

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

2

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · МОСКВА · 1966

Редакционная коллегия:

**В. В. БЕЛОУСОВ, А. А. БОГДАНОВ, 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. ШТРЕИС, А. Л. ЯНШИН**

Адрес редакции:

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

Март — Апрель

СОДЕРЖАНИЕ

Д. К. Рей. Некоторые черты тектоники мезо-кайнозойских складчатых поясов Индии	3
А. А. Богданов, П. Д. Гамкрелидзе, М. В. Муратов, В. Е. Хаин. Об изображении тектонических особенностей строения и развития Альпийской складчатой области на втором издании Тектонической карты Европы	15
Г. Р. Гертнер. Тектоника восточных Альп и некоторые предложения к легенде тектонических карт	26

Дискуссия

Л. И. Красный. По поводу выделения «переработанных ядер» и изображения на тектонических картах магматических образований	31
С. С. Шульц. О некоторых вопросах легенды тектонической карты Европы	32
А. Н. Шарданов. Замечания к легенде тектонической карты	33
Ж. Гогель. Замечания по поводу изменений, вносимых в легенду тектонической карты Европы	33
М. Лемуан. По поводу сообщений профессора Гертнера и профессоров А. А. Богданова, П. Д. Гамкрелидзе, М. В. Муратова, В. Е. Хаина	34
С. С. Шульц. О разных масштабах планетарной трещиноватости	36
Н. А. Богданов. Строение палеозойд запада Тихоокеанского кольца	43
Э. Б. Наливкина. О фундаменте раннепротерозойских эвгеосинклиналей	57
В. В. Богацкий. Тектоническая и магматическая неоднородность геосинклинальных прогибов и ее металлогеническое значение	63
К. Ф. Тяпкин, В. А. Нечаев, В. Д. Харитонов, В. М. Беланов, Г. Е. Козубская, В. Ф. Волкова, Б. Л. Гуревич, Ф. Г. Бабчук, М. Г. Распопова. О тектонике Украинского щита по геолого-географическим данным	72
В. Ф. Белый, С. М. Тильман. Тектоника и история развития Охотско-Чукотского вулканического пояса	83
Е. Д. Сулиди-Кондратьев, В. В. Козлов. О тектонической природе основных структурных элементов востока Сибирской платформы	95

Краткие сообщения

В. С. Архипов, Л. П. Полканова. О дислоцированности пермо-триасовых отложений Устьюрта	107
--	-----

Критика и дискуссии

Ю. М. Шейнманн. Еще раз о мобилизме	110
Н. А. Крылов, А. И. Летавин. К вопросу об орогенном этапе развития палеозойд (по поводу статьи А. А. Моссаковского)	122

Хроника

М. С. Нагибина. Выездная сессия Отделения наук о Земле г.л. Дальнем Востоке.	124
--	-----

March — April

CONTENTS

D. K. Ray. Some aspects of the Mezo-Cenozoic mobile belt of India	3
A. A. Bogdanov, P. D. Gamkrelidze, M. V. Mouratov, V. E. Khain. Representation of the tectonic characteristic features in the structure and development of the Alpine folded area on the tectonic map of Europe (2-nd edition)	15
Hans Rudolf von Gaertner. Tectonic of the Eastern Alps and some suggestions concerning the legend of tectonic maps	26

Discussion

L. I. Krasny. On the distinguishing of the «reworked cores» and representation of magmatic formations on tectonic maps	31
S. S. Shultz. On certain aspects of the legend of the tectonic map of Europe	32
A. N. Shardanov. Some remarks concerning the legend of the tectonic map	33
J. Gogel. Some remarks about changes introduced into the legend of the tectonic map of Europe	33
M. Lemoine. On the reports by Prof von Gaertner and Professors A. A. Bogdanov, P. G. Gamkrelidze, M. V. Mouratov and V. E. Khain	34
S. S. Shultz. On various scales of planetar jointing	36
N. A. Bogdanov. Paleozoic belt of the western part of the Circum Pacific	43
E. B. Nalivkina. On the basement of the Early Proterozoic eugosynclines	57
V. V. Bogatzky. Tectonic and magmatic heterogeneity of geosynclinal troughs and its metallogenic significance	63
K. F. Taipkin, V. A. Nechaev, V. D. Kharitonov, V. M. Belanov, G. E. Kozubskaja, V. F. Volkova, B. L. Gurevitch, F. G. Babtchuk, M. G. Raspopova. On tectonics of the Ukrainian shield according to geological-geophysical data	72
V. F. Belyi, S. M. Tilman. Tectonics and history of development of the Okhotsk-Chukotka volcanic belt	83
E. D. Sulidi-Kondratiev, V. V. Kozlov. On the tectonic nature of the main structural elements in the east of the Siberian platform	95

Short communications

V. S. Arkhipov, L. P. Polkanova. On dislocation of Permo-Triassic deposits of Ustyrt	107
---	-----

Critique and discussions

Yu. M. Sheinmann. Again on mobilism	110
N. A. Krylov, A. I. Letavin. On orogenic stages of evolution of paleozoides	122

Chronicles

M. S. Nagibina. Session of the Earth's Sciences of the USSR Academy of Sciences in the Far East	124
--	-----

Технический редактор *Е. А. Карпова*

Т-03528.	Подписано к печати 24/II—1966 г.	Тираж 1600 экз.	Зак. 6030.
Формат бумаги 70×108/16.	Печ. л. 11,2+3 вкл.	Бум. л. 4.	Уч.-изд. листов 12,9

УДК 551.24(234.3 + 235.1 + 235.2)

Д. К. РЕЙ

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТониКИ МЕЗО-КАИНОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ ИНДИИ¹

Гималайская и Нага-Лушайская геосинклинали и Бенгальский прогиб представляют собой мезо-кайнозойские подвижные пояса Индии. Гималайская и Нага-Лушайская геосинклинали были отделены друг от друга в геосинклинальную стадию их развития блоком Шиллонг-Микир-Мишми, а Припурский срединный массив частично отделял Нага-Лушайскую геосинклинали от Бенгальского бассейна. Собственно мезо-кайнозойская Гималайская геосинклинали располагалась в пределах Непальских Гималаев. Восточные Гималаи консолидировались преимущественно в герцинское время и подвергались омоложению в гималайском тектоническом цикле. Ядра антиклинориев Гималайского пояса слагаются в различной степени преобразованными и регенерированными породами докембрийского, каледонского и герцинского тектонических циклов. Однако возможно, что некоторые эпикаледонские и эпигерцинские платформы оставались малоподвижными или неподвижными в пределах Гималайского подвижного пояса и его краев в виде срединных массивов или краевых частей кратона. На восток в широтном направлении Гималайская геосинклинали замыкается, и Гималайский пояс продолжается в структурах, подвергшихся меньшей регенерации и характеризующихся более полным развитием каледонского и герцинского циклов. Это может служить доказательством наложенности тектонических процессов и постепенного сокращения геосинклинальных областей за счет консолидации их частей. Считается, что рифейский фундамент тянется от Индийского щита до Китайской платформы и характеризуется последовательной сменой на север каледонским, герцинским и гималайским складчатыми сооружениями и последовательными стадиями регенерации структур фундамента.

Нага-Лушайская геосинклинали имеет характер огромной эвгеосинклинали. В ней выделяется несколько стадий развития окраинных прогибов, завершившихся образованием краевого прогиба. Последний отделен от складчатой области узким региональным поднятием. Эти структуры осложняются чешуйчатыми надвигами на северо-востоке, где они выклиниваются у границы щита (платформы). Бенгальский прогиб характеризуется неполным геосинклинальным циклом, сменяющимся многогеосинклинальным развитием на обширной территории от раздробленного восточного края щита и до южных склонов Гаро-Шиллонгского плато. Края платформы, возможно, были областями развития палеозойско-мезозойских паралических бассейнов и юрско-мелового вулканизма, которые сменились в эоцене многогеосинклинальным развитием. Оба эти комплекса в районе дельты Ганга — Брахмапутры перекрыты сравнительно маломощными аллювиальными отложениями.

ВВЕДЕНИЕ

Несмотря на то, что Гималайские горы в течение миллионов лет подвергаются воздействию эрозии, они поднимаются на огромную высоту и представляют собой величайшую в мире горную систему. Эта горная система примыкает к обширным аллювиальным равнинам Инда — Ганга — Брахмапутры, протягивающимся на 3000 км на северо-западе, севере и востоке Индии, образуя естественную северную границу этой высочайшей части континента. Из-за разнообразного и расчлененного рельефа Гималаи все еще бросают вызов исследователям Земли, как в отношении трудностей перемещения, так и в отношении богатства све-

¹ Доклад, прочитанный на Международном коллоквиуме по тектонике Альпийской зоны в г. Тбилиси в октябре 1965 г.

дений об эволюции земной коры, которые они несут в своих хребтах. На северо-востоке и востоке эта горная система переходит в еще не расшифрованные горы Бирмы и, вероятно, имеет какую-то связь с Нага-Лушайской системой, которая прослеживается вдоль восточной границы Индии сначала с северо-востока на юго-запад, потом поворачивает на юг и, наконец, продолжается в меридиональном направлении под водами Бенгальского залива. Можно считать, что острова Андаман и Никобар Бенгальского залива представляют собой продолжение Нага-Лушайского пояса, хотя еще нет непосредственных доказательств, указывающих на правильность данного предположения.

В Гималаях широко представлены осадочные и кристаллические породы, имеющие возраст от архея до четвертичного времени, в то время как в Нага-Лушайском поясе преобладают меловые и более молодые образования. Несомненно, что обе эти горные системы активно развивались в последние периоды мезозоя и в большей части кайнозоя и, таким образом, они представляют собой пример мезо-кайнозойского горообразования в Индии.

Хотя геологические исследования Гималаев начались еще около ста лет назад, но их развитию препятствовала недоступность некоторых районов. До сих пор их горные вершины все еще хранят тайны, несмотря на продолжающиеся попытки их постичь. Не вызывает сомнения, насколько важно их узнать, особенно если учесть, что Гималаи — это продолжение Альпийского пояса на юго-востоке Азии. Но пройдет еще много лет прежде чем геологические исследования в этом районе достигнут удовлетворительного уровня. Еще не ясна связь между Гималайским и Нага-Лушайским складчатыми поясами.

Надо сказать, что это — район, где, вероятно, скрыты взаимоотношения Гималаев с Китайской платформой и Бирманскими поясами древней консолидации, и которые также могут указывать на взаимоотношения между участками позднемезозойского и кайнозойского развития подвижных поясов Индии.

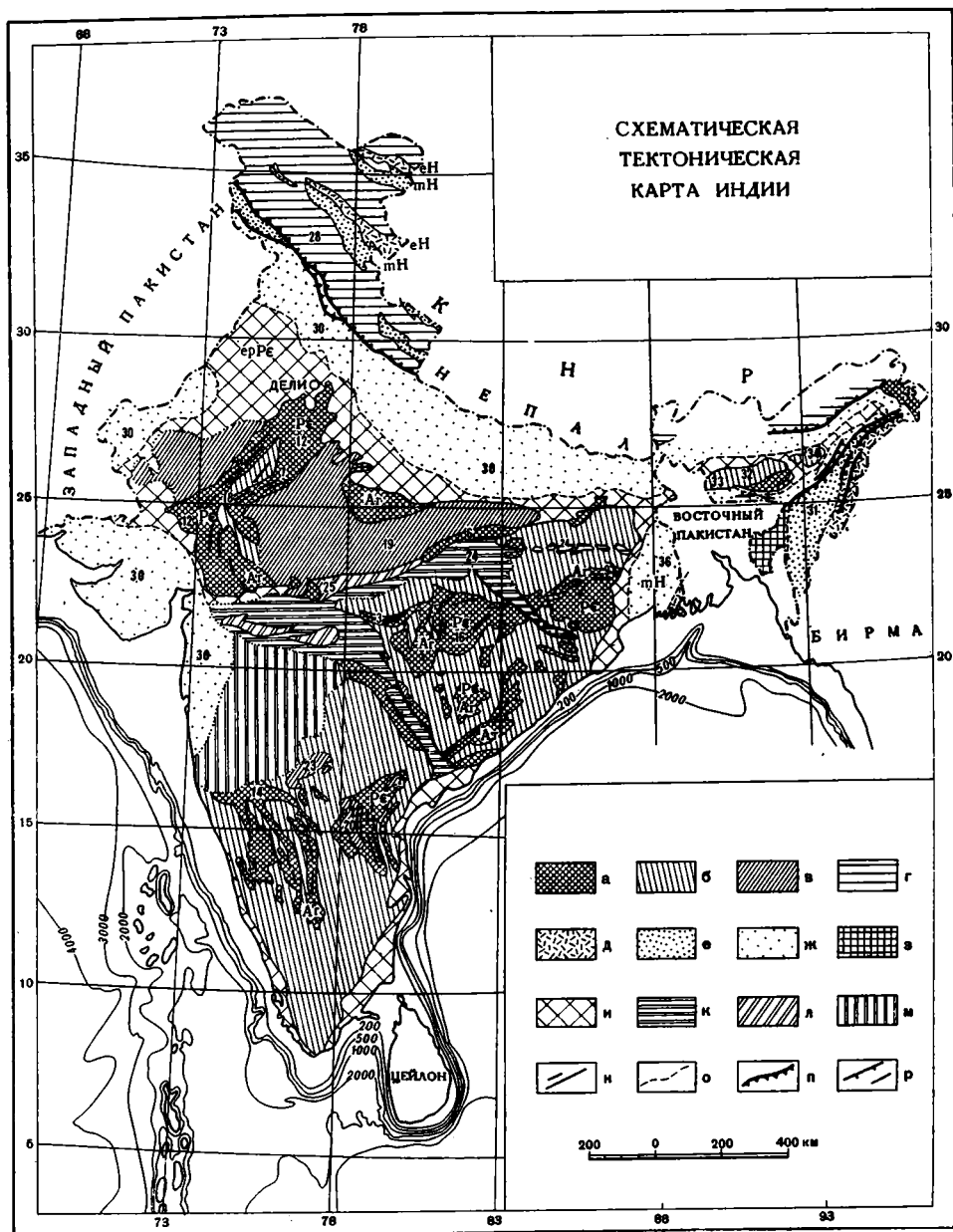
В этой статье на основании имеющихся данных кратко характеризуется тектоническое развитие Гималайского и Нага-Лушайского поясов, основные черты которого уже ясны. Дальнейшие исследования уточнят детали и помогут осветить неясные вопросы.

ГИМАЛАЙСКАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬ

Систематическое геологическое изучение, базирующееся на изучении весьма удаленных участков, должно быть основано на тщательном анализе сравнительной геологии. Что касается Гималаев, то на большей части этой горной страны встречаются выходы дотретичных отложений, особенно вдоль ядер крупных антиклинориев. Области развития третичных отложений сравнительно невелики и менее заметны; они располагаются по северному и южному краю пояса. Широкое развитие гнейсов и гранитоидов усложняет весь комплекс тектонической структуры, а серии шарьяжей в Кашмире, Гархвале и Кумаоне, примыкающие к склонам окраинной впадины, служат прекрасным материалом для изучения стратиграфической последовательности и тектонической эволюции.

МЕЗОЗОЙСКИЕ МИОГЕОСИНКЛИНАЛИ

Прежде чем говорить о палеозойских и допалеозойских образованиях ядер Гималайского антиклинория, необходимо рассмотреть план тектонического развития, начиная с мезозоя, так как, согласно имеющимся сведениям, Гималайский подвижной пояс возник в мезозое или, точнее, после триаса. После повсеместного герцинского орогенеза и консо-



Области архейской и протерозойской складчатостей.

a — области архейской (Аг) и протерозойской (Р) складчатостей; *б* — нерасчлененный архейский фундамент, места гранитизированный и переработанный архейской и протерозойской складчатостью; *в* — области виндийской складчатости. Области гималайско-нагалушайской складчатости; *г* — архейско-варисидийские массивы, переработанные гималайской складчатостью; *д* — эвгеосинклинальные области; *е* — миогеосинклинальные области; *ж* — краевые прогибы и окраинные депрессии, включая верхний структурный этаж; *з* — срединные массивы под мезозойским и кайнозойским чехлом платформенного типа.

Платформенный чехол на архейском, протерозойском и виндийском складчатом фундаменте.

и — нерасчлененный, в том числе области развития мезозойско-кайнозойского чехла на окраинных частях платформы; *к* — нерасчлененный мезозойско-кайнозойский платформенный чехол вдоль рифов, вытянутых опусканий и синеклиз на архейско-виндийском фундаменте; *л* — ненарушенный мезозойско-кайнозойский чехол в грабенах и грабен-синклиналях; *м* — эпивиндийская, эпигерцинская платформа и региональное опускание, характер чехла неизвестен.

Тектонические структуры: *н* — общие простирания в складчатых областях; *о* — краевые швы и региональные флексуры; *п* — надвиги и шарьяжи; *р* — крупные сбросы (нормальные и опрокинутые).
 Объяснение цифр: 1 — Дарвазская система. 2 — архей Восточных Гат. 3 — сосарская серия, 4 — сакольская серия, 5 — чипигатская серия, 6 — биджаварская серия, 7 — араваллийская серия, 8 — ганпурская серия, 9 — железорудная серия, 10 — шиллонгская серия, 11 — Куддапахская система, 12 — Делийская система, 13 — пахальская серия, 14 — каладжийская серия, 15 — пенгангская серия, 16 — Чаттисгархский бассейн, 17 — колханская серия, 18 — райальская серия, 19 — Виндийская система, 20 — курноольская серия, 21 — палнадская серия, 22 — суллавайская серия, 23 — бимская серия, 24 — Гондванские бассейны, 25 — владина Нармады, 26 — бассейн Тапи, 27 — бассейн Пурна, 28 — Гималаи, 29 — синклиналь Спити 30 — Передовой прогиб и окраинная депрессия Гималаев. 31 — Нагалушайский пояс, 32 — плато Шиллонг, 33 — горы Гара-Хизи, 34 — горы Микир, 35 — горы Мишми, 36 — Бенгальский бассейн

лидации коры в Центральной Азии и Китае образовались окраинные впадины, которые в дальнейшем преобразовались в первые миогеосинклинали Гималайского подвижного пояса. С ними связаны триасовые и юрские серии района Спити Гималаев, представленные слабодислоцированными известняковыми формациями. Ими сложен синклинорий, который краевыми дислокациями отделен от эвгеосинклинали на севере и в Кашмирском секторе от палеозойских и допалеозойских антиклинориев на юге. Продолжение данных миогеосинклиналей на восток — в высокогорных и малоизученных областях, расположенных к северу от долины Кулу, Гарвальских и Кумаонских Гималаев, — очень неясно. Платформенные участки или срединные массивы Тибетского плато, сложенные меловыми породами, вероятно, с востока обрамляют предполагаемые продолжения миогеосинклиналей.

МЕЛОВЫЕ ЭОЦЕНОВЫЕ (?) ЭВГЕОСИНКЛИНАЛИ

К северу от этих миогеосинклиналей в сериях Гюмаль и Чикким в районе Спити прослеживаются наиболее древние флишевые отложения Гималайского пояса с многочисленными толщами сингенетических офиолитов, причем почти весь этот разрез датируется как меловой. В ряде участков флишевого прогиба выступают линейно вытянутые блоки палеозойского фундамента и гранитные тела. Дислокации в пределах флишевого прогиба указывают на существование по меньшей мере двух стадий развития складчатости до конца эоцена. Флишевые прогибы замыкаются восточнее массива кристаллических пород Нанга — Парбат, и, очевидно, не заходят далее в Тибет. Это очень важная особенность, которая указывает на весьма ограниченное протяжение Гималайских эвгеосинклиналей, если считать, что на больших площадях выхода кристаллических пород в центральной части Гималайской горной системы не происходили глубокие процессы размыва этих геосинклиналей. Более того, к югу от района Спити не было эвгеосинклиналей позднего мезозоя и раннего кайнозоя так же, как в Гималайском горном поясе Непала, Бутане, Сиккиме и НЕФА¹. В эоцене эвгеосинклинальное развитие Гималаев полностью завершилось.

ТРЕТИЧНЫЕ ОКРАИННЫЕ И ПЕРЕДОВЫЕ ВПАДИНЫ И КРАЕВЫЕ ПРОГИБЫ

Следующий — третичный период тектонического развития проявился только в северо-западных частях малых Гималаев, где он выразился в образовании линейной блоковой зоны, сложенной известково-песчанисто-глинистыми нефтеносными и угленосными породами олигогенового — миоценового возраста, которые известны как серия Мурри.

Здесь отсутствуют крупные складчатые структуры, и толщи смяты в широкие пологие складки.

Образования, слагающие серию Мурри, не являются пресноводными и, видимо, отлагались в условиях морского или слегка опресненного бассейна вслед за инверсией эвгеосинклинали. Можно условно считать их отложениями третичной окраинной впадины, тем более, что не подходит никакое другое объяснение для их генезиса. Следующая группа мощных песчано-обломочных пресноводных осадков, объединяемая в сиваликскую серию, образует вытянутый пояс. Серия представлена несомненно посттектонической молассой, сложенной преимущественно песчаниками и конгломератами, и надвинута с севера на более древние третичные и дотретичные породы. Область распространения сиваликской серии характеризуется спорадическим развитием голоморфной и идиоморфной складчатости и простой структурой. Она отделяется от области распространения досиваликских пород крупным регио-

¹ НЕФА — NEFA (North-Eastern Frontal Agency) — название Северовосточных передовых гор в Гималаях (примечание редакции).

нальным разломом, известным под названием Главного Окраинного разлома, который представляет собой крутой надвиг. Вдоль этой структуры породы различного возраста — от архея до миоцена — контактируют или перекрывают сиваликские породы, возраст которых датируется от миоцена до плейстоцена. К югу эта моласса краевого прогиба сменяется плейстоценовыми и современными аллювиальными отложениями обширной впадины Инда — Ганга — Брахмапутры. В наиболее прогнутых частях этой асимметрической впадины мощность выполняющих ее толщ достигает 8000 м. Мало вероятно, чтобы аллювий имел такую мощность. Скорее всего глубокие участки прогиба заполнены дочетвертичными породами Гималайской геосинклинали. Местами из скважин были извлечены обломки раннепалеозойских, протерозойских и архейских пород. Как уже указывалось, данные аэромагнитной съемки в бассейне Ганга показывают, что кристаллический фундамент находится в самых глубоких его частях на глубине 8000 м. Поэтому вполне возможно, что значительная часть осадочного разреза содержит стратиграфические комплексы, которые могут заполнить пробелы в разрезе Индии. Бассейн Ганга охватывает большую часть переходной зоны между Гималайским антиклинорием — горным склоном краевого прогиба и Индийским щитом на юге. Этот прогиб асимметричен, ось его наибольшего погружения проходит близко к сиваликским формациям или к предгорному району, а по направлению на юг в сторону платформы он постепенно выклинивается. Аллювиальный покров развит повсеместно и полностью окаймляет края щита. Сейсмические исследования, проводимые в этих районах, еще не окончены, и пока неизвестны ни наклон поверхности фундамента, ни структуры осадочного чехла на платформенном склоне краевого прогиба. Даже местоположение оси прогиба пока еще не везде точно определено.

ДАННЫЕ О ХАРАКТЕРЕ ДРЕВНЕГО ФУНДАМЕНТА

Отдельные данные по глубинному строению третичных прогибов свидетельствуют о продолжении виндийско-рифейского основания под платформенным чехлом (в основном неконсолидированным), продолжающегося на большое расстояние в основании прогиба. Несомненно особенно интересно и то, что бурением в пределах склона краевого прогиба под сиваликской серией устанавливаются на глубине породы неопределенного возраста: позднепротерозойские и палеозойские, но основная их масса относится к позднему протерозою. Сходное строение прогиба Ганга прослеживается в районах, расположенных к югу от Гарвала, Кумаона и Непала. Особый интерес приобретает наличие на данной большой территории виндийско-рифейского фундамента, особенно потому, что непосредственно к северу от кристаллических пород Гималаев в Непале и за полосой развития мелового платформенного чехла и герцинских образований преобладают консолидированные рифейские складчатые пояса, в то время как край щита на этом участке сложен в основном виндийско-рифейскими многогеосинклинальными формациями. Если при последующих исследованиях будут получены данные о проявлениях каледонской герцинской складчатости, то они существенно дополнят окончательную интерпретацию тектонического развития Гималайского складчатого пояса, особенно в связи с тем, что, как было уже сказано, все Гималайские мио- и эвгеосинклинали замыкаются значительно западнее Гарвальско-Кумаонских секторов, и самая ранняя окраинная депрессия, выполненная чередованием различных фаций (посттектонические) также замыкается значительно западнее Непальских Гималаев. Только сиваликская молассовая серия слагает узкую полосу осадков вдоль всего южного края Гималаев, от Кашмира через Непал, Сиким и Бутан до НЕФА.

В области Нанга-Парбат к западу от Спити массивы гранито-гнейсов прорывают докембрийские и кембрийские метаморфические породы; южнее, в долине Сринагара и в соседних областях, развиты средне- и позднепалеозойские метаморфические породы, к которым с юга примыкают третичные молассы и другие осадочные породы различного типа. Сложная структура, сложенная описанным выше осадочным комплексом, обнажается по дороге от Кашмир-Хазара, продолжающейся в Пакистане, образуя крутой изгиб. Большая высота и крутизна рельефа мешают проводить детальные исследования в данном регионе, но уже давно стало известно об изгибе складок, который получил название «синтаксис». Аналогичный изгиб структур, прослеживающийся от Гималаев к поясу Нага-Лушай, был выявлен на крайнем северо-востоке Гималаев в Ассаме (серия НЕФА) и в горах Мишли. Он также был назван «синтаксисом». Считают, что обе эти структуры, известные под названием синтаксисы «Кашмир-Хазара», и «Ассам», обусловлены воздействием северного края Индийского щита, в настоящее время погребенного под рыхлым чехлом. В зависимости от характера изгиба предполагались различные планы тектонических движений. Вся эта концепция должна быть пересмотрена с терминологической точки зрения. По определению, данному Зюссом в интерпретации Штауба, синтаксисом называется район сближения осей поднятий и не подразумевается резкого изменения в простирании. Изменения простирания можно назвать принятым для этого словом «виргация». Что касается Ассамского синтаксиса, то Гималайский и Нага-Лушайский подвижные пояса, кажется, далеко отстоят друг от друга из-за вклинившегося между ними архейско-докембрийского блока или срединного массива, который выходит на поверхность в горах Микир, в массиве Мишми, и продолжается под платформенным чехлом между ними. Только отложения самого верхнего этажа в передовой депрессии в Гималаях, вероятно, перекрывают периферию массива Мишми от Гималайского пояса до передовой депрессии Нага-Лушайского пояса. Данные породы представляют собой посттектоническую молассу, и их распределение связано как с дифференцированными движениями краев щита, так и с характером рельефа. По существу, представление о Гималайско-Нага-Лушайском звене и изгибе его вокруг выступа щита в значительной степени несостоятельно. С другой стороны, в Кашмирско-Хазарском синтаксисе совсем не наблюдается линий сближения. Только позднепалеозойские и эоценовые отложения окружают угол платформы и проходят районы Синда и Балуджистан в Пакистане. Таким образом, и эта структура не является «синтаксисом» в правильном смысле этого термина. С другой стороны, интересно отметить, что дальше на север в Кашмире наблюдается схождение простираний, идущих из Афганистана и Памира, в районы Нанга-Парбат и Галгита, и эти структуры действительно образуют синтаксис. Удивительно, что этот район представляет пример настоящего синтаксиса, но термин был употреблен для совершенно другой структуры.

ДОМЕЗОЗОЙСКИЕ ЯДРА АНТИКЛИНОРИЕВ И ИХ ЭВОЛЮЦИЯ

Ранее уже отмечалось, что большая часть Гималайского пояса сложена метаморфизованными, сильно нарушенными палеозойскими и допалеозойскими породами. Возраст этих пород колеблется от архея до перми. Они представлены почти всеми типами фаций (кроме молассы), в различной степени метаморфизованными, вплоть до интенсивной гранитизации и метасоматоза. В них обнаруживаются следы многократных деформаций и переработки, с серией разновозрастных надвигов и шарьжей, в результате которых они смещены к южной окраине главного Гималайского пояса. В настоящее время известны лишь литология, возраст и крупные региональные структуры, образованные этими породами.

Однако остаются неизвестными взаимоотношения этих структур, их эволюция, а также характер метаморфических переходов этих пород в граниты. Метаморфические толщи слагают обширные антиклинории и их ядра в области, расположенной между миогеосинклиналью Спити и Главным пограничным разломом, который отделяет их от сиваликского верхнего структурного этажа окраинной депрессии. В качестве предварительной попытки объяснения характера этих формаций в разрезе были выделены фациальные комплексы (группы) пород. Это привело к выявлению архейско-рифейских метаморфических граувакк, тесно связанных с гнейсами и гранодиоритами; были выделены также каледонские граувакки и ортокварцит-карбонаты, и сходные ассоциации герцинских циклов, а кроме того — каледонские и герцинские эффузивы геосинклинального типа, среди которых несомненно преобладают герцинские образования. Остается еще много районов, где было невозможно провести подобное расчленение на комплексы. Это касается главным образом гнейсов, по которым невозможно определить характер первоначальных осадков. О сложных структурах, образованных этими формациями, уже говорилось выше, а их многократная тектоническая переработка не только усложнила форму структур, но и запутала порядок напластования. Ассоциация с гнейсами или постепенный переход в гнейсы, кажется, представляет собой обычное явление, особенно для формаций докембрийского и каледонского циклов. Породы герцинского цикла более легко поддаются анализу, особенно в северо-западных районах Гималаев, где можно встретить достаточно хорошо сохранившиеся серии вулканических пород в ассоциации с флишем, агломератовыми сланцами и ортокварцит-карбонатными породами. Переход метаморфических герцинских пород в гнейсы не очень отчетлив, но хорошо заметна приуроченность гранитов к породам герцинского цикла. Каледонские и докембрийские комплексы в большинстве случаев надвинуты на герцинские, а иногда и полностью перекрывают их. Эта особенность становится выраженной все отчетливее к востоку, где в Гарвале и Кумаоне породы герцинских комплексов слагают шарьяжи и узкие надвинутые чешуи. Герцинский пояс погружается под предгималайскую молассу бассейна Сринагар, представляющего собой типичный межгорный прогиб.

Можно дать только логическое объяснение отмеченным особенностям тектонического строения и развития этой области. Во время каледонской и докаледонской консолидации образовался фундамент Гималайской геосинклинали. В процессе ее развития и завершающей инверсии участки фундамента разного возраста играли различную роль, что обусловило сложное сочетание структур и размещение древних ядер антиклинориев. Постепенное сокращение площади, занятой гималайскими отложениями, и миграция оси пояса на восток, где широко были распространены каледониды и докаледониды, представляет собой другую интересную особенность. В восточной части Гималаев с большей уверенностью можно предположить развитие докаледонской гнейсовой ассоциации, чем образование гнейсов в каледонском этапе. В западной части Гималаев мио- и эвгеосинклинальные каледонские осадочные комплексы и гнейсы местами почти не разделимы. Это, естественно, заставляет нас подчеркнуть существенное различие в степени и интенсивности регенерации каледонского фундамента, если мы будем двигаться из главной области Гималайских геосинклиналей на восток, в области, где каледониды играли второстепенную роль во время гималайского цикла. В то же время непрерывность развития тектонических структур в широтном направлении и очевидное наложение различных геосинклинальных циклов требуют еще подтверждения, хотя такая закономерность была установлена во многих местах. Герцинский блок в северо-западных Гималаях был сравнительно пассивен в Гималайском цикле развития, однако в некоторых местах наблюдается регенерация герцинского фунда-

мента и даже образование гнейсов и гранитных интрузий. Докаледонский же фундамент повсюду подвергался частичной или полной регенерации и гранитизации.

Все эти наблюдения важны в том смысле, что они могут указывать историю развития и различия характера деятельности более ранних этапов консолидации — герцинского, каледонского и докаледонского в области Гималайской геосинклинали, а также свидетельствуют о региональном перемещении и наложении различных тектонических циклов друг на друга.

После пост-герцинской консолидации метаморфизованные и деформированные палеозойские породы и регенерированные допалеозойские отложения образовали более молодые платформы. Часть этих молодых платформ была в последующем вовлечена в складчатость и, таким образом, служила фундаментом для Гималайских геосинклиналей. Отдельные области последних явились центрами консолидаций внутри геосинклиналей и служили срединными массивами. Их подвижность во время гималайского тектонического цикла во многом зависела от степени консолидации. Третья группа этих молодых платформ, где земная кора потеряла подвижность, стала платформами в строгом смысле слова. Дальнейшая эволюция этих территорий могла идти следующими путями.

1. Эпигерцинский фундамент был вовлечен в гималайский тектонический цикл и частично переработан и регенерирован.

2. Эпигерцинские срединные массивы характеризовались разными типами развития: одни оставались стабильными, а другие были деформированы во время гималайского тектонического цикла.

3. Ссбственно эпигерцинская платформа оставалась стабильной во время всего гималайского тектонического цикла, и частично происходило наращивание ее площади за счет окраинных частей краевых или передовых впадин или прогибов Гималайской геосинклинали.

Такая предполагаемая эволюция, по-видимому, объясняет существование постоянной ассоциации регенерированных и переработанных блоков докембрийских гнейсов и каледонских платформ, а также структур, сложенных этими, уже регенерированными образованиями.

ВОСТОЧНЫЕ ГИМАЛАИ И ВЕРОЯТНОСТЬ ИХ АКТИВИЗАЦИИ ВО ВРЕМЯ ГИМАЛАЙСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО ЦИКЛА

Выше указывалось, что развитие Гималайских мио- и эвгеосинклиналей было много западнее Непальских Гималаев, в результате чего каледонские платформы или ядра консолидации не несут следов переработки в эпоху гималайского цикла. В то же время в ряде районов восточных Гималаев преобладают метоморфические комплексы каледонских и докаледонских регенерированных структур основания, которые были надвинуты на юг, на структуры герцинского цикла. В свою очередь герциниды в последнюю фазу гималайского цикла были подвинуты на третичные образования Сиваликской окраинной впадины, испытавшей в данный период развития частичную инверсию.

На севере центральной части Гималаев эта окраинная впадина или краевой прогиб Гималаев резко сужается, а границы в значительной своей части скрыты под чешуями и шарьяжами каледонских и докаледонских образований. Восточнее, главным образом в Дарджильских Гималаях, каледонские и докаледонские структуры иногда надвинуты на сравнительно молодые или даже позднплейстоценовые толщи гималайской молассы и на находящуюся между ними узкую полосу распространения герцинского флиша и карбонатных пород. Еще восточнее в НЕФА вплоть до массива Мишми, этот тектонический план сохраняется, но расширяется площадь выхода герцинских образований, подстилающих гималайскую молассу.

Структуры к востоку от Гарвальских Гималаев сложены образованиями, одновозрастными с гималайским геосинклинальным комплексом, но отлагавшимся в существенно отличных тектонических условиях; докембрийско-герцинский фундамент здесь переработан в различной степени, причем интенсивность регенерации основания постепенно ослабевает от более ранних к более поздним циклам. Более отчетливо выделяются герцинские складчатые структуры, слагающие внутренний блок, вовлекавшийся в тектонические движения в различные этапы тектонических движений, особенно в последнюю и посттектоническую стадию развития, и надвинутый на сиваликские породы, а иногда даже на древний аллювий. Отсутствие типичных геосинклинальных формаций гималайского цикла в этом районе не позволяет нам высказать предположение о продолжении прогибов Гималайской геосинклинали в эти области, но доказательство гималайских тектонических деформаций и продолжение посттектонического Гималайского краевого прогиба говорят о том, что эпигерцинская платформа (срединный массив) подвергалась активизации в последние стадии гималайского цикла и была вовлечена в движения, обусловившие образование Гималайского моласового бассейна. По существу, восточные Гималаи в лучшем случае представляют собой герцинские подвижные пояса, активизированные в гималайском тектоническом цикле. Ряд сопоставлений с другими регионами приводит нас к некоторым интересным выводам. На Китайских платформах, и древних, и эпигерцинских, известны случаи активизации, в том числе даже в третичное время. Последние наблюдения в Восточных Гималаях не противоречат такому выводу, тем более, что он подтверждается геологическими данными на примыкающих территориях и на Тибетском срединном массиве.

Однако Восточные Гималаи до сих пор недостаточно изучены. Автору очень хотелось отметить Восточные Гималаи в основном к активизированным в более поздние эпохи области герцинской складчатости и таким способом избежать критики, поскольку большая детализация требует определенных доказательств и на данной стадии она преждевременна.

ПРОТЯЖЕННОСТЬ ГИМАЛАЙСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛИ, НАЛОЖЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЦИКЛОВ И СОВРЕМЕННОЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

На основании приведенного выше анализа можно прийти к выводу о том, что Гималайская геосинклинали не простирались на юго-восток за пределы Гарвальско-Кумаонских Гималаев. Следовательно, Средиземноморская геосинклинали в своем восточном продолжении ограничена этим районом и не продолжается в пределы Тихоокеанских островных дуг. Кроме того, мезозойский тектонический цикл восточно-азиатских геосинклиналей и поздне третичный тектонический цикл не имеют между собой ничего общего, и поэтому нет никаких данных для предположения, что Гималаи продолжаются до границы Бирмы. С другой стороны, кажется более логичной гипотеза о существовании в Гарвальско-Кумаонских Гималаях герцинской складчатой системы.

Другой вывод, вытекающий из этого анализа, это — наложение по меньшей мере каледонского, герцинского и гималайского тектонических циклов друг на друга и отсутствие перерывов между ними. Пересечение простираний каледонских и герцинских структур под мезозойским платформенным чехлом в Тибете и под Гималайским краевым прогибом в бассейне Ганга, на которое указывалось ранее, остается еще не доказанным, а выходящие на поверхность и изученные разрезы каледонид и герцинид слишком отрывочны. Тем не менее тектоническое развитие Китайской и Центрально-Азиатской платформ, особенно при включении в них областей рифейской складчатости, по-видимому, может свидетель-

ствовать о постепенном сокращении площадей геосинклинальных областей с рифейского времени или начиная с эпохи последней крупной регенерации.

Син- или постгималайская активизация эпигерцинской и более молодых платформ и дальнейшее расширение Гангского краевого прогиба по всей предгималайской области могут служить еще одним доказательством наличия регенерации, захватывавшей постепенно все более и более южные территории. Если к этому добавить данные о Китайской платформе, то они не подтверждают мысль о том, что кора в своем развитии постепенно приближается к сравнительно спокойному тектоническому состоянию, которое характеризуется полого залегающими осадками в океанических желобах и ослаблением движений блоков земной коры на платформах. Идея направленного развития земной коры от состояния покоя к последующим эпохам регенерации, которые последовательно сменяют друг друга, также опровергается историей Гималаев и изучением развития некоторых платформенных рифтовых зон и авлакогенов.

НАГА-ЛУШАЙСКАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬ

Нага-Лушайская геосинклиналь, прослеживающаяся вдоль восточной границы Ассама (Индия), характеризуется несколько иными чертами строения. К сожалению, небольшое количество геологических материалов, которыми мы располагаем, не позволяет провести для нее детальное структурное районирование. Начиная с мелового времени, Нага-Лушайская эвгеосинклиналь протягивалась на юго-запад и на запад, далеко за пределы островов Андаман и Никобар. Значительная часть этой эвгеосинклинали, вероятно, скрыта водами Бенгальского залива, и истинный характер слагающих ее комплексов остается неясным. Тем не менее, здесь были установлены мощные толщи флишевого типа и связанные с ними ультраосновные и основные изверженные породы. К западу и северо-западу этот пояс постепенно погружается под субграувакковые молассы позднектонических и посттектонических впадин. Раньше считали, что центральная и южная части Ассама, сложенные различными по своему составу и характеру условий накопления песчаниками и сланцами, возможно прошли миогеосинклинальное развитие. Однако последние исследования осадочных пород свидетельствуют о том, что чередование разнообразных толщ субграувакковых моласс прослеживается к западу и к северо-западу вплоть до докембрийского щита, выступающего в горах Микир-Мишми, и до сравнительно стабильного срединного массива Трипура. Последний под этими отложениями, вероятно, простирается до района гравитационного максимума Читтагона.

Вероятно, распространение этих комплексов отвечает последовательным стадиям развития фронтальных и окраинных депрессий или краевого прогиба, на протяжении от олигоцена до плейстоцена постепенно перекрывающих области щита или обширный докембрийский срединный массив между плато Шиллонг и горами Мишми. Последняя стадия развития краевого прогиба представлена субграувакковыми — субаркозовыми отложениями, близко примыкающими к выступу щита. Остальная часть этой окраинной депрессии, видимо, перекрывает эвгеосинклинальную структуру. Здесь в ней были установлены месторождения угля и нефти. В северо-западном направлении структура окраинной депрессии усложняется. К востоку Дизангская или Нага-Лушайская эвгеосинклиналь продолжается на территорию Бирмы, где она остается еще пока практически не изученной.

В структурном отношении для эвгеосинклинали характерны ряд продольных разрывных нарушений и интенсивная голоморфная складчатость. К западу в окраинной депрессии развиты широкие голоморфные складки, которые далее к западу переходят в прерывистые, а затем в коробчатые складки срединных массивов. На северо-востоке эти структуры сближаются и, усложняясь разрывными нарушениями, приобре-

тают большую сложность. Здесь проходит региональный разлом, отделяющий эти структуры от платформы. Разлом выражен дислокацией Дауки — Халфлонг — Дизанг и сбросом Нага, которые на востоке и юго-востоке сменяются рядом чешуйчатых надвигов различной амплитуды, рассекающих толщи и образующих очень сложные системы разрывных нарушений.

Краевой прогиб на севере примыкает к щиту, который образует здесь плато Шиллонг и выступ Микир-Мишми. Южные склоны плато Шиллонг характеризуются миогеосинклинальными отложениями юры — мела, которые южнее перекрыты аллювиальным чехлом массива Трипура и осадками краевого прогиба Нага-Лушайской геосинклинали.

Развитие краевого прогиба Нага-Лушайской геосинклинали началось в олигоцене и продолжалось вплоть до раннечетвертичного времени. Дислокация Дауки — Халфлонг — Дизанг затухает в виде моноклинали к югу от плато Шиллонг. Очевидно, ее развитие приурочивается к завершающим стадиям развития Нага-Лушайской геосинклинали. Краевой прогиб Ганга — Брахмапутры, Нага-Лушайская геосинклинали и краевой прогиб Нага разделены плато Шиллонг и выступом Микир-Мишми, причем аллювиальные осадки между ними развиты повсеместно, что объясняется, вероятно, сближением окраинных депрессий. Различные стадии развития Нага-Лушайской геосинклинали еще должны быть изучены, и сейчас в этом направлении проводятся исследования.

БЕНГАЛЬСКАЯ ВПАДИНА

Бенгальская впадина ограничивается восточным краем щита, Трипурским срединным массивом и плато Раджмахал-Гаро-Шиллонг, являющимся продолжением щита. Она выполнена неполным разрезом среднетретичных образований (?) эвгеосинклинального типа, изученных весьма детально. На юг образования впадины погружаются под воды Бенгальского залива. Линия шарнира этого прогиба проходит вблизи Калькутты, простираясь с северо-востока на юго-запад. Мощные миогеосинклинальные осадки (начиная с эоцена) развиты западнее эвгеосинклинального разреза впадины, и были прослежены бурением до глубины 3500 м. Эта миогеосинклинали, основание которой сложено юрско-меловыми изверженными породами, заканчивается у щита. Восточный край последнего, вероятно, на значительном протяжении разбит разломами и перекрыт позднепалеозойскими — мезозойскими паралическими осадками, прослеживающимися от грабенных и приразломных впадин внутрикратонных областей¹.

На севере Бенгальская впадина, очевидно, обрамляется погружением щита между горами Раджмахал и Гаро. Кристаллический массив с севера на юг погружается под аллювиальные отложения дельты Ганга, мощность которых достигает 300—400 м. Восточная часть гор Гаро (продолжение плато Шиллонг), возможно, рассечена разрывным нарушением, проходящим с северо-запада на юго-восток, вдоль западного края массива Трипура. Истинный характер этого нарушения и связанных с ним разломов еще не выяснен, и его значение в истории развития Бенгальского залива многими исследователями недооценивается до настоящего времени. На северо-востоке Бенгальский залив подходит к основанию плато Шиллонг, а миогеосинклинальные комплексы пород на склонах плато сопоставляются по керну глубоких скважин с западной миогеосинклиналью Бенгальской впадины. Восточный борт впадины расположен на территории Восточного Пакистана, где сейчас геологами-нефтяниками проводятся детальные исследования. До сих пор их данные еще не опубликованы, и это не позволяет дать детальную характеристику впадины в целом.

¹ Автор считает Бенгальскую впадину геосинклинальной, хотя по всем признакам она принадлежит к Индийской платформе (примечание редакции).

Таким образом, Бенгальская впадина, которая в районе дельты Ганга — Брахмапутры частично перекрыта широким аллювиальным шлейфом, очевидно, представляет собой неполно развитую геосинклиналь. Неизвестно, продолжается ли развитие этой геосинклинали в современную эпоху, но весь этот район в целом сейчас не испытывает каких-либо заметных движений. В частности, значительная часть геосинклинали находится под водами залива или расположена за пределами государственной границы, где возможности для ее изучения ограничены. Автор с нетерпением ждет новых данных для более обоснованной интерпретации геологии Бенгальского залива и того времени, когда будут доступны данные по строению впадины на территории соседней страны. Необходимо отметить, что аллювиальный чехол дельты в действительности не очень мощен даже в южных областях, где последние исследования позволили установить сравнительно неглубокое залегание плейстоцена на плиоценово-эоценовых сериях, сложенных в основном ортокварцит-карбонатами и аргиллитами.

ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

В этой попытке рассмотреть некоторые черты мезо-кайнозойских подвижных поясов Индии мы уделили особое внимание широкому региональному тектоническому анализу. Выводы, сделанные в этой работе, следует рассматривать как результат анализа имеющихся в настоящее время данных, и автор прекрасно понимает, какой огромный объем работ надо еще осуществить для подтверждения этих гипотез. В настоящее время ограниченное развитие Гималайской геосинклинали, существование в ней более древних тектонических циклов, возможно герцинский характер Восточных Гималаев, своеобразие развития Нага-Лушайской геосинклинали, незавершенное геосинклинальное развитие Нага-Лушайской геосинклинали, незавершенное геосинклинальное развитие Бенгальского бассейна и разделение Гималайской геосинклинали, Нага-Лушайской геосинклинали и Бенгальского бассейна выходом щита Раджмахал — Гаро — Шиллонг — Микир — Мишми и срединным массивом Трипура, кажется, являются самыми важными чертами мезо-кайнозойских подвижных поясов Индии.

Геологическая служба Индии
и Геофизический институт
Университета Аляски, США

Статья поступила
6 сентября 1965 г.

D. K. R A Y

SOME ASPECTS OF THE MESO-CAINOZOIC MOBILE BELTS OF INDIA

The Himalayan and the Naga-Lushai geosynclines and the Bengal Basin represent the Meso-Cainozoic mobile belts of India. The Himalayan and the Naga-Lushai geosynclines were separated from each other during the major part of their evolution by the Shillong-Mikir-Mishmi wedge, while the Tripura median massif separated the Naga-Lushai geosyncline and the Bengal Basin, at least partially. The true Himalayan geosyncline (Meso-Cainozoic) did not extend beyond the Nepal Himalayas. The eastern Himalayas are largely Hercynian in consolidation but had suffered a reactivation during the Himalayan tectonic cycle. The Bengal Basin shows an incomplete eugeosynclinal development preceded by an extensive miogeosyncline extending from the warped or faulted edges of the eastern part of the peninsular shield to the southern slopes of the Garo-Shillong plateau.

Geological Survey of India and
Geophysical Institute, University of Alaska, USA

УДК 551.24(234.3+235.1+235.2)

А. А. БОГДАНОВ, П. Д. ГАМКРЕЛИДЗЕ, М. В. МУРАТОВ,
В. Е. ХАИН**ОБ ИЗОБРАЖЕНИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ
СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ АЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ
НА ВТОРОМ ИЗДАНИИ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЫ ЕВРОПЫ¹**

В статье рассматриваются пути возможного улучшения изображения тектонической структуры и истории развития Альпийской складчатой области на тектонической карте, в связи с подготовкой второго издания Международной тектонической карты Европы.

Авторы предлагают учесть различия складчатого основания Альпийской области и выделить в ее пределах участки, где альпийские геосинклинальные прогибы развились на герцинском и байкальском основании, а также где было непрерывное геосинклинальное развитие от палеозоя к мезозою. Предлагается четкое выделение структурных этажей.

I

О ВТОРОМ ИЗДАНИИ МЕЖДУНАРОДНОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЫ ЕВРОПЫ

Последняя сессия Комиссии Международной геологической карты мира, состоявшаяся во время заседаний XXII Международного геологического конгресса (Нью-Дели, декабрь, 1964 г.) рекомендовала Редакционному комитету Международной тектонической карты Европы организовать обсуждение широкими кругами геологов всех европейских стран первого варианта тектонической карты Европы масштаба 1 : 2 500 000, изданного на английском, французском и русском языках в 1964 г. Это обсуждение должно предшествовать началу работ по созданию второго варианта этой карты, и на его основе могут быть разработаны рекомендации по дальнейшему улучшению содержания карты.

На протяжении января — сентября 1965 года в ряде европейских стран были организованы специальные заседания, посвященные анализу содержания карты Европы. В СССР подобные обсуждения были проведены в Москве, Ленинграде и Киеве, где они были организованы Тектоническим комитетом и Комиссией по Международным тектоническим картам АН СССР².

Проведенный в Тбилиси коллоквиум по тектонике Альпийской складчатой области был одной из форм дальнейшего обсуждения этой общей проблемы. Участники коллоквиума продемонстрировали особенности строения значительной части Альпийской складчатой области Европы,

¹ Статьи А. А. Богданова, П. Д. Гамкредидзе, М. В. Муратова и В. Е. Хаина, а также Г. Р. Гертнера представляют текст докладов, представленных на Международный коллоквиум по тектонике Альпийской складчатой области, состоявшийся в сентябре — октябре 1965 г. в г. Тбилиси, и касаются общих вопросов строения Альпийской складчатой области и методов ее изображения на тектонических картах. Далее публикуются материалы дискуссии по этим докладам — выступления Ж. Гогеля, М. Лемуана, Л. И. Красного, А. Н. Шарданова и С. С. Шульца. Другие участники дискуссии текст своих выступлений не подготовили.

² Обзор итогов этих совещаний и ряд критических статей, посвященных изданной Международной тектонической карте Европы, опубликованы в № 5 журнала «Геотектоника» за 1965 г.

Северной Африки и Азии — от складчатых цепей Марокко, Алжира, Туниса и Пиренеев до Малой Азии, Кавказа, Ирана и Гималаев. Это дало возможность подойти к проблеме наиболее рационального изображения на тектонических картах структуры ее различных частей.

Авторы данного доклада, непосредственно участвовавшие во всех этапах создания первого варианта тектонической карты Европы, не только использовали личный опыт и собственные выводы, но также учли и соображения различных геологов, высказавших различные пожелания о дальнейших улучшениях содержания данной карты и методики составления обзорных тектонических карт.

Как известно, изданная в 1964 г. тектоническая карта Европы масштаба 1 : 2 500 000 была первым обобщением всех главнейших сведений о тектоническом строении Европы, выполненным усилиями очень большого коллектива геологов различных геологических учреждений всех европейских стран. В процессе создания этой карты возникло большое число различных новых тектонических проблем, которые далеко не во всех случаях удалось разрешить. Для ряда территорий (Ближний Восток) авторы не смогли собрать удовлетворительных сведений. Оценки строения ряда других областей были произведены в предварительной форме. Среди различных вопросов изображения тектонической структуры Европы значительной дальнейшей разработки продолжали требовать приемы показа структурных элементов складчатых систем и истории их развития.

Все это вызывает необходимость попытаться дать новый, более совершенный синтез тектонического строения Европы.

Редакционный комитет тектонической карты Европы еще в декабре 1962 г. принял решение приступить к созданию нового варианта этой карты с более широким охватом окружающих Европу пространств. При этом было установлено, что на новой карте должно быть дано изображение не только материковых пространств, но дна океанов и внутренних морей. Масштаб карты было решено сохранить 1 : 2 500 000.

Новая географическая основа, подготовленная для составления второго варианта тектонической карты Европы, в отличие от прежней основы, охватывает площадь в 20 листов большого формата. Помимо Европы в нее входит северная часть Атлантики, большая часть Гренландии, Арктический бассейн в пределах его южного шельфа, Западно-Сибирская низменность вплоть до западного окончания Таймыра. На юге нижний ряд листов охватывает север Африки и Аравийский п-ов до Персидского залива включительно. Соответственно в пределы карты входит значительная часть альпийского складчатого пояса, от Гибралтара на западе до территории Ирана на востоке.

Новая географическая основа значительно лучше и полнее приспособлена для изображения тектонического строения суши и океанических пространств, чем та основа, которой мы пользовались при составлении первого варианта тектонической карты Европы. При ее исправлении и дополнении учтены все пожелания авторов первого варианта карты.

Редакционный комитет признал, что основные принципы, положенные в основу составления легенды тектонической карты Европы, не должны подвергаться изменениям. Этими основными принципами, как известно, является выделение на карте областей различного возраста складчатости и различного режима развития. Эти принципы, воплощающие в себе историко-геологический метод — ведущий метод современной теоретической геологии, — в настоящее время завоевывает себе все более широкое признание и приняты в качестве основы создания легенды Международной тектонической карты мира.

Таким образом, при обсуждении легенды карты Европы речь идет не об ее коренном изменении, а о дальнейшем совершенствовании,

углублении, теоретической разработке и конкретизации содержания выделяемых подразделений.

В процессе работы над первым вариантом тектонической карты Европы возникало много специфических трудностей изображения каждой из естественных тектонических областей и их структурных элементов.

В частности, можно отметить неоднократно обсуждавшиеся проблемы изображения: 1) щитов и плит древних платформ и выступающих в их пределах складчатых поясов докембрийского возраста, 2) областей палеозойских складчатостей и развивающихся на них эпипалеозойских плит, 3) Альпийской складчатой области, 4) структуры океанических пространств и дна внутренних морей, 5) форм проявления магматической деятельности и их связей с тектоническими движениями и тектонической эволюцией и т. д.

По мнению редакционного комитета, все эти проблемы и частные вопросы необходимо теперь же ясно сформулировать с тем, чтобы постараться их наиболее удовлетворительно разрешить в процессе создания второго варианта международной тектонической карты Европы.

II

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ АЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ И ИЗОБРАЖЕНИЕ ЕЕ СТРУКТУРЫ НА ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЕ

1. Проблема структуры палеозойских и более древних образований в пределах Альпийской складчатой области

В основу изображения Альпийского пояса на первом варианте карты Европы была положена идея, высказанная Г. Штилле, Н. Шатским, М. Муратовым и рядом других геологов, о том, что альпийская геосинклинальная область Евразии и Северной Африки возникла в процессе частичной регенерации значительно более обширной палеозойской геосинклинальной системы, завершившей свое развитие в конце палеозоя. Это положение оказывается справедливым лишь для Западно-Средиземноморского сегмента Альпийско-Гималайской системы (Пиринеи, Бетская Кордильера, Риф-Телль, Альпы), а также северной полосы более восточных частей (Карпаты, Стара Планина, Понтская зона Анатолии, Крым, Северный Кавказ). Однако оно не может быть применено к остальной части Альпийской складчатой области. В пределах обширной площади юго-восточной Европы и Ближнего Востока, в особенности в Иране, Белуджистане, Каракоруме и Гималаях, по существу, не наблюдается проявлений варисцийских складчатости и горообразования, а для значительной части этой территории даже вообще геосинклинальный характер развития в течение палеозоя во многом ставится в настоящее время справедливо под сомнение (И. Штёклин, Л. Дюбертре).

Отсюда следует, что принятое на изданной карте однотипное изображение выходов палеозойского основания («древних ядер»), отличающееся лишь степенью детальности расчленения на структурные этажи (в одних случаях V_1 , V_2 , в других просто P_2), представляет собой чрезмерную схематизацию существующих природных соотношений. К тому же в качестве нижнего варисцийского структурного этажа на карте выделены явно доварисцийские метаморфические образования верхнего докембрия и древнего палеозоя (в основном нижнего кембрия). Накопленные к настоящему времени данные дают возможность полагать, что эти образования относятся к совершенно самостоятельному структурному комплексу — основанию, который может быть по возрасту квалифицирован как байкальский. Байкальский метаморфический геосинклинальный комплекс и составляет древнее основание значительных пространств восточных частей Альпийского пояса Евразии.

Что же касается собственно палеозоя, то в пределах Альпийского пояса мы можем различить несколько типов его тектонического развития.

Первый тип, представленный в Западном Средиземноморье и в полосе от Карпат и Старой Планины до Северного Памира, характеризуется достаточно типичным геосинклинальным разрезом палеозоя, интенсивным проявлением варисцидной складчатости и метаморфизма, а также энергичным варисцидным завершающим горообразованием и широким развитием позднепалеозойских гранитоидов. Здесь в палеозое достаточно отчетливо выделяются два структурных этажа: нижний, отвечающий периоду геосинклинального погружения, охватывающий отложения от ордовика или силура до нижнего карбона включительно (V_g), и верхний, соответствующий герцинской молассе и обнимающий отложения от среднего карбона до верхней перми или нижнего триаса включительно (V_{or}). При этом верхний этаж обычно легко подразделяется на два подэтажа: первый из них отвечает ранней, обычно угленосной молассе S_{2+3} (V_{or_1}), второй — поздней красноцветной, иногда вулканогенной молассе (V_{or_2}).

В нижнем этаже иногда слабо проявляется несогласие между ордовиком и силуром или силуром и девоном, что так же дает основание подразделить его на два подэтажа (V_g или CV_1 и V_2), но характерным вообще для альпийского пояса является непрерывное геосинклинальное развитие в течение всего палеозоя и отсутствие складчатости и сколько-нибудь четко выраженного аледонского несогласия¹.

Палеозойские образования данного типа могут быть также расчленены на эвгеосинклинальные (например, северный склон Большого Кавказа) и миогеосинклинальные (например, Стара Планина).

Второй тип отличается геосинклинальным развитием палеозоя, но при отсутствии проявлений завершающих движений не только каледонской, но и варисцидной складчатости. Этот тип развития палеозоя, по видимому, наиболее отчетливо выражен к югу от предыдущей зоны в южных предгорьях Западных Карпат (годы Сендре), внешних Динаридах, несомненно на южном склоне Кавказа (Сванетская часть Крымско-Кавказской геосинклинали). В отличие от более северной зоны, верхний палеозой сложен здесь не континентальными фациями и не формацией моласс, а морскими, известняково-сланцевыми сериями; он более или менее непрерывно переходит вверх по разрезу в также морской геосинклинальный триас. Таким образом, в прогибах, относящихся к этой полосе, наблюдалось сквозное геосинклинальное развитие в течение палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Палеозой данного типа может быть индексирован как CV_g , а в случае, если он не может быть отделен от нижнего мезозоя, — как $CVAg$ или VA_g (VA_{g_1}).

Третий тип разреза палеозоя Альпийской складчатой области характеризуется близким к платформенному разрезом с преобладанием карбонатных отложений и отсутствием заметных следов каледонского и варисцидного орогенеза.

До заложения здесь альпийских геосинклинальных систем эта зона, занимающая ныне самую южную часть альпийской складчатой

¹ При составлении первого варианта тектонической карты Европы, как известно, по предложению В. И. Зоубека была успешно применена система индексации различного возраста складчатых комплексов (A — альпийский, V — варисцидский, C — каледонский, B — байкальский, G — готский, $S-F$ и K — свекофеннский и карельский); выделяемых в них этажей (например, K_1 — нижний, K_2 — средний и K_3 — верхний); режимов геосинклинального развития (m — миогеосинклинальный, e — эвгеосинклинальный) и др.

Мы предлагаем эту систему обозначений несколько дополнить, введя:

1) для дополнительного обозначения геосинклинальных комплексов — букву « g » (строчная, помещается справа внизу);

2) для обозначения орогенных комплексов — буквы « or » (строчные, помещаются справа внизу);

3) для обозначения платформенных комплексов, включая чехол срединных массивов — букву « p » (строчная, помещается справа внизу).

области, представляла собой часть байкальской складчатой области. К этой зоне бесспорно принадлежат Тавр и Загрос и его восточное продолжение в Белуджистане и, возможно, также Араксинская зона Закавказья и Эльбурс.

Во втором варианте тектонической карты Европы необходимо строго разграничить выступы палеозойского основания этих трех типов, причем третий тип можно индексировать как $e_{II}V_{DZ}$ или как платформенный эпибайкальский палеозойский чехол, который в ряде случаев может быть сильно переработан позднейшими альпийскими движениями.

Совершенно очевидно, что аналогичный метод анализа вполне применим при расчленении выступов древнего основания в пределах областей варисцийской складчатости, где также ранее не было достигнуто единообразия в оценке наблюдаемых природных соотношений.

2. Расчленение альпийского складчатого комплекса

Переходя теперь к альпийскому структурному комплексу, следует прежде всего отметить его своеобразие в зоне интенсивного варисцийского орогенеза и последующей консолидации — своеобразие, не учтенное в первом издании тектонической карты Европы. Здесь триас (например, на северо-западном Кавказе), местами также юра (например, во внешних зонах Альп и в Карпатах) или даже низы мела (Риф-Телль, Бетская Кордильера, Пиренеи) представлены относительно маломощной карбонатной формацией, типичной для чехлов срединных массивов и близкой по своему характеру к чехлу молодых платформ. В отчетливой форме регенерация геосинклинальных условий проявилась в этих участках Альпийского пояса только с началом накопления флишевых толщ. Очевидно, нижний структурный этаж альпийского геосинклинального комплекса в подобных случаях должен быть изображен и индексирован иначе, чем в районах его типичного геосинклинального развития.

Мы встречаемся здесь, как и во многих других случаях развития карбонатных формаций, с особым типом тектонического режима, переходным от геосинклинального к платформенному, нередко все же стоящим ближе к первому, в частности по зональному характеру распределения мощностей, рисуящему линейные прогибы. Этот режим, по-видимому, имели в виду Г. Штилле и В. Белоусов, называя его парагеосинклинальным; он наблюдается чаще всего по окраинам геосинклинальных областей, а внутри последних — по периферии срединных массивов. Следует оговорить, что далеко не всегда появление толщ известняков свидетельствует об установлении такого режима. Нередко в предорогненную стадию развития геосинклинальной области в отдельных прогибах «известняковых многогеосинклиналях» накапливаются мощные толщи слоистых известняков, в то время как в других, смежных образуются флиш («флишевые геосинклинали»).

По северной окраине альпийского пояса имеются районы, где нижний геосинклинальный этаж сложен формациями, достаточно характерными для основного периода геосинклинального погружения — сланцевой, флишевой, спилито-кератофировой, порфиритовой, а ко времени отложения верхнего этажа в результате интенсивной складчатости и консолидации установились условия, близкие к платформенным, вследствие чего этот верхний этаж образован карбонатной формацией небольшой мощности парагеосинклинального типа. Вовлечение подобных районов в альпийское горообразование с отложением моласс восстановило их единство с альпийским поясом. К таким участкам принадлежат: Горный Крым, Большой Балхан и некоторые другие районы.

Учет этого варианта развития заставляет предусмотреть возможность выделения таких особых участков развития Альпийской системы.

В состав Альпийской складчатой области входят и такие участки его периферии, которые пребывали в платформенном состоянии в течение всего этапа альпийского геосинклинального погружения, т. е. в течение всего мезозоя и части палеогена, но затем были втянуты в горообразование. Их принадлежность к Альпийской области подчеркивается общим окаймлением краевыми прогибами. Таковы Северный Памир, Внешняя зона Гималаев, северный склон Центрального Кавказа. В пределах этих участков пояса эквивалентом геосинклинальных образований является платформенный этаж (Ap), окаймляемый молассой (A).

3. Проблема выделения срединных массивов

Особую, до настоящего времени не до конца разработанную проблему представляет собой изображение срединных массивов. На карте первого издания были отмечены лишь реликты срединных массивов, сохранившиеся к концу альпийского этапа, и только в отдельных случаях (Балканы, Анатолия) первоначальные контуры этих массивов. В действительности в пределах срединных массивов, обособившихся к началу альпийских погружений, видимо, можно различать четыре части: а) испытавшие поднятие в течение всего альпийского периода и вследствие этого представляющие выступы доальпийского основания¹; б) испытавшие в первую половину альпийского периода умеренное погружение с накоплением формаций чехла срединных массивов в основном известняков, но в дальнейшем снова приподнятые; в) претерпевшие в доорогенный альпийский период интенсивное погружение, обычно по разломам и в сопровождении вулканической деятельности; г) вовлеченные в орогенный этап альпийского периода развития в интенсивное опускание с образованием межгорных прогибов. Участки первых двух типов могут быть показаны сравнительно легко на основе тех же методов изображения, что и для остального складчатого пояса, т. е. с выделением палеозойского и альпийского чехлов, а также байкальского и варисийского складчатого основания. Участки же двух остальных типов выделяются по их положению; будет ли этого достаточно, покажет будущее. При этом представляется важным сделать попытку изобразить положение погруженных склонов массивов и их границ, используя для этого не только буровые, но и геофизические данные.

4. О выделении структурных этажей

Одним из основных упреков, предъявляющихся составителям первого варианта тектонической карты Европы, явилось указание на чересчур формальное выделение структурных этажей, в основном осуществляемое по стратиграфическому принципу. При подготовке второго издания карты следует, очевидно, позаботиться о том, чтобы структурные этажи во всех случаях действительно отражали естественные стадии развития отдельных звеньев Альпийского пояса. В связи с этим необходимо усовершенствовать и саму периодизацию тектонической истории пояса, принятую при составлении карты: привести ее в большее соответствие с наблюдаемой последовательностью заложения прогибов и поднятий.

Нам представляется, что альпийский тектонический период повсеместно может быть расчленен прежде всего на два этапа: этап геосинклинального погружения и этап горообразования (орогенный или, по типоморфной для него формации, молассовый). Первый из этих двух этапов, главный или собственно — геосинклинальный, в свою очередь разделяет-

¹ Байкальский метаморфический складчатый комплекс основания, покрытый отчасти палеозойским осадочным чехлом.

ся на три стадии. Начальной является стадия погружения ранних геосинклинальных прогибов — обычно очень длинных и довольно широких трогов с характерными для них вулканогенными формациями спилито-диабазовой и ксератофировой, а также терригенной глинисто-сланцевой (аспидной). Второй зрелой является стадия формирования поздних геосинклинальных прогибов (образующихся прямо на основании срединных массивов), для которой наиболее характерна флишевая формация. Флиш образуется в этой стадии и во многих геосинклинальных прогибах, которые образовались раньше, в начальную стадию (например, в геосинклинали Главного кавказского хребта — Крымско-Кавказской и других). Третья поздняя стадия связана с замыканием прогибов и является предороженной.

Соответствующие этим стадиям структурные этажи могут быть индексированы как A_{g_1} и A_{g_2}, A_{g_3} (mA_{g_1} и mA_{g_2}, mA_{g_3} в случае миогеосинклинального развития; eA_{g_1}, eA_{g_2} и eA_{g_3} в случае эвгеосинклинального развития). В орогенном этапе различаются также две стадии: раннеорогенная и позднеорогенная, представленные соответственно ранней молассой — морской, паралической или лагунной и поздней молассой — лагунной или континентальной, с преобладанием аллювиально-пролювиальных фаций. Индексы структурных этажей, отвечающих этим стадиям, — A_{or_1} и A_{or_2} .

С орогенным этапом совпадает также интенсивное проявление наземного вулканизма, создающее вулканогенные формации двух типов: одну липарито-дацитового состава, нередко в виде толщ игнимбритов, и другую андезито-базальтового состава. На изданной карте эти две формации не были отделены одна от другой. Первая из этих формаций, обязанным своим возникновением субсеквентному вулканизму, по Г. Штилле, по времени своего образования обычно соответствует ранней молассе и нередко обнаруживает к ней латеральные переходы; ее можно поэтому индексировать как A_{or_1} . Андезито-базальтовая формация, связанная с финальным, по Штилле, вулканизмом, как правило, синхронна поздней молассе и может быть индексирована символом A_{or_2} . С липарито-дацитовой формацией часто ассоциируются тела субвулканических и гипабиссальных интрузий, а иногда и крупных гранитоидных плутонов, создающих характерную вулканоплутоническую ассоциацию¹.

Отмечается два главных типа залегания наземно-вулканогенных формаций орогенного периода развития. В одних случаях они самостоятельны или совместно с молассами выполняют внутренние впадины (обычно типа грабен) во внутренних частях складчатых горных сооружений и тогда нередко обладают значительной мощностью. В других случаях, более распространенных, эти формации плащеобразно перекрывают поднятия и прогибы. Этот тип залегания может быть назван, в отличие от первого, аструктурным. Мощность вулканических накоплений в последнем типе резко изменчива и практически не зависит от тектонических условий, определяясь характером и составом продуктов извержения, типом вулканизма, расстоянием от центра извержений и подстилающим рельефом.

Очевидно, эти два принципиально различных типа залегания наземно-вулканогенных толщ должны получить разное изображение на тектонической карте. В первом типе штриховой знак вулканогенной формации должен наноситься на цветной фон, соответствующий ранней или поздней молассе, во втором типе краской следует показать структуру основания, «просвечивающую» из-под изображаемой накладным штриховым знаком и, может быть, контуром границы вулканического покрова. Думается, что это позволит существенно улучшить изображение структуры обширных внутренних районов Альпийского пояса.

¹ По-видимому, подобная же дробная периодизация тектонических событий применима также и для характеристики истории развития палеозойских складчатых областей.

5. Выделение границ несогласного залегания

Как известно, одним из важнейших геологических поверхностей являются поверхности несогласного залегания (особенно имеющие значение региональных несогласий). Эти поверхности всегда образуются при тектонических движениях, вызывающих изменения структурного плана. Они позволяют воссоздать историю тектонических движений. По нашему мнению, на карте должно быть четко показано, в каких районах смежные структурные этажи отделены региональным несогласием (например, средняя и верхняя юра на северном склоне и в северной части Большого Кавказа), и в каких районах на их границе наблюдается лишь перерыв, иногда даже не сопровождаемый изменением формационного состава пород. Поэтому мы предлагаем ввести различные обозначения для этих двух разных типов контактов, полагая, что это позволит в достаточной мере отразить проявление важнейших фаз складчатости, чему будет способствовать также проведение границ структурных этажей строго вдоль поверхностей несогласия.

6. Выделение эв- и миогеосинклинальных зон

Произведенное по предложению Н. С. Шатского выделение в пределах Альпийского пояса обширных зон двух разных типов развития (эвгеосинклинального и миогеосинклинального) было, по общему признанию, определенным достижением первого варианта тектонической карты Европы. Вместе с тем отнесение тех или иных конкретных районов к зонам с одним из этих типов развития иногда вызывало много споров. Дело в том, что главным критерием при этом служило присутствие хотя бы в одной какой-либо части разреза достаточно мощных (понятие часто весьма расплывчатое!) накоплений подводных вулканитов или (и) значительное развитие основных и ультраосновных интрузий. Между тем крупные интервалы до и (или) после подобной эпохи активной магматической деятельности, часто гораздо более протяженные, могли характеризоваться более спокойным, подчас типично миогеосинклинальным тектоническим режимом с накоплением нормально-осадочных толщ. Например, южное Закавказье и область Эльбурса были целиком отнесены к эвгеосинклинальной зоне на основании развития в их пределах мощной вулканогенной толщи эоценового возраста. Но отложения палеозоя и мезозоя здесь почти лишены проявлений магматической деятельности и, следовательно, собственно эвгеосинклинальные условия возникли здесь лишь в палеогене. В других, более многочисленных случаях, наоборот, эвгеосинклинальный режим сменяется во времени миогеосинклинальным.

По-видимому, на новой карте надо постараться объективно отразить подлинный ход развития отдельных частей Альпийского пояса, учитывая, что эвгеосинклинальный или миогеосинклинальный режим не является чем-то постоянным, поэтому на карте следует показывать эти части геосинклинальных областей, не забывая о том, что смена одного режима другим может происходить в латеральном направлении не только вкостр простираия, но и по простираию геосинклинального пояса.

Несомненно, что разделение Альпийского пояса на эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные зоны, выделяемые по признаку интенсивности магматической деятельности в период геосинклинального погружения, является, даже с учетом сказанного выше, значительной схематизацией, хотя и отражающей одну из важнейших сторон геосинклинального процесса. В действительности число типов геосинклинальных прогибов, если их различать по составу выполняющих эти прогибы формаций и по времени возникновения, является, как показал М. В. Мура-тов, значительно большим. Способом выражения этого разнообразия

может быть повсеместное, в отличие от первого издания карты, изображение формационного состава отдельных структурных этажей, нередко существенно различающихся в разных зонах и даже в разных сегментах одной и той же зоны. Поэтому во втором издании карты предполагается показывать накладными штриховыми знаками по возможности все главнейшие типы геосинклинальных формаций.

7. Об изображении интрузивных магматических образований

На новой карте нуждается в некоторой детализации и изображение интрузивных массивов. На карте первого издания все альпийские гранитоиды были объединены и изображены одним знаком. Между тем среди них можно выделить по крайней мере две группы: первую, возникшую еще в период геосинклинального погружения в эпоху образования первых внутренних поднятий и сопутствовавшей этому складчатости, и вторую, относящуюся к периоду горообразования. Вторая группа, кайнозойского возраста более значительно распространена, но первая группа (мезозойская) также довольно широко представлена, особенно на Кавказе и, вероятно, в смежных районах Турции и Ирана. Аналогичные два комплекса гранитоидов могут быть местами распознаны и в составе палеозойского основания Альпид, в частности на Центральном Кавказе.

В некотором дополнении также нуждается и изображение основных и ультраосновных интрузий. В последние годы все более надежно устанавливается, что значительная часть гипербазитовых массивов внедрена в окружающие породы в холодном виде, т. е. представляет собой не интрузии, а протрузии. Подобные массивы, находящиеся в тектонических соотношениях с вмещающими породами, должны получить на карте специальное обозначение (красный контур).

Наконец, важно отметить целесообразность нанесения на карту данных об абсолютном возрасте магматических пород, а иногда и процессов метаморфизма. Эти данные должны, конечно, приводиться только в случае совершенной надежности полученных определений (желательно разными методами).

8. О структурных обозначениях

Критическое рассмотрение легенды нашей первой карты показывает, что дальнейшего усовершенствования требуют также и приемы изображения складок и разрывов.

Складки следует, очевидно, попытаться более дробно разделить по их морфологии, используя в этом смысле опыт авторов тектонической карты Китая. Изменяя толщину (сочность) осевой линии и накладывая на нее условный знак (гиероглиф), можно передать достаточно полно характеристику типов складчатых структур (изоклинальные, косые, сундучные и т. п.).

Среди разрывных нарушений следовало бы прежде всего выделить особо глубинные разломы (в понимании А. В. Пейве). В свою очередь глубинные разломы, вероятно, следует разделять по меньшей мере на два класса по их относительному значению: 1) разломы первого порядка — краевые швы на границах платформ и геосинклиналей и швы, обрисовывающие края срединных массивов; 2) разломы второго порядка, расположенные внутри геосинклинальных систем.

Весьма важно указание на характер перемещения масс по разрыву (сброс, сдвиг, шарьяж и др.), а также хотя бы приближенные данные о размере (величине) перемещения. Последнее требование совершенно обязательно, и авторы карты не должны его так легко обходить, как они это делали при создании первого варианта карты. Как среди глубинных.

так и среди «обычных» разрывов должны быть особо выделены разрывные нарушения, активные в современную эпоху и проявляющие себя, в частности, связью с эпицентрами землетрясений.

Среди шарьяжей интересно сделать попытку выделить покровы заведомо гравитационного и заведомо негравитационного происхождения, а также невыясненного генезиса (вероятно, к сожалению, наиболее многочисленная группа!). Изображение формационного состава отдельных покровов (флиш, известняки, сланцы и пр.) может облегчить их разделение в случаях нагромождения одних покровов на другие (Северная Африка, Бетские Кордильеры, Восточные Альпы и др.).

9. Об изображении строения впадин внутренних морей

Со Средиземноморским поясом Евразии теснейшим образом связан ряд котловин внутренних морей. Они представляют собой глубокие впадины земной коры, заполненные водами Средиземного, Черного и Каспийского моря. Воды этих морей частично покрывают мелководные, шельфовые участки, представляющие собой затопленные пространства соседних берегов с продолжением на дне моря структуры континентов. Таковы шельфовые части Средиземного моря к югу от Сицилии, северные окраины Черного моря (Одесский залив, Азовское море), северная часть Каспия и др. Но значительную часть внутренних морей представляют собой глубокие котловины, отделенные от берегов уступом материкового склона и имеющие плоское дно с глубинами 2000—4000 м. Эти котловины являются как бы океаническими впадинами в миниатюре. Они преобладают в глубокой части земной коры, имеющей океаническое строение, т. е. лишенной гранитного слоя. Отличием от впадин дна океанов является значительно большая мощность слоя осадков, покрывающих дно, достигающая 8—15 км.

На тектонической карте в области шельфов и шельфовых морей должно быть показано продолжение структурных элементов соседних частей материков. Части же дна морей с земной корой, лишенной гранитного слоя, должны быть выделены особой расцветкой, так же как и области материкового склона. Кроме того, должны быть показаны зоны разломов, установленные по сейсмическим данным, и другие тектонические элементы дна морей.

10. Изображение элементов новейших тектонических движений

На первом варианте тектонической карты Европы области энергичного проявления новейших тектонических (в данном случае — собственно орогенических) движений выражались путем выделения на них впадин, заполненных молодыми (неоген-четвертичными) молассами. По-видимому, подобный прием недостаточен, и на карте следует дать характеристику не только негативным структурам (краевым, внутренним и межгорным впадинам), но и позитивным — обширным поднятиям, захваченным (созданным) горообразовательными движениями. Для их изображения предусматривается проведение изолиний новейших (неогеново-четвертичных) вертикальных движений, через 1000 м (при меньшем интервале они загромождают карту).

Изображение результатов вертикальных движений оставляет открытым вопрос о методике изображения горизонтальной составляющей новейших тектонических движений, которая в некоторых районах имела весьма значительную величину за неоген-четвертичное время. Этот вопрос требует специального обсуждения.

Необходимо также иметь в виду, что общая программа создания второго варианта тектонической карты Европы предусматривает создание и помещение на ней ряда мелкомасштабных карт — врезок и среди

них — карты новейшей тектоники и сейсмотектоники, которая, очевидно, и должна будет раскрыть общие закономерности распределения новейших тектонических движений в Европе.

11. Общие замечания

При создании нового варианта карты Европы необходимо максимально абстрагироваться от изображаемых на геологической карте эрозионных контуров геологических границ, восстанавливая естественные ограничения крупных тектонических структур и отдельных структурно-формационных зон. Для этого следует увеличить элемент интерпретации, интер- и экстраполяции. Тектоническая карта не должна быть просто схематизированной геологической картой, хотя геологическая карта и остается основной для составления тектонической карты. Следует добиваться всеми изобразительными средствами более яркого и совершенного отражения структурно-фациальной (структурно-формационной) зональности Альпийского пояса, более четкого выделения зон, отличающихся по истории и характеру тектонических движений, осадконакопления, магматизма, по возрасту и общему стилю складчато-разрывных нарушений.

Итак, сохраняя основной принцип построения тектонической карты Европы первого издания (изображение различными цветами возраста тектонических структур и последовательности их образования; оттенками цвета — типа их развития), предлагается существенно дополнить и детализировать легенду с главной целью — добиться возможно более полного и более объективного выражения специфики развития отдельных частей Альпийского пояса, а также морфологии входящих в его состав складчатых и разрывных нарушений.

Насыщенная большим геологическим содержанием новая тектоническая карта Европы сможет стать полноценной теоретической основой для создания вполне современной металлогенической карты Европы, которая должна максимально раскрыть геологические закономерности размещения в Европе различного типа месторождений полезных ископаемых.

Комиссия по международным
тектоническим картам
Тектонический комитет
Геологический институт
АН ГрузССР

Статья поступила
6 сентября 1965 г.

A. A. BOGDANOV, P. D. GAMKRELIDZE, M. V. MOURATOV,
B. E. KHAIN

REPRESENTATION OF THE TECTONIC CHARACTERISTIC FEATURES IN THE STRUCTURE AND DEVELOPMENT OF THE ALPINE FOLDED AREA ON THE TECTONIC MAP OF EUROPE (2-ND EDITION)

The possible means of a better representation of the tectonic structure and development history of the Alpine folded area on a tectonic map are described in relation with the second edition of the International tectonic map of Europe.

The authors suggest to consider the peculiarities of the folded basement of the Alpine area, and to show those sections within it, where Alpine geosynclinal troughs were developed on Hercynian and Baikalian basement, and where the continuous geosynclinal development from Paleozoic to Mesozoic was observed. The structural stages are suggested to be shown more distinctly.

Commission on International Tectonic Maps
Tectonic Committee
Geological Institute of the Academy of
Sciences of the Georgian SSR

УДК 551.24(234.32)

ГАНС РУДОЛЬФ ГЕРТНЕР

**ТЕКТОНИКА ВОСТОЧНЫХ АЛЬП И НЕКОТОРЫЕ
ПРЕДЛОЖЕНИЯ К ЛЕГЕНДЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ КАРТ**

Рассматривая строение Восточных Альп, автор предлагает некоторые новые принципы составления легенды второго издания Международной тектонической карты Европы, применение которых позволит более точно отразить строение этой зоны.

Сама природа обуславливает неполноту тех значений о тектоническом строении, которыми мы располагаем, и почти никогда не позволяет нам с уверенностью говорить: «Это так». Как правило, мы создаем себе не одну, а обычно несколько моделей, хорошо согласующихся с некоторыми имеющимися фактами. Наряду с этим, другие факты плохо или вообще совсем не согласуются с создающимися представлениями, причем такие факты обычно не принимаются во внимание.

* * *

В настоящее время серьезной дискуссии подвергаются следующие четыре модели, касающиеся тектоники восточных Альп (порядок перечисления моделей не имеет в данном случае существенного значения).

1. Крайне резко выражено покровное строение. Современным последователем этой теории является Тольманн.

2. Умеренно выраженное покровное строение (амплитуда перемещения 10—30 км, более сильные гравитационные скольжения).

3. Модель тектонических поддвигов и швов (теория подкорковых течений); выдающийся последователь этой модели Э. Краус является участником нашего коллоквиума.

4. Модель глубоких разломов, имеющая некоторое сходство с третьей моделью.

В настоящий момент не представляется возможным детально разбирать каждую из этих моделей и рассматривать факты, лежащие в основе этих представлений; мы только коснемся не раз повторяющихся, но разно толкуемых фактов:

а) в центральной части Альп с запада на восток простирается зона, вероятно, предальпийского возраста, характеризующаяся мезозойским метаморфизмом. Обычно ее называют «восточно-альпийским кристаллическим фундаментом»;

б) из под альпийского фундамента выступает перекрытая им с трех сторон и менее метаморфизованная зона. Она состоит из темных филлитов, мраморов, офиолитов и т. п. В ядре выступают гранито-гнейсы (покровы тауэрнских сланцев и тауэрнских гнейсов). Последователи второй модели считают их мезозойскими и называют их, согласно швейцарскому делению, «Пенниннами»;

в) между этими двумя зонами расположена зона кварцитов, известняков и мелового флиша; ее называют нижней восточно-альпийской фацией (или «покровом»). С некоторым правом на это, ее также отно-

сят к мезозою. Она проявляется уже в другом виде, но в таком же подразделении в центральной части восточных Альп (центрально-альпийский или Земергинский — триас);

г) в северной части центральной зоны расположена зона бриадских известняков с частично сохранившимися, мощными, фациально изменчивыми юрскими образованиями и незначительными отложениями нижнего мела. Эта серия подверглась складкообразованию в верхнем мелу, в то время как зоны, перемещенные к северу, были смяты только лишь в третичное время. Эта зона названа «Верхневосточноальпийским мезозоем». Она повторно деформирована в течение третичной складчатости;

д) к северу флишевая зона выпадает. На западе она расширяется, в большей части восточных Альп суживается, а затем, приближаясь к Карпатам, достигает уже значительных размеров. Флиш появляется в некоторых «окнах» под верхневосточно-альпийским мезозоем;

е) флиш восточных Альп является узкой, иногда только в виде линз сохраняющейся зоной, которую можно сопоставить с нижним структурным ярусом восточных Альп;

ж) под флишем выступают в виде узких окон другие мезозойские образования, указывающие на развитие «лабильного» шельфа (по Бубнову) эпиплатформы. Эти образования называют «гельветидами».

* * *

В первом издании международной тектонической карты Европы, восточные Альпы были расчленены на структурные ярусы; при этом учитывались возраст складкообразования и эв- или миогеосинклинальное развитие отдельных зон. Однако такое изображение не является удовлетворительным.

Каждая из вышеуказанных единиц, упоминаемая в каждой модели (Пеннины, нижний и верхний структурные ярусы Восточных Альп, флиш, гельветиды), состоит из нескольких структурных этажей, которые хотя и равнозначны, но прошли различные пути развития и могут перекрывать друг друга.

Изображение по структурным этажам объединяет поэтому не объединяющиеся и делит неделимые единицы. Таким образом, эта схема не может удовлетворить ни одного последователя названных выше четырех моделей.

* * *

Каким же образом можно улучшить тектоническую карту? Представляется весьма заманчивым иметь только одну модель, тем более что единая схема для Альп и Карпат вполне возможна. Такие карты уже были опубликованы ранее. Но нужно учитывать, что такие схемы не могут удовлетворить последователей трех других моделей. Здесь ведь будут отсутствовать важные для них факты. Против использования таких моделей говорит локальное значение их номенклатуры, которая не может быть использована в других регионах. Как, например, можно изобразить каледонскую цепь с помощью таких понятий, как пеннины, флиш или гельветиды?

Изображая отдельно каждую горную систему, мы рискуем никогда не иметь общей тектонической карты Европы. Очевидно, необходимо вкладывать в отдельные понятия больше общих понятий, а чтобы найти такие понятия, нужно искать те факты, которые легли в основу построения этих моделей.

Что это за факты? Тщательный анализ показал, что почти всегда решающую роль при построении тектонических моделей играют: 1) возраст складчатости, 2) фациальное развитие осадков, 3) развитие магматизма и 4) метаморфизм.

Г. Штилле показал, что возраст складчатости является хорошим принципом при тектоническом расчленении. К сожалению, его не всегда удается точно определить, что не позволяет нам провести дальнейшее, более тщательное расчленение, необходимое для масштаба 1 : 2 500 000. Мы должны принимать возраст складчатости за главный критерий расчленения и придерживаться этого принципа вплоть до раскрашивания карты в светлые тона.

Дальнейшее подразделение на карте должно проводиться штриховыми знаками или яркими красками.

Прежде всего мне хотелось бы коснуться изображения фаций. Здесь главную роль играют два принципа: а) тип, б) мощность.

Оба эти принципа должны быть использованы в схеме одновременно.

В литературе имеются указания на то, что при тектоническом расчленении использовалось семь типов фаций: 1) моласса, 2) флиш, 3) геосинклинальная глинистая фация, 4) геосинклинальная известняковая фация, 5) пачки песчаника и граувваки, 6) фации лабильного шельфа (эпиплатформа, гельветиды), 7) фации стабильного шельфа (платформа).

Эти фации легко подразделить седиментационно. Такое деление с учетом тектонического значения этих фаций можно будет провести в дальнейшем.

Изображение фациальных типов штриховыми знаками может быть сделано по приводимой ниже схеме. Рекомендуется применять при этом черный цвет. В особых случаях для более мелкого подразделения могут быть применены светлые тона.

Для изображения мощности я бы хотел предложить трехзначное деление: а) незначительная мощность фаций поднятия (геоантиклиналь), б) нормальная мощность, в) большая мощность (например, флиш).

Мощность может быть хорошо выражена увеличением толщины штрихового знака, причем фации поднятия в зависимости от их значения, могут быть выражены более яркими тонами.

Таким образом, имеем следующую схему:

	<i>Незначительная мощность (пестрый)</i>	<i>Нормальная мощность (черный)</i>	<i>Очень большая мощность (черный)</i>
<i>1. Моласса</i>	—	○ ○ ○ ○	○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○
<i>2. Флиш</i>	—	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■
<i>4. Известняк</i>	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■
<i>4. Песчаник</i>	—	● ● ● ● ● ● ● ●	● ● ● ● ● ● ● ● ● ● ● ● ● ●
<i>5. Лабильный шельф</i>	—	— — — — — — — —	— — — — — — — — — — — — — —
<i>6. Стабильный шельф</i>			

Магматизм с точки зрения его роли в тектонике можно подразделить на: инициальный магматизм (большой частью вулканический); син-(синкинематический) и посторогенный (посткинематический, большей частью плутонический); субсеквентный магматизм (большой частью вулканический); конечный магматизм (чаще вулканический); щелочной магматизм (в дополнение к схеме Штилле s. str.).

Для иллюстрации магматизма удобно пользоваться яркими тонами красок, которые резко отличаются от черно-окрашенных осадочных образований. Полезно было бы иметь возможность отличать на карте кислые образования от щелочных, так же как и плутонические от вулканических.

Для магматизма я предлагаю следующую схему:

- 1) инициальный — темно-зеленый;
- 2) синорогенный — розовый,
- 3) позднеорогенный — красный,
- 4) субсеквентный — оранжевый,
- 5) конечный — темно-фиолетовый,
- 6) щелочной — черный.

Штриховые знаки дают возможность отличить:

	<i>Кислые</i>	<i>Основные</i>
<i>Плутонические</i>	+ + + + + +	▲▲▲ ▲▲▲ ▲▲▲
<i>Вулканические</i>	△ △ △	∨ ∨ ∨ ∧ ∨ ∨

Условные знаки могут даваться различными цветами, в зависимости от внутреннего подразделения 1—6. Возможно также и дальнейшее подразделение при помощи уплотненных штрихов.

* * *

Чрезвычайно важен точный и ясный показ метаморфизма. У нас имеется опыт международной геологической карты Европы масштаба 1 : 1 500 000, на которой выделяются:¹ а) возраст метаморфизма, б) степень метаморфизма.

Для тектонической карты я предлагаю следующее: короткие штрихи по направлению простираия — для изображения метаморфизма, а для выражения степени метаморфизма достаточно менять толщину штриховки.

Кроме трехзначного подразделения метаморфизма по степени его интенсивности, собственные обозначения должны иметь также породы, бедные гидроксиллом, такие как гранулиты, шамозиты и т. д.

Для обозначения возраста метаморфических серий я предлагаю следующие обозначения (согласно с данными по раскраске, применяемыми нами на международной геологической карте):

- мезозой — кайнозой — белый,
- палеозой — голубой,
- верхний докембрий — красный,
- нижний докембрий — коричневый или оранжевый.

Особо важные породы можно выделить дополнительными знаками, отмечая при этом их фациальный тип и принадлежность к определенной стадии магматизма.

Таким образом, мы имеем следующие обозначения:

<i>Метаморфизм</i>	
<i>слабый</i>	= = = =
<i>средний</i>	= = = =
<i>сильный</i>	= = = =
<i>бедный</i>	= = = =
<i>гидроксиллом</i>	= = = =

¹ От редакции: Г. Р. Гертнер является председателем Комиссии Международной геологической карты Европы масштаба 1 : 1 500 000, второе издание которой находится в настоящее время в стадии своего завершения.

Комбинируя штрихи, окрашенные в тот или иной цвет, можно изображать и полиметаморфизм.

* * *

Я полагаю, что, пользуясь такой схемой, можно хорошо отражать на карте факты, имеющие в данный момент большое значение для тектонических толкований; при этом выпадают некоторые общепринятые понятия, такие, как, например, структурный этаж (сохраняющий свое значение для платформ) и эв- и миогеосинклинали; но эти понятия могут быть легко прочтены на карте.

Возраст складчатости, изменения в фаціальном развитии и степень метаморфизма в совокупности всегда дают полное представление о структурном этаже, а совокупность инициального и орогенного магматизма большой мощности может характеризовать эвгеосинклиналь.

В легенде необходимо сохранить прежние обозначения разломов, надвигов, антиклиналей, синклиналей и некоторых других, не упоминаемых здесь нарушений.

* * *

Чрезвычайно трудно в рамках одного доклада осветить все вопросы, касающиеся обозначения важнейших линейных структур (швы, глубинные разломы и т. д.), так как все эти обозначения распространились бы также на платформы. Но, учитывая огромное значение разломов в тектонике восточных Альп, считаю необходимым найти соответствующую систему для их изображений. Кроме того, также считаю необходимым достичь хорошей системы изображения глубинной тектоники Земли, так хорошо и ярко выраженной для Кавказа.

Для восточных Альп известно только то, что на южном борту Высокого Тауэрна граница Мохоровичича почти отвесно падает с 10—20 до 70 км, а затем к северу постепенно поднимается, достигая 28 км.

Базальтовый слой, видимо, выполняет этот прогиб, в то время как граниты и осадочный покров здесь не особенно мощны.

Геологическая служба
Федеративной республики
Германии

Статья поступила
6 декабря 1965 г.

HANS RUDOLF VON GAERTNER

TECTONICS OF THE EASTERN ALPS
AND SOME SUGGESTIONS CONCERNING THE LEGENDS
OF TECTONIC MAPS

The kind of representation of the eastern Alps on the newest tectonic maps is still inadequate. The differentiation between Eu- and Para-geosynclines and «étages structureaux» should be supplemented by the representation of the tectonic petrofacies.

Suggestions for the representation of the petrofacies by more or less heavy ornaments are given.

Geological Survey
German Federative Republic

Л. И. КРАСНЫЙ (ЛЕНИНГРАД)

**ПО ПОВОДУ ВЫДЕЛЕНИЯ «ПЕРЕРАБОТАННЫХ ЯДЕР»
И ИЗОБРАЖЕНИЯ НА ТЕКТОНИЧЕСКИХ КАРТАХ МАГМАТИЧЕСКИХ
ОБРАЗОВАНИЙ**

Всестороннее обсуждение тектоники Кавказа несомненно принесет пользу для создания второго варианта тектонической карты Европы. Многие из проблем, обсуждающихся на коллоквиуме, найдут свое отражение в тектонических обобщениях по другим регионам СССР и всего мира.

1. Мне представляется существенным шагом вперед, по сравнению с ранее составленными тектоническими картами, предложение, осуществленное в первом издании тектонической карты Европы, о выделении специальными знаками (цветная вертикальная штриховка) участков развития байкалитид и каледонид, переработанных ваэрибской складчатостью. Следует эту систему обозначений смелее внедрять во втором варианте карты.

Применительно к Кавказу целесообразно выделять знаком «переработанных мезозойских ядер альпийской складчатой области» соответствующие зоны в Закавказье (Алавердский и др. антиклинории), и на Большом Кавказе (антиклинорий Главного хребта). На демонстрировавшейся на выставке Международного коллоквиума в г. Тбилиси тектонической карте Армении (А. А. Габриелян и др.) эти антиклинальные ядра — фрагменты «поздних мезозойских» Средиземноморского подвижного пояса выделяются голубовато-зеленым цветом. Обычно они относятся к раннеальпийскому структурному ярусу (J—K₁) или к соответствующим структурным этажам или подэтажам (T₃—J₂ и J₃—K₁). Формирование этих «поздних мезозойских» сопровождается внедрением гранитоидов (предверхнеюрских и предсеноманских), что подчеркивает их самостоятельность. Я не склонен отождествлять эти позднеюрские и раннемеловые движения с дальневосточными (например, на Сихотэ-Алине, где они имеют несомненно важнейшее значение), но выделение их и в Средиземноморском поясе придает тектонической карте большую выразительность и историчность.

Стадии развития ¹		Эффузивы ²				Интрузивы ³				
		кислые	средние	основные	цвет знаков	кислые	средние	основные и ультраосновные	щелочные	цвет каймы
1.	Собственно геосинклинальная				белый			заливка		белый
2.	Инверсионная (зрелая, предорогненная)				зеленый			заливка		зеленый
3.	Собственно орогенная				красный					красный
4а	Активизации	а) в областях устойчивых			оранжевый					оранжевый
4б		б) в областях завершающей складчатости			желтый					
5.	Стабилизация (молодой платформы)				черный			заливка		черный

¹ В разных областях последовательность 3—5 стадий может изменяться. Некоторые стадии (3, 4 и 5) могут отсутствовать.

² Цвет «подкладки» для полей развития вулканитов будет соответствовать цвету структурного этажа или подэтажа.

³ Для интрузивов используется цвет, принятый на геологических картах.

2. Известно, что области развития вулканогенных образований на тектонических картах показываются, так же как и на геологических, соответствующими штрихами. В этом отношении малопривлекательны новые тектонические карты (тектоническая карта Евразии и Запада Америки (фрагменты тектонической карты Северной Америки, демонстрировавшейся на коллоквиуме д-ром Ф. Кингом). Пожалуй, что на геологических картах крупные поля развития вулканитов, благодаря стратиграфическому способу раскраски (более темные тона для более древних толщ), являются более

структурными, чем на тектонических. Какие же принципы должны быть положены в основу для изображения вулканогенных поясов или протяженных вулканогенных зон на тектонических картах? Можно выдвинуть для обсуждения следующие предложения:

а) как правило, обширные поля наземных вулканитов состоят из сопряженных вулкано-тектонических поднятий и вулкано-тектонических проседаний. В первых преобладают лавы и они образуют вулканические постройки (нередко кольцевые) различного типа. Во вторых развиты преимущественно туфы, переслаивающиеся с озерными осадочными, нередко угленосными отложениями. Если различать оттенками цвета структуры поднятий и проседаний и подчеркивать разломами (кольцевыми, радиальными, линейными) ограничения вулкано-тектонических структур, то карта станет значительно выразительнее. Я имел возможность применить эту систему обозначений для некоторых районов Восточно-Сихотэалинского вулканогена.

Резко отличными платформенными вулкано-тектоническими структурами будут горизонтально лежащие или выполняющие элементы более древнего рельефа плато-базальты (или другие сходные с ними вулканиты).

б) подходя более широко к вопросу об изображении на тектонических картах магматических образований, следует всячески поддержать предложения, увязывающие магматизм со стадийностью развития геосинклинальных — складчатых (подвижных) областей. Для вулканогенных образований могут быть использованы цвет крапа и форма штриха, для интрузивов — цветная кайма и так же форма штрихового знака (см. таблицу).

Естественно, что эта таблица, сопоставляющая ряды магматических формаций глубинного и поверхностного происхождения, будет уточняться в ходе работы над тектонической картой Европы (второй вариант) и Мира. На ней незаполненные клетки будут показывать отсутствие соответствующего магматизма в той или иной стадии. В таблице даны обозначения магматических образований только для складчатых областей. Под устойчивыми областями понимаются здесь срединные массивы (как элементы складчатых областей) и такие своеобразные подвижные области, как, например, Становая (протерозойды), подвергшиеся магматогенной активизации в мезозое.

УДК 551.24(234.3+235.1+235.2)

С. С. ШУЛЬЦ (ЛЕНИНГРАД)

О НЕКОТОРЫХ ВОПРОСАХ ЛЕГЕНДЫ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЫ ЕВРОПЫ

В интересном докладе А. А. Бсгданова, П. Д. Гамкрелидзе, М. В. Муратова и В. Е. Хаина имеется целый ряд положений, требующих специального обсуждения. Я имею возможность остановиться лишь на одном вопросе.

1. На новой карте предполагается в некоторых случаях включать в альпийскую зону эпиплатформенные области, захваченные новейшим горообразованием — орогенезом. Как примеры приведены Северный Памир, Северный склон Центрального Кавказа и др.

2. В других случаях испытавшие такое же эпиплатформенное орогенетическое развитие области, подобные Тянь-Шаню, Анти-Атласу, Кент-Иберийским горам и другим областям новейшего горообразования, не только не включаются в Альпийскую зону (что с моей точки зрения правильно), но и не показываются как орогены.

3. Причина такого несоответствия кроется в том, что авторам доклада трудно согласиться с тем, что граница альпийской геосинклинальной области и граница области новейшего горообразования — орогенеза — не совпадают друг с другом.

Между тем можно было бы привести много примеров, показывающих, что геосинклинальные и орогенетические области, отражающие разные режимы развития и формирующие разные формации и типы деформаций, являются самостоятельными геоструктурными областями, имеющими собственные, часто не отвечающие друг другу границы.

4. Мне кажется, что обе эти границы — граница альпийской геосинклинали и граница области новейшего горообразования (орогенеза) должны быть показаны на тектонической карте.

5. На карте должны быть также показаны области горообразования, находящиеся в отдалении от Альпийской складчатой области, такие как Скандинавские горы, Урал и др.

6. И наконец, на тектонической карте должна быть показана тектоника дна океана, методы изображения которой совершенно не рассматриваются в докладе.

А. Н. ШАРДАНОВ (КРАСНОДАР)

ЗАМЕЧАНИЯ К ЛЕГЕНДЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЫ

1. В докладе А. А. Богданова, П. Д. Гамкрелидзе, М. В. Муратова и В. Е. Хаина изложены основные принципы составления тектонической карты Европы, которые в основном успешно используются при составлении карт разных континентов. Но в предложенной легенде имеются некоторые положения, требующие дальнейшей разработки. В частности, недостаточно ясны критерии определения границ Альпийской складчатой системы и смежных платформ. Предлагается эти границы проводить по внешнему борту краевых прогибов, но как определять край этого борта — остается неясным. Обычно внешний борт краевых прогибов имеет моноклинальное строение, а молассовый комплекс, выполняющий эти прогибы, часто развит на значительной территории смежной платформы. Складчатость в прогибах не отличается от складчатости на платформе (например, Предкавказье). Трудность определения внешней границы краевых прогибов, их структурная аналогия со смежной платформой заставила некоторых исследователей вообще отказаться от их выделения (например, перед Балканидами, а д-р Штёклин даже Загрос отнес к платформе).

При отсутствии краевых прогибов граница платформы и Альпийской складчатой системы проводится обычно вдоль шовной зоны. Но и здесь нет единообразия. Так, некоторые приподнятые края платформ включены в Альпийскую складчатую область (краевой Карачаевский массив на Центральном Кавказе), а аналогичные (но менее поднятые) структуры в Крыму и на Краснодарском полуострове отнесены к эпитерцинской платформе. Если придерживаться последнего принципа, то поднятые края платформ включаются в неальпийскую область, а опущенные и выполненные молассами — в Альпийскую складчатую систему, хотя складчатость и история краевых прогибов (расположенных на теле платформы) резко отличается от складчатой системы и аналогичных некоторым впадинам на платформе.

Кроме того, при проведении границы Альпийской складчатой системы по внешнему борту краевого прогиба, затушевывается граница собственно геосинклинального Альпийского пояса.

Если приподнятые края платформ (краевые массивы) включить в Альпийскую складчатую область, то в этом случае в эту же область, вероятно, следует включить и внутриплатформенные впадины, протягивающиеся за краевыми массивами и выполненные обычно неогеновыми молассами. Таким примером является Центральное Предкавказье, где к северу от краевого массива платформы выделяется Восточно-Кубанская впадина, молассовый комплекс которой принципиально не отличается от моласс Западно-Кубанского краевого прогиба.

Исходя из изложенного выше, границу платформ и Альпийской складчатой области, возможно, следует проводить не по внешним бортам прогибов или склонам краевых массивов, а по шовным зонам, обычно разделяющим Альпийский пояс и платформы.

2. Хотелось бы также остановиться на методике изображения складчатости. В зонах краевых прогибов, в периклинальных и межгорных прогибах, а также обязательно и в пределах морей, структуру следует изображать только в изолиниях. В складчатых областях ее можно показывать различными значками, отмечая при этом типы складок и разрывов.

УДК 551.24 (234.3 + 235.1 + 235.2)

Ж. ГОГЕЛЬ (ПАРИЖ)

ЗАМЕЧАНИЯ ПО ПОВОДУ ИЗМЕНЕНИЙ, ВНОСИМЫХ В ЛЕГЕНДУ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЫ ЕВРОПЫ

Сущность трудностей, возникающих при изображении Альпийской складчатой области, понимается мной несколько иначе, чем А. Богдановым и его соавторами. Главное в тектоническом процессе — деформации, которые испытали породы в определенные периоды. Природа этих деформаций выясняется в результате детальных съемок, результаты которых были опубликованы во Франции, как и в соседних странах, сразу же после завершения работы над картой масштаба 1 : 50 000. Мы рассылаем эти карты во все геологические службы и, в частности, во многих экземплярах в АН СССР, так

что все могут с ними познакомиться. Я хотел бы, чтобы они были изучены нашими коллегами и предлагаю на одном из наших будущих совещаний отвести время для их рассмотрения.

Деформации, природа которых может определяться указанным выше способом, является, по моему мнению, более подходящей базой для создания обобщающих карт, чем характер осадков, на основе которого строится понятие геосинклинали. Между особенностями строения разрезом и характером как эмбриональных деформаций, так и деформаций общих, существует лишь отдаленная связь с многочисленными исключениями, прекрасные примеры которых были здесь продемонстрированы.

Эти связи со всеми их особенностями, проявятся гораздо лучше, если мы будем сначала изображать деформации, испытанные породами, а затем изменения характера осадков, служащие основанием для определения различных типов геосинклиналей. Только таким путем можно правильно изобразить на территории Франции Альпы и Пиренеи, где значительные деформации затронули породы не геосинклинальные области.

Сказанное выше соответствует основным положениям, высказанным Г. Гертнером, а также принципу, на котором строится легенда прекрасной карты Северной Америки, продемонстрированной на нашем коллоквиуме Ф. Кингом.

Для того, чтобы различные тектонические карты привели нас к представлениям о деформациях, испытанных всей поверхностью нашей планеты в целом, необходимо отражать их на картах как можно отчетливее.

Я считаю также необходимым подчеркнуть роль международных комиссий, как, например, подкомиссии по тектонической карте мира. Я думаю, что эта роль состоит в том, чтобы осуществлять синтез в мировом масштабе определенных категорий явлений. Это требует глубокого сравнительного изучения понятий, употребляемых в различных странах, для того чтобы прийти к возможно более объективным решениям.

Такой синтез, в форме карты или любой другой, может послужить основой для теоретических исследований, в которых каждый может отстаивать свою точку зрения.

УДК 551.24 (234.3 + 235.1 + 235.2)

М. ЛЕМУАН. (ПАРИЖ)

ПО ПОВОДУ СООБЩЕНИЯ ПРОФ. ГЕРТНЕРА И ПРОФЕССОРОВ А. А. БОГДАНОВА, П. Д. ГАМКРЕЛИДЗЕ, М. В. МУРАТОВА, В. Е. ХАИНА

После прекрасных экскурсий, которые мы совершили по Кавказу, давших альпийским геологам ценные данные для сравнений, после ряда очень интересных выступлений, в особенности после сегодняшних выступлений профессора Гертнера и профессоров А. А. Богданова, П. Д. Гамкрелидзе, М. В. Муратова и В. Е. Хаина, у меня возник ряд замечаний, отражающих, по моему мнению, мысли большинства моих французских коллег, работающих в Альпах. Эти замечания касаются изображения Альп на тектонической карте.

1. После ряда выступлений становится ясно, что на подобной карте можно дать изображение большого количества различных явлений. С этой точки зрения я хочу отметить, что предложение проф. Гертнера показалось нам очень интересным и конструктивным, но я боюсь, что он хочет изобразить слишком много вещей на одной карте. Действительно ясно, что если мы захотим изобразить все, то понадобится составить три различные карты. Если же мы составляем только одну, — необходимо произвести отбор.

Следовательно, прежде всего надо знать что изображать и определить основные элементы, которые должны четко выступать при первом взгляде на карту, и элементы, играющие второстепенную роль, которые должны читаться лишь при внимательном изучении карты. Здесь мы сталкиваемся одновременно с двумя проблемами: отбор явлений с научной точки зрения и техника печатания карт.

2. Так как предстоит заняться отбором, я думаю, не следует забывать, что необходимо прежде всего создать карту, носящую объективный характер, как можно более независимую от застывших классификаций и теорий. Это — необходимое условие для того, чтобы эта карта могла служить рабочим пособием и базой для дискуссий и сравнений. Иначе говоря, я думаю, и многие думают как я, прежде всего следует разработать изображение конкретных объектов, а не абстрактных концепций. Например, я рассматриваю антиклинальную складку как конкретный объект, который могу видеть, трогать, наносить на карту; напротив, термин миогеосинклиналь, по моему, соответствует абстрактному и не четкому понятию, которое я не могу ни видеть, ни трогать.

3. Название рассматриваемой карты «тектоническая карта», а не «палеогеографическая карта», это значит, что мы должны, прежде всего, давать изображение складчатых систем, а не геосинклинальных систем, однако мы видели, например из доклада профессора Бархатова о Памире, что эти понятия не всегда совпадают.

Следовательно, главным является тектоника, то есть деформации пород. Я думаю, что настоящая тектоническая карта должна прежде всего отражать возраст и форму тектонических деформаций (сбросы, прямые или лежачие складки, надвиги и т. д.). Есть и другие, меньшей важности, явления, как например метаморфизм (а также сланцеватость) и магматизм¹ и, наконец, фациальный состав осадков, который, по моему мнению, следует изображать в последнюю очередь.

Однако, как предложили д-р Магел и проф. Гертнер, может быть, следует рассматривать расчленение на осадочные и кристаллические формации (литологический состав, мощность, а также влияние современного метаморфизма), основываясь на их общем механизме, влияющем на тектонический стиль.

Что касается возраста деформаций, я думаю, что следует разработать четкий и ясный метод изображения. Кроме того, нужно суметь отобразить последовательные возрасты деформаций различного возраста, имевшие место в одном и том же районе. Это относится только к альпийской зоне, где деформации имеют место, начиная с юры и кончая плиоцен-четвертичным временем. В масштабе карты это возможно и даже необходимо осуществить. Важно также выделить складки, современные метаморфизму.

Что касается формы и расположения складок в пространстве, я считаю, что это также очень важный момент, который должен быть отображен прежде фашии, палеогеографии и различного рода «геосинклиналей». Чтобы объяснить, приведу пример: во время экскурсии А, около Казбеги, мы видели мощную сланцевую серию с диабазами. Эта формация, которую некоторые назовут «эвгеосинклинальной» сильно напоминает «блестящие сланцы» в Альпах. Но это не означает, что Кавказ, с точки зрения тектоники и геометрии деформаций может сравниться с Альпами. Это означает только, что с точки зрения фашии и эволюции осадков эти две горные системы имеют некоторое сходство, что не должно нас удивлять, так как эта аналогия отражена в 1-м издании Международной тектонической карты Европы, ясностью и прекрасными изобразительными качествами которой все мы восхищались и которая во многих отношениях является исключительно полезным документом. Однако совершенно очевидно, что эта первая карта не отражает четко различий в тектоническом стиле этих двух цепей. Я позволю себе высказать пожелание, чтобы эти объективные и конкретные различия, имеющие тектоническое происхождение, были четко отражены в следующем издании карты.

УДК 551.24

С. С. ШУЛЬЦ

О РАЗНЫХ МАСШТАБАХ ПЛАНЕТАРНОЙ ТРЕЩИНОВАТОСТИ

В статье рассматриваются системы трещин разных порядков, начиная от глубинных разломов и кончая внутрислоевыми общими трещинами. Все рассматриваемые трещины, по мнению автора, образованы внутренними (внутрислойными, внутрикоровыми и т. п.) напряжениями, но закономерная ориентировка их в пространстве обусловлена планетарными причинами.

I

Планетарными трещинами предлагается называть такие трещины, которые своей ориентировкой в пространстве связаны не с местными, обычно тектоническими причинами, а с планетарными явлениями.

Большей частью планетарная трещиноватость образует первично вертикальные системы прямолинейных трещин, перекрещивающихся в плане и разбивающих горные породы на геометрически правильные блоки. В каждой системе трещины параллельны друг другу и закономерно ориентированы относительно меридиана. Они наблюдаются в разных областях и пересекают как дислоцированные, так и горизонтально залегающие породы различного вещественного состава и возраста.

Планетарные трещины имеют разный масштаб и образуют системы разных порядков.

Наиболее крупными планетарными трещинами можно считать «глубинные разломы», «разломы фундамента, образующие в целом макротрещиноватость земной коры» (А. В. Пейве, 1956). Во многих случаях они уходят в мантию Земли и являются, таким образом, швами наиболее глубокого заложения.

Направление и пространственное положение подобных швов и связанных с ними структурных и морфологических образований, по мнению многих ученых, начиная с Эли де Бомона (1830), предопределено не местными, а планетарными причинами. Мы не можем обуславливать происхождение глубинных разломов «колебательными движениями», а также разрывными и складчатыми дислокациями. По-видимому, зависимость здесь обратная. Многие крупные (и мелкие) дислокации своей ориентировкой и положением связаны с глубинными разломами, вернее, с подвижками по глубинным разломам. Эти дислокации: сбросы, сдвиги, зоны смятия, расланцевания, лишь определяются наличием глубинных разломов, но не объясняют их происхождения, а тем более ориентировки и положения в земной коре.

С глубинными разломами связывают особенности геосинклинальных систем, проницаемость земной коры, обуславливающую: магматизм, проникновение глубинных флюидов, процессы рудообразования и т. д. Ограничения древних платформ и некоторые наиболее крупные («надпорядковые», «региональные») формы платформенных структур также приурочены к глубинным разломам.

Описывая глубинные разломы, естественно иметь в виду и дислокации, и структуры, и все процессы с ними связанные.

Но в данном случае о глубинных разломах говорится лишь как об определенным образом ориентированных в пространстве системах крупнейших планетарных трещин, планетарных швов.

Очень хорошо разницу между земными, эндогенными причинами, создающими крупнейшие структурные формы, с одной стороны, и простиранием этих форм, порожденным планетарными причинами, с другой, описал Н. С. Шатский, рассматривая происхождение Пачелмского прогиба. Процесс длительного прогибания Пачелмского авлакогена Шатский связывает с очагами уплотнения в мантии Земли. Линейность же разграничительных очертаний прогиба «выражается существованием планетарной сети разломов, являющихся как бы основой или, так сказать, каркасом, которому подчиняются все последующие деформации в земной коре» (Шатский, т. II, стр. 542).

Наряду с глубинными разломами разного масштаба давно выделяют системы крупных трещин, разбивающих земную поверхность на большие, правильные блоки. Трещины эти отражены в прямолинейных элементах рельефа и гидросети, анализ которых и послужил основанием для их выделения (Т. Черульф, 1880 и др.). Особенно характерно наличие таких трещин для Балтийского и Канадского щитов. Они образуют здесь четыре системы трещин, попарно пересекающиеся друг с другом под прямыми углами (И. В. Мушкетов, Д. И. Мушкетов, 1935).

Выраженные в рельефе направления трещин Хоббс (1911) предложил называть линеаментами. Позже Р. Зондер (1938) такую систему трещин назвал линеаментной (а еще позже, в 1947 г.— регматической), считая, что созданная ею правильная сеть является первичной особенностью строения земной коры. Очень интересно, что Зондер считал, что линеаментная трещиноватость влияет не только на рельеф, но и на положение тектонических структурных форм. Сбросы, сдвиги, складки приспособляются, по его мнению, к линеаментам.

Линеаментным трещинам Зондер противопоставлял «специальную» трещиноватость, связанную с отдельными тектоническими структурами.

Все особенности линеаментной трещиноватости полностью соответствуют данному выше определению планетарной трещиноватости. Она образует блоки разных порядков, вкладывающиеся друг в друга.

В целом по своему масштабу рассматриваемая линеаментная трещиноватость занимает промежуточное положение между глубинными разломами и той широкораспространенной трещиноватостью, которая получила название «общей трещиноватости горных пород» (Белоусов, 1962). В. В. Белоусов считает, что вопрос о происхождении общей трещиноватости еще не решен, но он противопоставляет ее заведомо тектонической трещиноватости (там же, стр. 320).

«Общие» трещины называют также «первичными» трещинами или «трещинами повсеместного распространения» (Новикова, 1951). Последнее определение особенно важно. Оно говорит о том, что рассматриваемые трещины развиты в мобильных областях и на платформах, в дислоцированных и в горизонтально залегающих слоях.

Трещины повсеместного распространения, в отличие от тектонических трещин, возникают вне прямой связи с отдельными структурными формами.

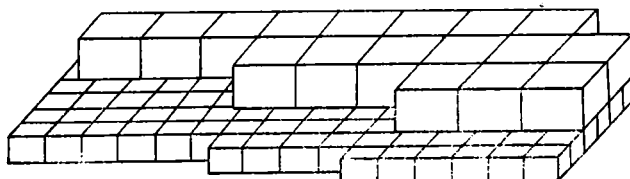
Повсеместное распространение рассматриваемых трещин позволяет поставить изучение их в самых широких рамках, с массовым сбором материала и статистической его обработкой.

Данная работа не касается вопросов образования закономерно расположенных систем общих трещин в интрузивных, эффузивных и метаморфических породах, а также общих трещин, развитых в областях, сложенных сильнодислоцированными отложениями. Вопросы эти должны рассматриваться отдельно.

Наиболее ясные и простые материалы для последующих выводов может дать изучение общей трещиноватости в горизонтально залегающих или слабонарушенных осадочных отложениях платформ.

Для рассматриваемых трещин характерны следующие особенности: они перпендикулярны к поверхностям напластования, т. е. в горизонтально залегающих слоях — вертикальны. Поэтому в вертикальных разрезах они не пересекаются друг с другом. Напротив, в горизонтальном срезе рассматриваемые трещины образуют две (или больше) системы трещин, пересекающиеся друг с другом под углами, близкими к прямым¹.

Общие трещины большей частью не переходят из одного пласта в другой, а слепо кончаются на границах пластов. В следующем пласте



наблюдаются трещины такого же простирания, но они не продолжают трещин предыдущего пласта, а расположены отступя от них. Таким образом, общая трещиноватость разбивает пласты осадочных пород на блоки параллелепипедальной формы (рисунок). Величина блоков определяется частотой трещин, которая, в свою очередь, зависит от мощности пластов.

По данным А. С. Новиковой (1951), для известняков карбона Русской платформы характерна следующая зависимость расстояний между трещинами от мощности слоя.

Мощность слоя, м	0,15	0,4	0,5	0,6	0,8	1,0	1,2	2,0
Расстояние между трещинами, м	0,20	0,45	0,6	0,95	1,3	1,4	1,5	2,3

Указывается также, что трещины различно проявляются в горных породах разного состава.

По мнению многих исследователей (Филлипс, Лотце, Иванов, Оффман, Новикова и др.), к которому можно целиком присоединиться, все указанные особенности говорят о том, что описываемая трещиноватость образовалась во время превращения осадка в горную породу в процессе литификации, диагенеза. Ее можно назвать литогенетической или диагенетической трещиноватостью.

Общие трещины, пересекающие лишь один слой (внутрислойные трещины) выделяют иногда как трещины 2-го порядка, противопоставляя им трещины 1-го порядка, пересекающие несколько слоев и уходящие обычно за пределы обнажения.

Особенно хорошо видны трещины разных порядков на дне некоторых больших карьеров. Более широкие, хорошо выраженные трещины образуют редкую сеть, разбивающую дно карьера на большие прямоугольники, внутри которых вырисовываются более мелкие прямоугольники, ограниченные трещинами второго порядка. (Образующие правильную сеть системы трещин разных порядков параллельны друг другу).

¹ Эти особенности отличают рассматриваемые трещины от трещин скальвания, так называемых трещин Моора, которые пересекаются между собой не в горизонтальном, а в вертикальном срезе.

Трещины первого и второго порядков объединены не только общей ориентировкой в пространстве, но и сходным генезисом. Однако, если трещины второго порядка (внутрислойные) связаны с диагенетическими процессами, происходящими внутри отдельного пласта, то трещины первого порядка отражают процессы, охватывающие пачку пластов иногда значительной мощности. В настоящее время не установлено, на какой глубине под поверхностью осадка заканчиваются процессы диагенеза; определения варьируют от немногих десятков (10—50) до первых сотен (200—300) метров (Страхов, 1960).

При систематических замерах простираний рассматриваемых трещин и их статистической обработке можно видеть, что они расположены не случайно. Направление систем трещин имеет при этом в каждом районе строго выдержанные простирания, характеризующиеся определенными азимутами.

Кажется очевидным, что внутренние причины, обуславливая происхождение общей трещиноватости, сами по себе не могут дать объяснения закономерной ориентированности систем трещин относительно стран света. Строгая выдержанность азимутов простирания рассматриваемых систем трещин требует особого объяснения.

Еще Филлипс в 1836 г. писал, что постоянство направления трещин обязано некоторой весьма общей причине, способной контролировать консолидацию пород так, чтобы вызвать разделение уплотненных масс по определенным параллельным линиям.

Лотце (1933) высказал мысль, что рассматриваемые трещины отражают существенные изменения в форме всей Земли, может быть, как следствие изменений в скорости вращения или положения оси.

Все имеющиеся в настоящее время данные говорят о том, что объяснить закономерную ориентированность правильных систем общих трещин можно только привлекая причины планетарного характера. Поэтому и сами трещины рассматриваемого типа могут быть названы планетарными (С. С. Шульц, 1962, 1964, 1965). Действительно, хотя образование этих трещин и связано, по всей вероятности, с внутренними эндогенными причинами формирования горных пород, но направление трещин определяется внешними для рассматриваемых отложений планетарными напряжениями.

Планетарные напряжения, действующие на породу во время ее литификации, сами по себе не вызывают трещиноватости, а лишь определяют направленность систем трещин, которые в каждом данном участке определенным образом ориентированы относительно меридиана, а следовательно, относительно оси вращения планеты.

Величина планетарных напряжений при этом может быть очень незначительной. В данном случае не требуется приложения каких-либо чрезвычайных и далеко действующих боковых делений, распространяющихся, по мнению некоторых исследователей, во внутренние области платформ из отдаленных подвижных областей. Не требуются и вертикальные движения блоков фундамента, передающиеся якобы через мощные толщи платформенного чехла на поверхность. Слабые планетарные напряжения рассматриваются лишь как катализатор или «спусковой механизм», действующий лишь тогда, когда эндогенные напряжения в осадках достигают критической величины.

Ряд исследователей прямо или косвенно связывают направленность систем планетарных трещин с ротационными причинами, с изменениями угловой скорости вращения и формы Земли. При этом некоторые считают, что положение оси вращения было неизменным или почти неизменным, другие привлекают перемещение полюса.

Ориентировать планетарную трещиноватость могут также твердые приливы в земной коре или иные периодические явления.

Значение тех или иных причин закономерной ориентированности планетарной трещиноватости может быть, по нашему мнению, решено в основном эмпирически, путем систематического сбора фактического материала и статистической его обработки.

II

Некоторые исследователи считают, что трещиноватость рассмотренного типа (общая трещиноватость, пользуясь наиболее нейтральным термином В. В. Белоусова) имеет тектоническое происхождение (Пермяков, 1949; Смехов и Булач, 1962 и др.).

Вопрос этот весьма важен и рассмотреть его необходимо.

Планетарные явления, как влияющие на развитие структуры Земли и земной коры в целом, можно относить к тектоническим процессам в самом широком смысле этого слова.

Но всем понятно, что, когда мы говорим о тектоническом генезисе трещин, то имеем в виду возникновение трещин под непосредственным влиянием развивающихся частных структурных форм-дислокаций. Так, при формировании сброса или сдвига могут образоваться опоясывающие их разрывы и трещины. В процессе развития складки образуются продольные, поперечные, диагональные и другие трещины, определенным образом ориентированные относительно главных осей данной складки (а не меридиана). В пределах мобильных зон тектоническая трещиноватость может охватить большие пространства и подчиняется не отдельным структурным формам, а строению складчатой зоны. Но на платформах она появляется только там, где имеются дислокации, или в непосредственной близости к ним.

Представить себе, что радиальные перемещения блоков фундамента порождают ту мелкую внутрислойную общую трещиноватость, которая была рассмотрена выше, трудно. Тем более трудно себе представить, что тангенциально направленные тектонические движения (давления) в пределах обширных площадей горизонтально залегающих отложений, подобных, например, девону северо-запада Русской плиты, образовали бы в пластах консолидированных плотных горных пород закономерно ориентированную сеть строго перекрещивающихся трещин. Да и все особенности, которыми обладает рассматриваемая трещиноватость, могли создаться не после, а в процессе литификации пород.

Общие трещины по своему генезису являются, как уже было сказано выше, литогенетическими. Подчеркивая эту особенность общей трещиноватости, связанной с внутренними, в частном случае внутрислойными процессами обезвоживания, стяжения, уплотнения, превращения осадка в горную породу, к ней можно применить и термин «эндогенная трещиноватость» (Иванов, 1939).

Эндогенные напряжения, в более широком смысле, могут охватить не только пласт или пачку пластов, но и отдельные структурные ярусы, весь платформенный чехол или кристаллическое основание платформы, вплоть до земной коры в целом. В каждом случае они обусловлены процессами, происходящими внутри данной системы. Соответственно с мощностью системы, охватываемой эндогенными (для нее) напряжениями, находятся и все параметры формирующих блоков.

Но ориентировка трещин или швов, разделяющих блоки, во всех случаях, оказывается, обусловлена планетарными причинами. Подчеркивая эту их чрезвычайно важную особенность, мы все подобного рода трещины разных масштабов и значений называем планетарными.

По мнению Н. С. Шатского, региональная или, как пишет А. В. Пейве (1956), планетарная трещиноватость «контролирует все структуры платформ от мелких отдельностей до очертаний платформ в целом» (Шатский, 1964, т. II, стр. 618).

Однако не только в складчатых областях, но и на платформах, при достаточно интенсивных дислокациях, образуются новые, действительные тектонические трещины. Они связаны не с процессами, происходящими внутри рассматриваемого слоя или пачки слоев, а с внешними относительно данной породы давлениями (явлениями отрыва или скалывания), обусловленными развитием отдельных структурных форм.

Вместе с ростом локальных структур первичные, планетарные трещины теряют геометрическую правильность строения своей сети, когда горизонтальные слои, в которых они образовались, дислоцируются. На отдельных платформенных поднятиях в ряде случаев, как указывает Е. М. Смехов (1961), трещины как бы обтекают их.

В рисунке планетарной трещиноватости в результате роста локальных структурных форм создаются аномалии, которые так же, как аномалии в геофизических полях, могут быть использованы при поисках дислокаций.

Однако при сводке данных по трещиноватости участков платформы, выходящих за пределы отдельных структурных форм, направления связанных с ними локальных тектонических трещин, так же как и искаженные направления планетарных трещин, не будут суммироваться и мало изменят форму сводных роз трещиноватости.

Впрочем, в некоторых случаях и позже возникшие тектонические трещины в той или иной мере своей ориентировкой связаны с первичной планетарной трещиноватостью.

Такое предположение высказывается потому, что планетарная трещиноватость делает формирующиеся горные породы механически анизотропными. Последующие тектонические напряжения могут использовать эту анизотропность и вновь возникающие тектонические трещины, а так же и разрывы могут приспособиться к готовым швам. «При наличии в породах диагенетических трещин региональные трещины на них накладываются» — пишет А. Е. Михайлов (1956). Благодаря такой «унаследованности» направлений не только новые тектонические трещины, но и разрывные дислокации могут сохранить правильный рисунок планетарной трещиноватости.

В свете изложенных представлений с планетарной трещиноватостью разных масштабов могут быть связаны закономерности пространственного расположения форм структуры земной коры и основные черты рельефа земной поверхности.

Литература

- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.
- Иванов Г. А. Кливаж (отдельности) в углях и вмещающих породах и пути его практического использования. Часть 1. ГОНТИ, 1939.
- Михайлов А. Е. Полевые методы изучения трещин в горных породах. Госгеолиздат, 1956.
- Мушкетов И. В. и Мушкетов Д. И. Физическая геология. Т. 1, 1935.
- Новикова А. С. О трещиноватости пород восточной части Русской платформы. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1951.
- Офман П. Е. и Новикова А. С. Некоторые закономерности трещин усыхания. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1953.
- Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. (Главнейшие типы глубинных разломов). Статья 1. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1956.
- Пермяков Е. Н. Тектоническая трещиноватость Русской платформы. Материалы к познанию геол. строения СССР. Нов. сер., вып. 12 (16), Изд. Моск. об-ва испыт. природы, 1949.
- Смехов Е. М. Закономерности развития трещиноватости горных пород и трещинные коллекторы. Тр. Всес. нефтян. геол.-развед. ин-та, вып. 172, 1961.
- Смехов Е. М. и Булач М. Х. Методическое пособие по изучению трещиноватости горных пород и трещинных коллекторов нефти и газа. Труды ВНИГРИ, вып. 201, 1962.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 1. Изд-во АН СССР, 1960.

- Шатский Н. С. Избранные труды, т. II, 1964.
- Шульц С. С. Об изучении планетарной трещиноватости. IV совещание по проблемам астрогеологии (Тезисы докладов). Изд. Геогр. об-ва СССР, Л., 1962.
- Шульц С. С. Об изучении планетарной трещиноватости. Докл. сов. геол. на XXII сессии Междунар. геол. конгр. Проблема 4 «Деформация пород и тектоника», Изд-во «Наука», 1964.
- Шульц С. С. Планетарная трещиноватость и ориентировка некоторых линейных форм рельефа. Основные проблемы изучения четвертичного периода. Изд-во «Наука», 1965.
- Hobbs W. H. Repeating patterns in the relief and the structure of the land. Bull. Geol. Soc. Amer., Vol 22, N 2, 1911.
- Kjerulf Th. Die geologie des südl u mit. Norvegen, 1880.
- I.ötze. Zur Erklärung der tektonischen Kräfte. Geologie und Mineralogie, N 4, 1933.
- Sonder R. Die lineaucent Tektonik und ihre Probleme. Ecl. Geol. Helv., vol 31, N 1, 1938.
- Elie de Beaumont L. Recherches sur quelques-unes der revolutions de la surface du globe. Ann. Sci. Natur., V. 18, 1929; V. 19, 1930.
- Phillips Y. Illustration of Yorkshire, t. II, London, 1936.

Ленинградский государственный университет
им. А. А. Жданова

Статья поступила
26 июля 1965 г.

S. S. SHULTZ

ON VARIOUS SCALES OF PLANETAR JOINTING

The paper deals with the fissure systems of different orders, beginning with deep seated fractures and ending in intralayer common fissures. The author believes, that all the fissures concerned were formed by internal (intralayer, intracrustal, etc.) stresses, but their natural orientation in the space depends on planetar environment.

Leningrad State University after A. A. Zhdanov

УДК 551.24 (265)

Н. А. БОГДАНОВ

**СТРОЕНИЕ ПАЛЕОЗОИД ЗАПАДА
ТИХООКЕАНСКОГО КОЛЬЦА¹**

Палеозойские образования представляют собой древнейшие отложения островных дуг запада Тихоокеанского кольца. Анализ структур, сложенных породами этого возраста, свидетельствует о том, что они образуют единый геосинклиальный пояс, прослеживающийся от Чукотки до Антарктиды. В этом поясе по направлению с запада на восток можно выделить три структурно-фациальные зоны, различающиеся по типам развития и магматизму. Самая западная из них Тасман-Катазнатская зона имеет такое же строение как ортогеосинклинали континентов. Обильный гранитный магматизм свидетельствует, что ее развитие происходило в областях с корой континентального типа. Соседняя с ней зона Хоканое-Китаками сложена в основном спилито-кератофировыми лавами и, по-видимому, в палеозое это было место расположения вулканических дуг. Кора континентального типа здесь образовалась в конце палеозоя — начале мезозоя. Третья, внутренняя по отношению к океану зона Отаго-Сахалин, представлена однообразной толщей граувакков и сланцев. Вероятно, она не имеет себе аналогов среди континентов, в палеозое представляла собой системы океанических желобов или впадин и заложилась на систематическом основании. Делается вывод о допалеозойском возрасте впадины Тихого океана.

Породы палеозойского возраста представляют собой древнейшие образования, слагающие ядра антиклинальных структур на территории ряда островных дуг запада Тихоокеанского кольца. Несомненно поэтому, что их структурный и фациальный анализ окажут существенную помощь в расшифровке коренных вопросов, касающихся истории развития Тихоокеанского побережья и окраинных морей океана. Среди них можно выделить такие проблемы, как длительность развития островных дуг, тектоническая история развития обширных пространств шельфов и окраинных морей, образования сиалической земной коры и многие другие.

Начиная с работ Э. Зюсса (Suess, 1889—1909), многие исследователи: Г. Штилле (1948, 1958), М. В. Муратов (1957), Ю. М. Пушаровский (1960, 1965), В. Е. Хаин (1964), Б. А. Петрушевский (1964) и другие выдвигают гипотезу о древнем, по крайней мере докембрийском, возрасте Тихого океана. При этом некоторые из них считают, что положение андезитовой линии, определяющей границы Тихого океана, не менялось, по-видимому, с докембрия. В отличие от этой группы геологов, В. В. Белоусов (1962), Е. М. Рудич (1962), Э. Кукал (Kukal, 1963) и другие высказывают мысль об относительно молодом (не древнее мелового) возрасте океанической акватории; причем, по их мнению, островные дуги представляют собой уцелевшие сегменты континентов.

В предлагаемой работе автор пытается подойти к этой проблеме на основании анализа распространения и, отчасти, условий осадконакопления древнейших отложений, развитых в пределах западного побе-

¹ Доклад, прочитанный на выездной сессии Отделения наук о Земле АН СССР на Дальнем Востоке, в г. Южно-Сахалинске 25 сентября 1965 г.

режья Тихого океана. Она базируется на полевых наблюдениях, которые проводил автор на Дальнем Востоке СССР, в восточной Австралии и Новой Зеландии, а также на анализе обширного литературного материала. Данные исследования являются частью коллективных научных работ по тектонике Тихоокеанского кольца, проводимых Геологическим институтом АН СССР. Так как отложения палеозоя в ряде областей кайнозойской складчатости обнажаются на небольших площадях, то предлагаемые ниже положения будут для некоторых частей кольца гипотетическими или по меньшей мере дискуссионными. В то же время по обширным территориям Азии и Австралии геологами различных стран был собран огромный фактический материал, и в данной краткой статье невозможно описать все детали геологического строения отдельных регионов. Поэтому мы остановимся лишь на общей характеристике основных палеозойских структурно-фациальных зон.

В крупных регионах, таких, например, как советский Дальний Восток, Японские о-ва и о. Сахалин или восточная Австралия — Новая Зеландия, где обрамляющий с запада Тихий океан тектонический пояс достигает наибольшей ширины, в палеозойских образованиях устанавливается единая закономерность в изменениях фациального состава пород в направлении с запада на восток. При этом можно выделить три основных зоны (рис. 1). Первая, названная нами Тасман-Катазиатской, примыкающая к докембрийским платформам Северо- и Южно-Китайской и Австралийской, достигает наибольшей ширины и представляет собой нормальную ортогеосинклиналь, т. е. сочетание узкой, расположенной на западе миогеосинклинали, и в несколько раз более широкой — эвгеосинклинали. Восточнее от нее расположена несравненно более узкая зона Хоканое-Китаками, где распространены почти исключительно вулканогенные формации, прослеживающиеся на огромные расстояния. И, наконец, третья структурно-фациальная зона Отаго-Сахалин, отделенная от второй структурными швами и гипербазитовыми поясами, с чрезвычайно специфичным набором пород, которая во многих местах уже непосредственно примыкает к впадине Тихого океана. Во многих местах границы между зонами из-за недостатка фактического материала условны.

Рассмотрим строение каждой из этих зон.

I

Первая, внешняя по отношению к океану, Тасман-Катазиатская палеозойская структурно-фациальная зона прослеживается в пределах обоих континентов: в Азии — от Чукотского полуострова, по направлению на юг, через Пенжинский кряж (Таловско-Майнский антиклинорий; Мигович, 1963), крайний восток Удского антиклинория, Сихотэ-Алинь (Беляевский, Громов, 1962) и западную половину о. Хонсю (антиклинорий Хида), охватывая всю палеозойскую складчатую область Катазии; далее на юг, — через восточные острова Индонезийского архипелага и Новую Гвинею она прослеживается на востоке Австралийского континента, от полуострова Кейп-Йорк до южного побережья острова Тасмании. Через район возвышенности Мили и западную часть Южно-Тихоокеанского поднятия, она, видимо, была связана с палеозойской геосинклинальной областью западной Антарктиды (Hamilton, 1963; Harrington, 1965).

Так как отдельные крупные части этой зоны, такие как Катазия или геосинклинальная область Тасман в восточной Австралии, представляют собой каледонские и герцинские складчатые сооружения, а на расположенных в пределах шельфов континентов островах Тайвань и Новая Гвинея образования этого возраста описаны достаточно детально, то любой из этих регионов может служить тектонотипом этой зоны.

Узкие внешние прогибы каледонских складчатых областей Австралии и Катазии, в значительной своей части обрамляющие с востока древние глыбы платформ и лишь на крайнем юге Австралии, как и на западе Антарктики, сопрягающиеся с байкалидами, выполнены преимущественно терригенным материалом, поступавшим с окраинных частей докембрийских глыб или складчатых сооружений байкалид. Наиболее типичным примером внешних (миогеосинклинальных) частей Тасман-Катазиатской зоны, непосредственно сопрягающиеся с древними платформами и областью байкальской складчатости, может служить восточная часть Лахланской каледонской складчатой системы восточной Австралии. Здесь только в разрезе кембрия имеются прослойки спилито-кератофировых лав (Thomas, Singleton, 1956), сменяющихся выше мощной толщей терригенных образований, которые выполняют Мельбурнский синклиниорий (Paskam, 1960; Voisey, 1959). На западном борту синклинория ордовикские, силурийские и нижнедевонские образования сложены чередованием мелководных кварцевых и полимиктовых песчаников и алевролитов, гравелитов и темных глинистых сланцев. Они характеризуются тенденцией к смене более мелководными отложениями вверх по разрезу. Общая суммарная мощность данных пород достигает 11 000 м.

Сходный характер разновозрастных образований устанавливается и во внешних частях каледонской складчатой области Катазии.

Иное строение имеют палеозойские образования антиклинория Хида, который, по-видимому, граничит с северо-восточным выступом Северо-Китайской платформы и расположен на юго-западе о. Хонсю. В составе палеозойского разреза массива Хида, особенно среди верхнекаменноугольных и пермских образований существенную роль играют туфы различного состава и кремнистые породы (Fujimoto, 1961). Эта специфика строения данной части Тасмано-Катазиатской зоны, вероятно, объясняется тем, что на юго-западе Японской островной дуги весь палеозойский пояс Тихого океана резко сужается и на тектоническое развитие внешних частей его заметное влияние оказывают более внутренние зоны пояса, характеризовавшиеся в эту эпоху интенсивным вулканизмом. В целом, для внешних (миогеосинклинальных) прогибов Тасман-Катазиатской зоны, в отличие от пояса Милларда Тихоокеанского побережья Северной Америки (Кэй, 1955) и зоны Восточных Анд Южной Америки (Неггеро-Ducloux, 1963) не характерны карбонатные формации. Последние играют в разрезе лишь подчиненную роль. Необходимо подчеркнуть, что для западной части Тихоокеанского кольца, так же как и для восточной, в окраинных его частях палеозойский разрез характеризуется обилием местных перерывов и частой сменой морских отложений континентальными, свидетельствующими о мелководности условий осадконакопления.

Восточнее внешних, миогеосинклинальных, зон расположены эвгеосинклинальные прогибы, выполненные чередующимися между собой вулканогенными и осадочными формациями. Первые из них чаще всего представлены как основными, так и кислыми лавами и их туфами; причем, в ходе длительного геосинклинального развития часто устанавливается миграция осей вулканогенных прогибов по направлению на восток. Такое строение имеет, например, каледонская эвгеосинклиналь восточной Австралии, прослеживающаяся более чем на 3 тыс. км с севера на юг. Этот пояс сложен чередующимися между собой андезитовыми, риолитовыми, дацитовыми и другими лавами ордовикского — среднедевонского возраста, чередующимися с туфами, лавагломератами, вулканическими брекчиями и терригенными породами, в основном граувакками и песчаниками общей мощностью свыше 8000 м (Paskam, 1958).

Характерна и другая особенность данной эвгеосинклинали — положение на краю шельфа и последующая смена вверх по разрезу верхне-

палеозойской миогеосинклиналью. Все это подчеркивает относительно короткую эпоху вулканических излияний в эвгеосинклиналях континентальной части внешней структурно-фациальной зоны.

Более восточные части Тасман-Катазиатской зоны, также эвгеосинклинальные по набору выполняющих их формаций, сложены главным образом аспидной и вулканогенно-осадочными формациями от силура до верхней перми включительно. Палеозойские породы этого типа широко распространены на большей части о-вов Новой Гвинеи, Сулавеси (Целебес), Калимантан (Борнео) и на Тайване. С ними сходны образования восточного крыла антиклинория Хида, прослеживающиеся на севере Сикоку и Кюсю, и в центральной части Хонсю. На обширной территории данные породы погружаются под воды окраинных морей, таких как Японское, Восточно- и Южно-Китайское и Тасманово. Для этого типа эвгеосинклиналей палеозоя Тихоокеанского кольца типична значительно бо́льшая ширина, чем для его более внутренних структурно-фациальных зон. Кроме того, для ниже- и среднепалеозойских образований характерен интенсивный метаморфизм (до гнейсов и кристаллических сланцев). Однако их объединяет с эвгеосинклиналями континентов то, что в их пределах выделяются многочисленные локальные поднятия, охарактеризованные обычно мелководными осадками, и в ряде случаев последние сопровождаются перерывами в осадконакоплении.

Так, на западе Новой Гвинеи в хребте Дигоел, по данным У. Виссера и Ж. Хермеса (Visser, Hermes, 1962), разрез нижнего палеозоя сложен толщей филлитов, в которой имеются лишь подчиненные прослойки вулканогенных пород, кварцитовидных песчаников и известняков. Видимая мощность филлитовых сланцев достигает нескольких километров. В этих районах имеются данные, позволяющие предполагать, что девонские отложения на западе острова сложены пестроцветными песчаниками. В восточной части острова ниже- и среднепалеозойские образования представлены алевролитами, филлитовыми сланцами и полимиктовыми песчаниками, включающими отдельные прослойки амфиболитизированных андезитов и спиллитов. В хребте Оуэн-Стэнли данные породы метаморфизованы и превращены в кварцево-сланцевые и хлоритовые сланцы, амфиболиты и кварциты (McMillan, Malone, 1960; Smith, Green, 1961). Повсеместно на них трансгрессивно и несогласно залегают мелководные красноцветные песчаники и известняки верхнего карбона — нижней перми и континентальные отложения верхней перми. Все же отсутствие крупных перерывов в процессе палеозойского геосинклинального развития позволило вначале С. Тейхерту (Teichert, 1928), а затем Т. Кломпе (Klompé, 1957) отнести эти районы к областям сквозного геосинклинального развития от нижнего палеозоя и до кайнозоя включительно.

Вторым районом распространения разреза палеозойских образований данного типа служит о. Тайвань. Здесь в центральной части острова они представлены метаморфическими образованиями — хлоритовыми, кварцевыми и амфиболитовыми сланцами, среди которых имеются прослойки и линзы мраморизованных органогенных известняков, содержащих фузулиды перми (Основы тектоники Китая, 1962).

Характер дислокаций палеозойских образований внешней зоны постепенно усложняется по направлению к океану. В районах, где складчатый пояс примыкает к платформам, таких как восточная Австралия и Катазия, в которых основная эпоха складчатости падает на конец нижнего или начало среднего девона, т. е. по времени соответствует каледонидам Азии, отложения смяты в симметричные линейные формы, ориентированные параллельно краям докембрийских платформ. Постепенно на востоке интенсивность дислокаций возрастает, и уже в пределах герцинид Новой Англии и Квинсленда преобладают изоклинальные формы, весьма сходные со складками, типичными для палеозоя Новой

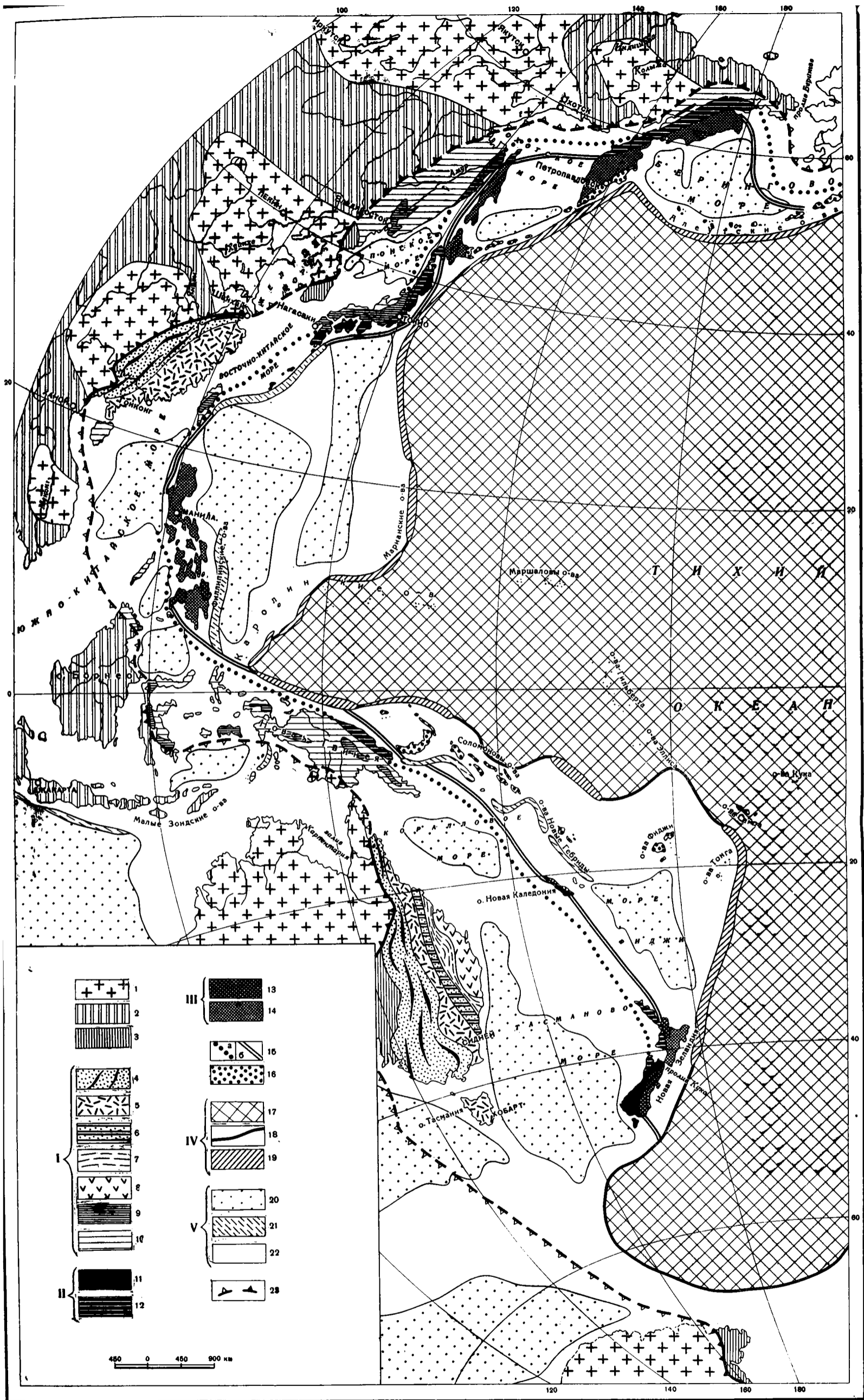


Рис. 1. Палеотектоническая схема палеозоя западной части Тихоокеанского кольца.

1 — докембрийские платформы; 2 — области палеозойских складчатостей сопредельных регионов; 3 — области байкальской складчатости Тихоокеанского кольца.

Структурно-фациальные зоны палеозоя:

I — Тасман-Катазиатская зона: 4 — внешние зоны (многоосинклинали) каледонид; 5 — внутренние зоны (эвгеосинклинали) каледонид; 6 — Сиднейско-Боуэнский краевой прогиб герцинид Новой Англии; 7 — внешняя зона (многоосинклинали) герцинид; 8 — внутренняя зона (эвгеосинклинали) герцинид; 9 — выходы палеозойского основания в областях мезозойской и кайнозойской складчатостей; 10 — палеозой, перекрытый более молодыми отложениями в тех же районах. II — зона Хоканое-Китаиками: 11 — выходы палеозойского основания; 12 — палеозой, перекрытый более молодыми геосинклинальными образованиями. III — зона Отаго-Сахалин: 13 — выходы палеозойского основания; 14 — палеозой, перекрытый более молодыми геосинклинальными образованиями; 15 — а — предполагаемая граница между зонами Тасман-Катазиатской и Хоканое-Китаиками, б — предполагаемая палеозойская андезитовая линия океана; 16 — геосинклинали, заложившиеся в мезозое на симатической коре. IV — океаническая область: 17 — талассократон; 18 — андезитовая линия талассократона; 19 — глубоководные желоба. V — области внутренних морей: 20 — глубоководные впадины; 21 — глубоководные желоба; 22 — области шельфа подводных поднятий, плато и островных гряд; 23 — внешняя граница Тихоокеанского кольца в палеозое.

Гвинеи, Тайваня и запада Хонсю, где уже более молодая складчатость проявилась не только усложнением более древних дислокаций, но и наложением процессов метаморфизма.

Внешняя зона является и областью интенсивного многофазного проявления гранитного магматизма от нижнего силура до верхней перми включительно. Повсеместно, в меньшей степени, в пределах миогеосинклиналей, и в большей — в эвгеосинклиналях, развиты крупные батолиты гранитоидов, имеющих с вмещающими породами интрузивные контакты. Обширные поля палеозойских гранитов простираются и на островах вплоть до восточной границы зоны. Интересна одна особенность пространственного расположения различных возрастных комплексов гранитных интрузий. В областях палеозойской складчатости, таких как область Тасман восточной Австралии и Катазия, по направлению с запада на восток, т. е. от древних платформ к Тихому океану возраст гранитоидов постепенно омолаживается и меняется от нижнесилурийского на западе до нижнепермского на востоке (рис. 2). На островах Новой Гвинеи, Хонсю, Сикоку и Кюсю преобладают граниты пермского возраста, хотя и имеются указания на наличие в их пределах и более древних, возможно, додевонских гранитов (Noda, 1961). Основные и ультраосновные тела Тасман-Катазиатской зоны, представленные габбровой и габброперидотитовой интрузивными формациями, как правило, приурочены к глубинным разломам и немногочисленны в отличие от соседней зоны Хоканое-Китаками.

II

Палеозойская структурно-фациальная зона Хоканое-Китаками прослеживается с юга на север узкой полосой от западного побережья Новой Зеландии, на юг Новой Каледонии, север Новой Гвинеи и далее, вероятно, через острова Рюкю, восток Кюсю, Сикоку и Хонсю. В пределах советского Дальнего Востока на Корякском нагорье и, возможно, на восточной Камчатке, она погружена под более молодые отложения.

Повсеместно зона Хоканое-Китаками характеризуется широким развитием вулканических пород — преимущественно спилитовой и спилито-кератофировой формации. Наиболее подробно состав палеозойских образований этой зоны был описан на западе Южного острова Новой Зеландии и в восточной части островов Сикоку, Кюсю и Хонсю. На первом из них палеозойские отложения вулканогенно-осадочного типа описываются новозеландскими геологами как фации Хоканое. Здесь устанавливается самый полный разрез палеозоя (от кембрия до перми включительно, суммарной мощностью около 20 км), по сравнению с другими островами Тихого океана, где в большинстве случаев известны лишь породы средне- и верхнепалеозойского возраста. Слагающие основание разреза фации Хоканое кембрийские образования представлены хлоритизированными андезитами и базальтами и их туфами, среди которых встречаются прослойки граувакк, алевролитов и брекчиевидных известняков (Grindley, 1961). Сменяющие их сланцевые толщи ордовика и силура также содержат обильный туфогенный материал, однако среди них нет лавовых прослоев. И, наконец, образующие верхи палеозойского разреза западной половины Южного острова Новой Зеландии каменноугольные и пермские породы представляют собой мощную толщу спилитов, авгитовых порфиров, андезитов, кварцевых кератофиров, чередующихся с туфами основного состава, туфогенными песчаниками, вулканическими брекчиями и агломератами (Grindley, 1959; Waterhouse, 1964). Этот вулканогенный комплекс, мощность которого достигает 5000 м, переслаивается с мелководными сланцами и песчаниками, содержащими обильные окаменелости.

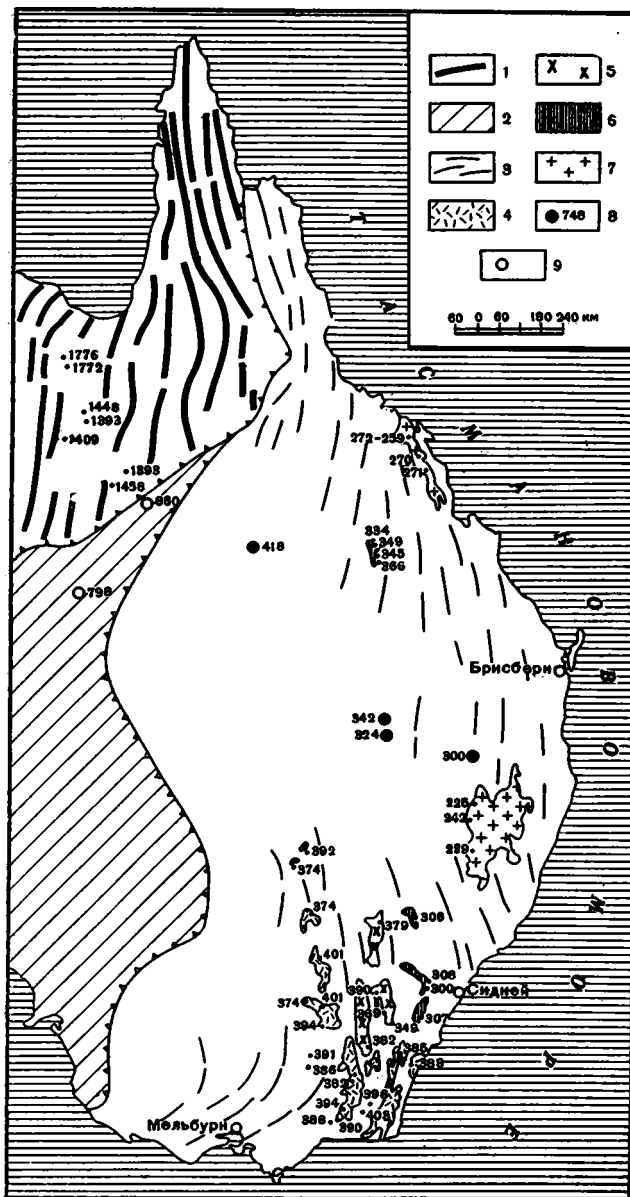


Рис. 2. Возраст гранитов восточной Австралии по определениям К—А методом (по Everden, Richards, 1962; Richards, Cooper, Webb, 1963; Webb, Cooper, Richards, 1963).

1 — докембрийская платформа; 2 — Аделандская область байкальской складчатости; 3 — палеозойская складчатая область Тасман; 4 — гранитоиды силурийского-нижнедевонского возраста; 5 — гранитоиды средне- и верхнедевонского возраста; 6 — гранитоиды каменноугольного возраста; 7 — гранитоиды пермского возраста; 8 — возраст пород в 10^6 лет; 9 — определения, сделанные по образцам, полученным из скважин

От Южного острова Новой Зеландии на север структурно-фациальная зона Хоканое-Китаками прослеживается на юго-западное побережье о. Новая Каледония. На западном побережье острова Авиасом (Avias, 1953) была описана толща интенсивно дислоцированных верхнепалеозойских образований. Здесь в ее составе преобладают лавы и пестро-

цветные туфы дацитов и риолитов, которые, по мнению Д. Вотерхауса (Waterhaus, 1956), литологически весьма сходны со средней частью разреза пермо-карбонных образований запада Южного острова Новой Зеландии. Этот вывод подтверждается также находками фауны артинского яруса в верхах этого комплекса.

В северной половине пояса сходный разрез был установлен на восточном побережье Японских островов. Здесь от района Кума-Гава на о. Кюсю до гор Китаками на северо-востоке о. Хонсю вдоль восточного побережья островов прослеживается полоса распространения преимущественно вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, общей мощностью около 10 000 м. Наибольшим распространением среди них пользуются риолиты, диабазы и их туфы, чередуясь со сланцами, песчаниками и многочисленными прослойками конгломератов и известняков (Hamada, 1961; Minato a. oth. 1959; The Geol. development Japan, isl., 1965). В пределах материка, на востоке Приморья и на западе Корякского нагорья вулканогенные породы на обширных территориях погружены под более молодые образования и обнажаются лишь в небольших по площади тектонических блоках.

Таким образом, в средней структурно-фациальной зоне палеозоя Хоканое-Китаками, возможно, в едином поясе прослеживается полоса распространения как наземного, так и подводного вулканизма. Палеографический анализ этих образований показывает, что эффузивные излияния происходили в узкой области относительного поднятия, иногда цепи кордильер, а ассоциирующиеся с ними вулканогенно-осадочные и осадочные породы, обычно хорошо охарактеризованы фауной. Часто длительные эпохи вулканической деятельности сменялись кратковременными периодами образования коралловых рифов и биогерм, таких, например, как среднекаменноугольные коралловые известняки в горах Китаками, на севере Хонсю, или верхнеордовикские рифогенные известняки группы Артур в горах Тасман, на севере Южного острова Новой Зеландии. Таким образом, общие условия седиментации в пределах зоны Хоканое-Китаками в палеозое, весьма вероятно, были сходны с процессами осадконакопления на современных островных дугах типа островов Новые Гебриды или Соломоновых. Для этой зоны также характерны контрастные вертикальные движения, многочисленные перемены в осадконакоплении и порой даже локальные области распространения континентальных осадков.

Повсеместно здесь в палеозое, по-видимому, не происходило замыкания геосинклинального режима развития и образования складчатых областей. Как правило, они характеризуются «сквозным» геосинклинальным развитием в одних местах до конца мезозоя или неогена, а в других — и до настоящего времени.

Особый интерес представляет палеозойский магматизм зоны. Интрузии гранитоидов (в основном диоритов и гранодиоритов) установлены как в Новой Зеландии, так и на Хонсю. Большая часть их не имеет интрузивных контактов, и они представляют собой ядра зон гранитизации, причем химический состав как гранодиоритов, так и вмещающих пород (главным образом туфов и граувакк основного состава) мало различается между собой. Анализы, сделанные через всю зону гранитизации, свидетельствуют о постепенном увеличении щелочных компонентов и кремнекислоты по направлению к ядрам массивов. Характерно, что уже более молодые мезозойские и кайнозойские гранитоиды представляют собой «нормальные» интрузии с горячими контактами и связанными с ними зонами контактового метаморфизма.

Значительно более широко распространены, чем в какой-либо другой структурно-фациальной зоне, здесь основные и ультраосновные интрузивные тела как палеозойского, так и более молодого возраста. Породы ультраосновного ряда относятся чаще всего к дунито-периодо-

титовой формации. Они образуют в ряде случаев пояса огромной протяженности, как например, от о. Стюарта на юге Новой Зеландии и до Филиппинских о-вов. Под водой этот пояс фиксируется по зонам крупных положительных гравитационных аномалий. Интересен и другой факт: там, где имеются палеозойские (верхнепермские — нижнетриасовые) гипербазиты, в том же поясе не менее резко проявляются и мезокайнозойские интрузии того же состава. Наличие кайнозойских ультраосновных тел в пределах этого пояса затрудняет точную датировку первичного возраста внедрения последних. Только на Южном острове Новой Зеландии имеются несомненные доказательства кембрийского возраста проникновения серпентинитов массива Кобб. Д. Гриндли (Grindley, 1961) обнаружил их гальку в базальных конгломератах ордовика. Возраст протяженного пояса, идущего через Новозеландские о-ва, устанавливается как пермский (Grindley, 1958; Wood, 1962). Эти и ряд других косвенных данных позволяют нам, вслед за Х. Хессом (1957), предполагать, что первичное внедрение гипербазитового пояса и в других районах Новой Каледонии, на севере Новой Гвинеи еще севернее, до Японских о-вов, происходило, по-видимому, в позднем палеозое — раннем мезозое. Значительная часть массивов серпентинитов — протрузии, но в ряде мест — как в Новой Зеландии или на крайнем севере Борнео — были установлены дуниты, перидотиты и гарцбургиты. Этот, один из крупнейших гипербазитовых поясов представляет собой важную границу в пределах Тихоокеанского кольца и отделяет зону Хоканое-Китаками от внутренней по отношению к акватории структурно-фациальной зоны Отаго-Сахалин.

III

Отложения данной палеозойской структурно-фациальной зоны прослеживаются узкой полосой на востоке отдельных островов запада Тихоокеанского кольца. Они были описаны на востоке Южного острова Новой Зеландии, Новой Каледонии; возможно, к ним относятся проблематические палеозойские образования Филиппинских о-вов, а севернее породы оснований Хоккайдо и Сахалина. Ряд признаков позволяет высказать предположение, что, возможно, образования данной зоны погребены под мезо-кайнозойскими геосинклинальными толщами на восточном побережье Камчатки и Корякского нагорья.

Западная граница зоны в тех местах, где ее удается проследить, проходит по поясу гипербазитов или по крупным разломам, к которым они приурочены. На востоке она повсеместно погружается под воды океана. Наибольшей ширины зона Отаго-Сахалин достигает в Новой Зеландии, где от центральной части Южного острова и до о. Чатам К. Флеминг (Fleming, 1962) условно принимает возраст складчатого основания острова, как пермский (около 500—700 км). Здесь разрез от карбона (возможно, и более древних образований) до нижнего мела включительно слагает комплекс так называемых в Новой Зеландии Альпийских фаций, представленных граувакками. Они переслаиваются с аспидными и кремнистыми радиоляриевыми сланцами и яшмами, спилитами и тонкослоистыми алевролитами. В виде отдельных прослоек в толще встречаются внутриформационные конгломераты и брекчии. Иногда в граувакках удается установить следы подводных течений и мутьевых потоков. По данным Б. Вуда (Wood, 1956), Д. Гриндли (Grindley, 1958) и Д. Вотерхауса (Waterhaus, 1964) эти толщи литологически не претерпевают заметных изменений по всей мощности разреза, которая достигает 15—20 км.

Далее на северо-запад на северо-восточном берегу о. Новая Каледония наблюдается аналогичная картина — вулканогенные толщи палеозоя сменяются мощной граувакковой толщей, в которой имеются тонкие

прослойки и пачки черных глинистых сланцев. Нижняя часть разреза этой толщи метаморфизована и превращена в полевошпатово-хлоритовые сланцы (Routher, 1963).

К этому же типу разреза палеозоя мы в значительной мере условно относим «комплекс основания» (доюрские образования) Филиппинских о-вов (Geol. Map of Phill., 1964). Он сложен нерасчлененными метаморфическими породами: слюдяными, кварцево-полевошпатовыми и филлитовыми сланцами, амфиболитами, среди которых имеются линзы мраморов. Их палеозойский возраст датируется лишь по косвенным признакам — находке фауны верхнего карбона в трансгрессивно перекрывающих «толщи основания» конгломератах палеогена (Easton, Melendres, 1962). Литологически данный метаморфический комплекс сходен со сланцами Отаго Новой Зеландии. Это сходство подчеркивается еще и тем, что вверх по разрезу кристаллические сланцы сменяются граувакками и аспидными сланцами мезозоя, аналогичными грауваккам Новой Зеландии и Новой Каледонии.

В пределах Японских о-вов к разрезам данной зоны мы относим метаморфизованные граувакки и филлитовые сланцы нижней части разреза группы Хидака, центральной части о. Хоккайдо и палеозойские образования о. Сахалин. Недавно я останавливался на строении данного разреза (Богданов, 1965), поэтому здесь мы коснемся лишь некоторых новых данных в его строении. В верхней части разреза граувакк, туфогенных песчаников, филлитизированных и кремнистых сланцев полуострова Анива (о. Сахалин), возраст нижних горизонтов которых ранее датировался по одиночным находкам фораминифер как пермский, сахалинскими геологами были обнаружены нижнемеловые окаменелости. Однако не имеется никаких следов перерывов или изменения характера граувакково-сланцевых толщ между нижними горизонтами пермского возраста и верхними — нижнемелового возраста. Эта особенность строения пермско-нижнемелового разреза Сахалина подчеркивает его сходство с другими разрезами данной структурно-фациальной зоны, которые уже были кратко описаны выше.

И, наконец, последним местонахождением пород палеозоя в пределах зоны Отаго-Сахалин служит Хатырский район восточного склона Корякского хребта. В последнее время в советской геологической литературе развернулась острая дискуссия о возрасте данных пород. По данным В. Ф. Белого (1963), Н. М. Русакова и Б. Х. Егизарова (1958) и других наиболее древние образования этого района представлены граувакками, туфами и туффитами, алевролитами, яшмами и кремнистыми сланцами, чередующимися с пачками и прослойками спилитов и метадиабазов, а также линзами известняков. В сланцевой части разреза были обнаружены остатки фауны нижнего мела, а в известняках — среднего палеозоя, что приводит к различным, подчас взаимоисключающим выводам о возрасте данных толщ. Не вдаваясь в детали стратиграфии наиболее древних толщ восточной части Корякского хребта, здесь мы лишь отметим сходство литологического состава этого комплекса с другими разрезами структурно-фациальной зоны, глубоководный тип данных отложений и отсутствие четких маркирующих горизонтов, помогающих при их геологическом картировании и детальном стратиграфическом изучении.

Таким образом, в целом для структурно-фациальной зоны Отаго-Сахалин необходимо отметить, что как по простирацию, так и вкрест его характер образований, слагающих ее, удивительно выдерживается или претерпевает незначительные фациальные изменения. В отличие от первых двух зон, фациальный состав образований распространенных здесь, чрезвычайно однообразен. Во всех разрезах преобладают (они слагают около 60% всего разреза) граувакки, обычно бескварцевые, основного состава, пепловые и обломочные туфы и развившиеся по ним

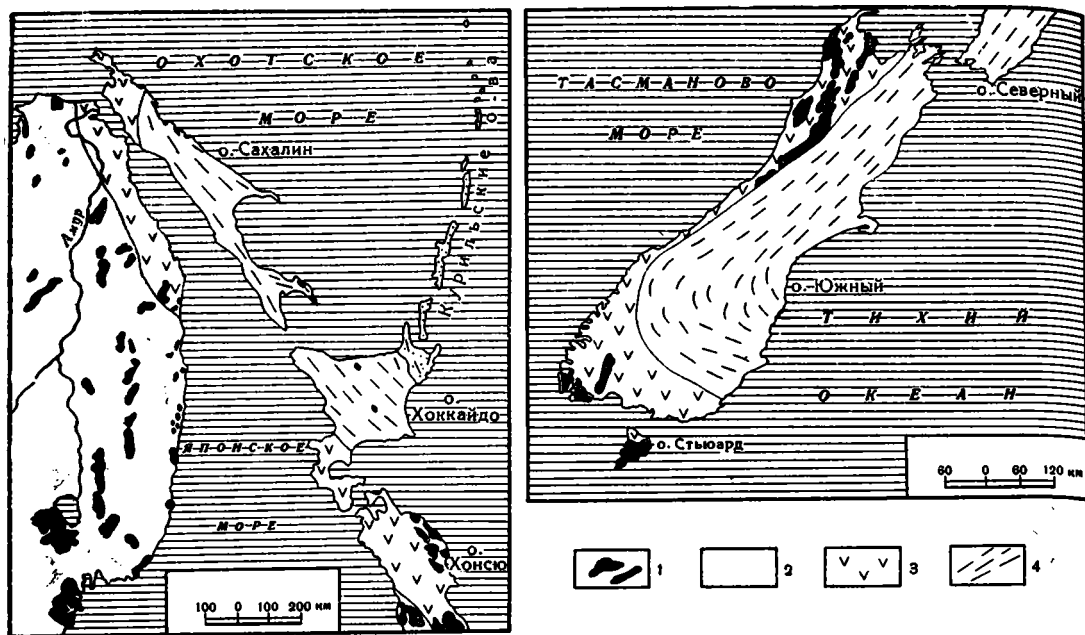


Рис. 3. Схемы распространения гранитоидов (Pz—Kz) в пределах структурно-фациальных зон палеозоя.

А — Дальний Восток СССР и север Японии; **Б** — Южный остров Новой Зеландии; 1 — гранитоиды; 2 — Тасман-Катаганская зона; 3 — зона Хоканое-Китаками; 4 — зона Отаго-Сахалин

кремнистые сланцы. Подчиненные прослои, также широко распространенные по всему разрезу, образуют радиолариевые яшмы. Встречаются и спилиты. Весьма характерно, что спилиты явно доминируют среди всех излившихся вулканогенных пород зоны и чаще всего встречаются у самой восточной ее границы. Во всей толще, изменяющейся по мощности от 7 до 12—20 км, отсутствуют следы перерывов в осадконакоплении и заведомо мелководные отложения. Чрезвычайно редка и донная фауна, в результате чего эта мощная толща всюду, условно, подразделяется на группы и системы. В ней трудно выделить районы относительных поднятий и прогибов, а состав обломочного материала свидетельствует об отсутствии местных областей сноса. Даже состав граувакковых толщ в крайней западной части зоны предельно однообразен, а следы подводных течений в сланцах свидетельствуют о том, что перераспределение обломочного материала происходило параллельно границе зоны.

Крайне интересен магматизм зоны. Несмотря на столь длительную геосинклинальную историю (на Южном острове Новой Зеландии по крайней мере от карбона до неогена включительно) в ее пределах почти не известны гранитные интрузии (рис. 3). Небольшие массивы уже верхнемезозойского, а чаще всего кайнозойского возраста носят гипабиссальный характер. В то же время на территории ее широко распространены тела основных и ультраосновных интрузий. Как правило, они не образуют крупных массивов или поясов и большей частью встречаются в виде силл или даек, причем ультраосновные породы интенсивно серпентинизированы. Степень регионального метаморфизма образований зоны Отаго-Сахалин обычно соответствуют зоне зеленых сланцев, в отличие от одновозрастных пород первой зоны, где часто встречаются гнейсы.

Таким образом, внутренняя палеозойская структурно-фациальная зона запада Тихоокеанского кольца существенно отличается от первых двух и по характеру выполняющих ее образований, по-видимому, не имеет аналогов среди геосинклинальных прогибов континентов.

IV

Суммируя приведенный выше материал по типам палеозойских образований запада Тихоокеанского кольца можно сделать следующие основные выводы.

1. Первый вывод касается времени заложения этой гигантской структуры Земли. Как видно из приведенного выше краткого и далеко не полного анализа строения западной части Тихоокеанского кольца, палеозойские геосинклинали образуют, вероятно, единый пояс, простирающийся от Антарктиды до Чукотки. Ширина этого пояса соизмерима с шириной кайнозойских геосинклиналей Тихоокеанского кольца. Повсеместно палеозойские образования от типично мелководных сменяются более глубоководными отложениями в сторону океана, причем нигде не имеется каких-либо указаний на наличие суши или области сноса, восточнее крайних современных выходов отложений этого возраста. Все это свидетельствует о допалеозойском возрасте океанической впадины. Больше того, выявленные в ряде мест (Антарктида, Австралия, Китай и Корея) области байкальской складчатости, позволяют высказать предположение и о возможном дорифейском возрасте этой акватории.

2. Внешняя Тасмано-Катазиатская палеозойская структурно-фациальная зона представляет собой сочетание мио- и эвгеосинклиналей и имеет такое же строение, как и геосинклинальные области, развивавшиеся в пределах континентов. Необходимо лишь отметить, что в пределах Тасман-Катазиатской зоны ширина эв- и мисгеосинклиналей несоизмерима. Эвгеосинклинали несравненно (в 5—6 раз) шире мисгеосинклиналей. Фациальный анализ позволяет предполагать, что палеозойские эвгеосинклинали включали в себя и области окраинных морей, подобных современным Южно- и Восточно-Китайскому, Японскому и Тасманову. Обильный гранитный магматизм свидетельствует о том, что развитие ортогеосинклинальной Тасмано-Катазиатской зоны происходило в палеозое уже в областях с корой континентального типа. Особое место в палеозойской истории этой зоны занимает вопрос о том — были ли уже в ту эпоху глубоководные впадины Японского, Тасманова и других окраинных морей. Изучение палеогеографии палеозойских отложений Японии и Австралии и Меланезийских островов указывает на отсутствие глубоководных впадин в данное время в пределах Тасманова и Японского морей. Поэтому можно предположить вслед за М. Глесснером (Glaessner, 1952), В. В. Белоусовым (1962) и другими, что эти впадины образовались в конце мезозоя.

3. Структурно-фациальная зона Хоканое-Китаками, представляющая собой узкую полосу распространения спилито-кератофировых лав, часто перемежающихся с мелководными образованиями, возможно, является палеозойским аналогом вулканических дуг. Лишь в Новой Зеландии и Новой Каледонии эта зона в мезокайнозойскую эпоху не была вулканически активной. В большинстве других мест, как например на острове Хонсю и на Новой Гвинее, вулканическая деятельность продолжается и в современную эпоху. «Гранитный» слой, судя по характеру интрузивной деятельности, здесь «сформировался» уже в конце перми или в триасе.

4. Особый интерес представляет гипербазитовый пояс, простирающийся от хребта Маккуори южнее Новой Зеландии до Хоккайдо и далее в центральной части Корякского нагорья. В ряде мест (в хребте

Маккуори, на севере Новой Гвинеи, о-вах Рюкю и на востоке Кюсю, Сикоку и Хонсю) эта линия совпадает с «андезитовой линией» Тихого океана. В то же время в Новой Зеландии, Новой Каледонии, на Филиппинах и Корякском нагорье он лежит далеко к западу от нее. Имеющийся уже сейчас материал не только по возрасту гипербазитового пояса, но и по типам палеозойских и мезозойских геосинклинальных толщ Тихоокеанского пояса, позволяет нам высказать предположение, что изменение положения пояса, а тем самым и перемещение «андезитовой линии» с послекембрийского времени, произошло лишь один раз — в верхнемеловое время, а не многократно, как предполагал Х. Хесс (1957). Вероятно, после нижнего мела андезитовая линия заметно сместилась на восток, в сторону океана, и занимала положение, близкое к современному.

5. Третья, внутренняя по отношению к океану структурно-фациальная зона Отаго-Сахалин, отличается особой специфичностью слагающих ее толщ. Преобладание граувакк и кремнистых сланцев, отсутствие кислых лав, малое содержание кварца и другие специфические черты, такие как удивительное однообразие и выдержанность разреза на протяжении длительного периода (по крайней мере от девона до верхнего мела) позволяют выделить эту зону в геосинклиналь особого рода, не имеющую себе аналогов в пределах континентов. Положение зоны на самых восточных островах по отношению к впадине океана позволяет предполагать, что она в эпоху палеозоя и мезозоя представляла собой глубоководный трог или впадину. О глубоководном типе отложений этой зоны может также свидетельствовать и их сходство с осадками современных океанических желобов и впадин. Отсутствие гранитных интрузий не только этого времени, но и позднейших эпох, вероятно, связано с тем, что данная зона была заложена на симатическом основании. Мы предлагаем для нее название «талассогеосинклиналь» или «океаническая геосинклиналь». Современными аналогами таких геосинклиналей, возможно, служат океанические желоба.

6. И, наконец, последний вопрос — как далеко по направлению на восток простираются палеозойские образования? В пределах островов обширного треугольника Соломоновы о-ва, Новые Гибриды — о-ва Кермадек — Фиджи или Меланезийского окраинного плато по Р. Файрбриджу (Fairbridge, 1961), как и на о-вах Марьянской и Курильской дуг самые древние образования датируются верхним мелом или палеогеном. Мощность земной коры в пределах Курильской дуги и Меланезийского плато достигает 15—20 км, т. е. ее можно отнести к переходному типу. Учитывая своеобразный тип блоковых структур, распространенных на о-вах Фиджи, морфологически резко отличный от складчатых форм других островных дуг (Rickards, 1963; Пушаровский, Афремова, 1965), где более древние породы основания были доказаны, можно вслед за Р. Файрбриджем высказать предположение, что они заложились непосредственно на симатическом основании. Другими словами, мы приходим к выводу, что палеозойский геосинклинальный пояс отнюдь не повсеместно слагает основание островных дуг и на обширных площадях развитие современных геосинклиналей Тихоокеанского кольца происходило с захватом окраинных частей ложа океана.

Литература

- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.
Белый В. Ф. О тектоническом строении правобережья нижнего течения р. Анадырь (ларамиды северо-востока Азии). Материалы по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, № 16, 1963.
Беляевский Н. А., Громов Ю. Я. Палеозойский этап геологического развития Сихотэ-Алиня и Южного Приморья. Сов. геология, № 7, 1962.
Богданов Н. А. Тектоническое развитие Японии и Сахалина в палеозое. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1965.

- Егизаров Б. Х. Основные черты геологического строения Корякского нагорья. В сб. «Геология Корякского нагорья», ГОНТИ, 1963.
- Кэй М. Геосинклинали Северной Америки. Изд-во иностр. лит., 1955.
- Мигович М. Палеозойские ранне- и среднепалеозойские сложения Пенжинского кряжа. В сб. «Геология Корякского нагорья», ГОНТИ, 1963.
- Муратов М. В. Проблема происхождения океанических впадин. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол. XXXII (5), 1957.
- Основы тектоники Китая. ГОНТИ. М., 1962.
- Петрушевский Б. А. Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. Изд-во «Наука», 1964.
- Пушаровский Ю. М. Некоторые общие проблемы тектоники Арктики. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 9, 1960.
- Пушаровский Ю. М., Афремова Р. А. Очерк тектоники Новогвинейско-Новозеландского сектора Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца. В сб. «Мезозой. и кайнозой. структ. зоны зап. Тихоокеанск. тектон. пояса». Изд-во «Наука», 1965.
- Пушаровский Ю. М. Основные черты строения Тихоокеанского тектонического пояса. «Геотектоника», № 6, 1965.
- Рудич Е. М. Основные закономерности тектонического развития Приморья, Сахалина и Японии, как зоны перехода от континента к океану. Изд-во АН СССР, 1962.
- Русаков И. М., Егизаров Ю. Х. Стратиграфия докембрийских и палеозойских отложений восточной части Корякского хребта. Тр. Научн.-иссл. ин-та геол. Арктики, т. 85, 1958.
- Хайн В. Е. Общая геотектоника. Изд-во «Недра», 1964.
- Хесс Х. Х. Серпентиниты, орогенез и эпэрогенез. В сб. «Земная кора». Изд-во иностр. лит., 1957.
- Штилле Г. Пра- и неоокеаны. 1948. Избранные тр., Изд-во «Мир», 1964.
- Штилле Г. Некоторые данные и соображения о мировых океанах и обрамляющих их районах. 1958. Избранные тр., Изд-во «Мир», 1964.
- Avias J. Contribution a l'Etude stratigraphique et paleontologique des formations Aulécétacées de la Nouvelle — Caledonie Centrale. Sci Terre 1(1—2); Nancy, 1953.
- Easton W. H., Melendres M. M. First Palaeozoic fossils from Phillipine archipelago. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. v. 47, No 10, 1962.
- Evernden J. F., Richards J. R. Potassium-argon ages in eastern Australia. J. Geol. Soc. Aust. v. 9, pt. 1, 1962.
- Fairbridge R. W. The Melanesian border plateau a zone of crustal shearing in the S. W. Pacific. Publ. Bur. Cent. Seism. Inter. Ser. A, No 22, 1961.
- Fleming C. A. New Zealand Biogeography: A Paleontologist's Approach. Tuatara, 10, 1962.
- Fujimoto H. Recent studies of the Palaeozoic group of Japan. Inter. Geol. Rev. v. 3, No 11, 1961.
- Geological Map of Philippines. 1964.
- Glaessner M. F. The geology of the Tasman Sea. Aust. J. Sci. v. 14, 1952.
- Grindley G. W. The geology of the Eglinton valley, Southland, N. Z. Geol. Surv. Bull. n. s. 58, 1958.
- Grindley G. W. Golden Bay. Geological Map of New Zealand, 1:250 000, sheet 13. Dep. Sci. Ind. Res. 1961.
- Hamada T. The middle Palaeozoic group and its bearing on her geological history, J. Fac. Sci. Univ. Tokyo. Sec. 11, v. XIII, pt. 1, 1961.
- Hamilton W. Tectonics of Antarctica. In «Backbone of the Americas», a Symp. Am. Ass. Petrol. Geol. Tulsa, USA, 1963.
- Harrington L. J. Geology and Morphology of Antarctica. In «Biogeography and Ecology in Antarctica», Monograph. Biol., v. XV, 1965.
- Herrero-Duoloux A. The Andes of the Western Argentina. In «Backbone of the Americas», a Symp., Am. Ass. Petrol. Geol., Tulsa, 1963.
- Hess H. H. History of ocean basins. «Petrologic studies», vol. Honor A. F. Buddington. S. 1, Geol. Soc. Am., 1962.
- Klompé Th. H. F. Pacific and variscan orogeny in Indonesia. Ind. In. Nat. Sci. v. 113, 1957.
- Kukal Z. Nove poznatky o geologii Oceanu. Vestn. Ustřed. ústavu geol. No 3, 38, 1963.
- Minato M., Takeda H., Hashimoto T., Kato M. On the volcanic rocks of the Japanese Palaeozoic. J. Geol. Soc. Japan. v. 65, No 761, 1959.
- McMillan N. J., Malone J. The geology of the eastern central Highlands of New Guinea. Dep. Min. Res. Geol. Geoph. Rep. No 48, 1960.
- Noda M. Pre-Cambrian (?) in the Outer zone of South-west Japan. J. Geol. Soc. Japan., v. 67, No 789, 1961.
- Packam G. H. Stratigraphic studies in the older Palaeozoic rocks of the Tasman geosyncline in central-western New South Wales. (unpubl. tesis), Univ. of Sydney, 1958.
- Packam G. H. Sedimentary history of part of the Tasman geosyncline in south-eastern Australia. Rept. Inter. Geol. Congress XXI, Copenhagen, 1960.
- Richards J. P., Cooper J. A., Weeb A. W. Potassium-argon ages on micas from the Precambrian region of north-western Queensland. J. Geol. Soc. Aust., v. 10, pt. 2, 1963.

- Rickard M. J. Reconnaissance geology of Vanua Levu. Geol. Surv. of Fiji, G. S., 333, 1963.
- Routhier P. Edube geologique du Versant Occidental de la Nouvelle Calédonie Entre le Cola de Boghen et la Pointe d Arama. Mem. Soc. Geol. Fr., (n. s.), 67, 1953.
- Smith J. W., Green D. H. The geology of the Musa river area, Papua. Dep. Min. Res. Geol. Geoph. Rep. No 52, 1961.
- Standard J. C. Submarine geology of the Tasman sea. Geol. Soc. Am. Bull. v. 72, 1961.
- Suess E. Das Antlitz der Erde. Bd. 1—111, 1883—1909.
- Teichert C. Nachweis palaeozoischer Schichten von Sudwest Neu Guinea. Nova Guinea. v. VI, Geologie, Livr. III, 1928.
- The Geological development of the Japanese Islands. Tokio, 1965.
- Thomas D. E., Singleton O. P. The Cambrian stratigraphy of Victoria. In «The Cambrian geology of Australia», Symp. El Sistema Cambrico, ets, C Inter. Geol. Cong. Mexico, 1956.
- Visser W. A., Hermes J. J. Geological results of the exploration for oil in Netherlands New Guinea. Staatsdrukkerij-en-Uitgeverijberijf, 1962.
- Voisey A. N. Australian geosynclines. Aust. Jour. Sci. v. 22, 1959.
- Waterhouse J. B. Recent French contributions to the geology of New Caledonia. N. Z. J. Sci. Tech. v. 37, No 5, 1956.
- Waterhouse J. B. Permian stratigraphy and faunas of New Zealand. N. Z. Geol. Surv. Bull. n. s. 72, 1964.
- Webb A. W., Cooper J. A., Richards J. R. K—Ar ages on some Central Queensland granites. J. Geol. Soc. Aust., v. 10, pt. 2, 1963.
- Wood B. L. The geology of the Gore Subdivision. N. Z. Geol. Surv. Bull. n. s. 53, 1956.
- Wood B. L. Wakatipu; Geological Map of New Zealand 1 : 250 000; sheet 22, Dep. Sci. Ind. Res., 1962.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
13 октября 1965 г.

N. A. BOGDANOV

**PALEOZOIC BELT OF THE WESTERN PART
OF THE CIRCUM — PACIFIC**

The Paleozoic sediments are the oldest in the island arcs of the Circum — Pacific. Analysis of the structures and facies of these rocks shows that Paleozoic geosynclines have formed the united geosynclinal belt which can be traced from the Chukotsk peninsula in the north to Antarctica in the south. Three longitudinal structural zones may be recognized in this geosynclinal belt, differing in main facies, igneous rocks and structural features. The western one, Tasman-KatAsian zone, has a similar structure with internal orthogeosynclines of the continents. The central, relatively narrow Hokanoe-Kitakami zone, consists mainly of spilite-keratophyre lavas and their tuffs. Paleozoic sedimentation and tectonic features of this zone seemed to resemble those of the recent volcanic arcs. The continental crust of some islands of this zone was evidently formed in the latest Paleozoic or in the early Mesozoic. The last one, Eastern Otago-Skhalin zone, consists of monotonous sections of greywackes and cherts. The sediments of this zone are likely to have been accumulated within oceanic troughs on the simatic crust. It is suggested that the age of the Pacific ocean basin should be Pre-Paleozoic.

Geological Institute of the Academy
of Sciences of the USSR
Moscow

УДК 551.241

Э. Б. НАЛИВКИНА

О ФУНДАМЕНТЕ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ

Анализ геологических, петрологических материалов и данных глубинного сейсмического зондирования позволяет предполагать, что широкое развитие в эвгеосинклиналях раннепротерозойской офиолитовой формации (Украинский кристаллический массив, Балтийский щит), а также приуроченность к районам их развития основных и ультраосновных магматических пород в более высоком структурном этаже (Балтийский щит) обусловлены близостью к ним «базальтового» слоя земной коры. Фундаментом эвгеосинклиналей раннепротерозойской эпохи является кора океанического типа.

Образования раннепротерозойских эвгеосинклиналей представлены в основном офиолитовой формацией, поэтому вопрос об основании эвгеосинклиналей, по существу, является вопросом о фундаменте, на котором возникли породы этой формации.

Понятие офиолитовой формации здесь применяется в широком смысле: эта формация охватывает ассоциацию как преимущественно основных вулканогенных, основных и ультраосновных интрузивных, так и сопровождающих их осадочных пород, более или менее одновременно образованных в одних структурах на ранней стадии развития эвгеосинклиналей.

В течение ряда лет автор изучал нижнепротерозойскую офиолитовую формацию на территории Украинского кристаллического массива (Половинкина, Наливкина, 1959) и Енисейского кряжа (Наливкина, 1965). В ходе исследований возник вопрос о том, на каком фундаменте закладывались нижнепротерозойские геосинклинали с широким проявлением в них основного и ультраосновного магматизма, с развитием в них офиолитовой формации? Лежат ли непосредственно под метаморфизованными породами офиолитовой формации нижнего протерозоя метаморфические толщи и гранитоиды архея, как это обычно приводится в стратиграфических схемах докембрия, или указанные породы нижнего протерозоя только обрамляют образования архея, а под ними или отдельными их участками архейские образования отсутствуют?

Офиолитовая формация широко проявлена на территории СССР в эвгеосинклинальных зонах нижнепротерозойских геосинклиналей, как бы цементирующих жесткие структуры архея (Салоп, 1958). Однако данные глубинного сейсмического зондирования, необходимые для более полного решения поставленного вопроса, имеются лишь по Европейской части Союза. Поэтому здесь будут рассмотрены районы развития этой формации в докембрийских выступах Украинского кристаллического массива и Балтийского щита.

На Украинском кристаллическом массиве образования нижнепротерозойской геосинклинали, представленные офиолитовой формацией, залегают в отдельных синклиниях, вытянутых в субмеридиональном направлении и группирующихся в складчатые зоны шириной 10—20 км. Они разобщены районами преимущественного развития гранитоидов. Выделяют следующие синклинорные зоны: Криворожско-Кременчугскую, прослеживаемую на протяжении 350 км; Бузулукскую, Конско-Белозер-

скую, Орехово-Павлоградскую и Корсакско-Гуляйпольскую (Семененко, 1959).

Нижнепротерозойская офиолитовая формация здесь сложена метаморфизованной в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций осадочно-вулканогенной толщей, которой резко подчинены небольшие интрузии габбро- и гипербазитов. В низах толщи преобладают первично вулканогенные породы основного состава, представленные аподиабазовыми, апопорфиритовыми амфиболитами, спилитами, аподиабазовыми амфиболитовыми сланцами, апопикритовыми породами — тремолит-прохлоритовыми, флогопит-тремолитовыми, прохлоритовыми и актинолитовыми, эпидот-актинолитовыми и другими породами (Половинкина, Наливкина, 1959; Шендерова, 1957). Подчиненную роль играют апокератофирные породы, метаморфизованные первично-осадочные образования — железистые кварциты, серицито-хлоритовые, гранато-биотитовые, куммингтонитовые и другие сланцы.

В верхней части нижнепротерозойской толщи ведущую роль играют железистые кварциты и сланцы. В одних из перечисленных синклинорных зон преобладают первично вулканогенные породы основного состава (Сурская полоса), в других — осадочные и особенно железистые кварциты (Криворожско-Кременчугская зона). Для третьих типично переслаивание железистых кварцитов, кварцево-магнетито-амфиболовых пород с метаморфизованными основными магматическими породами (Конкский район). Мощность нижнепротерозойской метаморфизованной осадочно-вулканогенной толщи местами достигает 7 км. Слагающие ее породы сильно дислоцированы, образуют сложные складки, с крутыми углами падения крыльев (70—90°) и острыми замковыми частями, простирающимися преимущественно в субмеридиональном направлении. Сравнительно крупные складки осложнены мелкими структурами вплоть до образования микроплойчатости.

Складчатые структуры разбиты разломами, среди которых особенно распространены продольные надвиги. Иногда устанавливаются продольные зоны разломов по границам районов развития офиолитовой формации с окружающими гранитоидами. Такие разломы фиксируются преимущественно геофизическими исследованиями, например, в краевых частях Конкско-Белозерской зоны (Калужная, Соллогуб, 1964; Семененко, Субботин, Соллогуб, 1964).

Рассмотрим, какова же взаимосвязь областей развития нижнепротерозойских, преимущественно основных магматических пород с образованиями более глубоких частей земной коры. Для этого обратимся к данным глубинного сейсмического зондирования. В районе распространения нижнепротерозойской офиолитовой формации на территории Украинского кристаллического массива имеются сведения по двум профилям глубинного сейсмического зондирования: широтному профилю через Криворожскую полосу на Анновском участке и субмеридиональному, с местными широтными пересечениями, через Конкско-Белозерскую зону. В районе Криворожской полосы уже на глубине 2,6—2,9 км устанавливаются породы с граничной скоростью около 7 км/сек (Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. и др., 1962, 1963). Столь высокие скорости продольных упругих волн типичны для образований «базальтового» слоя. Характер вертикальных границ, отделяющих участки земной коры с высокими граничными скоростями от районов с более низкими их значениями, авторы не обсуждают. Однако для других районов (Соллогуб, Чекунов, 1963) такие явления объясняются наличием в этих участках разломов.

Для Конкско-Белозерской полосы развития метаморфизованной офиолитовой формации на глубине 3—12 км устанавливается несколько положо залегающих преломляющих горизонтов, характеризующихся повышенными граничными скоростями. На глубине от 1,1 до 4 км с $V_r = 6,3—6,35$ км/сек; на глубине 5—8 км с $V_r = 7$ км/сек, и на глубине 8—10 км

с $V_r = 7,1$ км/сек. Глубинные породы со скоростью продольных волн $7-7,1$ км/сек образуют поднятие, протягивающееся в субмеридиональном направлении (Субботин, Соллогуб, 1963; Семенов, Субботин, Соллогуб, 1964). Рассматривая строение земной коры в этом районе в связи с ее строением в прилежащих областях Украинского кристаллического массива, авторы приходят к выводу, что поверхность базальтового слоя здесь, видимо, залегает всего лишь на глубине 5—9 км. В то время как в прилегающих районах широкого развития гранитоидов граница появления «базальтового» слоя с граничной скоростью 6,7 км/сек отмечается на глубине 15—20 км.

В пределах Балтийского щита образования нижнепротерозойских геосинклинальных трогов также сохранились в синклинорных зонах (Кратц, 1963). Метаморфизованная офиолитовая формация здесь развита в Восточно-Финляндской, Западно-Карельской, Восточно-Карельской, Северо-Карельской, Печенго-Варзугской зонах. Образование этой формации в значительной мере представлены первоначально вулканогенными породами основного состава. К ним относятся: аподиабазовые амфиболиты и амфиболовые сланцы, апопорфиритовые амфиболовые и хлоритовые сланцы, метамандельштайны, различные амфиболовые и хлоритовые сланцы, образованные по туфам основных пород, спилиты. Местами встречаются метаморфизованные кератофиры, порфириды и серицитовые сланцы. Вместе с этими первично вулканогенными породами в составе формации развиты метаморфизованные осадочные образования: кварцево-магнетитовые породы, железистые кварциты, биотитовые, гранато-биотитовые, силлиманит-гранато-биотитовые сланцы, кристаллические известняки и другие породы. Осадочно-вулканогенным и вулканогенным толщам подчинены небольшие согласные тела габброидов и гипербазитов.

По степени метаморфизма породы нижнепротерозойской метаморфизованной офиолитовой формации отвечают амфиболитовой и зеленосланцевой фациям. Толщи метаморфизованной офиолитовой формации имеют неоднородное сложение и мощности. В одних участках преобладающее развитие имеют первично вулканогенные породы основного состава (Восточно-Карельская синклинорная зона), в других — значительно распространены первично осадочные породы этой формации (Западно-Карельская синклинорная зона). Мощность толщ метаморфизованной офиолитовой формации в сохранившихся от эрозии участках составляет 1000—1600 м. Такими участками являются наиболее прогнутые части указанных синклинорных зон. Зоны обычно включают несколько таких частей (синклиналей), протяженностью 100 км (Маслозерско-Колонгозерская синклиналь), 170—200 км (синклинии Шуезерский и Ветряного пояса). Их ширина 15—35 км. Слагающие эти структуры породы метаморфизованной офиолитовой формации большей частью смяты в узкие, нередко изоклинальные складки с углами падения крыльев от 35 до 70, местами 80°.

Преобладающее простирание осей складок — северо-западное. Синклинорные зоны и отдельные синклинали обычно граничат по зонам разломов с разделяющими их архейскими гранито-гнейсовыми глыбами.

Необходимо отметить, что во многих случаях на Балтийском щите с зонами развития нижнепротерозойской офиолитовой формации связаны проявления основного и ультраосновного магматизма в более позднюю эпоху. Они приурочены к структурам наложенных мульд (Кратц, Лазарев, 1961; Кратц, 1963).

Такими структурами в Карелии являются: Сегозерская, Суаярвская, Туломозерская, Онежская, Янгозерская, Снисьярвская и другие. Наложённые мулдьы и часто связанные с ними наложенные «приразломные грабен-синклинали», — Лубосалмская, Кумсинская, Елмозерская.

Эти структуры сложены слабометаморфизованными осадочными породами (кварцито-песчаниками, карбонатными, карбонатно-сланцевыми породами, глинисто-шунгитовыми сланцами) и основными вулканогенными породами (метадиабазами, габбро-диабазами, пикритовыми порфиритами, туфобрекчиями основного состава). Мощность вулканогенных пород, например в сунарском комплексе (Онежская наложенная мульда), достигает 200 м. Значительно большей она становится в приразломных грабен-синклиналях. Породы наложенных мульд слабодислоцированы, залегают полого с падением от краев к центру мульд. Однако местами, в приразломных зонах, они имеют и крутые углы падения.

В пределах Кольского полуострова аналогичными наложенными мульдами являются Варзугская и Печенгская, развитые на нижнепротерозойских образованиях Печенго-Варзугской синклинойной зоны. В районе р. Варзуги А. М. Ивановым (1961) из состава нижнепротерозойской «свиты» Имандра-Варзуга выделена верхняя ее часть. Она представляет собой недислоцированный «молодой покров», незначительной мощности — (25—200 м)¹, сложенный диабазами, порфиритами, мандельштейнами, вариолитами, шаровыми лавами и габбро-диабазами.

В районе Печенги, по представлению многих исследователей, более молодая осадочно-вулканогенная толща — печенгская свита — отделена разломом от метаморфической толщи нижнего протерозоя — тундровой свиты. Тундровая свита принадлежит нижнепротерозойской Печенго-Варзугской синклинойной зоне и сложена здесь, по данным А. А. Полканова (1935), сильнометаморфизованными вулканогенными породами основного состава, рассланцованными метадиабазами, диабазовыми порфиритами и амфиболито-мандельштейнами, амфиболовыми, кварцево-актинолитовыми сланцами. В. В. Жданов (1964) рассматривает указанные метаморфические толщи как образования, возникшие в зоне глубинного разлома, проходящего по южному крылу Печенгского мульдообразного прогиба. Этот прогиб заполнен осадочно-вулканогенными образованиями печенгской свиты. Центральная его часть сложена мощной толщей почти неметаморфизованных диабазов, долеритов, шаровых лав, туфов, лавобрекчий основных пород. Аналогия структур наложенных мульд Кольского полуострова и Карелии, для которых в Карелии во многих случаях доказывается несогласное залегание слагающих их пород на сильнодислоцированных и метаморфизованных породах нижнего протерозоя (Кратц, 1963), дает основание полагать, что метаморфические породы тундровой свиты и неметаморфизованные породы центральной части Печенгской структуры также принадлежат разным структурным этажам. Это положение и отражено на тектонической схеме В. А. Перевозчиковой и К. А. Кратца (1958).

Таким образом, подчеркнем еще раз, что на территории Балтийского щита к районам развития нижнепротерозойской формации основных и ультраосновных пород нередко пространственно приурочены поздне-среднепротерозойские проявления также основных и ультраосновных пород.

Возникает вопрос о причине таких закономерностей в распределении формаций основных пород разных структурных этажей. В этом отношении интересны геофизические данные и главным образом результаты глубинного сейсмического зондирования в таких районах. В настоящее время для Балтийского щита имеются опубликованные материалы по профилю глубинного сейсмического зондирования на Кольском полуострове на территории Печенгской структуры, в западной части Печенго-Варзугской синклинойной зоны и в северной Карелии по профилю Кемь-Ухта, пересекающему северную часть Восточно-Карельской синклинойной зоны.

¹ В. В. Жданов считает, что мощность этого покрова гораздо больше (устное сообщение).

В районе центральной части Печенгской структуры, к северу от глубинного разлома, данными глубинного сейсмического зондирования гранитный слой не устанавливается (Литвиненко, 1962).

Здесь «...толща основных эффузивов книзу переходит в образования базальтового слоя земной коры. Южнее зоны глубинного разлома гранитный слой установлен повсеместно и четко ограничен от базальтового слоя¹ поверхностью Конрада» (Жданов, 1964, стр. 23).

Отсутствие «гранитного» слоя в гравитационном поле выражается положительными значениями аномалии силы тяжести в центральной части Печенгской структуры в отличие от района, лежащего к югу от глубинного разлома, для которого значение гравитационных аномалий близко к нулевому. Положительные значения аномалии силы тяжести имеют место и в районе Варзугской наложенной мульды, что выделяет этот участок среди окружающего гравитационного поля со значениями этих аномалий, близкими к нулевому.

В Северной Карелии по профилю глубинного сейсмического зондирования Кемь-Ухта в земной коре для района широкого проявления гранитоидов четко устанавливается зона изменения скоростей на глубине 10—15 км, соответствующая верхней границе «базальтового» слоя, и на глубине 35—39 км относимая к поверхности Мохоровичича (Грачев, Дехнич, Литвиненко, Некрасова, Сосновская, 1960). Однако для участка выхода на земную поверхность основных и ультраосновных пород части Восточно-Карельской синклинойной зоны, эти исследователи указывают, что рассмотренные породы «вероятно, получают большее развитие на глубине и объединяются с базальтовым слоем» (стр. 47). Следовательно, можно заключить, что и в данной структуре устанавливается отсутствие «гранитного» слоя. Для этого участка, а также для других отдельных районов с развитием нижнепротерозойской метаморфизованной офиолитовой формации и более поздней формации основных и ультраосновных пород на территории Карелии также характерны положительные значения аномалии силы тяжести.

Таким образом, на Балтийском щите под некоторыми участками развития нижнепротерозойской офиолитовой формации также устанавливается отсутствие «гранитного» слоя и непосредственное залегание под образованиями этой формации «базальтового» слоя земной коры. Важно подчеркнуть, что с этими же районами здесь связаны проявления более позднего основного магматизма в структурах наложенных мульд.

Согласно изложенным данным по Украинскому кристаллическому массиву и Балтийскому щиту, фундаментом нижепротерозойских геосинклиналией с проявленной в них офиолитовой формацией в рассматриваемых районах является «базальтовый» слой земной коры. По-видимому, широкое развитие мощных толщ основных вулканогенных и интрузивных пород в таких структурах земной коры не случайно и обусловлено отсутствием в них «гранитного» слоя.

Приуроченность именно раннепротерозойской офиолитовой формации к структурам с близко лежащим «базальтовым» слоем (на Балтийском щите и Украинском кристаллическом массиве), а также проявление основного магматизма в этих же участках в позднепротерозойское время (Балтийский щит) свидетельствуют о древнем времени образования таких структур.

Обсуждаемый фактический материал и выводы подтверждают предположение А. В. Пейве (1961) о том, что эвгеосинклинали различных возрастных эпох развивались на коре океанического типа. Кроме того, эти сведения в какой-то мере касаются и дискуссионного вопроса о том, является ли образование океанической коры результатом океанизации, начавшейся лишь в поздние эпохи формирования земной коры (с мезо-

¹ Термины «гранитный» и «базальтовый» слой применяются условно и полностью не отражают сложного состава земной коры.

зою) (Белоусов, 1960) или такие структуры существовали и ранее (Пейве, 1961). Полученные данные несомненно свидетельствуют, что такие структуры (с корой океанического типа) существовали уже в нижнепротерозойскую эпоху. Учитывая широкое развитие нижнепротерозойской офиолитовой формации, можно заключить, что структуры с корой океанического типа имели гораздо большее распространение, чем считается сейчас.

Литература

- Белоусов В. В. Развитие земного шара и тектогенез. Сов. геология, № 7, 1960.
- Грачев Ю. Н., Дехнич М. Я., Литвиненко И. В., Некрасова К. А., Соленовская А. В. Глубинные геофизические исследования на территории Балтийского щита. Междунар. геол. конгр., XXI сессия, 1960.
- Жданов В. В. История тектоно-магматического развития печенгской осадочно-эффузивной серии. В кн. «Вопросы сравнительной тектоники древних платформ». Изд-во «Наука», 1964.
- Иванов А. М. К вопросу о геологическом положении и стратиграфии свиты Имандра — Варзуга на Кольском полуострове. Проблемы геологии Карелии и Кольского п-ова. Изд-во Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, Мурманск, 1961.
- Калужная Л. Т., Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. Характеристика упругих волн от границ раздела в кристаллическом фундаменте юга Белозерского железорудного района и его глубинное строение. Геофиз. сб. Ин-та геофиз. АН УССР, вып. 8 (10), 1964.
- Кратц К. О. Восточная часть Балтийского щита. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 3, Госгеолтехиздат, 1958.
- Кратц К. О., Лазарев Ю. И. Основные черты тектонических структур ятулия Карелии. Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Изд-во Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, Мурманск, 1961.
- Кратц К. О. Геология карелид Карелии. Изд-во АН СССР, 1963.
- Литвиненко И. В. Новые сейсмические данные о строении земной коры Балтийского щита. Докл. АН СССР, т. 149, № 6, 1963.
- Наливкина Э. Б. О кератофиро-спилитовой формации Южно-Енисейского кряжа и о возможной природе Касской магнитной аномалии. Геология и геофизика, № 1, 1965.
- Пейве А. В. Тектоника и магматизм. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1961.
- Половинкина Ю. И., Наливкина Э. Б. Докембрийская спилитовая формация Приднепровья. Госгеолтехиздат, 1959.
- Полканов А. А. Геолого-петрологический очерк северо-западной части Кольского полуострова. Ч. 1. Изд-во АН СССР, Л.— М., 1935.
- Полканов А. А. Геологический очерк Кольского полуострова. Тр. Арктич. ин-та. Сер. геол., 53, 1936.
- Салоп Л. И. Архейская и протерозойская эры. В кн. «Геологическое строение СССР». Т. 3, Госгеолтехиздат, 1958.
- Семенов Н. П., Половко Н. И. и др. Геология железистокремнистых формаций Украины. Изд-во АН УССР, 1959.
- Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. Результаты опытных сейсмических работ по изучению внутренней структуры кристаллического фундамента северной части Кировоужского бассейна. Геофиз. сб. АН УССР. № 1 (3), 24, 1962.
- Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. Внутреннее строение кристаллического фундамента в юго-западной части Коростенского плутона «по сейсмическим данным». Геофиз. сб. АН УССР, № 5 (7), 123, 1963.
- Субботин С. И., Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. Строение земной коры основных геоструктурных элементов территории Украины. Докл. АН СССР, т. 153, № 2, 1963.
- Шендерова А. Г. О кератофиро-спилитовой формации докембрия Приднепровья. Петрографический сб., № 2, ВСЕГЕИ, 1957.

Всесоюзный научно-исследовательский
геологический институт
Ленинград

Статья поступила
11 мая 1965 г.

E. V. NALIVKINA

ON THE BASEMENT OF THE EARLY PROTEROZOIC EUGEOSYNCLINES

A detailed study of geological, petrological and seismic data shows a wide distribution of the Early Proterozoic offiolitic formation in eugeosynclines of the Ukrainian crystalline massif and the Baltic shield. The basic and ultrabasic igneous rocks seem to be related by the close position of the basaltic layer of the Earth's crust in the region of the development of this formation (Baltic shield). The crust of the oceanic type is considered to be the basement of the Early Proterozoic eugeosynclines.

All-Union Geological Institute
Leningrad (USSR)

УДК 551.24

В. В. БОГАЦКИЙ

**ТЕКТОНИЧЕСКАЯ И МАГМАТИЧЕСКАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ
ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ПРОГИБОВ
И ЕЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ**

Специфика вулcano-плутонических формаций геосинклинального прогиба зависит от сосуществования различных вулcano-плутонических и осадочных режимов в отдельных его частях. Это обстоятельство необходимо иметь в виду при крупномасштабных металлогенических исследованиях геосинклинальных областей.

I. СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

Еще недавно любой регионально-металлогенический анализ базировался на концепции об одинаковой тектонической и магматической направленности развития любых подвижных поясов. Эта идея наиболее последовательно сформулирована в монографии коллектива авторов ВСЕГЕИ, где, в частности, говорится: «Магматические и связанные с ними минеральные комплексы проявляются в процессе развития каждого подвижного пояса в некоторой определенной последовательности, более или менее выдержанной, независимо от геологического времени существования геосинклинали и длительности формирования складчатых структур» (ВСЕГЕИ, 1959).

Вместе с тем почти 20 лет назад Ю. А. Билибин констатировал необходимость выделения трех типов металлогенических поясов, отвечающих трем тектоно-магматическим направлениям развития геосинклиналей. уральскому, дальневосточному и западноевропейскому (Билибин, 1947). Однако Ю. А. Билибин и его последователи «мало считались, — как пишет об этом В. И. Смирнов, — с внутренней тектонической неоднородностью геосинклинальных систем, полагая, что региональная зональность, свойственная размещению эндогенных месторождений в складчатых системах, обусловлена только чередованием последовательно образующихся структурно-металлогенических зон». По В. И. Смирнову, особенности «металлогении конкретных складчатых систем... определяются типом геосинклинальных систем, т. е. в конечном итоге характером и размещением в их рамках составляющих тектонических элементов» (Смирнов, 1962). Геотектоническое (в том числе и металлогеническое) своеобразие отдельных подвижных зон в зависимости от строения глубинных частей земной коры недавно показал — на примере тихоокеанской окраины СССР — М. И. Ицксон (1962).

Несколько отлично основы металлогенического районирования складчатых областей сформулированы В. Е. Хаиным, который считает необходимым учитывать, что «развитие геосинклинальных подвижных зон... определяется тремя главными факторами: цикличностью, направленностью и неравномерностью (во времени и пространстве)» (Хаин, 1962). Неравномерность развития, по В. Е. Хаину, определяется тем, что «окончание геосинклинального этапа эволюции отдельных частей этих поясов происходило далеко не одновременно», а «неодинаковая скорость „созре-

вания“ геосинклиналей наглядно выступает не только при сопоставлении разных складчатых областей, но и отдельных зон одной и той же складчатой области». Вместе с тем В. Е. Хаин подчеркивает, что «в пределах одной структурно-формационной зоны» стандартная «последовательность формаций обычно не нарушается».

В настоящее время можно довольно уверенно констатировать, что тектоно-магматические особенности геосинклинальных прогибов обусловлены:

1) различием строения глубинных зон земной коры, над которыми формируются подвижные пояса;

2) типом, характером и интенсивностью тектонического режима, порождающего как одиночный геосинклинальный прогиб, так и систему их;

3) внутренней тектонической неоднородностью морфологически единого прогиба, которой определяется вулканоплутоническое и седиментационное разнообразие составляющих его структур.

Различия в строении глубинных зон земной коры, над которыми формируются подвижные пояса, а также характер тектонических режимов, порождающие образование прогибов (или их систем) разного типа, характеризуют коренные принципиальные различия между геосинклиналями; на их основе построено разделение геосинклиналей на ряд металлогенических типов. Однако обеспечить решение многих конкретных практических задач такая систематика не может; она не учитывает ни возможных различий развития принципиально сходных (однотипных) прогибов, ни отличий между отдельными структурными элементами (участками) одного и того же прогиба. Металлогенический анализ, нацеленный на решение практических задач, должен учитывать существование и различных типов геосинклиналей и специфики тектоно-магматического развития каждого прогиба (как в целом, так и отдельных его участков). Опыт прогнозно-металлогенических исследований, в задачу которых входила конкретная оценка перспектив отдельных элементов складчатых регионов юга Средней Сибири, показал, что металлогеническая специализация — в рамках частных геосинклинальных прогибов — определяется, в первую очередь, особенностями тектоно-магматического развития их отдельных структур.

Оставляя в стороне вопросы зависимости металлогенической специализации геосинклинальных прогибов от строения глубинных зон земной коры и разной направленности развития подвижных поясов (и их отдельных частей), рассмотрим тектоно-магматические особенности отдельных геосинклинальных прогибов.

Представление о внутренней неоднородности различных (по времени формирования и месту заложения) геосинклинальных прогибов разделяют сейчас большинство исследователей. Ограничимся двумя примерами. Обратимся вначале к позднедокембрийскому (бриоверскому) геосинклинальному прогибу Франции, который, по Е. В. Павловскому, «не был однородным». Здесь «тесно переплетаются спилито-кератофировая и флишевая формация». Е. В. Павловский отмечает: «Первую из них принято связывать с начальными, а вторую с конечными стадиями развития геосинклинальных областей. Видимо, эти представления нуждаются в пересмотре, тем более, что серия бриовера Франции в формационном отношении, вероятно, не представляет исключительного явления. Нижний палеозой Грампианского нагорья Шотландии, например, демонстрирует тоже сочетание спилито-кератофировых излияний с флишем» (Павловский, 1960). В качестве другого примера сошлемся на складчатые структуры Северного Вьетнама, где гипербазитовые интрузии сформированы не в начале развития геосинклиналей, что считается типичным, а на конечных этапах (Изох, 1964₁, 2).

Сходные выводы были получены и при анализе истории развития каледонид юга Средней Сибири. Еще более сорока лет назад изучение

этих складчатых сооружений убедило наших предшественников в том, что их эволюция полна «сложных превратностей, с трудом укладываемых в сравнительно стройную схему горообразования, рисующуюся последовательным сторонникам теории геосинклиналей» (Эдельштейн, 1923).

Много позже в связи с проведением прогнозных оценок восточных районов Алтае-Саянской складчатой области было установлено, что внутренняя тектоническая неоднородность геосинклинальных прогибов имеет решающее металлогеническое значение. В связи с этим в 1959 г. автор настоящей статьи констатировал, что: «Сложность внутреннего строения геосинклинальных областей определяет контрастность одновременно формирующихся комплексов»; «... в одно и то же время могут формироваться (параллельно) разнопоследовательные (применительно к схеме Ю. А. Билибина) комплексы». (Богацкий, 1959). Развивая эти представления, автор отмечал, что тектоническая контрастность геосинклинальных прогибов юга Средней Сибири порождает и разные (по составу, строению, структурам размещения и времени образования) интрузивные комплексы, а структурная и тектоно-магматическая контрастность прогибов определяют его металлогеническую контрастность, поэтому «расчленение геосинклинальных комплексов только по времени их формирования (например, на ранние и начальные) для решения практических задач не является действенным» (Богацкий, 1963).

II. ГЛАВНЫЕ ЧЕРТЫ ВНУТРЕННЕЙ НЕОДНОРОДНОСТИ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ПРОГИБОВ

Заложение крупных подвижных зон и их отдельных элементов неразрывно связано с опусканиями догеосинклинального фундамента. Эти опускания возможны или в результате пластического прогиба, или по разломам (блоковый прогиб); возможно, конечно, и формирование прогиба в результате пластических деформаций, перерастающих в разрывы. Тектонические особенности прогиба сказываются не только во время его заложения. В случае блокового прогиба осадконакопление, особенно если оно охватывает значительные области и проявляется интенсивно, может в ряде случаев, снизить магматическую активность. В пластических прогибах мощное и интенсивное осадконакопление способно иногда стимулировать магматическую активность; пластические деформации перерастают в разрывные нарушения — каналы, по которым поднимается магма.

Устанавливая существенное различие между прогибом пластическим и блоковым, необходимо указать и на возможную внутреннюю неоднородность каждого из них, вызываемую дифференциальной тектонической активностью отдельных зон. Области максимальных прогибов — так называемые трого — с резко повышенной мощностью осадков общезвестны (их нередко называют «внутренними геосинклиналями»). Не менее известны в геосинклиналях внутренние острова и островные дуги («кордильеры»), которые часто считают геоантиклиналями, хотя нередко это — ареалы замедленных опусканий.

В каледонидах Восточного и Западного Саяна весьма обычны области, где в начальные стадии формирования геосинклинального пояса накапливались относительно мощные вулканогенные толщи, несущие горизонты карбонатных пород. В ряде случаев структурное положение этих областей еще не достаточно расшифровано; местами удается проследить их связь с осадками троговых и межтроговых областей. Наличие в составе толщ пирокластического материала, покровных эффузивов, широкое проявление рифогенных фаций, а местами типичных пестроцветных отложений¹ в сочетании с выдержанной общей мощностью осадков

¹ Характерны, в частности, для Сисимского антиклинория Восточного Саяна; описываются чаще всего в составе осиновской свиты (Ст₁₋₂).

на огромных территориях убеждает, что формирование их происходило в устойчивых, по-видимому, мелководных (шельфовых) зонах, которые по характеру тектонической активности напоминают платформенные структуры. Эти структуры условно можно назвать устойчивыми областями геосинклинальных зон, отметив их сходство со «срединными» массивами.

Для каледонских прогибов юга Средней Сибири уверенно можно выделить не менее четырех групп структур; а) пояса глубинных разломов и оперяющих их крупных дизъюнктивов; б) области наибольших прогибов — трюги; в) межтрюговые блоки: внутренние острова и островные дуги (иногда это геоантиклинали, а иногда области замедленных опусканий) и г) устойчивые области.

Для трюговых ванн — блоковых прогибов можно, в первом приближении, выделить три структурно-формационные зоны: 1) вулканогенную с андезито-дацитовыми и спилито-кератофировыми формациями; 2) осадочно-вулканогенную с тремя наиболее вероятными «наборами» пород: вулканогенно-кремнистым, кремнисто-сланцевым и сланцево-вулканогенным; 3) осадочного выполнения (чаще всего песчано-сланцевые).

Сложность внутреннего геотектонического строения геосинклинального прогиба обусловлена не только сменой вулканоплутонических и осадочных комплексов во времени. Многообразие тектонических проявлений определяет сосуществование в единой структуре прогиба различных тектоно-магматических и седиментационных режимов, а, следовательно, их одновременное или, точнее, параллельное развитие.

Так, например, для кембрийских толщ северных районов Западного Саяна характерно одновременное (параллельное) формирование спилито-кератофировых формаций в зоне максимального прогиба и накопление молласовидных толщ в островных районах, примыкающих к трюгу. В разных участках единого прогиба (в зависимости от их тектонической активности и положения по отношению к областям размыва и разрывным структурам) могут одновременно формироваться и вулканогенные формации и флишоидные толщи (Павловский, 1960), хотя образование последних признается возможным якобы только в «средние» этапы геосинклинального цикла (ВСЕГЕИ, 1959). Иными словами, сложность внутреннего строения геосинклинального прогиба определяет возможность как последовательного, так и параллельного формирования осадочных и вулканоплутонических комплексов.

Смену осадков в структурно однородных условиях называют фациальной изменчивостью. Изменчивость, о которой шла речь выше, более высокого порядка; имея в виду осадочно-вулканогенные толщи, нужно, по-видимому, говорить об изохронной структурно-седиментационной изменчивости или же — изохронных формациях геосинклинальных прогибов.

Широко распространено мнение, что «магматизм начальных этапов связывается с первой крупной складчатостью и сопровождающимися ее разрывами», а «вторая крупная складчатость определяет магматизм ранних этапов» (ВСЕГЕИ, 1959). Эта точка зрения игнорирует мощные эффузивные излияния, которыми часто начинается развитие блоковых прогибов.

Общезвестно, что к зонам глубинных нарушений тяготеют не только эффузивные излияния, но и интрузивные комплексы. Однако нельзя забывать о различиях между формированием вулканогенных толщ и интрузивной деятельностью в начале становления геосинклинальных прогибов. Пока излияния магмы не «закупорят» большую часть «открытых» каналов и не накопится сравнительно мощная толща осадков, условий для образования собственно «геосинклинальных» интрузий нет; формирование таких интрузий вне вмещающих их геосинклинальных толщ невозможно.

Однако в это время интрузивные тела могут формироваться в стенках и днище прогиба, т. е. в заведомо более древних, чем геосинклинальный прогиб, структурах, а также зонах повышенной проницаемости, которые, представляя гетерогенные структуры, часто именуются то ослабленными зонами, то глубинными разломами (Богацкий, 1963).

В геосинклинальных прогибах наглядно проявляется зависимость процессов осадконакопления и тектоно-магматических особенностей развития. Для ряда подвижных поясов характерно смещение (и во времени и в пространстве) как областей интенсивного осадконакопления, так и вулканизма и, следовательно, строение геосинклинальных толщ нередко носит сложный, в частности повторяющийся или возвратно поступательный характер. Сложное строение обычно четко фиксируется там, где развитие подвижного пояса растягивается во времени. Одним из примеров может служить Урал, где эффузивно-осадочные серии блоковых прогибов формировались неоднократно от ордовика до нижнего карбона включительно.

Примером отличных условий является геосинклиналь Северного Вьетнама, где типичные для блоковых прогибов вулканоплутонические процессы проявились после длительного этапа накопления терригенно-карбонатных толщ и, следовательно, не совпадают с началом развития геосинклинали, как это имеет место в южной Сибири.

В каледонидах юга Сибири серии осадков блоковых прогибов известны, начиная с конца протерозоя и до верхнего кембрия — нижнего ордовика, причем большинство из них сформировано за сравнительно короткий отрезок времени — в нижнем и среднем кембрии. Понятно, в связи с этим, преобладание в складчатых областях юга Сибири интрузивных комплексов основного состава, имеющих средне- и верхнекембрийский возраст.

Благоприятными структурами для внедрения интрузивных комплексов в блоковых прогибах являются не только зоны разломов, но и сочленения (стыки) осадочных серий со стенками и днищем прогиба. Весьма «удобны» для тех же целей и поверхности раздела толщ. Естественно, что в такой обстановке будут формироваться, как правило, согласные или почти согласные интрузивные тела. Стратифицированные осадочные толщи, пронизанные согласными телами интрузивов, после складчатости превратятся в сложно построенную вулканогенно-осадочную серию, отличить которую, особенно при мелкомасштабном картировании от пликативных структур, несущих соскладчатые интрузии, будет не просто.

Среди магматических комплексов, формирующихся в начальные этапы развития блоковых прогибов, можно наметить, по-видимому, три линии развития основной магмы: базальтовую, спилито-кератофировую и андезито-дацитовую или порфиритовую. Для каледонид юга Средней Сибири наиболее типичны в областях максимального прогиба — спилито-диабазовые, а в устойчивых областях — андезитовые формации. Порфиритовые формации в массовом развитии здесь пока не установлены.

Интрузивные комплексы блоковых прогибов формируются магмами основного и ультраосновного состава. Это прежде всего гипербазитовые, перидотито-габбровые, габбро-диорито-плагногранитные, габбро-диорито-сиенитовые и, возможно, перидотито-сиенитовые комплексы. Гипербазитовые и габбро-плагногранитные комплексы чаще всего, по-видимому, появляются там, где проявлен магматизм спилито-кератофировой или диабазовой линии развития. Габбро-сиенитовые комплексы характерны на юге Сибири для районов, где магматизм имеет спилито-кератофировый характер.

В каледонских складчатых сооружениях юга Сибири гипербазитовые массивы известны и за пределами троговых зон. Если в трогах гипербазитовые тела имеют поясовое расположение, то в устойчивых областях,

это, как правило, одиночные массивы (размером десятки квадратных километров) вытянутой или изометричной формы. Структурно гипербазитовые интрузии имеют двойственный характер: наиболее развиты они в приосевых частях трогов и вдоль линеаментов, на основе которых не было сформировано обособленных прогибов; значительно реже фиксируются в тектонических сочленениях отдельных элементов прогиба.

Очень близок по условиям размещения к гипербазитовому комплексу перидотито-габбровый. В ряде районов каледонских складчатых структур юга Сибири гипербазиты сопровождаются габброидными телами, имеющими почти всегда подчиненное значение. Габбро-плагиогранитный комплекс, судя по каледонским складчатым структурам, бывает приурочен к краевым участкам блоковых прогибов и, как правило, образует небольшие интрузии. Габбро-плагиогранитные интрузии, в тех случаях, где это можно установить, являются послескладчатыми образованиями; характерен для них резко гипабиссальный облик. На Урале это «образования малых глубин, иногда субвулканические» (ВСЕГЕИ, 1959).

В блоковых прогибах с эффузивным магматизмом спилито-кератофирового характера обычны, кроме гипербазитов, габбро-сиенитовые и диорито-граносиенитовые комплексы. В составе габбро-сиенитового комплекса из щелочных пород развиты обычно только натровые разности; в составе диоритового — калинатровые. Существенно калиевых пород в этих комплексах, как правило, нет.

Интрузии габбро-сиенитового комплекса весьма пестры по составу и, как правило, не образуют крупных тел. Массивы габбро-сиенитового комплекса иногда тяготеют пространственно к телам габбро-плагиогранитного или гипербазитового комплексов.

Иначе ведут себя интрузии диорито-граносиенитового состава, которые, сравнительно с интрузивными комплексами существенно основного состава, являются более молодыми. Диорит-граносиенитовые интрузии каледонид Сибири имеют обычно крупные размеры и носят иногда батолитоподобный характер. По возрасту, условиям формирования, структурным особенностям и вещественному составу интрузии эти имеют двойственный характер. Часть из них тесно связана с более древними комплексами основного состава. Вместе с тем ряд диорито-граносиенитовых массивов близок по составу, возрасту и условиям формирования к послескладчатым гранитоидам.

Даже беглый анализ условий формирования вулcano-плутонических комплексов каледонских блоковых прогибов юга Средней Сибири показывает, что для них типично:

а) нарастание роли дифференциации от древних интрузий к молодым; дифференциация наиболее отчетливо проявляется в обстановке снижения тектонической активности; характерна «миграция» во времени и в пространстве вулcano-плутонической деятельности;

б) среди интрузивных массивов наблюдается постепенное нарастание (от древних к молодым) роли секущих тел, за счет согласных, в том числе пластовых;

в) параллельно с нарастанием явлений дифференциации от древних интрузий к молодым и повышением роли секущих тел происходит смена основного магматизма — кислым. Такая смена бывает и резкой и постепенной;

г) дифференциация основных магм в конечном итоге приводит к формированию или плагиогранитных или сиенитовых (альбититовых) тел, которые имеют различную металлогению. Плагиогранитный тип дифференциации приводит к формированию на больших и средних глубинах месторождений меди, молибдена (метасоматические), золота (жильные); сиенитовый тип — колчеданных залежей и крупных метасоматических месторождений магнетитовых руд.

д) на характере интрузивного комплекса заметно сказывается глубина его формирования; в приповерхностных участках образуются дайки и штоки, в связи с которыми неизвестны крупные промышленные месторождения.

В каледонских складчатых областях юга Сибири, как и на Урале, наиболее крупные месторождения сформированы в гипабиссальной обстановке, причем процессы рудообразования происходили преимущественно на глубинах 3—5 км. Анализ эрозионного среза каледонид показал, например, что наиболее дифференцированные интрузивные комплексы не характерны ни для значительных глубин, ни для приповерхностных участков. Отчетливая парагенетическая связь многих метасоматических месторождений с хорошо дифференцированными основными интрузиями дает право полагать, что для формирования тех и других оптимальны средние глубины.

е) в зонах длительного погружения развиваются по преимуществу интрузии основного состава (габброиды); гранитоидные интрузии характерны для областей поднятий. В связи с глубинными разломами известны интрузии и основного и кислого состава, однако гранитоиды оказываются в этих структурах моложе основных пород.

Нельзя не обратить внимание на то, что блоковый магматизм, проявившийся в геосинклинали Северного Вьетнама после длительного формирования осадочных толщ в обстановке пластического прогиба, принципиально не отличим от блокового магматизма начальных этапов развития каледонских геосинклиналей юга Средней Сибири; и тот и другой характеризуются сходным сочетанием эффузивных (спилиты и кераатофиры) и интрузивных (гипербазиты, габброиды) формаций.

Принципиальное сходство вулканоплутонических образований блоковых прогибов юга Средней Сибири и Северного Вьетнама наглядно свидетельствует, что характер тектонических режимов определяет специфику вулканоплутонических процессов, являясь решающим обстоятельством, которое должно учитываться при оценке перспективности геосинклинальных областей. Совершенно очевидно, что регионально-металлогенический анализ отдельных внутригеосинклинальных структур должен базироваться на конкретной истории их развития, а она каждый раз является своеобразной и в деталях практически не повторяемой.

Необходимо разграничивать две главные задачи, стоящие перед регионально-металлогеническими исследованиями:

а) регионально-металлогеническое районирование подвижных поясов и их систем, включая металлогеническую типизацию геосинклинальных областей и

б) регионально-металлогенический анализ конкретных внутригеосинклинальных структур.

Наглядным примером внутренней неоднородности развития отдельных геосинклинальных структур могут служить Тагильское и Магнитогорское погружение (Червяковский, 1964).

Регионально-металлогенический анализ отдельных внутригеосинклинальных элементов должен базироваться на структурно-формационном подходе, который ориентируется на геологические различия строения прогиба, порожденные внутренней (тектонической, седиментационной и магматической) его неоднородностью. Структурно-формационный подход основан на представлении, что внутренние различия строения прогиба и его отдельных участков обусловлены различиями тектоно-седиментационно-магматических режимов, а размеры областей с разным строением отвечают ареалам проявления различных режимов.

III. ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Для геосинклинальных прогибов характерно сочетание последовательного и параллельного развития, что может приводить как к «выпадению» из «полного» цикла отдельных его этапов, так и к совмещению в пространстве разнопоследовательных, с точки зрения этого «полного» («нормального») геосинклинального цикла, комплексов пород. Тектоническая контрастность особенно резко сказывается в начале развития прогиба или в стадии его «омоложения». С течением времени тектоническая контрастность сглаживается, однако полностью не исчезает; только часть прогибов, а также отдельных составляющих их блоков, проходит «полный» («нормальный») цикл геосинклинального развития.

2. Роль вулканоплутонических процессов изменяется и во времени и в пространстве. Смещение во времени и в пространстве ареалов активного вулканизма определяет повторяющееся (возвратно поступательное) строение геосинклинальных толщ. Смещение областей активного проявления вулканоплутонических процессов часто совпадает с асимметричным строением геосинклинальных прогибов и должно учитываться при металлогенических построениях.

Металлогенические особенности блоковых прогибов определяются режимом развития их отдельных элементов. В частности, смена вулканогенных серий осадочными, отвечая общему затуханию во времени магматизма, определяет металлогеническую продуктивность начальных фаз формирования прогиба (Южная Сибирь). Когда осадочные серии перерастают в вулканические и с этим временем связано формирование вулканоплутонических комплексов, металлогенически продуктивными оказываются уже поздние стадии развития (Северный Вьетнам).

3. Геотектоническая, в том числе и вулканоплутоническая, контрастность прогиба определяет его металлогеническую продуктивность; поэтому расчленение геосинклинальных комплексов по времени их формирования (например, на ранние и начальные) не может способствовать успешности конкретных прогнозных оценок.

Крупномасштабное регионально-металлогеническое районирование геосинклинальных прогибов нельзя ориентировать ни на постоянство строго «определенной последовательности» их развития, ни на сохранение «стандартной» последовательности формаций.

Главная задача крупномасштабного регионально-металлогенического анализа — это установление (на фоне общей истории развития подвижного пояса) тектонической, седиментационной и вулканоплутонической дифференциации внутренних структур, хотя и единого, но всегда мозаичного геосинклинального прогиба.

Литература

- Билибин Ю. А. Общие принципы металлогенических исследований. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1947.
- Богацкий В. В. Металлогения троговых зон каледонских геосинклиналей Южной Сибири (выступление). Сб. «Металлогенические прогнозные карты». Тр. Объед. научн. сессии по металлог. прогнозн. картам. Изд-во АН КазахССР, Алма-Ата, 1959.
- Богацкий В. В. О принципах тектонического районирования на примере южных районов Красноярского края (в связи с проблемами металлогении). Тектоника Сибири. Т. II, Изд-во СО АН СССР, Новосибирск, 1963.
- ВСЕГЕИ (коллектив авторов). Общие принципы регионального металлогенического анализа и методика составления металлогенических карт для складчатых областей. Госгеолтехиздат, 1959.
- Нгуен Ван Тьен и Изох Э. П. Позднегеосинклинальные гипербазиты Северного Вьетнама. Докл. АН СССР, т. 155, № 3, 1964.
- Изох Э. П., Ле Динь Хьу и Нгуен Ван Тьен. Новые данные о магматизме Северного Вьетнама. Докл. АН СССР, т. 155, № 6, 1964.
- Ицксон М. И. Типы подвижных поясов Тихоокеанской окраины СССР. Сов. геология, № 1, 1964.

- Павловский Е. В. Стадии геосинклинального развития «герцинских массивов» Франции и Южной Германии. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 11, 1960.
- Смирнов В. И. Металлогения геосинклиналей. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. V. Изд-во АН СССР, М., 1962.
- Хайн В. Е. О тектонической основе металлогенического районирования складчатых зон. Геология рудных месторождений, № 4, 1962.
- Червяковский Г. Ф. Некоторые новые данные об истории развития тектонических структур и магматизма Тагильского и Магнитогорского погружений Уральской палеозойской геосинклинали. Сб. «Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений». Изд-во «Наука», М., 1964.
- Эдельштейн Я. С. Тектоника и полезные ископаемые Сибири. Изв. Геолкома, т. 42, вып. 1, Л., 1923.

Комплексная тематическая
экспедиция Красноярского
геологического управления

Статья поступила
19 мая 1965 г.

V. V. BOGATZKY

**TECTONIC AND MAGMATIC HETEROGENEITY
OF GEOSYNCLINAL TROUGHS AND ITS METALLOGENIC SIGNIFICANCE**

Specificity of volcano-plutonic formations depends upon the character of tectonic regimes, the change of which determines the characteristics of general history of troughs. The coexistence of various volcano-plutonic and sedimentary regimes in separate parts of the troughs is due to the peculiarities of the development history of various parts of a geosynclinal trough. These circumstances should be taken into consideration when carrying out metallogenic studies on a large scale.

Complex thematic expedition of the
Krasnoyarsk Geological Department
USSR

УДК 551.241 (477)

К. Ф. ТЯПКИН, В. А. НЕЧАЕВ, В. Д. ХАРИТОНОВ, В. М. БЕЛАНОВ,
Г. Е. КОЗУБСКАЯ, В. Ф. ВОЛКОВА, Б. Л. ГУРЕВИЧ, Ф. Г. БАБЧУК,
М. Г. РАСПОПОВА

О ТЕКТОНИКЕ УКРАИНСКОГО ЩИТА ПО ГЕОЛОГО- ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

В статье излагается опыт исследований по изучению тектоники Украинского щита с использованием материалов геофизических методов разведки. Статья отражает содержание первого этапа этих исследований, заключавшихся в разработке методики изучения разломной тектоники по геологическим и геофизическим данным. Составлена схема глубинных разломов Украинского щита, которая подтверждает представления о складчатоблоковом строении кристаллического фундамента и позволяет сделать некоторые новые выводы о характере и пространственном расположении глубинных разломов.

С докембрийскими щитами связаны крупнейшие месторождения цветных и редких металлов, нерудного сырья, подземных вод различного состава. Они характеризуются разнообразием структурных форм и сложностью условий образования.

Изучение докембрийских пород щитов особенно осложняется наличием хотя бы и небольшой мощности, но широко развитого покрова молодых осадочных пород. Именно этим обстоятельством можно объяснить весьма слабую изученность Украинского щита. В таких условиях определение границ распространения пород и элементов их залегания, пликативных и особенно дизъюнктивных форм тектоники даже большими объемами бурения решается лишь приблизительно. Вот почему все известные до настоящего времени карты Украинского щита весьма схематичны, полнее всего отражают петрографический состав и в очень слабой степени структуру. Опубликованные в последнее время карты Украинского щита, именуемые структурно-тектоническими, показывают сочетания и формы многоярусных и разновозрастных складчатых систем и едва намечают дизъюнктивные нарушения, без которых картина строения щитов остается неполной.

Первые попытки изучения структуры Украинского щита основывались на общих геологических представлениях и носили в основном описательный характер. Впервые неоднородность геологической структуры щита отмечалась в работах В. Е. Тарасенко (1895, 1898, 1914). Он выделил три направления древней складчатости на щите: северо-восточное, северо-западное и субмеридиональное. А. П. Карпинский (1894, 1919) отдавал предпочтение дислокациям северо-западного простираения. Однако эти общие представления о господствующих направлениях дислокаций не раскрывают внутреннего строения щита.

Первая схема тектоники Украинского щита дана В. Д. Ласкаревым (1905). Он представлял щит в виде горста в фундаменте Русской платформы, ограниченного разломами. В противоположность его представлениям М. М. Тетяев (1926) рассматривал щит как антиклинальное ядро сооружений герцинской складчатости и возражал против выделения разломов.

Вопросам геологического строения и тектоники щита большое внимание уделялось в работах Н. И. Безбородько (1935), Д. Н. Соболева (1936), В. И. Лучицкого (1947), Н. П. Семененко (1951, 1957, 1963), Ю. И. Половинкиной (1960), В. Г. Бондарчука (1955), А. Н. Козловской (1958), Я. Н. Белевцева и др. (1962), Г. И. Каляева (1963) и некоторых других.

Несмотря на то, что по мере накопления фактических геологических данных вопросы тектоники приобретают все более важное значение, уровень наших знаний строения щита до сих пор далеко не достаточен. Особенно это относится к изучению разрывных тектонических нарушений, хотя известно решающее значение глубинных разломов земной коры как в формировании складчатых структур, образовании и преобразовании горных пород, так и в образовании металлогенических зон и мощных рудных поясов (М. В. Муратов, 1965 и др.).

В качестве характеристики тектонической изученности Украинского щита можно ограничиться справкой о том, что для всей площади его составлены тектонические карты на базе среднемасштабных геологических карт (Н. П. Семененко, 1957, 1963; Н. П. Семененко, В. Г. Бондарчук и др., 1959; А. Н. Козловская, 1958 и др.).

Кроме того, обращает на себя внимание другая сторона. На геолого-тектонических картах основное внимание уделялось вопросам пликативной тектоники. Хотя ряд авторов (Н. П. Семененко, В. Г. Бондарчук и др.) разделяют мнение о том, что в строении фундамента щита кроме складчатых структур значительную роль играют разломы, которые обуславливают блоковое строение щита, данных о дизъюнктивной тектонике на их картах крайне мало.

Основная трудность в выявлении и прослеживании разрывных нарушений с помощью обычных геологических методов состоит в том, что район почти полностью закрыт рыхлыми отложениями (обнаженность не превышает 5%). Большинство имеющихся в настоящее время в пределах щита картировочных скважин (исключая участки детальных работ) углубляются в породы кристаллического фундамента всего на несколько метров. Они позволяют установить литологический состав пород и в лучшем случае — структурные взаимоотношения этих пород в верхней части разреза. Представительность же скважин для целей выявления и прослеживания разрывных тектонических нарушений очень мала.

Чтобы уверенно фиксировать сравнительно узкие зоны пород, претерпевших вторичные изменения, связанные с подвижками, или породы, заполнившие узкие трещины, требуется неоправданно густая сеть скважин. Все это свидетельствует об ограниченных возможностях геологических методов изучения дизъюнктивной тектоники щита. Существенную помощь в решении этих вопросов могут оказать геофизические методы исследований.

Первая попытка построения тектонической карты значительной части Украинского щита по геофизическим данным принадлежит Г. К. Кужелову (1957). На основании использования материалов аэромагнитной и, частично, наземной магнитной и гравиметрической съемок им составлены две тектонические схемы. На одной из них нанесены складчатые структуры докембрия, на другой — разрывные нарушения. Кроме того, на второй схеме выделены опущенные и приподнятые блоки кристаллического фундамента.

При изучении складчатой тектоники Г. К. Кужелов использовал общие принципы анализа магнитного поля, сформулированные впервые А. Д. Архангельским и др. (1937). Кратко они сводятся к тому, что простираения осадочно-метаморфических толщ кристаллического фундамента Русской платформы в подавляющем большинстве случаев совпадают с направлением осей магнитных аномалий.

Положение разрывных нарушений Г. К. Кужеловым определялось путем тщательного анализа магнитных и гравитационных аномалий. Аналогичная методика выявления разломов использовалась и авторами настоящей статьи. В основу определения относительного положения блоков в современном эрозионном срезе был положен характер магнитного поля. Участки с повышенным фоном магнитного поля считались им опущенными, с пониженным — приподнятыми.

Следует отметить, что схемы Г. К. Кужелова в соответствии с уровнем геофизической изученности щита того времени давали максимально возможные представления о его тектонике.

Основным недостатком его тектонических построений, с нашей точки зрения, является составление двух разобщенных схем складчатой и разрывной тектоники, что привело его в конечном итоге к некоторым субъективным выводам. Значительным затруднением в его работе было отсутствие на большей части территории щита наземных и гравиметрических съемок.

Имея в виду острую необходимость в создании тектонической карты Украинского щита как основы металлогенических исследований и прогнозирования, авторы сделали попытку восполнить недостатки геологической изученности щита привлечением геофизических данных и путем более широкого и глубокого использования особенностей физических полей построить такую карту, которая бы подтвердила наличие и роль не только пликативных форм тектоники, но и, в первую очередь, дизъюнктивных (глубинных разломов).

В данной статье излагаются предварительные результаты изучения тектоники Украинского щита Киевской экспедицией УкрНИГРИ с целью составления тектонической карты масштаба 1 : 500 000. Особенностью наших исследований, по сравнению с предыдущими, является совместное использование геологических и геофизических данных. Кроме того, привлекались результаты геоморфологических, геохимических и других исследований.

Анализ и сопоставление имевшихся в нашем распоряжении геофизических и геологических материалов позволяют согласиться с представлениями о складчато-блоковом строении верхних частей земной коры и о преобладающей роли разломных дислокаций в формировании структур, изложенными в работах Н. С. Шатского (1946), А. В. Пейве (1956, 1961), В. Г. Бондарчука (1959), В. В. Федынского (1960), В. Е. Хаина (1960), Д. Муди и М. Хилла (1956).

В наших построениях мы исходили из предположения, что весь щит состоит из отдельных блоков, минимальные горизонтальные размеры которых превышают толщину земной коры. Границами блоков должны служить разломы с глубиной заложения, по крайней мере превышающей мощность гранитного слоя. Эти разломы исторически представляли собой активные зоны, вдоль которых происходили горизонтальные и вертикальные перемещения отдельных блоков. Большинство таких зон ныне оказываются залеченными. Их можно обнаружить по косвенным признакам, являющимся результатом движений блоков. Некоторые зоны, по-видимому, продолжают «жить» и в настоящее время.

Такие разломы в верхних частях земной коры обычно представлены:

- а) контактами пород различных геологических комплексов или пород различного петрографического состава;
- б) участками интенсивного проявления интрузивных и эффузивных процессов;
- в) зонами дробления и милонитизации.

К зонам разломов часто оказываются приуроченными участки рудопроявлений и минерализации.

В пределах крупных блоков широко распространены разломы более мелкого заложения, по которым имели место перемещения преимуще-

ственно вертикального направления. Их поверхностные проявления подобны описанным выше и отличаются только локальным характером.

Складчатость внутри блоков должна быть связана с историей развития этих блоков и, следовательно, различный уровень их эрозионных срезов должен отражаться на закономерностях пространственного расположения складчатых структур. Есть основание ожидать, что в ряде случаев складчатость должна быть связана с перемещениями соседних блоков вдоль ограничивающих их глубинных разломов. В последнем случае должны наблюдаться закономерности, характерные для обоих соприкасающихся блоков.

Наши исследования условно можно разделить на два этапа. Задачей первого этапа было выявление разломов, соответствующих границам блоков. Условимся в дальнейшем называть их глубинными¹, в отличие от разломов более мелкого заложения.

Задачей второго этапа являлось выявление и прослеживание разрывных и пликативных структур в пределах выделенных блоков. Ниже приведены некоторые сведения о методике решения названных выше задач. При этом следует подчеркнуть, что в решении первой задачи главную роль играли геофизические методы исследований, в частности гравиметрические.

В качестве основного критерия для выделения глубинных разломов нами использовались региональные «гравитационные ступени», имеющие достаточно выдержанные простирания и протяженность, по крайней мере, несколько десятков километров. Следует отметить, что «гравитационная ступень» в качестве критерия для выделения глубинных разломов может быть принята во многих геологических регионах. Этот факт отмечал В. В. Федынский (1960). Он установил, что зоны гравитационных градиентов являются границами блоков земной коры, отличающихся по своему внутреннему строению и истории геологического развития.

Конкретные примеры соответствия гравитационных ступеней зонам глубинных разломов можно найти в работах Л. А. Ривоша (1963) для района Камчатского полуострова, Ю. Я. Ващилова (1963) по району Яно-Колымской складчатой зоны, А. П. Таркова (1963) по району Зее-Бурейнской равнины, В. Б. Соллогуба и др. (1964) для Крыма. Группа казахстанских геофизиков (Морозов, Бродовой и др., 1963) использовала этот критерий для выявления глубинных разломов при составлении тектонической карты Казахстана.

В пределах Украинского щита гравитационные ступени укладываются в определенную систему прямолинейных зон общей протяженностью, составляющей в ряде случаев несколько сотен километров. Эти зоны и определяют положение глубинных разломов, соответствующих границам систем блоков.

В связи с этим отдельные части глубинных разломов могут проявляться по-разному. Так, например, на некоторых отрезках зоны может иметь место изменение знака гравитационной ступени, что, по-видимому, обусловлено сменой соотношений опущенных и приподнятых блоков по обе стороны от разлома (рис. 1, а). Возможны перерывы в гравитационных ступенях, продолжающихся затем в том же направлении (рис. 1, б). В случае, если в пределах этого перерыва разлом устанавливается по другим признакам, то, по-видимому, такому интервалу будет соответствовать одинаковый уровень эрозионного среза блоков по обе стороны от изучаемой части разлома. Наконец, может иметь место постепенное уменьшение амплитуды гравитационной ступени, что, наиболее вероятно, должно быть связано с перекосом блоков в вертикальной плоскости (рис. 1, в).

¹ Большинство разломов, соответствующих границам блоков, удовлетворяют условиям глубинных по классификации А. В. Пейве (1956).

Положение гравитационных ступеней, как правило, совпадает с границами участков, имеющих существенно различный характер гравитационного и магнитного полей (различная конфигурация, ориентировка и интенсивность аномалий). Кроме этого дополнительного критерия, при выделении зон глубинных разломов учитывалось также наличие локальных гравитационных и магнитных аномалий.

Описанные выше критерии, в сочетании с ранее называвшимися геологическими признаками, позволяют сравнительно уверенно выделять зоны, соответствующие границам блоков.

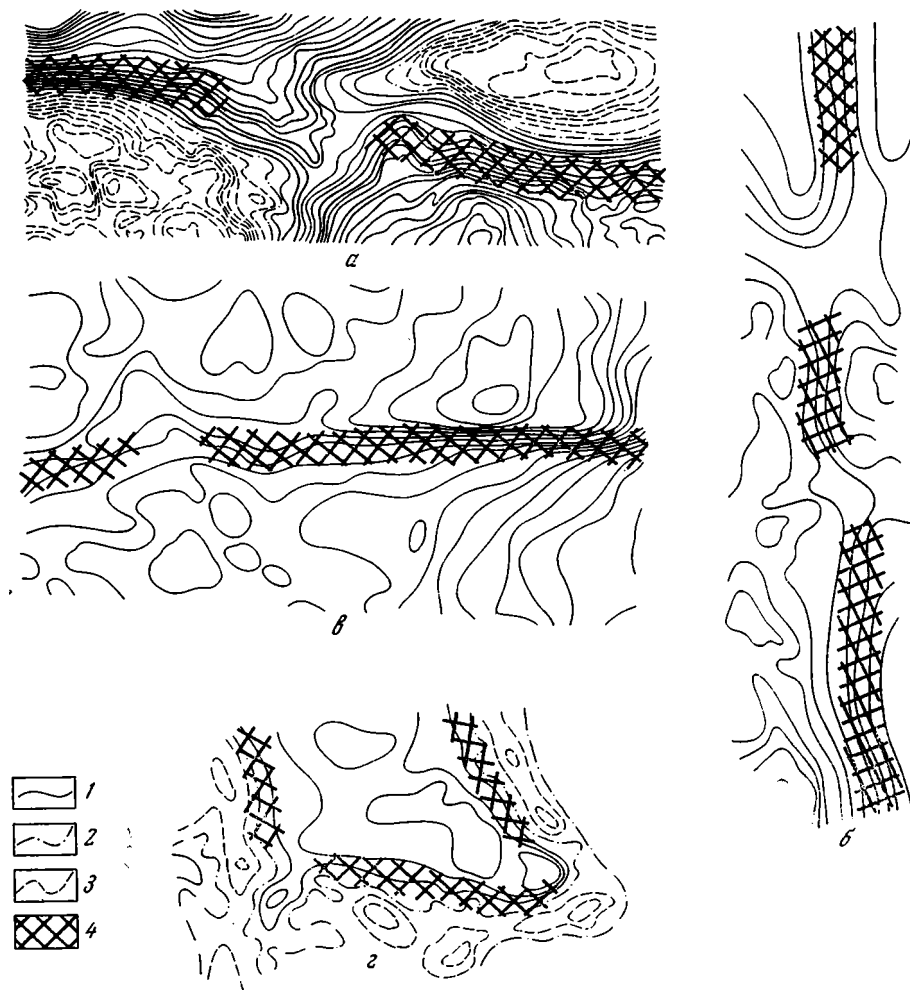


Рис. 1. Принципы выделения глубинных разломов по данным гравизвездки.

а — изменение знака поля по обе стороны от гравитационной ступени; *б* — перерывы в гравитационной ступени одного и того же простирания; *в* — изменение амплитуды гравитационной ступени; *г* — системы линейных остаточных отрицательных аномалий
 1 — изолинии положительных значений силы тяжести; 2 — изолинии нулевых значений силы тяжести; 3 — изолинии отрицательных значений силы тяжести; 4 — зоны глубинных разломов

Весьма ценные дополнительные сведения об особенностях таких зон можно получить по результатам трансформаций гравитационных полей. В частности, большинство зон глубинных разломов сопровождаются системами линейных остаточных отрицательных аномалий Δg (рис. 1, *г*). Это обстоятельство свидетельствует либо о механическом разуплотнении

зон разломов, либо о повышенной гранитизации пород в пределах этих зон. Распределение гравитационного поля на различных уровнях от поверхности Земли позволяет сделать заключение о направлении падения зон разломов в вертикальной плоскости.

Пользуясь описанными выше приемами, авторы составили предварительную схематическую карту расположения глубинных разломов Украинского щита (рис. 2). На каждый из выделенных разломов составлен каталог сведений, послуживших основанием для его выявления, и основные характеристики глубинных разломов. Ниже приведена форма каталога (см. стр. 90).

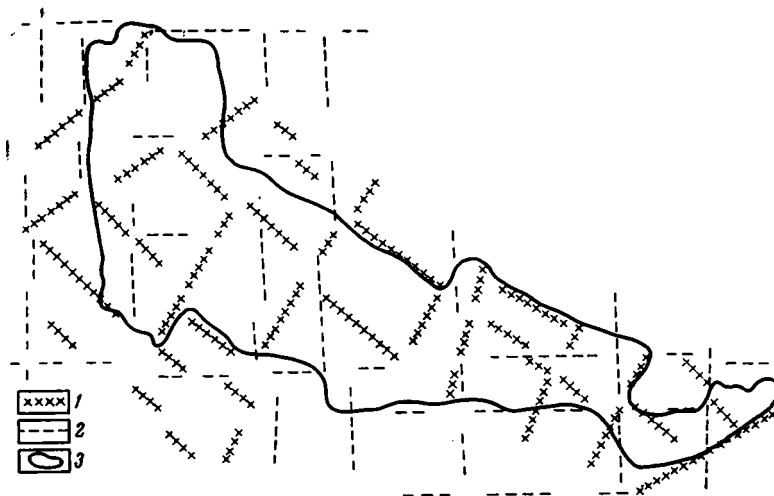


Рис. 2. Схема глубинных разломов Украинского щита по геолого-геофизическим данным.

1 — глубинные разломы диагональной системы; 2 — глубинные разломы ортогональной системы; 3 — граница обнаженной части щита

На рис. 3 показан пример выделения одного из глубинных разломов в северо-западной части щита, названного нами Старо-Константиновско-Черняховским. На этом рисунке приведены схемы гравитационного (а) и магнитного (б) полей, а также геологические данные, известные в пределах названной зоны. Здесь региональная гравитационная ступень прослеживается в северо-восточном направлении на протяжении 140 км. На отдельных участках ее простираение изменяется на субширотное. Величина максимального горизонтального градиента непостоянна и колеблется от 10 до 15 мгл. С юго-запада на северо-восток амплитуда гравитационной ступени, которая в целом достигает нескольких десятков миллигалл, постепенно уменьшается. Это может быть истолковано как отмеченный выше случай перекоса блоков в вертикальной плоскости.

Характер гравитационного и магнитного полей по обе стороны от выделенной зоны различен. Гравитационное поле к северо-западу от ступени интенсивно дифференцировано; здесь наблюдаются относительные максимумы и минимумы различной ориентировки, обуславливающие мозаичный характер поля. К юго-востоку гравитационное поле более спокойно и характеризуется наличием отдельных крупных максимумов северо-западного (субмеридионального) простираения.

Магнитное поле к северо-западу от выделенной зоны — слабодифференцированное, положительного знака. На юго-востоке же оно представлено чередованием положительных и отрицательных полос преимуще-

ственно северо-западного простирания, прослеживающихся на общем отрицательном фоне.

В геологическом отношении зоне ступени соответствует контакт пород чудново-бердичевского и кировоградско-житомирского комплексов на юго-западном отрезке зоны, а на северо-восточном — контакт пород коростенского и кировоградско-житомирского комплексов. Рассматриваемая зона контролируется отдельными массивами интрузивных пород основного состава, обуславливающих локальные гравитационные и магнитные аномалии в ее пределах. Кроме того, здесь известны небольшие участки проявления милонитизации и катаклаза, а также туфов и даек диабазового состава.

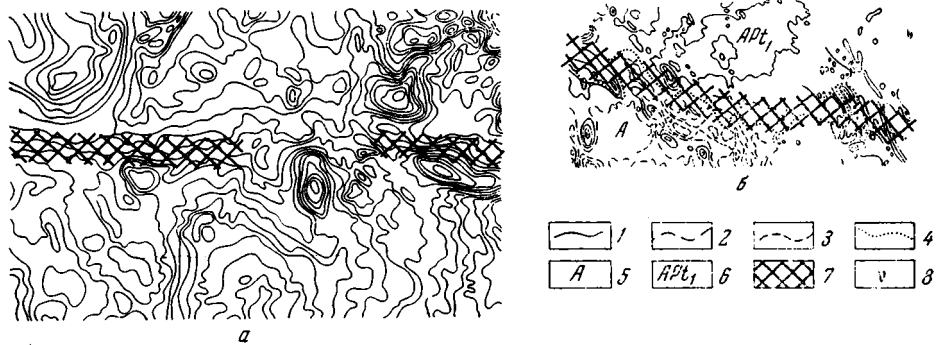


Рис. 3. Пример выделения части глубинного разлома по геолого-геофизическим данным. а — схема гравитационного поля в зоне разлома; б — схема магнитного поля и геологического строения в зоне разлома
 1 — изолинии положительных значений гравитационного и магнитного поля; 2 — изолинии нулевых значений гравитационного и магнитного поля; 3 — изолинии отрицательных значений гравитационного и магнитного поля; 4 — граница геологических комплексов пород; 5 — породы подольского чарнокитового комплекса; 6 — породы кировоградско-житомирского комплекса; 7 — зоны глубинных разломов; 8 — основные породы

Косвенными признаками, подтверждающими наличие разлома, могут служить изгибы речных долин, совпадающие на отдельных участках с направлением оси гравитационной ступени.

Описанный выше разлом не является исключением. Подобным образом нами изучены и все остальные, приведенные на схеме (см. рис. 2). Не останавливаясь на их подробной характеристике, рассмотрим некоторые выводы об их общих закономерностях, установленных нами при изучении разломной тектоники Украинского щита.

1. На щите устанавливается система глубинных разломов двух взаимно-перпендикулярных направлений: северо-восточного и северо-западного. Кроме этой диагональной системы разломов, намечается (правда, менее четко фиксируемая в гравитационном поле) система разломов субмеридионального и субширотного направлений.

2. Система глубинных разломов, четко прослеживаемых геологическими данными (зоны дробления, милонитизации, катаклаза, участки различных рудопроявлений и минерализации и др.) образует систему крупных блоков в кристаллическом фундаменте.

3. Установленные таким образом блоки, как правило, соответствуют площадям распространения пород различных геологических комплексов или различного петрографического состава.

4. Форма выделенных блоков близка к прямоугольной. Их горизонтальные размеры в 4—5 раз превышают мощность земной коры в пределах щита и оказываются более или менее выдержанными.

Приведенная в настоящей статье предварительная схема глубинных разломов Украинского щита отражает первый этап работ по изучению его тектоники. В процессе второго этапа нами изучались структурные

особенности внутри выделенных блоков: разломы более мелкого заложения и пликативные структуры. В связи с незаконченностью второго этапа исследований мы в настоящей статье ограничимся приведением только основных принципов изучения названных выше структурных особенностей.

Общие принципы выделения разломов более мелкого заложения по результатам геофизических съемок (с учетом фактических геологических данных) сводились к следующему.

1. За положения разломов принимались короткие отрезки прямолинейных контактов массивов пород, сравнительно четко фиксируемые в гравитационном или магнитном поле. На рис. 4, а показан пример выделения одного из разломов по карте изоаномал Δg , а на рис. 4, б — по карте изодинам Z_a .

2. За положения разломов принимались участки нарушений закономерностей поведения изолиний гравитационного или магнитного полей, выраженные: либо в деформации изолиний (рис. 4, в), либо в смещении осей магнитных аномалий без изменения их простирания (рис. 4, г), либо в систематическом изменении простираний осей магнитных аномалий. (рис. 4, д).

В обоих случаях существенное внимание уделялось корреляции систем таких разломов. Для выявления в пределах блока господствующего направления разломов использовались также данные орогидрографии. На рис. 5 в качестве примера приведена лучевая диаграмма направлений отклонения участков речных долин и балок от общего направления в пределах одного из блоков, характеризующая, по нашим представлениям, основные направления тектонически ослабленных зон.

3. За положения разломов принимались четко фиксируемые в магнитном поле системы линейных аномалий обоих знаков, чаще всего секущих общее простирание структур. Эти аномалии обуславливаются обычно породами дайкового комплекса (рис. 4, е).

Изучение пликативной тектоники в пределах выделенных блоков проводилось нами преимущественно с помощью анализа магнитного поля. При этом применялся известный принцип

Каталог глубинных разломов

№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
№ п.п.		Название разлома, его индекс. Азимут простирания, направление падения	Общая характеристика гравитационного поля (гравитационная ступень, смена характера поля, простирание аномалий, градиент, локальные аномалии, контролируемые зоной)	Общая характеристика магнитного поля (смена характера поля, интенсивность, форма аномалий, изменение их простираний, локальные аномалии, контролируемые зону)	Взаимоотношение магнитного и гравитационного полей	Контакты пород различных геологических комплексов и петрографических разновидностей, внутренняя структура выделенной зоны и характер структуры примакающей территории. Интрузии и эффузии осн. и кислого состава, милонитизация и катаклаз, и связанные с ними рудопроявления и минерализация	Связь орстидрографии и рельефа кристаллического фундамента	История изученности	Примечание

ранию пород на уровне современного эрозионного среза, как уже упоминалось, сформулированный впервые А. Д. Архангельским и др. (1937) соответствия направлений осей линейных магнитных аномалий простири и использовавшийся в пределах Украинского щита Г. К. Кужеловым (1957). Этот же принцип широко используется и в других районах: на

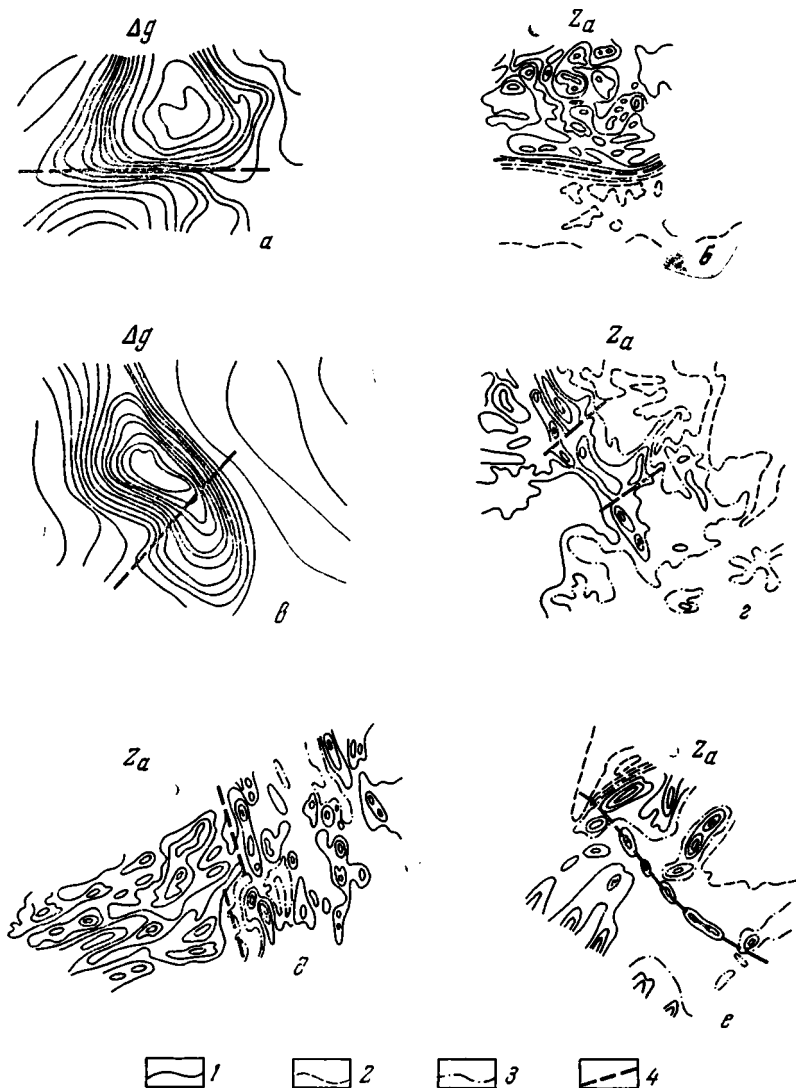


Рис. 4. Примеры выделения разрывных нарушений по результатам гравитационных и магнитных съемок

a — участок сгущения изолиний силы тяжести; *б* — линейновытянутая секущая магнитная аномалия; *в* — участок деформации изолиний силы тяжести; *г* — смещение осей магнитных аномалий; *д* — изменение простираний осей магнитных аномалий; *е* — цепочка секущих магнитных аномалий; 1 — изолинии положительных значений гравитационного и магнитного поля; 2 — изолинии отрицательных значений магнитного поля; 3 — изолинии нулевых значений магнитного поля; 4 — разрывные тектонические нарушения

Алтае — Г. Ф. Яковлевым (1955), на Дальнем Востоке — А. П. Тарковым (1963). За границей дальнейшего развития этот принцип получил в недавно опубликованной работе Д. Аффлекта (1963).

Используя оси магнитных аномалий в качестве простираний и учитывая некоторый объем фактических замеров простираний пород на обна-

жениях, мы в настоящее время предпринимаем попытки восстановить поведение складок на уровне современного эрозионного среза в пределах отдельных блоков. За границы устанавливаемых закономерностей принимались границы блоков, а в некоторых случаях и разломы более мелкого заложения.

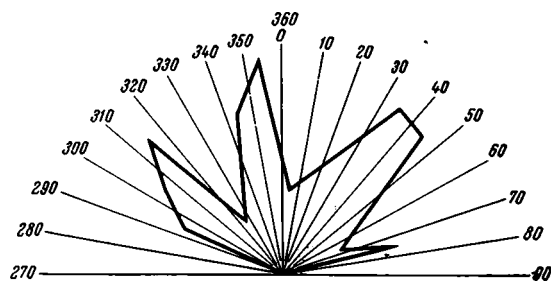


Рис. 5. Лучевая диаграмма распределения прямолинейных участков речных долин и балок

Не останавливаясь на рассмотрении результатов второго этапа исследований, отметим в заключение, что имеющийся в настоящее время фактический материал и некоторый опыт исследований позволяют приступить к созданию достаточно детальной тектонической карты Украинского щита. Такая карта с преимущественным выделением разрывных нарушений может и должна послужить основой для составления прогнозных и металлогенических карт щита.

Литература

- Архангельский А. Д., Розе Т. Н., Колюбакин В. В., Орлов В. П., Падеревская А. И. Тектоника докембрийского фундамента на Восточно-Европейской платформе по данным общей магнитной съемки. Изв. АН СССР, Сер. геогр. и геофиз. № 2, 1937.
- Безбородько Н. И. Этапы вулканизма и эпохи докембрия УССР. Проблемы сов. геол. № 11, 1935.
- Белевцев Я. Н. и др. Геология Криворожских железорудных месторождений. Изд-во АН УССР, 1962.
- Бондарчук В. Г. Очерк тектонического строения территории УССР. Геол. ж. АН УССР, т. XV, вып. 3, 1955.
- Бондарчук В. Г., Семеновко Н. П. и др. Тектоника території Української РСР. Вид. АН УРСР, 1959.
- Вашилов Ю. Я. Глубинные разломы Яно-Колымской складчатой зоны и Охотско-Чаунского вулканического пояса и их роль в образовании гранитных интрузий и формировании структур (по геофизическим данным). Сб. «Советская геология» № 14. Госгеолтехиздат, 1963.
- Каляев Г. И. Про глибинні розломи в Українській залізорудній провінції. Докл. АН УРСР, № 3, 1963.
- Карпинский А. П. Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России. Изв. Академии Наук, № 1, 1894.
- Карпинский Е. П. К тектонике Европейской России. Изд-во АН СССР, 1919.
- Кужелов Г. К. Геологическая структура Украинского кристаллического щита по геофизическим данным. Сб. «Советская геология» № 59, Госгеолиздат, 1957.
- Ласкарев В. Д. Заметки по вопросу о тектонике Южно-Русской кристаллической площади. Изв. Геолкома, т. XXIV, 1905.
- Луцицкий В. И. Украинский кристаллический массив. Изд-во АН УССР, 1947.
- Морозов М. Д., Бродовой В. В., Бекжанов Г. Р., Колмогоров Ю. А., Кузьмин Ю. И., Куминова М. В., Эйдлин Р. А., Гольдшмидт В. И. Основные геологические структуры Восточного Казахстана и Мугоджар по региональным геофизическим исследованиям. Изв. АН КазССР. Сер. геол., вып. 2 (53), 1963.
- Муратов М. В. Главнейшие эпохи складчатости и мегастадии развития земной коры. Геотектоника, № 1, 1965.
- Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1956.

- Пейве А. В. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1956.
- Пейве А. В. Тектоника и магматизм. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1961.
- Половинкина Ю. И. Структурное районирование Украинского кристаллического массива как основа для поисков полезных ископаемых. Сб. «Металлогения докембрийских шитов и древних подвижных зон». Изд-во АН УССР, 1960.
- Ривош Л. А. О тектонике Камчатского полуострова и дна прилегающих к нему морских районов. Геология и геофизика, № 6, Изд-во СО АН СССР, 1963.
- Семеновко Н. П. Строение УКЩ и история его формирования. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1951.
- Семеновко Н. П. Структурно-петрографическая карта Украинского кристаллического массива. Изд-во АН УССР, 1957.
- Семеновко Н. П. Геолого-тектоническая карта Украинского кристаллического щита. Изд-во АН УССР, 1963.
- Соболев Д. Н. О стратиграфии и тектонике Украинской плиты. Проблемы советской геологии, № 9, 1936.
- Соллогуб В. Б. Строение земной коры равнинного Крыма и Присивашья по геофизическим данным, Сб. «Советская геология», № 8, Изд-во «Недра», 1964.
- Субботин С. И. Глубинная структура территории УССР по данным геофизических исследований. Докл. сов. геол. к XXI сессии Междунар. геол. конгр., Проблема 2. Госгеолтехиздат, 1960.
- Тарасенко В. Е. О горных породах семейств габбро из Радомышльского и Житомирского уездов Киевской и Волынской губ. Зап. Киев. о-ва естествоиспыт., т. XV, вып. 1, Киев, 1895.
- Тарасенко В. Е. Об эффузивной горной породе из Липовецкого уезда Киевской губ. Зап. Киев. о-ва естествоиспыт., 1898.
- Тарасенко В. Е. О гранитовых и диоритовых горных породах Криворожского рудоносного района. Тр. геолкома. Нов. сер., вып. 90, 1914.
- Тарков А. П. Глубинное строение Зее-Бурейской равнины. Сб. «Советская геология», № 7. Госгеолтехиздат, 1963.
- Тетяев М. М. К тектонике Украины. Изд. Укр. отд. Геолкома, вып. IX, 1926.
- Федынский В. В. Геофизические данные о строении развития земной коры. Сб. «Геологические результаты прикладной геохимии и геофизики», Госгеолтехиздат, 1960.
- Хайн В. Е. Основные типы тектонических структур, особенности их развития. Докл. сов. геол. к XXI сессии Междунар. геол. конгр., Проблема 18. Изд-во АН СССР, 1960.
- Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Изв. АН СССР. Сер. геол. № 1, 1946.
- Яковлев Г. Ф. К вопросу о геологическом картировании закрытых складчатых областей. Сб. «Советская геология», № 42, Госгеолтехиздат, 1955.
- Aflect J. Magnetic anomaly Trend and spacing. Geophysics, v. XXVIII, N 3, 1963.
- Moody J., Hill M. Wrench-fault tectonics. Bull. Geol. Soc. Am. 67, N 9, 1956.

Киевская экспедиция Украинского
научно-исследовательского
геологоразведочного института

Статья поступила
8 июня 1965 г.

K. F. TUAPKIN, V. A. NECHAEV, V. D. KHARITONOV,
V. M. BELANOV, G. E. KOZUBSKAIA, V. F. VOLKOVA, B. L. GUREVITCH,
F. G. BAVTCHUK, M. G. RASPOPOVA

OF TECTONICS OF THE UKRAINIAN SHIELD BASED ON GEOLOGICAL-GEOPHYSICAL DATA

The paper describes experience in studying tectonics of the Ukrainian shield based on the materials of geophysical prospecting methods. It shows the first stage of these investigations, consisting in the development of the research methods of fractured tectonics based on geological and geophysical data. A scheme of abyssal fractures of the Ukrainian shield is presented which acknowledges the idea about folded block structure of a crystalline basement and allows us to draw a new conclusion about the character and spatial arrangement of abyssal fractures.

Kiev Expedition of the Ukrainian
Research Geology-Exploration Institute

УДК 551.24(571.65)

В. Ф. БЕЛЫЙ, С. М. ТИЛЬМАН

**ТЕКТОНИКА И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ
ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА**

В развитии Охотско-Чукотского вулканического пояса устанавливается три этапа: апт-туронский, позднесенонский — датский и раннеполюогеновый. Каждый из этапов характеризуется преобладающим развитием определенной вулканической формации. Пояс имеет зональное строение; охарактеризованы типы зональности и дается им объяснение. Показан гетерогенный характер основания вулканического пояса; установлена взаимосвязь основных этапов развития Охотско-Чукотского пояса и Анадырско-Корякской кайнозойской складчатой системы. Охотско-Чукотский пояс принадлежит к особой категории пограничных тектонических структур.

Охотско-Чукотский вулканический пояс является редким примером своеобразных тектонических образований северо-западной части Тихоокеанского кольца. Его своеобразие заключается в том, что он не принадлежит ни к геосинклинальным, ни к платформенным, ни даже к орогенным тектоническим структурам.

О строении пояса, как и его тектоническом положении и природе, в литературе высказывались самые различные и противоречивые мнения. Согласно первому из них, изложенному Л. А. и Б. А. Снятковыми (1958), пояс представляет собой «Охотско-Чаунскую гирлянду вулканических дуг», которая возникла на складчатом основании мезозой в заключительную стадию развития последних. По особенностям строения эти дуги параллелизуются с современными вулканическими дугами Тихого океана.

Е. К. Устиев (1959) в широко известной и оригинальной статье рассмотрел пояс в качестве совокупности особых тектоно-магматических структур и также сопоставил их с современными вулканическими дугами. По его мнению, вулканический пояс причинно связан с геологическим развитием области кайнозойской складчатости. Он выделяет три этапа развития пояса: верхнеюрский-нижнемеловой, верхнемеловой и кайнозойский. Вулканическая активность резко возрастает к внутренней части пояса, в зоне его сочленения с Корякско-Камчатской складчатой областью, а интенсивность складкообразования в поясе заметно падает от основания к его верхнему структурному ярусу.

М. И. Ициксон и Л. И. Красный (1962) объединяют Охотско-Чукотский пояс с вулканическими полями, развитыми в верховьях р. Уды. Как они указывают, по своему положению в пространстве и месту в истории развития складчатой области, вулканические пояса Восточной Азии совместно с ассоциированными с ними наземными, обычно угленосными, образованиями являются своеобразными эквивалентами передовых прогибов «классических» геосинклиналей.

Наконец, совсем недавно выступил в печати Б. А. Петрушевский (1964). В острой полемической форме он категорически отверг мысль о том, что пояс представляет собой единую тектоническую структуру, связанную с развитием области кайнозойской складчатости. По его мнению, это гетерогенная структура, различные части которой развивались неодновременно. Эффузивная деятельность в одних частях пояса про-

явилась в триасе и юре, а в других — в нижнем или верхнем мелу. Развитие пояса он связывает с подновлением разновозрастных разломов, заложившихся в разной структурной обстановке.

Развиваемые авторами в настоящей статье взгляды существенно отличаются от только что рассмотренных представлений; лишь в некоторых своих частях они сближаются с точкой зрения Е. К. Устиева.

Поводом к нашему выступлению в печати явилась недавно составленная авторами, совместно с А. А. Николаевским и Н. А. Шиловым тектоническая карта Северо-Востока СССР в масштабе 1 : 2 500 000. Анализ карты и материалов, положенных в основу ее составления, позволил обратить внимание на Охотско-Чукотский вулканический пояс, особенности внутреннего строения которого во многом остаются еще неясными.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА

Охотско-Чукотский вулканический пояс протягивается на 3000 км в субширотном и северо-восточном направлениях от Аяна на юго-западе до Чукотского п-ова на северо-востоке. Юго-западная часть пояса (1400 км) составляет Охотский его отрезок, а северо-восточная (1600 км) — Чукотский (рис. 1). Граница между указанными отрезками проходит приблизительно по р. Парени. Граница эта не только географическая; она в то же время разделяет два участка пояса, между которыми устанавливаются некоторые различия в их геологическом строении.

Охотско-Чукотский вулканический пояс возник в апте (Белый, 1961; Сперанская, 1963) и закончил свое развитие в конце палеоцена (возможно, в начале эоцена). В его геологической истории намечаются три этапа — апт-туронский, поздний сенондатский и раннепалеогеновый¹. Каждому этапу отвечает структурный ярус пояса. Эти последние отделяются друг от друга, прежде всего, по формационным признакам.

Нижний структурный ярус образован преимущественно андезитовой формацией, за исключением Центрально-Чукотского района, где преобладают вулканические породы липаритового состава.

Средний ярус сложен в основном липаритовой формацией, хотя в некоторых районах Охотского побережья среди толщ игнимбритов кислого состава встречаются достаточно хорошо прослеживаемые на местности покровы двупироксеновых андезитов и андезито-базальтов.

Верхний ярус сложен преимущественно базальтовой формацией, и только на восточной Чукотке к палеоцену условно относятся субщелочные липариты и андезиты.

Структурные соотношения между указанными ярусами проявляются по-разному. Как показано на рисунке 2, между нижним и средним структурными ярусами выявляется стратиграфический перерыв, объем которого и границы во всех районах не являются строго постоянными. Однако на большей части территории пояса он приходится примерно на середину верхнего мела (Центрально-Чукотский, Средне-Анадырский, Центрально-Охотский и другие районы).

Иные соотношения выявляются между средним и верхним структурными ярусами. Палеогеновые базальты залегают без видимого углового несогласия на липаритах среднего структурного яруса.

Чтобы получить представление о тектоническом положении Охотско-Чукотского вулканического пояса в структурах Северо-Восточной Азии, необходимо прежде всего рассмотреть характер его соотношений с прилегающими складчатыми системами.

Вулканические покровы пояса соприкасаются со структурами мезозойд либо по разломам, либо по флексурным перегибам, а еще чаще

¹ На восточной Чукотке нижнему структурному ярусу отвечают апт-альбские эффузивы, а среднему нерасчлененные верхнемеловые.

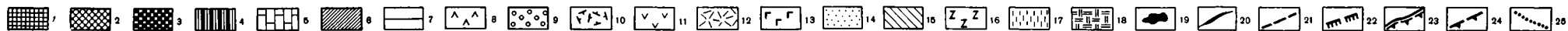
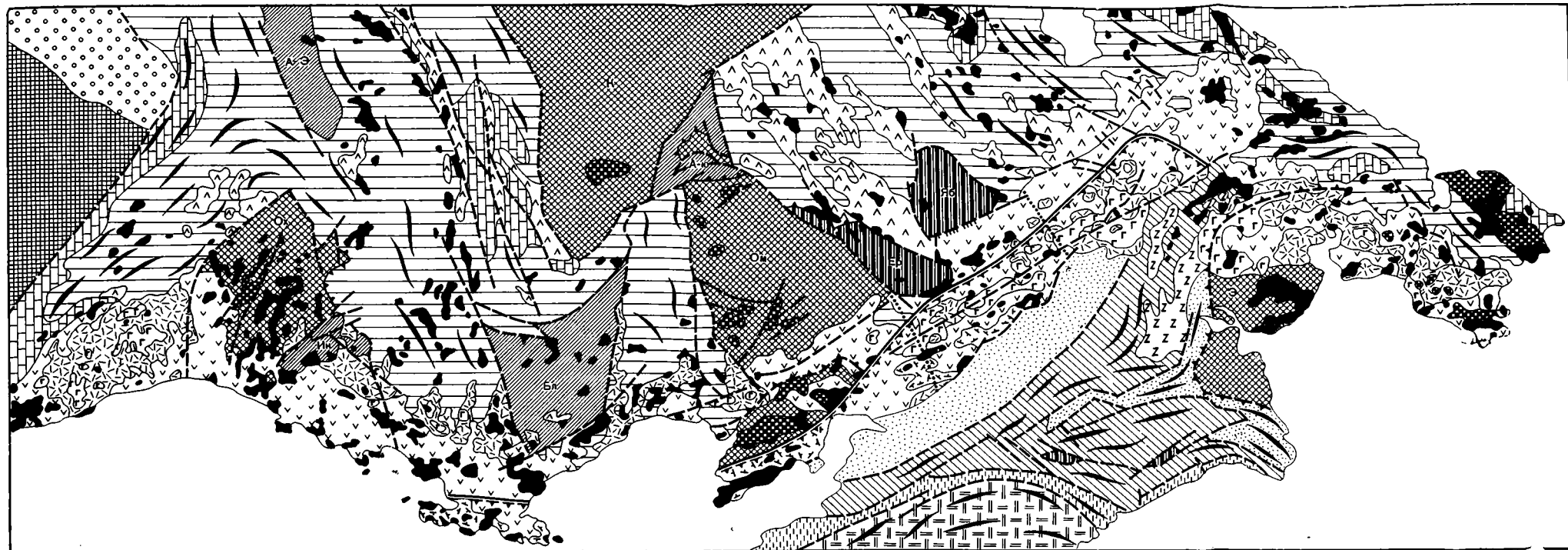


Рис. 1. Схема тектонического строения Охотско-Чукотского вулканического пояса и сопредельных территорий

1 — Сибирская платформа; 2 — Дорифейские массивы: Охотский (Ох), Колымский (К), Омолонский (Ом), Эскимосский (Э); 3 — выходы архейского и протерозойского кристаллического основания; 4 — палеозойские массивы: Яблонский (Яб), Еропольский (Ер.), Мезозойские: 5 — палеозойское складчатое основание; 6 — районы пологого залегания пород верхоянского комплекса: Алыча-Эльгинский (А-Э), Иньяйский (Ин), Балыгычанский (Бл), Алы-Юряхский (А-Ю); 7 — складчатые структуры верхоянского комплекса; 8 — внутренние орогенные вулканические пояса; 9 — Приверхоянский краевой прогиб. Охотско-Чукотский вулканический пояс: 10 — основание внутренней зоны пояса; 11 — нижний структурный ярус (Сг₁ар-Сг₁б); 12 — средний структурный ярус (Сг₂лс-d); 13 — верхний структурный ярус (Рг₁). Анадырско-Корякская система: 14 — миогеосинклиналильные зоны; 15 — эвгеосинклиналильные зоны; 16 — внутренние орогенные вулканические пояса. Олюторско-Камчатская система: 17 — миогеосинклиналильные зоны; 18 — эвгеосинклиналильные зоны. Другие знаки: 19 — позднемезозойские гранитоиды; 20 — простирания складчатости; 21 — разломы; 22 — флексуры; 23 — граница внешней и внутренней зон вулканического пояса; 24 — контуры массивов; 25 — границы районов с различным составом апт-альбских эффузивов в Чукотском отрезке пояса

отделяются поверхностью несогласного залегания. Подобные соотношения имеют место и с массивами докембрийского и палеозойского возраста (Омолонский, Эскимосский, Еропольский, Яблонский).

Разломы, по которым соприкасается пояс с мезозоидами или с массивами, имеют общее северо-восточное простирание, протягиваются в длину на 50—100 км, местами переходя во флексуры. Флексуорообразный перегиб установлен в верховьях р. Яблони и приурочен к юго-восточной границе Яблонского массива. Он протягивается на 70 км, имеет пологий наклон (20—30°) к юго-востоку в сторону пояса. Амплитуда смещения по флекуре достигает 1000—1500 м.

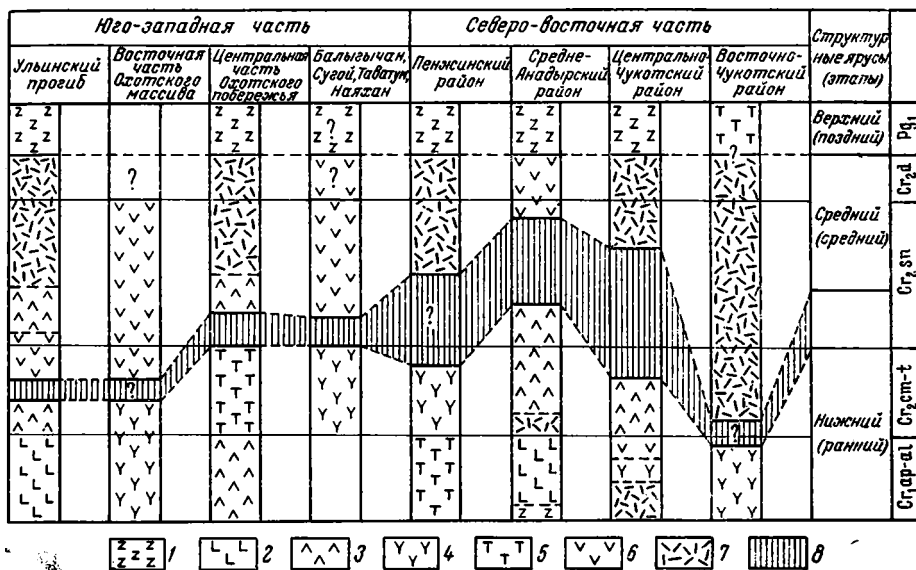


Рис. 2. Схема сопоставления разрезов различных районов Охотско-Чукотского вулканического пояса

1 — базальты; 2 — андезито-базальты; 3 — андезиты; 4 — андезито-дациты; 5 — дациты; 6 — липарито-дациты; 7 — липариты; 8 — стратиграфический перерыв

Несогласное налегание эффузивов на структуры мезозоид отчетливо картируется в верховьях рек Малого и Большого Анюев, в бассейнах рек Каленьмуваама, Пегтымеля и в других местах. Оно выражается в срезании складок триасовых и валанжинских отложений пологой поверхностью основания вулканических покровов. В последнее время в бассейнах рек Чауна и Малого Аюня установлены соотношения апт-туронских эффузивов пояса с вулканитами имрэвеевской серии. Эти последние имеют доаптский возраст и смяты в простые симметричные, иногда коробчатого профиля складки северо-западного простирания. Вместе с молассовыми отложениями того же возраста они относятся к позднегеосинклинальным (орогенным) образованиям мезозоид. Наоборот, апт-туронские эффузивы пояса здесь представляют собой пологую моноклинали общего северо-восточного простирания и отделены от эффузивов имрэвеевской серии поверхностью структурного несогласия.

Соотношения пояса с Анадырско-Корякской системой следующие. В среднем течении р. Анадыря северо-западный борт Пенжинского прогиба, сложенный сеноман-туронскими грубообломочными толщами, наложен на апт-альбские эффузивы среднего и основного состава. Борт прогиба местами ограничен системой кулисно расположенных разломов, к которым приурочены гранитоидные интрузии. Это и есть один из наиболее характерных типов сочленения пояса с периферической частью Анадырско-Корякской системы.

Второй тип сочленения характеризуется обратными соотношениями. Так, в бассейнах рек Чинейвеема и Бол. Осиновой верхнесенонские — датские вулканиты (средний ярус пояса) наложены и местами срезают структуры северо-восточного фланга Пенжинского прогиба и Таловско-Майнского антиклинория.

Наконец, третий, наименее изученный тип проявляется в чрезвычайно сложном смыкании субмеридиональных структур Пекульнейского горст-антиклинория с вулканическими покровами пояса, которые в этом районе подчинены разломам субширотного простирания. Здесь имеет место вклинивание вулканических покровов пояса в виде отдельных «языков» или «заливов» в геосинклинальные отложения Пекульнейского антиклинория.

В Охотском отрезке пояса соотношения вулканических покровов со структурами Яно-Колымской системы примерно имеют те же, особенности, что и в Центрально-Чукотском районе. Однако здесь значительно меньше развиты или практически отсутствуют продольные разломы, параллельные простиранию пояса. Вулканические покровы заходят в глубь мезозойд по системе поперечных, оперяющих пояс разломов, простирание которых согласуется с простиранием складчатых мезозойских структур. Такие поперечные полосы или «заливы» протягиваются в Центрально-Охотском районе, но особенно четко они выражены по обе стороны Балыгычанского района пологих дислокаций и у западного края Охотского массива.

Внутреннее строение пояса наиболее ясно выступает в его Чукотском отрезке, поэтому целесообразнее начать разбор особенностей тектоники именно с него. На участке от р. Оклана до р. Бол. Осиновой, т. е. там, где пояс разделяет мезозойды и структуры Анадырско-Корякской системы, наблюдается отчетливо выраженная зональность. На мезозойдах Чукотской системы и на массивах располагается внешняя зона пояса, а внутренняя примыкает к складчатым структурам Анадырско-Корякской системы.

Граница между внешней и внутренней зонами пояса в подавляющем большинстве случаев выражена системами сближенных, сопряженных под тупыми углами, реже кулисно расположенных разломов. Сближенные разломы, из которых составляется граница зон, укладываются в интервал шириной от первой сотни метров до 2,5—3 км. По всем признакам она отвечает сквозному глубинному разлому, который местами отчетливо проявляется в рельефе, совпадая с прямолинейными отрезками долин рек.

Кроме геологических признаков, граница зон подчеркивается данными аэромагнитной съемки. Они показывают, что внешняя и внутренняя зоны характеризуются резко различными магнитными полями. Во внешней зоне магнитные поля по величине, морфологии и ориентировке аномалий идентичны полям в мезозойдах, тогда как во внутренней зафиксированы очень крупные и резкие магнитные аномалии северо-восточного простирания, срезающие поля внешней зоны.

Во внешней зоне, где преимущественно развиты вулканические образования нижнего структурного яруса, платообразные покровы либо слабо покороблены, либо залегают практически горизонтально. Моноклинали, наблюдающиеся в них, наклонены на юго-восток под углами 5—10° и протягиваются иногда на расстояние до 200 км также в северо-восточном направлении.

Платообразные покровы и моноклинали осложнены серией отрицательных вулканоструктур изометричной формы. Кроме того, имеются линейные грабены и горсты, развитые на ограниченных участках. Первые из них представлены крупными компенсационными прогибами и значительно меньшими по размерам просадками. Эти вулканоструктуры представляют собой своеобразные мульды с относительно крутым залеганием лавовых пластов в периферической части и пологим, до горизонтального,

в центре, причем крутые углы падения характерны для более древних частей разреза. Как правило, на крыльях прогибов и просядок широким развитием пользуются туфы, тогда как в центральных частях преобладают лавы и игнимбриты. Подобные отрицательные вулканоструктуры возникли вследствие компенсационного оседания подошвы покровов над периферическими (приповерхностными) вулканическими очагами. Размеры таких вулканоструктур в поперечнике колеблются от 12—15 до 40—50 км, редко более.

Линейные вулканоструктуры ориентированы преимущественно поперек общего простирания пояса, т. е. в северо-западном или, реже, в субширотном направлениях. Их возникновение следует связывать с активизацией разломов в складчатом основании пояса (мезозоида). Они представляют собой узкие грабены и горсты, ограниченные с одной или двух сторон сбросами. Ширина их колеблется от 15 до 30 км, а протяженность местами достигает 60—70 км. Если образование грабенов также можно связать с компенсационными опусканиями, то формирование горстов шло двумя путями.

В первом случае горсты возникли вследствие отставания в погружении одних блоков по отношению к другим, причем на относительно приподнятых блоках вулканическая деятельность проявлялась менее интенсивно, поэтому здесь и оказались сокращенные мощности и неполные разрезы вулканогенных свит. Второй тип горстов связан с изменением знака вертикальных движений, или, точнее, с процессами инверсионного характера; т. е. на месте грабенов в последующий этап образовались обращенные горсты. Примером такой структуры является горст гор Останцовых, который, по всем данным, возник в начале верхнего мела и в течение длительного периода, вплоть до голоцена, испытывал тенденцию к общему поднятию.

Помимо охарактеризованных выше просядок, грабенов и горстов, во внешней зоне пояса имеются компенсационные структуры более крупного ранга, например Пегтымельский прогиб, который расположен в Центрально-Чукотском районе пояса и охватывает бассейны средних и верхних течений рек Пегтымеля и Паляваама. Он ориентирован в северо-восточном направлении и протягивается почти на 150 км при ширине от 20 до 25 км. Юго-западная часть прогиба открывается в сторону внутренней зоны пояса, а на северо-востоке, на междуречье Кувета и Пегтымеля, он замыкается. Северо-западный его борт почти прямолинейный, а юго-восточный имеет форму коленообразного изгиба, обращенного выпуклой стороной на восток.

На крыльях прогиба преимущественно распространены осложняющие его грабены и горсты, а центральная часть представляет собой сложное сочетание изометричных компенсационных вулканоструктур различных размеров. Поперек прогиба прослеживается поднятие северо-западного простирания, которое разделяет его на две половины: северо-восточную и юго-западную. По особенностям строения и развития данное поднятие принадлежит к горстообразным структурам первого типа.

В Средне-Анадырском районе также может быть выделен крупный компенсационный прогиб, именуемый Верхне-Яблонским, но особенности его внутреннего строения пока еще детально не изучены. На юго-востоке этот прогиб ограничен поднятием сводового типа, формирование которого, вероятно, обусловлено внедрением охотских гранитоидов. На северо-западе он причленяется к краям Яблонского массива, отделяясь от последнего флексурой и разломами.

Внутренняя зона пояса на рассматриваемом участке (от Пенжинской губы до верховьев р. Бол. Синовой) характеризуется сложным и неоднородным строением.

Важнейшим признаком строения вулканических толщ внутренней зоны является то, что покровы нижнего структурного яруса (ап-турон)

смяты в систему прерывистых коротких складок, тогда как вулканиты среднего и верхнего структурных ярусов залегают платообразно и тем самым приближаются по условиям залегания к вулканитам нижнего структурного яруса внешней зоны.

Во внутренней зоне достаточно отчетливо выделяются две подзоны, разделенные Анадырским глубинным разломом. Первая подзона примыкает к структурам Анадырско-Корякской системы, а вторая представляет собой сравнительно узкую полосу (70—80 км), располагающуюся между внешней зоной пояса и Анадырским разломом.

Особенности тектонического строения первой подзоны следующие. Вулканические покровы на участке между реками Окланом и Чинейве-емом слагают крылья Мургальского поднятия, к которому приурочены многочисленные интрузии охотских гранитоидов. Апт-альбские вулканические толщи без видимого углового несогласия перекрывают здесь морские вулканогенно-осадочные отложения готерив-барремского возраста и дислоцированы в пологие брахиформные складки с углами падения крыльев до 30°. К северо-востоку на периклинальном окончании поднятия широко развиты вулканиты среднего и верхнего структурных ярусов. В отличие от апт-альбских эффузивов эти последние характеризуются платообразным залеганием, лишь изредка осложненным локальными складчатыми дислокациями.

Вторая подзона представляет собой, напротив, отрицательную структуру типа асимметричного приразломного прогиба, в котором широко развиты вулканогенные толщи среднего и верхнего структурных ярусов.

В Охотском отрезке пояса также могут быть выделены внешняя и внутренняя зоны. Во внешней зоне условия залегания вулканических пород примерно такие же, как и в Чукотском отрезке. Однако сама зона имеет значительно большую ширину, и в ее пределах, в отличие от Чукотского отрезка, наряду с вулканитами нижнего структурного яруса распространены также вулканиты среднего и верхнего ярусов.

В пределах рассматриваемой зоны выделяются аналогичные Чукотскому отрезку линейные и изометричные компенсационные вулканоструктуры, наиболее крупными из которых являются Омсукчанский и Ульяновский прогибы. Первый из них протягивается поперек простирания субширотных структур пояса и приурочен к шовной границе Балыгычанского района пологих дислокаций верхоянского комплекса с Приомолонским прогибом. Вторым, Ульяновский прогиб наложен на юго-западное продолжение структур Охотского массива. В Омсукчанском прогибе вулканогенные породы мела дислоцированы интенсивнее, чем в остальных частях внешней зоны, что обусловлено приразломным его характером.

Кроме Омсукчанского прогиба, в Охотском отрезке выявлено еще несколько поперечных структур, только значительно меньших размеров (Аткинская, Ольская, Арманьская).

С поперечными вулканоструктурами нередко сопряжены впадины и прогибы, заполненные вулканогенно-осадочными и континентальными угленосными (молассового типа) отложениями. Подавляющее большинство впадин формировалось в конце нижнего и начале верхнего мела, т. е. одновременно с развитием андезитового вулканизма нижнего структурного яруса. Эти впадины иногда относят к позднегеосинклинальным образованиям мезозой, что, по нашему мнению, неправильно. Во-первых, указанные впадины обладают явно наложенным характером по отношению к мезозойским складчатым структурам. Во-вторых, слагающие их формации находятся в тесной парагенетической связи с андезитовой формацией пояса. И наконец, в-третьих, тип дислокаций в этих впадинах существенно отличается от складчатости позднегеосинклинальных впадин мезозой. Отложения, выполняющие впадины, слабо нарушены. Лишь местами наблюдаются пологие брахиформные складки.

Важной особенностью строения внешней зоны Охотского отрезка является наличие куполовидных поднятий, в центральной части которых выведены на поверхность гранитоидные интрузии.

Структуры внутренней зоны рассматриваемого отрезка обнажаются на п-ове Кони, в низовьях р. Ямы, а также в юго-восточной части п-ова Тайгонос. Изучены они еще недостаточно, но, по всем данным, в первых двух районах условия залегания вулканогенных пород приблизительно такие же, как в Мургальском поднятии.

Специфическими особенностями строения отличаются вулканогенные толщи п-ова Тайгонос. Это узкий асимметричный шовный прогиб, заполненный многокилометровыми вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами нижнемелового и сеноман-туронского (?) возраста. Здесь фиксируется моноклиналь, у которой в северо-западной ее части покровы наклонены относительно полого под углами 20—30°, а с приближением к шву углы падения лавовых пластов становятся значительно более крутыми, до вертикальных залеганий.

Помимо охарактеризованных выше зон, выявляется зональность иного типа. Она выражается в существенном изменении состава только апт-альбских эффузивов по простиранию пояса. Наиболее отчетливо подобная зональность отмечается в Чукотском отрезке. Здесь можно выделить ряд районов с резко различным составом вулканитов. Так, например, на Чукотском п-ове широко распространены вулканиты существенно андезитового состава. В районах центральной Чукотки (бассейны рек Пегтымеля, Паляваама, Б. Пыкарваама и верховья Анадыря) на дневной поверхности обнажены игнимбриты преимущественно липаритового и дацитового состава. В среднем течении р. Анадыря преобладают андезитобазальты, а еще далее к юго-западу (правобережье верхнего течения р. Пенжины, бассейны рек Тылхоя и Кегали) они сменяются вулканитами преимущественно дацитового состава.

Отмеченные четыре района с различным составом лав примыкают к различным тектоническим структурам, подстилающим внешнюю зону пояса. Первый район относится к части пояса, наложенной на Эскимосский массив. Вулканиты второго района внешней зоны пояса почти целиком наложены на складчатые структуры мезозойской Чукотской системы (Аньюский и Чаунский районы). Вулканиты третьего района подстилаются структурами Олойского и Гремучинского прогибов. Кроме того, по флексурам и разломам они граничат с Еропольским и Яблонским палеозойскими массивами. Четвертый район примыкает к Омолонскому дорифейскому массиву.

Границы между этими вулканическими районами еще не изучены, однако сейчас уже ясно, что они находятся на продолжении шовных зон, ограничивающих Эскимосский массив, юго-восточную часть Аньюской зоны и северо-западный край Омолонского массива. Другими словами, границы районов совмещаются с разломами поперечного к поясу направления.

Состав апт-альбских вулканитов Средне-Анадырского и Центрально-Чукотского районов находится в прямой зависимости от характера предшествующего магматизма, проявляющегося в тектонических структурах мезозойской в позднегеосинклинальную стадию их развития. Например, позднеюрский-раннемеловой базальтовый вулканизм Олойского и Гремучинского прогибов predetermined существенно андезитобазальтовый состав лав Средне-Анадырского района пояса, а гранитоидный магматизм Аньюско-Чукотской геосинклинальной зоны, по-видимому, обусловил формирование игнимбритовых толщ Центрально-Чукотского района.

Такая преемственность во времени состава магматических продуктов может, на наш взгляд, объясняться тем, что разломы, контролировавшие в апт-альбскую эпоху вулканизм пояса, проникали примерно на одну и ту же глубину, что и в прилегающих к нему структурах мезозойской, и,

по-видимому, были ограничены едиными системами горизонтальных сколов. Иначе говоря, глубина залегания магматических очагов в апт-альбское время под вулканическим поясом была различная (что отражается в самом составе магм), однако она примерно соответствовала глубине залегания магматических очагов в мезозоидах.

Интересно, что в заключительный этап развития нижнего структурного яруса (сеноман-турон) валовой состав вулканитов как в Центральном-Чукотском, так и Средне-Анадырском районах примерно соответствовал андезиту, что может косвенно указывать на приблизительно одинаковую глубину формирования магматических очагов на всем протяжении пояса в отмеченный промежуток времени.

В Охотском отрезке пояса подобного рода зональность пока еще не установлена.

Перейдем далее к рассмотрению вопроса о структурах основания пояса. В литературе уже высказывалось мнение, что вулканический пояс целиком располагается на складчатом основании мезозойд (Л. А. и Б. А. Снятковы, 1958). Однако, как показали исследования последних лет, а также проведенный нами анализ тектонического строения Северо-Восточной Азии, это мнение является ошибочным.

Основание пояса гетерогенно. Как уже упоминалось, внешняя зона располагается на мезозоидах и на массивах дорифейского и палеозойского возраста. Что касается основания внутренней зоны, то этот вопрос требует специального разбора.

Прежде всего обращает на себя внимание то, что в ряде районов (Мургальское поднятие, Тайгонос, Кони) наблюдается совпадение простираний вулканических покровов пояса с подстилающим их комплексом основания. При этом решительно нет никаких данных утверждать, что между ними имеются резкие структурные несогласия.

Комплекс основания не однороден. В нем отчетливо распознаются два структурных яруса. Нижний ярус обнимает верхний палеозой, триас и юру, а верхний — верхнюю юру, валанжин и готерив-баррем.

На п-ове Кони обнажаются верхнетриасовые, ниже- и среднеюрские осадочные и вулканогенные образования общей мощностью около 2000 м.

Триасовые и юрские породы образуют ряд относительно пологих складок, простирающихся в субширотном направлении. Складчатость усложняется вблизи продольных разломов. В ненарушенных участках наблюдается заметное выполаживание, при этом падение пород на крыльях складок не превышает 20—30°. В антиклинальных перегибах и в мульдах слои залегают почти горизонтально.

На п-ове Тайгонос в узком шовном прогибе распространены пермские, триасовые и юрские отложения суммарной мощностью около 7000 м. В отличие от п-ова Кони триасовые и юрские отложения здесь характеризуются несколько большим преобладанием терригенных формаций.

Комплекс пермских, триасовых и юрских отложений смят в складки северо-восточного простирания. Наряду со складчатыми формами широко распространены моноклинали, нарушенные разломами.

В последнее время Г. Е. Некрасов установил, что поверх терригенных и вулканогенно-осадочных отложений верхнеюрского возраста согласно залегают наземные вулканические толщи раннего мела (5000 м), сменяющиеся существенно континентальными вулканогенно-осадочными образованиями апт-турона (3500 м).

В Мургальском поднятии выведены на поверхность породы только верхнего структурного яруса. Здесь известны верхневолжские, валанжинские и готерив-барремские, отложения, представленные песчаниками, алевролитами, туфами и лавами среднего и кислого состава, общей мощностью не более 2500 м.

Мургальское поднятие представляет собой структуру антиклинального типа, юго-восточное крыло которой местами оборвано разломами.

Дислокации характеризуются здесь широким распространением пологих линейных складок с углами падения пород на крыльях не более 30—40°.

Анализируя состав формаций, типы складчатости и общий структурный план основания пояса, можно прийти к следующим выводам. В отличие от верхоянского комплекса, в нижнем структурном ярусе основания пояса (P — J₂) резко преобладают породы вулканического происхождения, которые в формационном отношении не являются типично геосинклинальными отложениями, за исключением, может быть, узкой шовной зоны, располагающейся в юго-восточной части п-ова Тайгонос. Для них весьма типичны грубые косослоистые серии, локальные стратиграфические размывы, быстрая фациальная изменчивость по простиранию, что указывает на субазральные условия их накопления. Все складчатые формы, образованные этими отложениями, ориентированы поперек структурного плана Яно-Колымской и Чукотской геосинклинальных систем. Сама же складчатость не является голоморфной. Несмотря на относительно большие мощности отложений в отдельных структурах, разрезы их почти повсюду оказываются редуцированными.

Все сказанное свидетельствует о том, что в позднепалеозойское, ранне- и среднемезозойское время в рассмотренных районах существовала самостоятельная структурно-формационная зона, которая не может быть включена в состав области мезозойской складчатости, несмотря на одновременное проявление в них тектонических процессов.

В позднемезозойское время, когда происходило формирование комплекса верхнего структурного яруса основания, наметились тесные палеотектонические связи территории внутренней зоны пояса с Анадырско-Корякской геосинклинальной системой.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА

Приведенный обзор тектоники пояса показывает, что последний развился вдоль системы крупных глубинных разломов, разделяющих две различные по типу строения геосинклинальные области. Глубокие различия между ними наметились уже с палеозойского времени. Как показывают материалы по Корякскому нагорью, Таловским горам и Шантарским о-вам, восточнее и южнее указанной системы разломов на несколько тысяч километров протягивался Притихоокеанский палеозойский эвгеосинклинальный пояс, отдельные звенья которого выступают в основании Монголо-Охотской и Анадырско-Корякской складчатых систем. Напротив, к северу и северо-западу располагалась обширная миогеосинклинальная область, состоявшая из системы крупных прогибов и разделяющих их поднятий северо-западного или субширотного направления. В Притихоокеанском эвгеосинклинальном поясе общие простирания поднятий и прогибов были подчинены иному северо-восточному плану. Эти факты свидетельствуют о том, что между Яно-Колымской и Чукотской палеозойскими системами, с одной стороны, и Монголо-Охотской и Анадырско-Корякской — с другой, начиная по крайней мере со среднего палеозоя, имело место резкое шовное сочленение торцового типа.

Вдоль оперяющих разломов в глубь Чукотской палеозойской миогеосинклинали проникли в виде «языков» или «заливов», отдельные геосинклинальные прогибы, постепенно выклинивающиеся в северо-западном направлении.

В ранне- и среднемезозойское время (T — J₂) различия в тектоническом режиме областей, расположенных по обе стороны от рассматриваемого шва, были еще более существенными. В самом деле, если в эпоху формирования верхоянского комплекса в Яно-Колымской и Чукотской системах господствовало геосинклинальное развитие, то одновременно с ним в Анадырско-Корякской системе установился квазиplatformный

тектонический режим. На этот период здесь приходится образование наложенных впадин или редуцированных геосинклинальных прогибов (Белый, Николаевский, Тильман, Шило, 1964).

Интересно, что вдоль краевого шва в указанное время, а может быть, несколько раньше устанавливаются первые проявления вулканической активности. Она еще более усилилась в позднемезозойский этап (J_3 — C_{1b}), когда в мезозоидах заканчивалось геосинклинальное развитие, а в смежной Анадырско-Корякской системе началось образование ранних эв- и миогеосинклинальных прогибов. В этот период вдоль шва происходило формирование своеобразных вулкано-тектонических структур. Примером одного из типов таких структур является приразломный прогиб юго-восточной части п-ова Тайгонос, в котором мощность только одних вулканогенных пород достигает 5000 м. Характерно, что условия залегания вулканических толщ в данном прогибе резко отличаются от тектонических форм собственно вулканического пояса.

Вулканические проявления рассматриваемого и более раннего этапов развития локализовались в узкой полосе, которая в Чукотском отрезке располагалась между Анадырским разломом и границей внешней и внутренней зон пояса. Эта полоса соответствовала положению продольного краевого шва на данном участке.

Тектоническая обстановка, которая непосредственно предшествовала началу развития вулканического пояса, характеризуется следующими особенностями. В готерив-барреме в Яно-Колымской и Чукотской системах закончилось геосинклинальное развитие, и обе эти системы превратились в складчатые сооружения (мезозойды). Одновременно или почти одновременно с заключительной складчатостью в мезозоидах произошли складкообразовательные движения в Анадырско-Корякской системе, которые привели в ряде случаев к превращению осадконакопления в ранних эвгеосинклинальных прогибах и к частным инверсиям. На этот период приходится образование Таловско-Майнской геосинклинали и внедрение гранитоидных интрузий в Пекульнейском горст-антиклинории. С баррема в пределах всей Анадырско-Корякской системы началось накопление существенно терригенных геосинклинальных отложений. Такой режим осадконакопления господствовал до конца турона — начала сенона.

На примере многих других геосинклинальных областей известно, что стадия существенно терригенного осадконакопления почти всегда сопровождается излияниями лав андезитового состава и внедрениями гранодиоритовых интрузий (Хаин, 1964). Однако эти магматические процессы не развиты в Анадырско-Корякской системе, может быть в связи с относительно низкой контрастностью тектонических движений. Но именно в данную эпоху наиболее резко была выражена противоположность направлений вертикальных движений на границе таких крупнейших участков земной коры, какими были мезозойды Северо-Востока СССР и Корякско-Камчатская геосинклинальная область. Вот почему в апт-туронское время вдоль краевого шва, разграничивающего эти области, проникли на поверхность огромные массы магматического материала. Магматические очаги и связанные с ними наземные вулканические образования, начиная с апта, локализовались не только в зоне шва, но и распространились в пределы прилегающих к нему структур.

Это и есть начало формирования вулканического пояса.

Весьма примечательно, что резкое снижение вулканической активности в поясе в конце турона — начале сенона отвечает началу интенсивного геосинклинального магматизма в Анадырско-Корякской системе (Алганская зона).

Таким образом, правомерно предположить, что апт-туронский вулканизм в поясе и сопровождающие его гранодиоритовые интрузии находятся в связи с явлениями компенсационного характера, или, иначе, суще-

ственно андезитовый и гранодиоритовый магматизм в поясе компенсировал отсутствие аналогичных магматических проявлений в Анадырско-Корякской системе. Можно думать, что если бы в Анадырско-Корякской системе в течение апт-турона интенсивно проявился геосинклинальный магматизм, свойственный другим областям, то едва ли в это время вдоль краевого шва произошло бы образование вулканического пояса.

В конце сенона и в датском веке Анадырско-Корякская система переживала стадию наиболее интенсивных орогенических движений, которые, однако, не сопровождались сколько-нибудь значительными магматическими проявлениями. Именно в этот период почти на всем протяжении Охотско-Чукотского пояса развивались липаритовая (игнибритовая) и гранитовая формации (средний этап развития пояса), которые могут рассматриваться в качестве своеобразного аналога орогенного магматизма соседней с поясом Анадырско-Корякской системы. Мы думаем, что это есть еще один пример компенсационных явлений в истории геологического развития пояса и кайнозойской геосинклинальной системы.

Раннепалеогенная базальтовая формация (верхний структурный ярус) синхронна аналогичной по составу формации северной части Анадырско-Корякской системы.

Все сказанное позволяет прийти к следующим выводам относительно тектонической природы пояса.

1. Развитие Охотско-Чукотского вулканического пояса причинно связано с геологической историей Анадырско-Корякской системы области кайнозойской складчатости. Как было видно выше, эта связь выражается не только в совпадении их структурного плана, но и в строгой синхронности основных геологических событий, происшедших в обеих тектонических зонах.

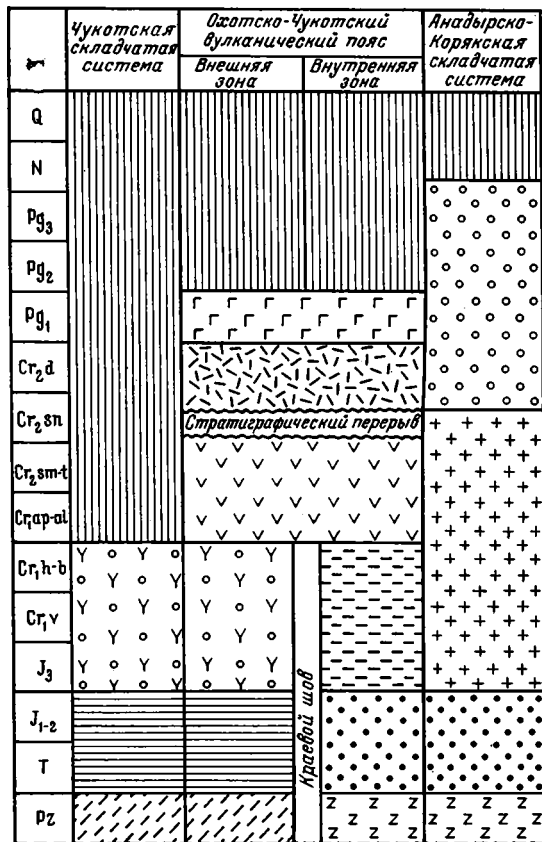


Рис. 3. Этапы развития Охотско-Чукотского вулканического пояса и смежных с ним геосинклинальных систем

1 — палеозойский мио- и эвгеосинклинальный комплекс; 2 — то же, эвгеосинклинальный комплекс; 3 — главный геосинклинальный комплекс Чукотской системы; 4 — раннемезозойское (квазиplateformное) основание Анадырско-Корякской системы и внутренней зоны пояса; 5 — позднегеосинклинальный (орогенный) комплекс Чукотской системы и основания внешней зоны пояса; 6 — миогеосинклинальный комплекс основания внутренней зоны пояса; 7 — главный мио- и эвгеосинклинальный комплекс Анадырско-Корякской системы; 8 — позднегеосинклинальный (орогенный) комплекс Анадырско-Корякской системы; 9 — нижний структурный ярус пояса; 10 — средний структурный ярус пояса; 11 — верхний структурный ярус пояса; 12 — структурные комплексы, отвечающие стадии платформенного развития тектонических зон

2. Гигантские вулканические покровы пояса возникли вследствие подновления глубоких разломов, которые существовали еще до того, как стал формироваться сам пояс. В совокупности они представляют собой крупную зону ранга продольных краевых швов, вдоль которых в течение длительной геологической истории имело место торцовое сочленение крупных структурных элементов земной коры.

3. Вулканический пояс принадлежит к особой (новой) категории пограничных структур. По своему тектоническому положению он напоминает многие краевые прогибы. От последних, однако, он отличается не только строением и составом слагающих его геологических формаций, но главным образом условиями и временем своего образования. Как было показано выше, вулканический пояс начал формироваться не в орогенную, а еще в собственно геосинклинальную стадию развития кайнозойской Анадырско-Корякской системы. Даже по этой причине он не может быть причислен к классу краевых или предгорных прогибов (рис. 3).

Литература

- Белый В. Ф. Стратиграфия и тектоника северной части Охотско-Чукотского вулканического пояса (Центральная Чукотка). Материалы по геол. и полезн. ископ. СБ СССР, вып. 15, Магадан, 1961.
- Белый В. Ф., Николаевский А. А., Тильман С. М., Шило Н. А. Тектоническая карта Северо-Востока СССР (масштаб 1:2 500 000). В сб. «Тектоника и глубинное строение Северо-Востока СССР». Тр. СВКНИИ СО АН СССР, вып. 11, Магадан, 1964.
- Васецкий И. П. К вопросу о возрасте гранитоидов Мургалевского антиклинория. В сб. «Геология Корякского нагорья», ЦОНИ, М., 1963.
- Гельман М. Л., Белый В. Ф. Петрохимические особенности меловых и раннепалеогеновых эффузивов северо-западной Чукотки. В кн. «Петрохимические особенности молодого вулканизма». Изд-во АН СССР, М., 1963.
- Ицксон М. И., Красный Л. И. Геотектонические особенности размещения мезозойских и кайнозойских вулканогенных образований на территории Дальнего Востока. В сб. «Вопросы вулканизма». Тр. Первого всес. вулкан. совещ., М., 1962.
- Петрушевский Б. А. Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. Изд-во «Наука», М., 1964.
- Снятков Б. А., Снятков Л. А. Верхояно-Чукотская складчатая область. В кн. «Геологич. строение СССР», т. 3, М., 1958.
- Сперанская И. М. К вопросу о стратиграфическом расчленении меловых вулканических формаций юго-западной части Юхотско-Чукотского пояса. Материалы по геол. и полезн. ископ. СБ СССР, вып. 16, Магадан, 1963.
- Тильман С. М. Тектоника и история развития северо-восточного Приколывья. Тр. Сев.-Вост. компл. научн. исслед. ин-та СО АН СССР, вып. 1, Магадан, 1962.
- Тильман С. М. Новый взгляд на некоторые проблемы тектоники Северо-Востока СССР. Колыма, № 5, Магадан, 1963.
- Устиев Е. К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы. Сов. геол., № 3, 1959.
- Хан В. Е. Общая геотектоника. Изд-во «Недра», М., 1964.

Северо-Восточный комплексный
научно-исследовательский
институт

Статья поступила
1 июня 1965 г.

V. F. BELIY, S. M. TILMAN

TECTONICS AND HISTORY OF DEVELOPMENT OF THE OKHOTKA-CHUKOTSK VOLCANIC BELT

Three cycles are determined in the development of the Okhotsk-Chukotsk volcanic belt. These are: Aptian-Turonian, Late Senonian-Danian, and Early Paleogenic. Each of these cycles is characterized by the typical volcanic formation in the tectonic history. The belt has a zonal structure. The types of zonal structure and their explanation are considered. The volcanic belt has a heterogeneous basement. The authors show geological features of the correlation of the main cycles of the development of the Okhotsk-Chukotsk belt and the Anadyr-Koryak Cenozoic folded system. The Okhotsk-Chukotsk belt is believed to be a specific type of the frontier structure.

North-Eastern Scientific Research Institute,
Siberian Division of the Academy of Sciences
of the USSR
Magadan

УДК 551.244(571.5)

Е. Д. СУЛИДИ-КОНДРАТЬЕВ, В. В. КОЗЛОВ

О ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ ОСНОВНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Рассматривается природа Южно-Верхоянского синклинория, Майского прогиба, Верхне-Майского поднятия, Сетта-Дабанского антиклинория и Нельканской зоны, являющихся основными структурными элементами юго-востока Сибирской платформы. Они объединяются авторами в единую внутриплатформенную структуру, названную Юдомским авлакогеном. Приводятся сведения о времени заложения и основных этапах тектонического развития этой крупной структуры. Сравнение Юдомского авлакогена с близкими по строению тектоническими зонами других платформенных областей позволяет выделить особую категорию структур — завершённые авлакогены.

Район сочленения Алданского щита, Охотского массива и Верхоянско-Колымской складчатой области рассматривается в настоящее время в качестве сложно построенного тектонического образования, состоящего из нескольких разнородных структурных элементов (рис. 1). Обычно здесь выделяются Южно-Верхоянский синклинорий, Майский прогиб, Верхне-Майское поднятие, Сеттэ-Дабанский антиклинорий и Нельканская зона (Ю. М. Пущаровский, 1957; Т. Н. Спижарский, 1964; К. Я. Спрингис, 1958; В. М. Моралев, 1961; А. Л. Ставцев, Ю. А. Косыгин и др., 1964). Большинство авторов относят Южно-Верхоянский синклинорий и Сеттэ-Дабан к геосинклинальным образованиям. На этих позициях стоят Ю. М. Пущаровский (1957, 1960), К. Я. Спрингис (1958) и другие, считая эти структуры частью мезозойской геосинклинальной области. Т. Н. Спижарский (1964) относит эти структурные элементы к южному окончанию Верхоянской геосинклинальной области салического типа. При этом Алданский щит и Охотский массив оказываются разделенными своего рода заливом геосинклинали мезозойского возраста, включающим Южно-Верхоянский синклинорий и Сеттэ-Дабанский антиклинорий. Платформенная природа Южно-Верхоянского синклинория была подмечена Ю. А. Косыгиным (Косыгин и др., 1964), который отнес его к эпикратонным структурам Верхояно-Чукотской области.

Проведя исследование в ряде районов смежных частей Сибирской платформы и Верхоянско-Колымской складчатой области, авторы настоящей статьи пришли к несколько иным выводам о тектонической природе основных структурных элементов этой своеобразной области.

Наиболее крупным тектоническим элементом рассматриваемого региона является Южно-Верхоянский синклинорий. Здесь развиты сравнительно простые, преимущественно пологие складки овальной формы в плане. Настоящие линейные складки отмечаются в этом районе в зонах региональных разломов. В отдельных участках слои развитых здесь пермских пород залегают почти горизонтально. Наиболее сложно построенные складки развиты в южной части синклинория в связи со сближением обрамляющих его зон субмеридиональных разломов. Слабая дислоцированность синклинория привела к тому, что на значительной площади развиты исключительно пермские отложения, тогда как верх-

некаменноугольные и триасовые породы распространены спорадически. Эти толщи представлены монотонными терригенными породами, входящими в состав верхоянского комплекса. Их мощность достигает в северной части синклинория 10 км.

К западу от Южно-Верхоянского синклинория протягивается Сеттэ-Дабанский антиклинорий или блок. В его пределах развиты относительно правильные крупные складки (Пушаровский, 1957, 1960), разбитые многочисленными поперечными и продольными разломами. Блоковая тектоника в отдельных участках в значительной степени усложнила первоначально простые структурные формы. В пределах Сеттэ-Дабана развиты отложения нижнего и среднего палеозоя, представленные преимущественно карбонатными породами общей мощностью до 7 км.

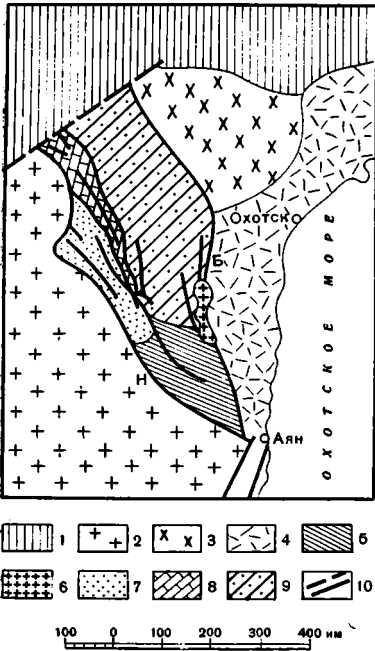


Рис. 1. Схема тектонических элементов юго-восточной окраины Сибирской платформы.

1 — Верхоянско-Колымская геосинклинальная область; 2 — Алданский щит; 3 — Охотский массив; 4 — Джугджурский сегмент Охотско-Чукотского вулканогенного пояса; 5 — Майский прогиб; 6 — Верхне-Майское поднятие; 7 — Нельканская зона; 8 — Сеттэ-Дабанский блок; 9 — Южно-Верхоянская зона; 10 — региональные разломы глубинного заложения; Т — Томпонский, Н — Нельканский, Б — Биликчанский

Майский прогиб, по-существу, также является крупным блоком, ограниченным Нельканским и Биликчанским региональными разломами. В пределах прогиба развиты сводовые и коробчатые складки, имеющие в плане форму удлиненных овалов. На отдельных участках отмечается почти горизонтальное залегание слоев, тогда как в зонах разломов встречаются линейные складки с крутыми крыльями. В Майском прогибе развиты протерозойские и нижнепалеозойские отложения, представленные терригенными и терригенно-карбонатными формациями. Общая мощность этих отложений в наиболее прогнутых частях прогиба составляет 10—12 км.

Нельканская зона близка по строению к Майскому прогибу. В ее пределах развиты еще более пологие складки, а на значительных участках наблюдается практически горизонтальное залегание слоев, хотя в части ее, прилегающей к региональному Нельканскому разлому, интенсивность складчатых структур резко возрастает.

Верхне-Майское поднятие также обладает отчетливо выраженным блоковым строением. В отдельных блоках на поверхности выведены глубоко метаморфизованные породы кристаллического фундамента, другие блоки сложены породами нижнего протерозоя. Верхне-Майское поднятие отделяется от Алданского щита Майским прогибом и Южно-Верхоянским синклинорием. С Охотским массивом оно, по всей вероятности, непосредственно соединяется под покровом мезокайнозойских эффузивов. Гравиметрические исследования К. К. Шапошникова (1962), проведенные от района р. Аллах-Юны до побережья Охотского моря, показали, что на глубине 3—10 км находятся породы кристаллического фундамента, аналогичные породам Охотского массива и Верхне-Майского поднятия. Аэромагнитные исследования также подтверждают наличие на небольшой глубине под покровами эффузивов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса пород кристаллического фундамента.

В области сочленения Сибирской платформы и Верхоянско-Колымской геосинклинали четко выделяются два структурных яруса.

Нижний структурный ярус обнажается в Верхне-Майском поднятии, на Алданском щите и в Охотском массиве, где он сложен породами кристаллического фундамента Сибирской платформы. Сильно метаморфизованная толща фундамента смята в узкие линейные складки, оси которых ориентированы в северном и северо-восточном направлениях. В состав фундамента включаются также крупные массивы гранитоидов, вытянутые в направлении глубинных разломов. Отложения протерозоя, палеозоя и мезокайнозоя образуют верхний структурный ярус, представляющий собой платформенный чехол.

Верхний структурный ярус широко распространен в пределах восточного края Сибирской платформы. Внутри верхнего структурного яруса по характеру дислоцированности выделяются три структурных этажа¹.

Нижний структурный этаж образован элгетейской свитой, в строении которой участвуют средние и кислые эффузивы, в меньшей степени терригенные породы. Среди эффузивов встречаются крупные тела комагматических им гранитов и граносиенитов раннепротерозойского интрузивного комплекса. Породы нижнего структурного этажа интенсивно дислоцированы и метаморфизованы.

Средний структурный этаж, в который входят породы более высоких частей разреза протерозоя и палеозоя, распадается на два подэтажа, благодаря наличию регионального стратиграфического, а местами и углового несогласия между нижним и верхним карбоном.

Нижний структурный подэтаж сложен терригенно-карбонатными и карбонатными формациями среднего протерозоя — среднего палеозоя (включая нижнекаменноугольные отложения). Верхний структурный подэтаж объединяет верхнекаменноугольные, пермские и нижнемезозойские отложения (верхоянский терригенный комплекс) и характеризуется более пологими складками.

Вулканогенные образования Охотско-Чукотского пояса слагают верхний структурный этаж чехла юго-восточной части Сибирской платформы. Здесь выделяются крупные мульдообразные синклинали и пологие брахиантиклинали, которые не соответствуют более древнему структурному плану, что указывает на наложенность Охотско-Чукотского вулканического пояса.

Имеющиеся материалы позволяют представить развитие зоны сочленения Алданского щита, Охотского массива и Верхоянско-Колымской складчатой области следующим образом.

Заложение зоны глубинных швов, с которыми связывается зарождение рассмотренных выше структур юго-восточной части Сибирской платформы, относится к началу протерозоя. Образование расколов в теле Алданского щита следует связывать с определенным этапом в его развитии. После окончания геосинклиналичного режима примерно 2100—1900 млн. лет назад эта область вступила в переходное или квазикратонное (Штилле, 1964) состояние. Для этого времени в пределах сравнительно слабо консолидированной платформы были особенно характерны крупные расколы, по которым происходили излияния эффузивов кислого и среднего состава, приведшие к формированию элгетейской свиты, представленной андезитовыми порфиритами и кварцевыми порфирами, чередующимися с песчаниками и конгломератами. Среди эффузивов распространены комагматические им массивы гранитов и граносиенитов. В пределах юго-востока Сибирской платформы эффузивы нижнего протерозоя известны в Верхне-Майском поднятии и широко развиты в грабенообразных прогибах (Улканский) Алданского щита (Ю. Н. Гамалея и др., 1963). Поэтому можно предполагать, что древ-

¹ Термины «ярус» и «этаж» приняты в определении А. А. Богданова (1963).

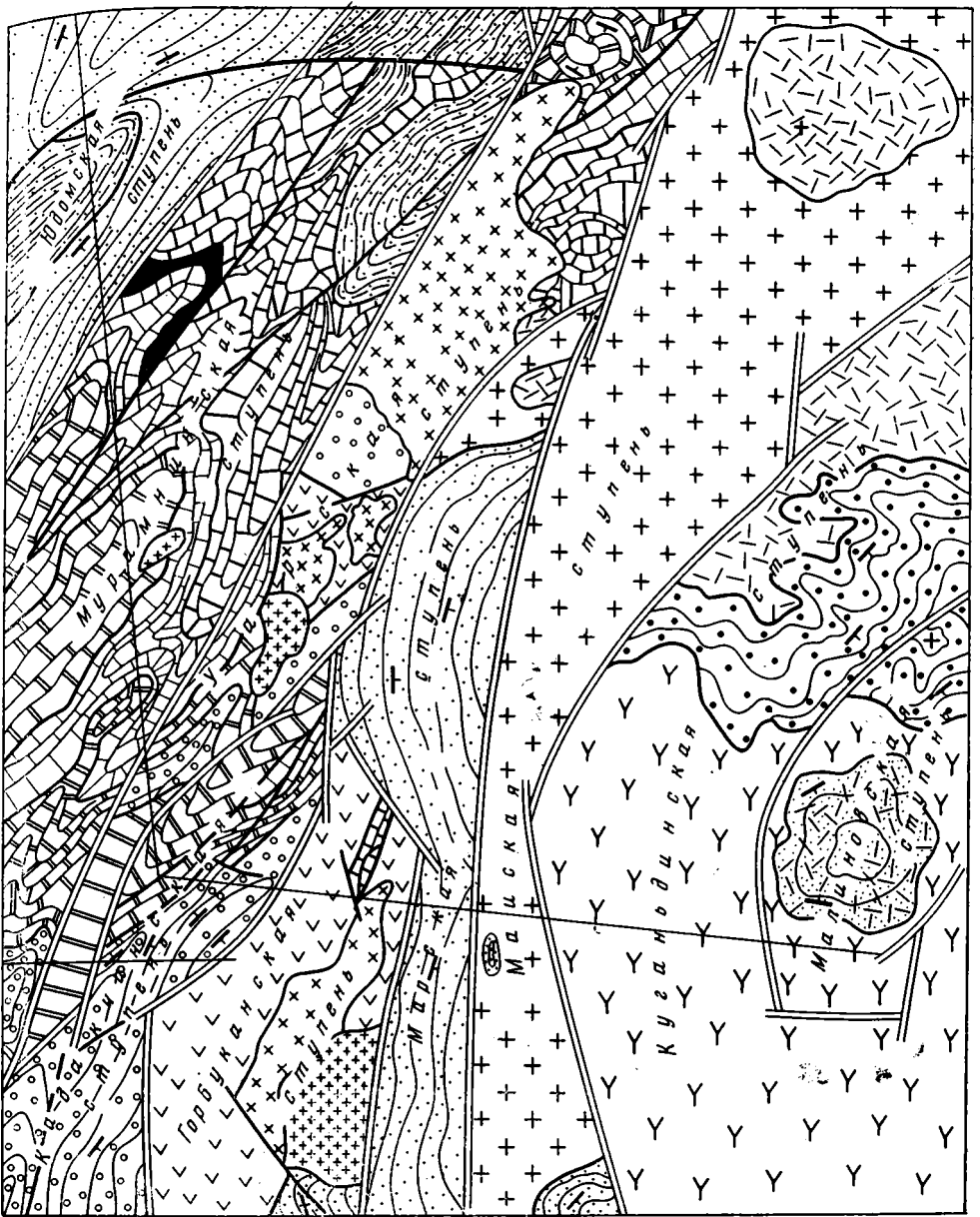
ние вулканогенные толщи широко распространены в Майском прогибе и Южно-Верхоянском синклинии, где они перекрыты более молодыми отложениями. Следует особо подчеркнуть длительность квазикратонного состояния платформы, охватывающего промежуток не менее чем 300 млн. лет.

В дальнейшем (1600 млн. лет назад и позднее) на протяжении среднего и верхнего протерозоя и всего палеозоя в пределах Сеттэ-Дабанского антиклинория, Майского прогиба и Южно-Верхоянского синклинии происходило отложение терригенных, терригенно-карбонатных, в меньшей степени карбонатных типично платформенных формаций, суммарная мощность которых приближается к 14—16 км в наиболее прогнутых участках. В Охотском массиве и на Алданском щите мощности отложений этого времени были сокращены примерно в 5—10 раз. Резкие перепады мощностей приурочены к зонам пограничных глубинных разломов, обладавших, следовательно, конседиментационным развитием.

Тектоническое строение рассматриваемых структур позволяет говорить о платформенной природе этих крупных тектонических элементов. Так, Южно-Верхоянский синклиний гораздо ближе по степени дислоцированности и характеру складок к платформенным структурам, что подчеркивает неправомочность выделения этой структуры в качестве синклиория. Здесь развиты простые и сравнительно пологие брахискладки, местами приобретающие линейные очертания, но сохраняющие простое строение, свойственное сводовым или коробчатым складкам. На значительных участках выделяются так называемые зоны слабых дислокаций с практически горизонтальным или пологим залеганием слоев. Особенно резко отличия Южно-Верхоянского синклиория от геосинклинальных структур выявляются при сравнении его с настоящими синклиориями, расположенными в пределах Верхоянско-Колымской геосинклинали, например с Иньяли-Дебинским синклинием.

В пределах Сеттэ-Дабанской зоны четко выявляется блоковое строение, которое создает впечатление о проявлении здесь интенсивной складчатости, хотя сами складки имеют обычно правильную форму, брахиформенные очертания, а их кажущаяся сложность связана с большим числом продольных и поперечных разломов. В южной части Майского прогиба в связи с выходом на поверхность более древних комплексов и постепенным сближением зон Нельканского и Биликчанского разломов интенсивность складчатости заметно возрастает.

В частности, в структуре Верхне-Майского поднятия выделяется несколько ступеней, образующих своего рода клавиатуру блоков, движения которых имели резко дифференцированный характер (рис. 2). Под ступенями понимаются крупные блоки, разделенные длительно живущими разломами и обладающие индивидуальным развитием. В современной структуре в пределах каждой ступени получили резко преобладающее развитие породы какого-либо одного из возрастных комплексов. Различия в развитии четко проявляются при сравнении смежных ступеней. Так, в пределах Майской ступени на поверхности распространены преимущественно отложения кристаллического фундамента, перекрытые маломощным чехлом (первые сотни метров) терригенных образований верхоянского комплекса, разрез которых является неполным. Западнее, в Горбуканской ступени обнаруживается мощная толща элгейских вулканогенных пород, на которых залегают маломощные отложения нижнего ордовика и основания верхоянского комплекса. В Кадакчанской ступени представлен полный разрез среднего и верхнего протерозоя, сложенного терригенно-карбонатными породами, а также нижняя часть разреза палеозоя. Чарская и Мурамнинская ступени сложены на поверхности преимущественно палеозойскими породами, однако их развитие было не полностью одинаковым. В отличие от Чарской, в пределах Мурамнинской ступени разрез является более полным, так как там



2 0 2 4 6 8 10 км

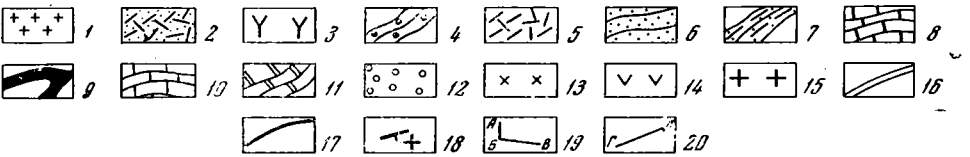


Рис. 2. Схематическая геолого-структурная карта Верхне-Майского поднятия. Составлена по материалам И. М. Фердмана, С. М. Калимулина, Р. М. Зивзах, М. Я. Попова, А. А. Безра, В. В. Громова, З. С. Гавриловой, Е. Д. Сулиды-Кондратьева.

1 — нижнемеловые гранитонды; 2 — верхний мел и палеоген, эффузивы кислого и основного состава; 3 — верхняя юра, нижний мел, эффузивы кислого и среднего состава; 4 — верхний триас, толща песчаников; 5 — верхний триас, толща эффузивов кислого и среднего состава; 6 — нижняя и верхняя пермь, песчаники; 7 — нижняя пермь, алевролиты, песчаники; 8 — нижний и верхний карбон, известняки, аргиллиты; 9 — верхний девон, известняки; 10 — нижний ордовик, известняки, песчаники; 11 — кембрий, известняки, доломиты; 12 — средний — верхний протерозой, известняки, алевролиты, песчаники; 13 — нижний протерозой, граниты, граносениты; 14 — нижний протерозой, эффузивы кислого и среднего состава; 15 — породы кристаллического фундамента; 16 — основные разломы, определяющие блоково-ступенчатое строение; 17 — крупные разрывные нарушения; 18 — элементы залегания; 19 — линия схематического профиля на рис. 3; 20 — линия геологического профиля на рис. 4

присутствуют отложения девона, которые полностью выпадают в пределах Чарской ступени. Юдомская ступень, расположенная на западе рассматриваемой территории, сложена породами верхоянского комплекса, подстилаемыми, вероятно, мощными толщами нижнего-среднего палеозоя и протерозоя. Анализ тектонических движений в пределах системы блоков, образующих Верхне-Майское поднятие, показывает, что направленность движений в отдельных блоках менялась во времени, хотя на протяжении сравнительно коротких отрезков в их пределах устойчиво сохранялась тенденция к опусканию или поднятию (рис. 3).

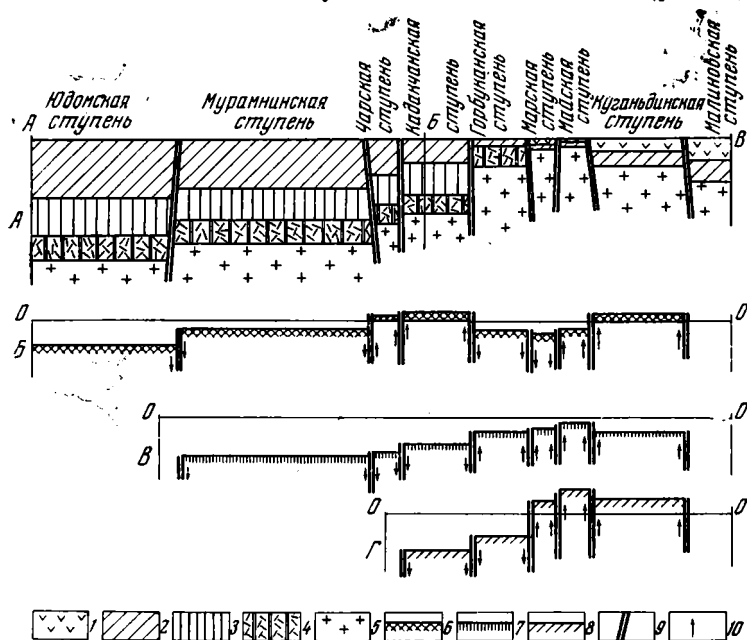


Рис. 3. Схематический профиль, показывающий ступенчато-блоковое строение Верхне-Майского поднятия.

А — схематический профиль, показывающий современную ступенчато-блоковую структуру: 1 — мезо-кайнозойские отложения; 2 — палеозойские отложения; 3 — средне-верхнепротерозойские отложения; 4 — нижнепротерозойские отложения; 5 — породы кристаллического фундамента.
 Б. Схематический профиль, показывающий направленность движения блоков в пермское время: 6 — кровля допермских отложений.
 В. Схематический профиль, показывающий движения блоков в палеозойское время: 7 — кровля верхнепротерозойских отложений.
 Г. Схематический профиль, показывающий движения блоков в протерозойское время: 8 — кровля пород кристаллического фундамента; 9 — основные разломы, определяющие блоково-ступенчатое строение; 10 — направления движений блоков

О ступенчато-блоковом строении Верхне-Майского поднятия свидетельствует также характер складчатости (рис. 4). Здесь выявляются складчатые структуры первого и второго порядков. К более крупным относятся типично блоковые складки сундучной или аркообразной формы. Ширина таких складок достигает 3—8 км. Количество их в каждой ступени невелико, а иногда вообще выделяется только одна крупная складка. Крупная аркообразная складка, ядро которой сложено терригенными породами верхнего протерозоя, соответствует Мурамнинской ступени, ограничиваясь системами разрывных нарушений, которые являются границами Мурамнинского блока. Вблизи разломов развиваются более мелкие складки второго порядка, имеющие явно выраженный приразломный характер. Здесь распространены килевидные, иногда даже изоклиналильные складки шириной всего 0,2—0,5 км. Чарская ступень представляет собой крупную пологую синклираль, сложенную известня-

ками нижнего кембрия, слои которых местами почти горизонтальны. В Кадакчанской ступени также выявляется крупная аркообразная складка, сложенная терригенно-карбонатными породами верхнего протерозоя шириной до 8 км. Эта складка имеет в целом простое строение, несмотря на осложняющие ее второстепенные взбросы и сбросы. Синклиналь в Чарской ступени и смежная антиклиналь в Кадакчанской ступени разделяются крупными разломами, являющимися одновременно границами самих ступеней. Все эти данные показывают, что генезис складок связан с вертикальными перемещениями блоков — ступеней по ограничивающим их разломам.

Наблюдаемые в пределах Верхне-Майского поднятия перерывы в осадконакоплении и несогласное залегание отдельных горизонтов на разновозрастных толщах свидетельствуют о постоянной мобильности этой зоны. Можно предполагать, что складкообразовательные движения в значительной степени имели здесь конседиментационный характер. В Чарской ступени, несколько севернее рассматриваемого района, нижнекаменноугольные отложения залегают на ордовикских и кембрийских породах. Верхнекаменноугольные отложения также располагаются на разновозрастных породах ордовика и нижнего карбона. Вместе с тем складчатые движения, приуроченные к определенным этапам, предшествующим нижнему и верхнему карбону, не были интенсивными, приводя лишь к образованию изгибов.

Основные складкообразовательные движения в Верхне-Майском поднятии имели место до формирования вулканогенных отложений верхнего триаса, которые залегают практически горизонтально. Именно в это время блоковые движения приблизили складчатую структуру поднятия к ее современному виду. В северной части Южно-Верхоянского синклинория локально развитые отложения триаса, нижней и средней юры затронуты складкообразовательными движениями, энергично проявившими себя в смежной части мезозойской геосинклинали. В этом проявилась своего рода миграция основных складкообразовательных движений, которые происходили на севере области в более позднее время.

После основных складкообразовательных движений во всех структурных элементах юго-востока Сибирской платформы ведущее значение принадлежало блоковым движениям по разрывам, унаследованным с более раннего времени. В меловое время блоковые перемещения со-

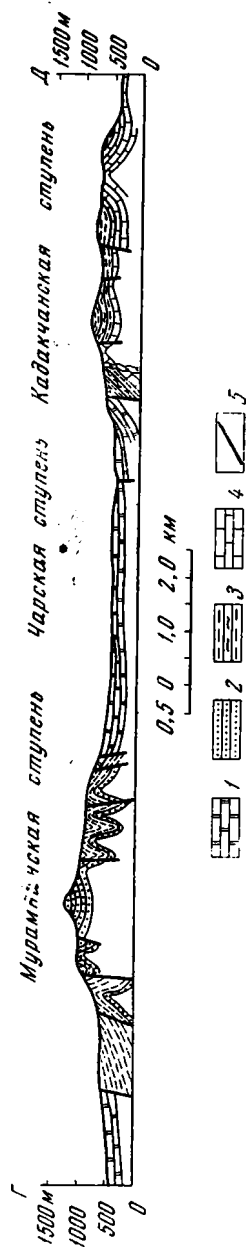


Рис. 4. Геологический профиль в юго-западной части Верхне-Майского поднятия.

1 — нижний кембрий, доломиты; 2 — верхний протерозой, песчаники; 3 — верхний протерозой, аргиллиты, алевролиты, кремни; 4 — средний протерозой, известняки; 5 — разрывные нарушения

провождались внедрением интрузий гранитоидов. В кайнозойский этап развития также отмечались весьма значительные перемещения блоков по разломам, которые не утратили своей тектонической активности и в настоящее время.

Блоково-ступенчатый характер строения свойствен не только Верхне-Майскому поднятию, но и всем другим структурам этого региона. В его пределах можно наметить своего рода макроступени, к которым относятся основные тектонические элементы этой области. К ним принадлежат ступени, сложенные преимущественно протерозойскими (Майский прогиб), кембрийскими (Нельканская зона), силурийско-девонскими (Сеттэ-Дабан), верхнепалеозойскими (Южно-Верхоянский синклиорий) толщами. Внутри каждой макроступени можно выделить большое число ступеней — блоков низшего порядка, как это было показано на примере Верхне-Майского поднятия.

Анализ имеющихся материалов по тектонике этой области позволил нам высказать новую точку зрения, предполагающую наличие здесь крупной структуры, названной Юдомским авлакогеном, который может быть отнесен к платформенным структурам 2-го порядка (А. А. Богданов, 1964). Перечисленные выше тектонические элементы области сочленения Алданского щита и Охотского массива рассматриваются в качестве составных частей Юдомского авлакогена, имеющего сложное тектоническое строение. Границами авлакогена с запада и востока являются Нельканская и Биликчанская зоны глубинных разломов субмеридионального направления. К югу обе зоны постепенно смыкаются, приводя к выклиниванию авлакогена. Северная граница авлакогена выражена менее четко. В известной степени можно говорить о раскрытии авлакогена в сторону мезозойской геосинклинали. Вместе с тем, по геофизическим данным, здесь отмечаются крупные субширотные разломы (Томпонский и др.) и выпадение к северу карбонатных толщ палеозоя Сеттэ-Дабана с налеганием верхоянского комплекса непосредственно на кристаллический фундамент (Шапошников, Шапошникова, 1960).

В целом, Юдомский авлакоген протягивается в меридиональном направлении в бассейнах рек Май и Юдомы на 650—700 км при максимальной ширине около 300 км.

Юдомский авлакоген играет важную роль в структуре Сибирской платформы, отделяя от Алданского щита Охотский массив, для которого характерна, вероятно, более поздняя консолидация. В пользу такого предположения свидетельствует сравнение протерозойских разрезов этих областей. Если в пределах Алданского щита протерозойские отложения платформенного типа представлены весьма полно, включая наиболее древние образования протерозоя (элгетейская свита, имеющая возраст 1900—1600 млн. лет), то на Охотском массиве к протерозою относит лишь сравнительно маломощные отложения платформенного типа, содержащие строматолиты, встреченные лишь в майской серии Алданского щита (И. А. Резанов, Н. И. Зарудный, 1962), для которой имеются определения абсолютного возраста — 1195 млн. лет. Можно предполагать, что отложения низов протерозоя присутствуют в Охотском массиве среди глубоко метаморфизованных пород геосинклинального типа, относимых пока полностью к архею. Кстати, разрез протерозойских отложений платформенного типа в северной части Охотского массива (бассейны рек Охоты и Ульбеи) близок к разрезу его южной части. Следовательно, Охотский массив распространяется далеко к югу, включая в себя Джугджурский сегмент Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Приведенные материалы подчеркивают тектоническую приуроченность Юдомского авлакогена к границе Алданского щита и Охотского массива. Не исключено, что в дальнейшем будут получены убедительные данные о более молодом возрасте Охотского массива.

Тогда Юдомский авлакоген можно будет рассматривать в качестве краевой бороздовой структуры (Е. Д. Сулиди-Кондратьев, В. В. Козлов, Ю. Р. Мазор, 1964) или краевого авлакогена.

Сравнение Юдомского авлакогена с аналогичными структурами Сарматского щита (авлакоген Большого Донбасса) и Аравийско-Нубийского щита (авлакоген Пальмирид) позволяет наметить общие закономерности в развитии этих структур на ранних этапах при квазикратонном состоянии древних платформ.

Донецкий бассейн с его линейными складками в верхнепалеозойских отложениях огромной мощности резко отличен от прилегающих районов юга Русской платформы. Его уже давно относят к зоне с особым тектоническим режимом (Н. С. Шатский, 1946). В настоящее время большинство исследователей (Н. С. Шатский, А. А. Богданов, 1961; А. С. Новикова, 1961 и др.) считают Большой Донбасс типичным авлакогеном в теле платформы. Этот авлакоген ограничен с обеих сторон системами разломов. С юга он ограничивается региональным Манычским разломом, а с севера — системой преддонецких надвигов. Рассматривая историю развития этой структуры, А. А. Богданов (1964) отмечает, что она является сравнительно поздним образованием: «Авлакоген Большого Донбасса является варисцийской структурой Русской платформы. Он был заложен на Сарматском щите в верхнем девоне и вызвал распад этого щита на два обособленных поднятия — Воронежскую и Украинскую антеклизы. Авлакогенная стадия этого прогиба охватила верхний палеозой и начало мезозоя (триас?)».

Так же как в рассмотренной выше краевой части Сибирской платформы, в пределах Восточно-Европейской платформы (Фенно-Сарматский щит) известны плащеобразные перекрытия, образованные кислыми эффузивами и связанными с ними гранитами, возраст которых составляет 1650—1600 млн. лет (Новикова, 1964). Близкие по характеру гранитоидные породы установлены и в пределах Русской плиты, где они залегают в основании платформенного чехла, имея абсолютный возраст 1600—900 млн. лет (А. П. Виноградов и др., 1960). Хотя стабилизация Сарматского щита (1900—1700 млн. лет) и образование Большого Донбасса (400 млн. лет, но по последним данным 600—520 млн. лет и даже 1000 млн. лет по устному сообщению Г. А. Казакова) разорваны большим промежутком времени, в пределах Большого Донбасса имело место образование вулканогенных толщ, известных в районе так называемого Волновахского желоба. Не исключено при этом, что стадия квазикратонного состояния Восточно-Европейской платформы оказалась значительно растянутой во времени, а образование авлакогена Большого Донбасса можно связывать с завершением этой стадии.

О ранних этапах формирования осадочного чехла Аравийско-Нубийского щита можно судить на основании исследований Х. Шурмана (Schurmann, 1961), Г. Ф. Брауна и Р. О. Джексона (1963). В докембрийских отложениях здесь выделяются два структурных этажа. Основание сложено гнейсами и сланцами комплекса Хали, а также амфиболитами и кремнистыми сланцами комплексов Бейш и Лит, прорванными синтетектоническими (или синорогенными по Г. Штилле) батолитами гранодиоритов, имеющих возраст 1000 млн. лет. Выше располагаются слабодислоцированные покровы эффузивов среднего и кислого состава с подчиненным количеством осадочных пород формации Халабан. Выше залегают терригенные породы формаций Мурдама, Фатима и Абла, в свою очередь перекрытые вулканогенной формацией Шаммар, образованной кислыми и средними эффузивами, с которыми связаны крупные тела гранитов, имеющих абсолютный возраст 750—530 млн. лет. Эти данные показывают, что после стабилизации Аравийско-Нубийского щита, происшедшей 1000 млн. лет назад, эта область находилась в квазикратонном состоянии, длившемся почти 500 млн. лет. Можно предполагать, что обра-

зование авлакогена Пальмирид в северной части платформы было связано с квазикратонным этапом развития. Пальмириды играют важную роль в структуре склона платформы (Сирийской плиты), отделяя от нее северную часть, обладающую несколько большей подвижностью и сложностью тектонического устройства. Анализ имеющихся материалов (Temple, Perry, 1962, Dean, Grummenacher, 1961) по геологии Южной Турции может свидетельствовать о том, что часть платформы к северу от Пальмирид является областью более поздней консолидации. При этом Пальмириды приобретают значение краевого авлакогена, обособляющего разновозрастные части платформы.

Во времени заложения и раннем развитии авлакогенов отмечаются некоторые общие закономерности. Для заложения авлакогена наиболее благоприятно квазикратонное состояние платформенных областей, когда сравнительно легко образуются зоны повышенной проницаемости вдоль глубинных разломов, по которым происходят излияния кислых и средних эффузивов и формирование комагматичных им гранитоидов, которые относятся к эпохе субсеквентного магматизма. Несмотря на разное время заложения в различных платформах, авлакогены проходят стадию субсеквентного сиалического вулканизма, что является важной закономерностью в развитии этих порой весьма различных тектонических структур.

Выделение авлакогенов в качестве особого типа платформенных структур (Н. С. Шатский, А. А. Богданов, 1961) явилось значительным вкладом в представлении о тектоническом строении земной коры. Классификация авлакогенов была в последние годы разработана А. А. Богдановым (1964). Им были выделены различные типа этих тектонических элементов: сквозные авлакогены (Тиман), поперечные авлакогены (Большой Донбасс) и внутриплатформенные авлакогены (Пачелмский прогиб). А. А. Богданов подчеркивает, что в поперечных авлакогенах происходит выклинивание миогеосинклинальных зон, проникающих на значительные расстояния в глубь платформ. Было предложено также разделять авлакогены по времени заложения на ранние (рифейские) и поздние (каледонские).

По классификации А. А. Богданова (1964), Юдомский авлакоген следует отнести к ранним авлакогенам, скорее всего поперечного типа. Вместе с тем не исключено, что он играет роль краевого авлакогена, отделяя от Сибирской платформы область более поздней консолидации. В развитии Юдомского авлакогена выделяются четыре основных этапа: а) ранний этап — заложение зоны тектонических швов и накопление своеобразных эффузивно-осадочных толщ; б) этап дифференцированного прогибания с образованием конседиментационных складок; в) этап основной складчатости с наиболее интенсивными тектоническими движениями; г) поздний этап блоковых движений по разломам, унаследованным от предшествующего времени. Бороздовые структуры, прошедшие, подобно Юдомскому авлакогену, наиболее полное развитие, включающее этапы основной складчатости и позднейших блоковых движений, следует выделять, по нашему мнению, в особую категорию завершенных авлакогенов.

Завершенные авлакогены по своим тектоническим особенностям стоят очень близко к миогеосинклиналям, хотя между ними существуют важные отличия. Авлакогены являются платформенными структурами, а миогеосинклинали относятся к краевым зонам геосинклинальных систем. Характерно, что Юдомский авлакоген, так же как и аналогичные структуры других платформ не обрамляется краевыми прогибами, тогда как миогеосинклиналь Западного Верхоянья отделяется от Сибирской платформы Приверхоянским краевым прогибом.

Выделение Юдомского авлакогена позволяет наметить пути к решению вопроса о границе Сибирской платформы с мезозойской геосинкли-

нальной областью. Следует предположить, что эта граница проходит на широте северного окончания Охотского массива и Сеттэ-Дабана, где отмечается резкая смена в простираниях мезозойских структур из субмеридиональных в пределах авлакогена на субширотные и северо-западные в геосинклинальной области. По геофизическим данным, здесь также отмечается наличие крупных поперечных разломов. Вместе с тем эта граница является весьма постепенной, отражая отсутствие резкой грани между смежными частями завершеного авлакогена и миогеосинклинали.

Литература

- Богданов А. А. О некоторых проблемах тектоники Европы. Вестник Моск. ун-та № 5, 1961.
- Богданов А. А. О термине «структурный этаж». Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, Отд. геол., т. XXXVIII (1), 1963.
- Богданов А. А. О некоторых общих вопросах тектоники древних платформ (на примере Восточно-Европейской платформы). Сов. геол., № 9, 1964.
- Браун Г. Ф., Джексон Р. О. Аравийский щит. Тр. XXI Междунар. геол. конгр., вып. 1, М., 1963.
- Верхний докембрий, стратиграфия СССР. Отв. ред. Б. М. Келлер, Изд-во АН СССР, М., 1963.
- Виноградов А. П. и др. О возрасте кристаллического основания Русской платформы. Сб. «Определение абсолютного возраста дочетвертичных геологических формаций». Изд-во АН СССР, 1960.
- Гамалея Ю. Н., Забродин В. Е., Коген В. С. Раннесинийские вулканогенно-осадочные отложения юго-восточной части Алданского щита (бассейн р. Учур). Докл. АН СССР, т. 152, № 3, 1963.
- Колотухина С. Е. Стратиграфия докембрия Африканской платформы. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. XXXIX (21), 1964.
- Колотухина С. Е. Основные черты тектонического развития Африки в докембрии. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1964.
- Косыгин Ю. А., Башарин А. К., Березин Н. А., Волонтэй Г. М., Вотах О. А., Красильников Б. Н., Парфенов Л. М. Развитие основных структурных элементов Сибири в докембрии. Междунар. геол. конгр., XXII сес., докл. сов. геол., 1964.
- Международная тектоническая карта Европы м-ба 1:2 500 000 с объяснит. запиской. Под ред. А. А. Богданова, 1962.
- Моралев В. М., Ставцев А. Л. Основные черты тектоники восточной окраины Алданского щита и сопредельных областей. Тр. Всес. аэрогеол. треста, вып. 7, 1961.
- Новикова А. С. Особенности тектоники Большого Донбасса. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, Отд. геол., т. XXXVI (4), 1961.
- Новикова А. С. О тектонике и магматизме Восточно-Европейской платформы. Междунар. геол. конгр., XXII сес., докл. сов. геол., 1964.
- Поникаров В. П., Сулиди-Кондратьев Е. Д., Козлов В. В., Казьмин В. Г. Тектоника северной части Аравийской платформы. Сов. геол., № 1, 1964.
- Пушаровский Ю. М. Стратиграфия и тектоника хребта Сеттэ-Дабан (южное Верхоянье). Сов. геол., № 59, 1957.
- Пушаровский Ю. М. Приверхоянский краевой прогиб и мезозонды северо-восточной Азии. Тектоника СССР, т. V, Изд-во АН СССР, М., 1960.
- Резанов И. А., Зарудный Н. И. История колебательных тектонических движений Северо-Востока СССР. Изд-во АН СССР, М., 1962.
- Решение XII сессии комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций при Отделении наук о Земле АН СССР. Междунар. геол. конгр. XXII сес., докл. сов. геол., 1964.
- Семеновко Н. П. Корреляция истории докембрия. Междунар. геол. конгр. XXII сес., докл. сов. геол., 1964.
- Семихатов М. А. К проблеме протерозоя. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1964.
- Спижарский Т. Н. Тектоническая карта СССР м-ба 1:2 500 000. Междунар. геол. конгр., XXII сес., докл. сов. геол., 1964.
- Спрингис К. Я. Тектоника Верхоянско-Колымской складчатой области. Изд. АН Латвийской ССР, Рига, 1958.
- Судовиков Н. Г., Неелов А. Н. О возрасте станового комплекса. Тр. Лаб. геол. докембрия АН СССР, вып. 12, 1961.
- Сулиди-Кондратьев Е. Д., Козлов В. В., Мазор Ю. Р. Краевые бороздочные структуры древних платформ. Сб. «Вопросы геологии Красноярского края», Изд-во Моск. ун-та, 1964.
- Трумпе И. Н. Докембрий и палеозой Аянского района. Тр. совещ. по разраб. унифицир. стратигр. схем Северо-Востока СССР, Магадан, 1959.

- Х а и н В. Е. Эволюция земной коры и возможные формы ее связи с процессами в верхней мантии. Сов. геол., № 6, 1964.
- Х а и н В. Е. Главнейшие этапы и некоторые общие закономерности развития земной коры. Междунар. геол. конгр., XXII сес., докл. сов. геол., 1964.
- Ш а т с к и й Н. С. Большой Донбасс и система Вичита. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1964.
- Ш а т с к и й Н. С., Б о г д а н о в А. А. О международной тектонической карте Европы масштаба 1 : 2 500 000. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1961.
- Ш а п о ш н и к о в К. К., Ш а п о ш н и к о в а К. И. Новые данные о структурных особенностях хребта Сетта-Дабан по материалам гравимагнитной съемки. Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 14, Магадан, 1960.
- Ш а п о ш н и к о в К. К. Строение земной коры на Северо-Востоке СССР по геофизическим данным. Геол. и геофиз., № 9, 1962.
- Ш т и л л е Г. Основные вопросы сравнительной тектоники. Избранные труды, Изд-во «Мир», М., 1964.
- Ш т и л л е Г. Введение в строение Америки. Избранные труды, Изд-во «Мир», М., 1964.
- Ш т и л л е Г. «Субсеверный» магматизм. Избранные труды, Изд-во «Мир», М., 1964.
- De an W. T. and K r u m m e n a c h e r R. Cambrian trilobites from the Amanos mountains, Turkey. (Paleontology, v. 4, p. I, April, 1961, London).
- S c h u r m a n n H. M. E. The riphcan of the Red Sea area, in memory of N. S. Schatsky. «Geol. Jören. Stockholm förhandl», 83, N 2, 1961.
- Т е m p l e K. G. and P e r r y L. I. Geology and Oil Occurence South-East Turkey. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 41, N 9, 1962.

Всесоюзный аэрогеологический
трест

Статья поступила
22 марта 1965 г.

E. D. SULIDI-KONDRATIEV, V. V. KOZIOV

**ON THE TECTONIC NATURE OF THE MAIN STRUCTURAL ELEMENTS
IN THE EAST OF THE SIBERIAN PLATFORM**

The nature of the South-Verkhoyansk sinclinorium of Maya trough, Upper Maya uplift, of Setta-Daban anticlinorium and Nelkan zone is described, as the main structural elements of the south-east of the Siberian platform. They are combined into an intraplatform structure named Yudomian avlacogens. The information is given about the time of formation and the main development stages of this structure. The comparison of the Yudomian avlacogen with the similar (regarding its structure) tectonic zones of other platform regions enables to recognize some special category of structures, i. e. complete avlacogens.

All-Union Aerogeological Trust,
Moscow, USSR

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.243(574.1)

В. С. АРХИПОВ, Л. П. ПОЛКАНОВА

О ДИСЛОЦИРОВАННОСТИ ПЕРМО-ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ УСТЮРТА

В настоящее время на плато Устюрт породы пермо-триасового возраста вскрыты глубокими разведочными скважинами на следующих пяти площадях (в разных интервалах глубин): Байтерекской — скв. 2 (2065—2238 м); Теренкудукской — скв. 1 (2000—2531 м) и скв. 2 (2185—2767 м); Аламбекской — скв. 3 (3150—3300 м) и скв. 7 (3240—3300 м); Шахпахтинской — скв. 1 (2593—2720 м) и скв. 2 (2449—2475 м); Хоскудукской — скв. 1 (1878—2055 м), скв. 2 (1876—1890 м) и скв. 3 (2040—2100 м) (рис. 1).

Пермо-триасовые отложения представлены мощными пачками массивных алевролитов, аргиллитов и песчаников преимущественно красно-бурых, буровато-серых тонов, иногда с зелеными и зеленовато-серыми пятнами и прослойками. Характеристика литологического состава и плотностей пород содержится в ряде работ (Акрамходжаев и др., 1962; Князев и др., 1963).

Сведения об условиях залегания пород пермо-триасового комплекса на вышеназванных площадях, как правило, отсутствуют, что связано с трудностями замера углов падения в керне массивных пород.

С целью ликвидации существующего пробела в изучении пород пермо-триасового комплекса было предпринято специальное исследование кернового материала, заключающееся в приготовлении поперечно-ориентированных шлифов и изучении в них слоистости. В отдельных случаях для получения более отчетливой слоистости образцы керна после пришлифовки протравливали в растворе слабой соляной или уксусной кислоты в течение суток. Шлифы и обработанные образцы керна фотографировали. Слоистость хорошо видна не только на фотографиях, но и под микроскопом. Она обусловлена чередованием светлых и более темных прослоек. Темные прослойки обычно связаны с увеличением количества глинистого вещества, способствующего адсорбции окисленного железа.

В результате проведенного изучения керна пород пермо-триасового комплекса в низов разреза юрских¹ отложений удалось установить не только углы падения слоев пермо-триасового комплекса, но и величину углового несогласия между породами пермо-триасового комплекса и юры.

На площади Шахпахты в скв. 2 углы наклона слоев пермо-триасового комплекса в интервале глубин 2462—2465 м составляют 10—12°. В непосредственной близости к контакту с породами пермо-триасового комплекса в юрских отложениях углы наклона слоев в интервале 2337—2346 м составляют 5°. Следовательно, угловое несогласие, зафиксированное в этой скважине между породами пермо-триасового и юрского возраста, составляет 7°.

В скв. 1 Хоскудук углы падения пород пермо-триасового возраста, замеренные по керну в низах разреза (интервал 2035—2038 м), составляют 25° (рис. 2). Юрские отложения, вскрытые скв. 1, 2, 3 и 4 на Хоскудукской площади, наклонены под углами 5—7° (интервал замера скв. 3 — 2020—2025 м, скв. 4 — 2200—2204 м и др.). Такие же данные об углах наклона пород юрского возраста (до 7°) получены при сопоставлении каротажных диаграмм скв. 2, 3, 4 Хоскудук. Угловое несогласие между породами пермо-триасового возраста и юры, достигает, таким образом, 18—20°.

Скв. 7 Аламбекской площади вскрывает отложения пермо-триасового комплекса на глубине 3240 м. В интервале 3264—3270 м углы падения пород пермо-триасового возраста составляют 15—17°. В непосредственной близости к контакту с пермо-триасовыми отложениями углы наклона слоев юрских отложений в интервале 3196—3206 м

¹ Низы разреза юрских отложений в описываемых скважинах относятся к средней юре, а, возможно, и нижней.

составляют 5—7°. Эти данные об углах падения пород юрского возраста подтверждаются замерами, проведенными по другим скважинам этой площади. Угловое несогласие между породами пермо-триасового комплекса и юры составляет здесь 10—12°.

Максимальные углы наклона пород пермо-триасового комплекса зафиксированы в скв. 2 Байтерек, где они достигают 45—47° (интервал замера 2100—2105 м, 2157—2160 м, 2200—2202 м, 2226—2228 м). В перекрывающих их породах юрского возраста в интервалах 2055—2060 м, 2045—2050 м и выше (при глубине вскрытия кровли пермо-триасового комплекса 2065 м) зафиксированы углы падения слоев до 5°. Угловое несогласие между породами пермо-триасового и юрского возраста в этой скважине максимальное и составляет 40—42°.

В 70 км к западу от скважины Байтерек расположена площадь Теренкудук, где породы пермо-триасового возраста вскрыты двумя разведочными скважинами. Углы падения этих пород по керну в скв. 1 в интервале 2107—2111 м составляют 12°, а в

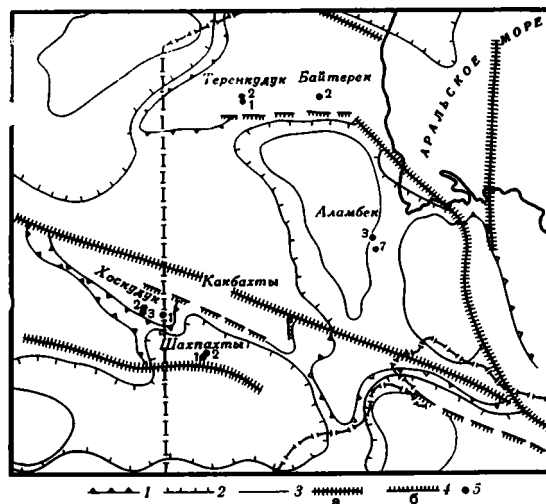


Рис. 1. Схемы расположения глубоких скважин.

1 — контуры крупных положительных тектонических элементов; 2 — контуры впадин; 3 — контуры прогибов; 4 — разломы: а — достоверные, б — предполагаемые; 5 — скважины глубокого бурения

низах разреза в интервале 2517—2521 м достигают 20°. Замерить истинные углы падения в породах юрского возраста в Теренкудукских скважинах не удалось. При сопоставлении каротажных диаграмм скважин Теренкудук 1 и 2 получены углы наклона для юрских отложений до 4—5°. Таким образом, угловое несогласие между породами юрского возраста и пермо-триасовым комплексом в этих скважинах достигает 8—15° и более.

Приведенные данные о наклоне слоев в породах пермо-триасового возраста не могут быть объяснены кривой слоистостью, так как величины измеренных углов наклона повторяются в различных интервалах отбора керна в каждой скважине. Они являются доказательством значительной дислоцированности пермо-триасовых отложений Устьурта. При этом следует подчеркнуть, что степень дислоцированности пород пермо-триасового комплекса и величина углового несогласия между ними и перекрывающими их породами юрского возраста примерно одинаковы для Северного и Южного Устьурта.

Изложенный материал о дислоцированности пород пермо-триасового комплекса опровергает распространенное среди геофизиков мнение о почти горизонтальном их залегании. При интерпретации сейсмических данных этот материал следует учитывать при отделении кратных волн от истинных, характеризующих непосредственное условие залегания пермо-триасовых отложений.

Угловое несогласие между отложениями пермо-триасового комплекса и юры на названных площадях Устьурта колеблется от 5—7 до 40—42° и резко превосходит величины угловых несогласий, наблюдаемых в толще юрско-палеогеновых осадков.

Необходимо отметить, что на дислоцированность пермо-триасового комплекса и наличие углового несогласия между породами пермо-триасового и юрского возрастов до последнего времени не обращалось должного внимания. Слабая изученность пермо-триасового комплекса способствовала появлению нескольких точек зрения о структурном положении этого комплекса. Некоторые исследователи причисляют его к нижнему структурному этажу осадочного чехла платформы (Лапшов, 1963). Это сторон-

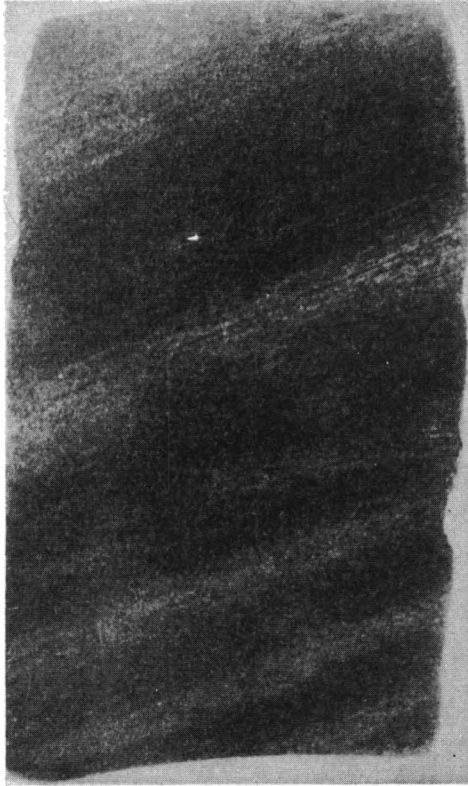


Рис. 2. Слоистость в керне скв. Хоскудук 1
(интервал 2035—2038,6 м)

ники докембрийского и каледонского возраста фундамента Устьюрта. Другие считают его нижним структурным этажом осадочного чехла на площади Северного Устьюрта и верхним структурным этажом фундамента на Мангышлаке и Туаркыре (Князев и др., 1963), третьи относят к верхнему структурному этажу фундамента на всей площади его распространения (Гарецкий, Шрайбман, 1960; Тектоника..., 1963; Яншин, Гарецкий, 1964). Четвертые называют пермо-триасовые отложения промежуточным комплексом (Мирчинк и др., 1961; Крылов и др., 1964).

Выявленная дислоцированность пермо-триасовых отложений и наличие резкого углового несогласия между породами пермо-триасового комплекса и юры на Устьюрте хорошо согласуется с установленным между ними длительным стратиграфическим перерывом, захватившим средний и верхний триас, начало нижней юры, а на крупных поднятиях и низы средней юры, а также со значительной разницей в плотностях пород пермо-триасового и юрского возраста, достигающей $0,25 \text{ г/см}^3$, и различием в степени эпигенетических изменений.

Приведенный выше материал свидетельствует в пользу отнесения пермо-триасового комплекса к верхнему структурному этажу фундамента.

Литература

- Акрамходжаев А. М., Федотов Ю. А., Минакова Н. Е., Ибрагимов З. С., Жукова Е. А. Геология и некоторые вопросы нефтегазоносности Каракалпакии. Изд-во АН УзССР, Ташкент, 1962.
- Князев В. С., Коновалов И. Б., Флоренский П. В., Чарыгин А. М., Шнип О. А. Складчатый фундамент Туранской плиты и промежуточный комплекс пермо-триаса. В кн. «Закономерности размещения нефти и газа эпигерцинской платформы юга СССР», т. 1. Гостоптехиздат, М., 1963.
- Крылов Н. А., Дитмар В. И., Летавин А. И. Об особенностях переходных комплексов зон каледонской и герцинской консолидации. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1964.
- Гарецкий Р. Г., Шрайбман В. И. Глубина залегания и строение складчатого фундамента северной части Туранской плиты (западный Казахстан). Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 44, 1960.
- Мирчинк М. Ф., Крылов Н. А., Летавин А. И., Маловицкий Я. П. О Мангышско-Каратауском грабене. Докл. АН СССР, т. 141, № 4, 1961.
- Лапшов В. А. Глубинное геолого-тектоническое строение Мангышлака и смежных территорий. В кн. «Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Мангышлака», Гостоптехиздат, Л., Тр. ВНИГРИ, вып. 218, 1963.
- Тектоника и перспективы нефтегазоносности западных районов Средней Азии. Под ред. Г. Х. Дикенштейна, Гостоптехиздат, М., 1963.
- Яншин А. Л., Гарецкий Р. Г. Туранская плита. В кн. «Тектоника Европы», Изд-во «Наука», М., 1964.

Всесоюзный научно-исследовательский
геологоразведочный нефтяной институт

Статья поступила
13 апреля 1965 г.

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.244

Ю. М. ШЕЙНМАНН

ЕЩЕ РАЗ О МОБИЛИЗМЕ

Поводом для этой заметки послужили статья В. Н. Пучкова «О проблеме перемещения континентов» (1965). На большинстве затронутых в упомянутой статье вопросов можно найти ответы в статье И. А. Резанова (1965) и особенно у Е. Н. Люстиха (1965), однако по некоторым проблемам приходится высказаться дополнительно. Это: 1) повторение одинаковых очертаний материков как доказательство их расхождения, 2) реконструкция Э. Крауса, строение Аппалачей и представления Ж. Сужи, 3) проблемы унаследования, 4) возможность одновременных поднятий и больших опусканий, 5) о наклоне фокальной плоскости под островными дугами, 6) значение данных палеомагнетизма для проблемы дрейфа материков, 7) вопросы палеоклиматологии, 8) некоторые данные о структуре дна океана.

1. Нельзя привлекать математические методы к нашим проблемам, пока не будет тщательно проанализирован исходный материал. Как недавно показал Е. Н. Люстих (1965), все попытки применить теорию вероятности к сходству очертаний континентального уступа по обе стороны Атлантического океана — несостоятельны. Подобная аналогия в контурах на Земле — явление частое, и вызвана она какими-то еще мало известными закономерностями в распределении нарушений в коре. При этом одинаково часты совпадения как по обе стороны океана, так и по обе стороны материка. Таким образом, этот классический аргумент мобилистов основан на недоразумении и отпадает.

2. Существование восточного крыла Аппалачской системы в Африке, выдвигаемое В. Н. Пучковым в развитие идей Э. Крауса, приходится отвергнуть. После статьи Ж. Сужи (1962) создается представление о существовании вдоль западного побережья Африки палеозойской складчатой системы. В. Н. Пучков считает эту систему оторванным восточным крылом Аппалачей. Однако, по-видимому, Ж. Сужи ошибся и ошиблись те, кто ссылаясь на его статью, в том числе и я. Во всяком случае, такой знаток геологии этой части Африки, как Ж. Шубер (устное сообщение, сентябрь 1965), совершенно категорически отрицает наличие этой системы. По его мнению, здесь не было ни геосинклинали, ни складчатости и существует только крупный разлом, переходящий в надвиг с движением на восток. Таким образом, если искать вслед за Э. Краусом восточную половину двустороннего аппалачского орогена, то найти ее можно только где-то в пределах Атлантики.

3. В. Н. Пучков, считая, что направление движения в земной коре устойчиво сохраняется с юры, говорит, что «совершенно непонятны утверждения... о том, что принцип унаследованности... противоречит мобилистским представлениям». Наоборот, этот принцип лежит в основе представлений мобилизма. В качестве примера указывается, что «сдвиги, происходящие при катастрофических землетрясениях,... образованы устойчивой системой напряжений и происходят всегда в одном и том же унаследованном направлении». Однако следовало бы спросить: кто и когда доказал, что при ряде катастрофических землетрясений подвижки по разлому всегда происходят в одном направлении, и не выдается ли здесь желаемое за познанное? (тем более, что в рудниках наблюдаются обычно смены в направлении подвижек по трещине и наблюдения эти точны). Вопрос идет об унаследовании в течение сотен миллионов лет, а не нескольких десятков лет, в продолжение которых ведутся сейсмические наблюдения. Приходится разъяснить, что, разбирая проблему унаследованности, требуется объяснить, как мог, например, формироваться Уральский пояс на одном и том же месте с рифея и до триаса? Как случилось, что область поднятий на месте Балтийского щита не сместилась с йотния? Почему с мела сохраняется на месте область вулканизма Камчатско-Курильской дуги?

Механизм именно такого рода явлений кажется несовместимым с блуждением материков (даже вместе с верхами мантии). Зачем подменять одно другим и забывать, как определялась унаследованность Н. С. Шатским и многими другими?

Кстати отмечу, что непосвященному довольно трудно разобраться в том, что должен доказывать, по мнению В. Н. Пучкова, приведенный им рис. 4. Особой закономерности в распределении тектонических явлений, которая говорила бы в пользу мобилизма, обнаружить в нем не удалось.

4. В. Н. Пучков не может понять, как могут сосуществовать во времени большие поднятия в одних областях, сопровождаемые образованием легкой коры, с опусканиями в других, при которых сиалическая кора утоняется. Чтобы понять это, надо, по его мнению, двигать материк. Однако вряд ли это потребуется — даже с его точки зрения, — чтобы описать появление фронтальных впадин и гор в их тылу. А ведь и при этих процессах кора изменяется аналогичным образом (Косминская и Шейнманн, 1965). По проблеме исчезновения континентальной коры, я отсылаю читателя к упоминавшейся статье И. А. Резанова (1965). Хотелось бы только отметить, что самый факт коренного изменения типа коры, и в сравнительно короткое время, — несомненен. Вопрос не в том, происходит ли этот процесс или нет. Нужно искать объяснения ему и помнить, что если в своем максимальном развитии он приводит к исчезновению «гранитного» слоя и очень значительному уплотнению коры, то в менее развитой форме этот же процесс уменьшает толщину «гранитов» и увеличивает плотность «базальта», и даже меняет состояние верхов мантии или, наоборот, уменьшает плотности и увеличивает роль «гранитного» слоя. Первый случай связан с опусканиями, второй, как правило, с горообразованием, и при этом никаких передвижений материков не требуется.

5. Характер движений в островной дуге, появление там вероятных надвигов и т. д. никак не следует связывать с глубоким конвективным течением, как это делает В. Н. Пучков. По существу и по этому вопросу ему уже ответили Е. Н. Люстих (1965), И. А. Резанов (1965). Следует лишь добавить, что нет никаких оснований искать в Камчатско-Курильской дуге большого шарьяжного перекрытия. По этой глубинной зоне магмы одного и того же состава поднимаются с мела, почти точно на том же месте. Если и можно искать небольшое смещение зоны вулканов, то скорее молодые вулканы немного сдвинулись к океану, т. е. в сторону, противоположную той, куда они должны были бы сдвинуться при предполагаемом шарьяже.

6. О палеомагнитных исследованиях. Именно эта область была виновницей нового увлечения мобилизмом, и до сих пор отсюда черпаются самые «сокрушающие» сведения в его пользу. На их значимости настаивает и В. Н. Пучков. Поэтому приходится обратиться к этому вопросу еще раз. Что же нового сообщает нам автор разбираемой статьи? Во-первых, невозможно длительное существование мультиполюсных компонентов магнитного поля (по А. Г. Калашникову) «с точки зрения современной теории формирования магнитного поля». А что придется делать, если в недалеком будущем мультиполюсное поле будет обнаружено для древних периодов? Ведь вопрос не в том, кажется ли нам возможным или невозможным нечто. Нужно выяснить, имеет ли это нечто место, а поскольку учение о земном магнетизме еще далеко не сказало своего последнего слова, вряд ли имеет смысл откидывать заранее какое-либо возможное решение вопроса. Во-вторых, В. Н. Пучков видит еще одно решающее возражение против гипотезы о не всегда дипольном поле: методологически недопустимо считать, что «как раз, когда появился человек, магнитное поле Земли стало дипольным». Подобный ход рассуждений может дать своеобразные результаты. Прежде всего — незначительная поправка: мультиполюсное поле, если оно было, исчезло не в квартере, а по существу, значительно раньше, скорее всего в палеогене. Теперь вспомним о большом омоложении рельефа Евразии и с меньшим правом удивимся — как это возможно, чтобы оно случилось как раз к появлению человека, ведь это же тоже методологически неправильно. Значит не появились Тянь-Шань, Тибет и т. д. Такое же суждение возможно и для четвертичного оледенения. На этом пути решение найти невозможно. Кажется, что надо изучать явления, а не отказываться от исследования. В-третьих, предположение о существовании магнитных аномалий континентальных размеров противоречит инверсии магнитного поля, якобы происходящей периодически. Этот вопрос, действительно, заслуживает изучения; надо знать: 1) историю и характер инверсий в соответствующие периоды и то, когда и где в древности такие инверсии имели место и 2) методику восстановления магнитных полей древности. И надо изучить историю этих полей. Тогда сопоставление найденных явлений позволит решить поставленный вопрос. Но до этого далеко, и декларация В. Н. Пучкова повисает в воздухе.

Критикуя мое замечание о возможном характере расхождения палеомагнитных данных для триаса (я отчетливо указывал, что это недостаточно проверенные данные), В. Н. Пучков указывает на орогенез в триасе между Русской и Сибирской платформами, который мог, по мнению В. Н. Пучкова, сопровождаться большими перемещениями этих блоков. Это заявление говорит об отсутствии уважения к читателю, потому что каждому, сколько-нибудь знакомому с тектоникой СССР понятно, что о заметных послегерцинских движениях, которые могли бы повести к значительному перемещению материков, здесь не может быть и речи. Я сознательно выбрал триас,

чтобы избежать подобного возражения со стороны мобилистов, но не предполагал возможность подобного отношения с их стороны ко мне и к читателю.

Хотелось бы еще раз отметить, что разумнее исследовать, что же такое мы изучаем, измеряя остаточное намагничивание горных пород, а затем, поняв, применить результаты для дальнейшего исследования. Это лучше торопливых выводов. В этом направлении интересны любые исследования. В частности, крайне интересно выяснить, в какой мере получаемые расхождения в положении полюса действительно связаны с существованием материков и разделяющих их океанов, и нет ли тут зависимости от расстояния между изучаемыми объектами, независимо от того, что разделяет эти объекты? Иначе говоря, надо бы проверить, нет ли случаев, когда подобные же различия имеются в пределах единого материкового блока, существовавшего уже во время образования изучаемых пород. Первой попыткой этого рода и была проба с триасом Евразии.

Следовало бы далее выяснить, какой силы и размера должны были бы быть аномалии, чтобы создалась та или иная картина, получаемая при палеомагнитных исследованиях. В этом отношении интереснейший опыт был сделан Б. М. Яновским (он докладывал о нем весной 1965 г. на сессии палеомагнитной комиссии в Ленинграде).

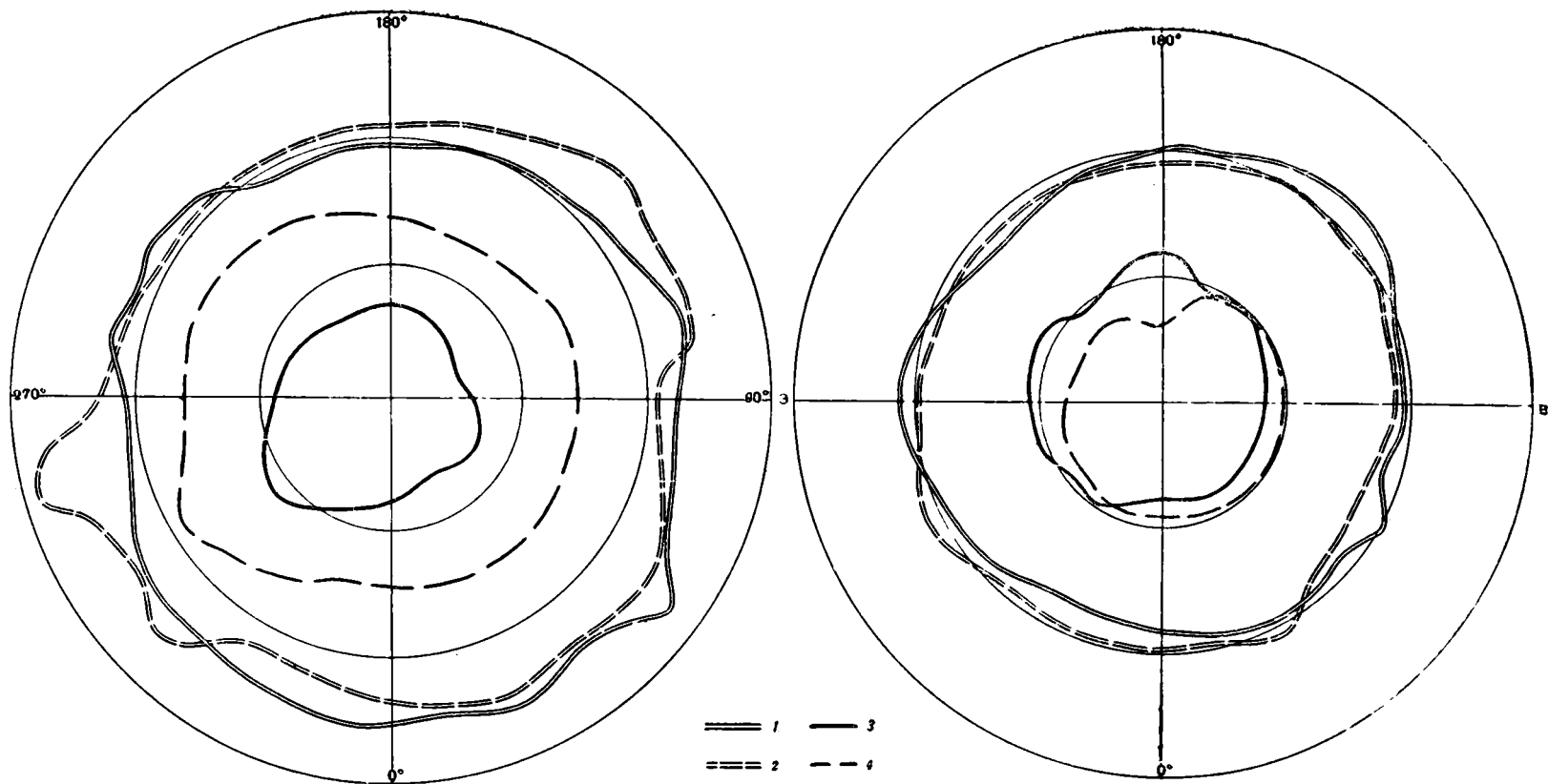
Все это лишь первые шаги, предстоящие палеомагнитологам и геологам. И следовало бы не становиться в позу пророка и сообщать друг другу о том, что кому из нас желательно получить от исследования, а изучать и еще раз изучать то, что существует. Сейчас же надо признать объективно существующее положение: палеомагнитные данные не в состоянии ни доказать сегодня правоту мобилизма, ни опровергнуть его.

7. Палеоклиматы. Этому разделу посвящены самые, пожалуй, решительные замечания В. Н. Пучкова. Он, например, показал, что намеченные мною «климатические экваторы» не являются большими кругами на Земле и смещены к северу от предполагаемого экватора соответствующей эпохи. Даже упрекает меня, что я вроде бы пытаюсь спрятать очевидность этого построения, выбирая непоказательную проекцию. Но ведь из всего текста моей статьи явствует, что именно это смещение «климатических экваторов» я стараюсь показать, а проекция кажется мне вполне удобной для этого. Если моим оппонентам кажется, что это видно лучше в полярной проекции, то возражать мне нечего. Стремясь далее доказать неправоту моего вывода, В. Н. Пучков приводит на рис. 6 своей статьи распределение современных аридных областей, при этом наносит их на стереографическую проекцию, используя центр Земли как центр симметрии. Однако вопрос идет о том, существует ли смещение зон относительно плоскости экватора, и кажется само собой понятным, что наиболее удобно использовать его как плоскость симметрии. Тогда отпало бы возможное возражение о неправильно построенной диаграмме. Не приводя исправленную таким путем схему В. Н. Пучкова, отмечу лишь, что распределение современных аридных зон не может дать ответа на поставленный вопрос, так как они слишком разрознены, а обращенная к полюсу граница их в южном полушарии отсутствует, проходя где то в океане. Неудачно для решения вопроса и распределение влажных тропических лесов. Ведь вопрос стоит о степени прогрева, а не о распределении осадков. К тому же области эти слишком разорваны, чтобы дать возможность хорошего построения.

Чтобы удостовериться в том, насколько весомы возражения оппонента, я попытался нанести на полярную проекцию некоторые данные по современным климатам. В частности, на рис. 1 а и б приведены схемы климатов, составленные — одна на карте Кеппена (взята из Большого советского атласа мира) и другая — по климатической карте из Физико-географического атласа мира (1964 г.). При просмотре и сравнении этих карт неспециалиста поражает их резкое различие, настолько существенное, что встает вопрос, не переменялся ли за эти десятки лет климат земного шара. В самом деле, карта Кеппена подчеркивает асимметрию в распределении климатов и значительно более теплые климаты на севере; симметрия сохраняется на ней только для приэкваториальной области. Карта Физико-географического атласа, наоборот, подчеркивает, что распределение климатов идеально симметрично, зоны их проходят почти абсолютно правильно (особенно, если объединить экваториальную и тропическую зоны). В результате неспециалист, который хочет получить справку по интересующему нас вопросу, принужден отказаться от использования этих карт.

Поэтому я попробовал использовать карты изотерм для теплого и холодного времени года. Но здесь мы встречаемся с огромным влиянием водных масс, настолько большим, что интересующий нас вопрос становится нерешимым. Смягчающее зимнее влияние океана коренным образом меняет всю картину. Поэтому пришлось обратиться к картам температуры воды океана. Вероятно, они могут быть в какой-то мере представительными для выяснения вопроса. Картина получается следующая.

Были выбраны изотермы $+8^{\circ}$ и $+24^{\circ}$, достаточно близко совпадающие с границами главных климатических поясов. От использования изотермы 0° пришлось отказаться, так как она в значительной степени перекрывается плавающими льдами и кроме того, обрезается материком Антарктиды. Как и можно было ожидать, влияние, вызываемое концентрацией воды на юге и суши на севере, сказывается в какой-то мере и на представленных схемах (рис. 2), но это влияние много меньше, чем в распределении температур воздуха. В целом на представленных диаграммах, сделанных по картам Физико-географического атласа мира, можно видеть следующее. Зи-



А

Рис. 1. Границы современных климатических областей:

Б

А — по Кёппену; Б — по Физико-географическому атласу мира (1964). Границы тропического климата: 1 — северная; 2 — южная. Границы приполярных областей: 3 — в северном полушарии; 4 — в южном полушарии

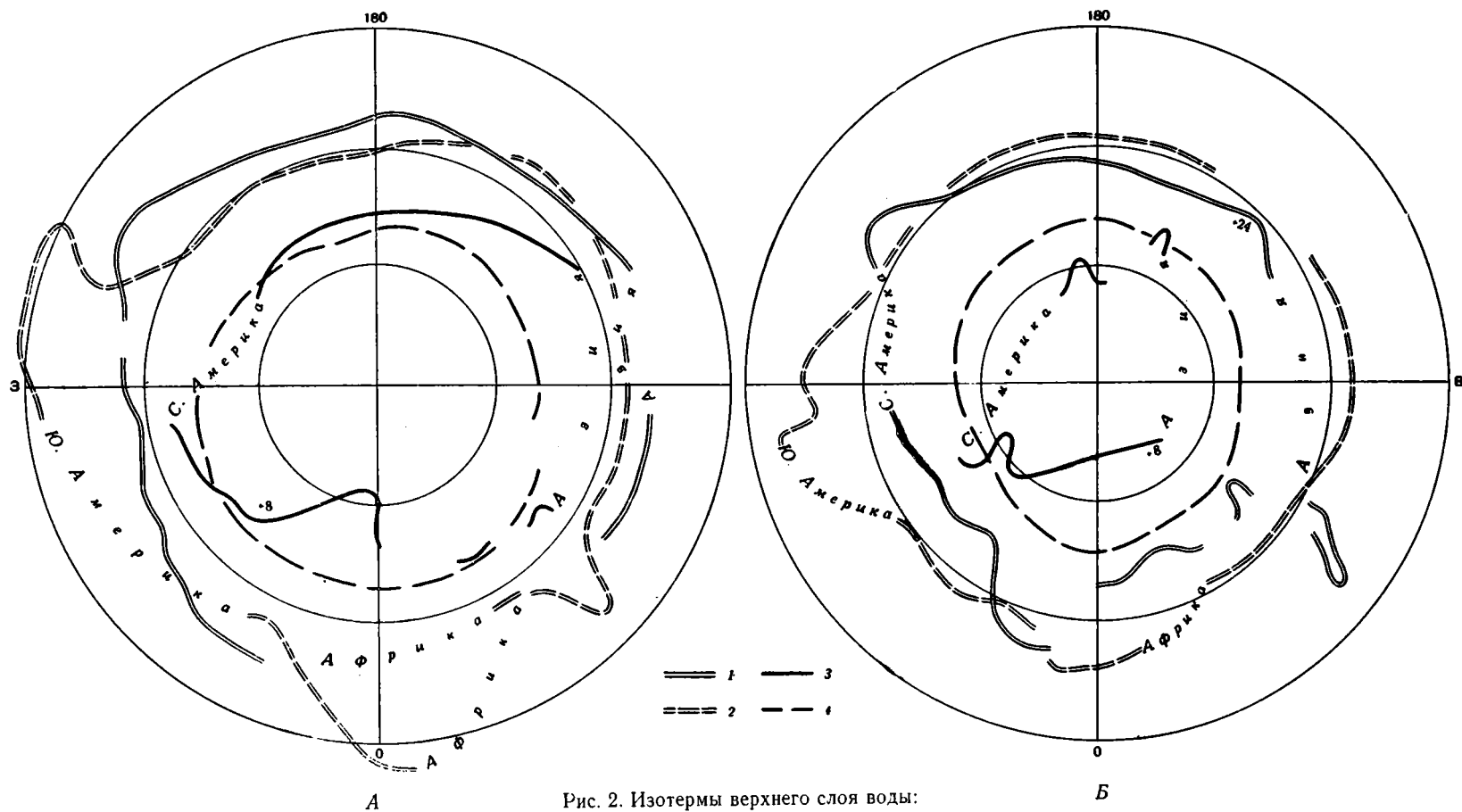


Рис. 2. Изотермы верхнего слоя воды:
 А — зимние; Б — летние. Изотерма +24: 1 — в северном полушарии; 2 — в южном. Изотерма +8: 3 — в северном полушарии; 4 — в южном

мой сколько-нибудь выраженной асимметрии температур констатировать не удастся. Линии температур расположены почти симметрично относительно экватора. Летом изотерма $+8^\circ$ расположена в северном полушарии заметно ближе к полюсу, чем в южном; то же относится и к изотерме $+24^\circ$, которая на 8/9 окружности в северном полушарии отстоит дальше от полюса, чем в южном. Если попытаться наметить по сумме таких данных положение «климатического экватора», то он оказывается сдвинутым на север на несколько градусов, что вряд ли можно приписать влиянию распределения суши и моря. Таким образом, можно говорить о некоторой асимметрии прогрева, хотя, конечно, далеко не такой, как необычайно резкая асимметрия конца карбона. По-видимому, эта асимметрия должна была бы сказаться и на карте климатической зональности Земли. Во всяком случае вопрос об асимметрии в прогреве южного и северного полушарий Земли в течение геологической истории не может

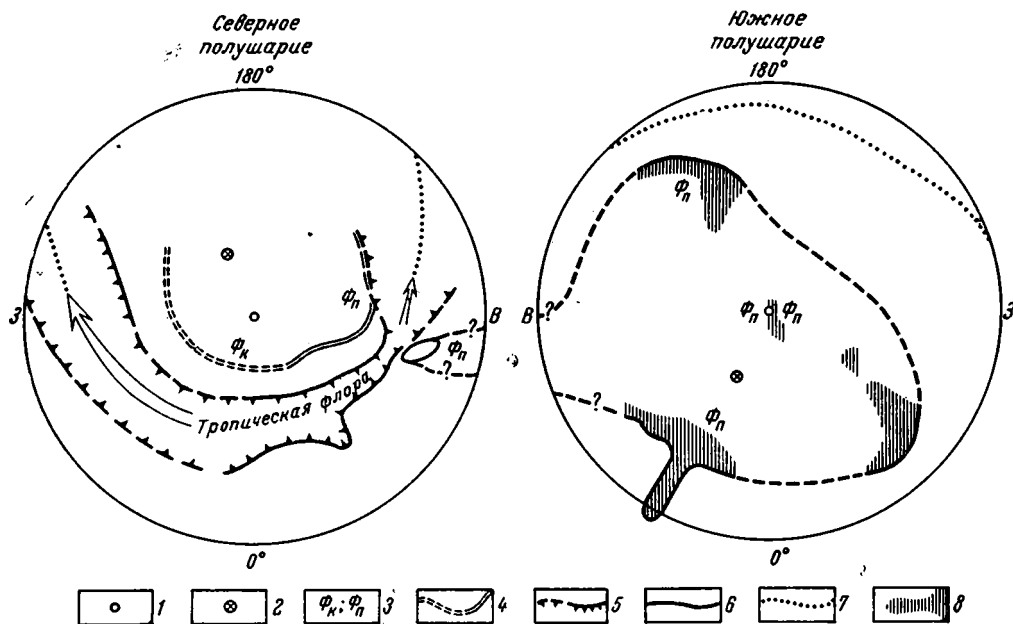


Рис. 3. Полеоклиматическая карта для конца карбона.

1 — место современного полюса; 2 — предполагаемое место полюса в верхнем карбоне (нижней перми); 3 — области холоднотропических флор нижней перми (ФП) и верхнего карбона (ФК); 4 — граница умеренно холодного климата в северном полушарии; 5 — границы тропической области; 6 — граница холодного климата в южном полушарии; 7 — примерное положение климатического экватора; 8 — область льдов

быть попросту снят с повестки дня и думаю, что в конце концов придется эту асимметрию признать существующей.

Что же остается от всех якобы существующих затруднений палеоклиматического порядка? Кажется единственным заслуживающим изучения и размышлений остается факт широчайшего оледенения в конце карбона — начале перми. Собственно, даже не самого оледенения, а большого похолодания в южном полушарии. Независимо от того, признавать ли или не признавать дрейф материков, с самым фактом необычно широкого распространения холодного климата на юге приходится считаться. Но возникает серьезное сомнение в том, можно ли для облегчения положения в этом, в конце концов, частном вопросе вводить предположение, вызывающее практически непреодолимые затруднения чуть ли не во всех отраслях геологии и, по-видимому, ставящее в столь же трудное положение и физиков (как можно судить по последней статье Е. Н. Люстиха).

Общая картина распределения климатических зон в прошлом была, надеюсь, ясна из уже приводившихся мною (1963₂) схем. Но поскольку В. Н. Пучков считает более показательным привести схему для верхнего карбона в полярной проекции и при этом передает ее не вполне точно (рис. 7 в его статье), я принужден еще раз опубликовать ее, на этот раз тоже в полярной проекции (рис. 3). Легко видеть, что если не прибегать к перемещению материков, то картина получается следующая: асимметрия климатических поясов очень велика; «климатический экватор», поскольку его можно наметить, сдвинут относительно географического на север примерно на $15-20^\circ$. Известно, имеется ли около северного полюса область льдов — на юге огромная холодная область заходит в низкие широты, как она никогда не заходила в более поздние эпохи. Ее выступы, а может быть отдельные «острова имеются в двух ме-

стах: в экваториальной Африке (горное оледенение) и в Индии. Именно этот последний район и является столь трудно объяснимым, если не принять гипотезу о горном оледенении. Вряд ли приводимые В. Н. Лучковым сведения могут считаться безоговорочным доказательством невозможности объяснения без гипотезы дрейфа. Скорее всего именно в дальнейшем исследовании этой области надо ожидать разъяснения трудностей и ради одного этого вопроса вводить дрейф не стоит.

8. Остановимся кратко еще на одном моменте — на проблеме происхождения рельефа океана. В этом отношении наиболее интересен для нас Атлантический океан, для которого доводы в пользу мобилизма считаются особенно неотразимыми. Во время изучения магнитного поля океанов на шхуне «Заря» М. М. Иванов (1961, 1962, 1963) установил своеобразные черты магнитных полей Атлантики и Индийского океана. По его данным, мы имеем дело с двумя типами поля. Для одного характерно наличие многочисленных региональных аномалий силой в 400—800 гамм. Такого рода беспокойные поля в пределах суши обычны для областей с обнаженным или неглубоко залегающим кристаллическим основанием (щиты, значительная часть платформ). Аномалии вызваны магнитными массами внутри этого основания. Второй тип поля характеризуется аномалиями малой силы (в общем ниже 100 гамм), т. е. ровным магнитным фоном. Такого рода поля на континентах приурочены к областям мощного осадочного чехла (горизонтально лежащего или складчатого), где возмущающее действие магнитных масс цоколя сильно ослаблено. В первую очередь оно относится к областям молодых (альпийских) геосинклиналей.

Исследования М. М. Иванова не могли, конечно, дать сколько-нибудь детальной карты, и он дает лишь схемы полей Атлантического и Индийского океанов. Но и они совершенно меняют существовавшее представление и опираются на ряд пересечений каждого океана со сплошной записью данных магнитометра. В результате полученные контуры в основе своей представляются убедительными. М. М. Иванов рисует следующую картину (рис. 4): спокойное поле развито вдоль шельфов в виде более или менее широкой полосы, отмечая здесь область мощных осадков. Кроме того оно образует широкую поперечную полосу от юга Пиренейского полуострова и северо-запада Африки, с одной стороны, к Центральной Америке и самому северу Южной — с другой. Вдоль этой полосы прошли два маршрута «Зари» и один частично захватил ее. На всей их длине характер поля выдерживается. Даже над гребнем Срединного хребта он полностью сохраняется. К северу и югу отсюда находятся площади с многочисленными региональными аномалиями. Здесь над гребнем хребта и над некоторыми другими возвышенностями (например, Риу-Гранди) наблюдается увеличение числа и силы аномалий. В пределах Индийского океана этот тип поля захватывает почти всю его площадь, кроме прибрежных районов и значительного выступа на юг от области Омана — Синда.

Вероятно, отмеченные неприбрежные области спокойного поля отчетливо связаны с областями альпийских складчатых зон и являются их продолжением в пределах океана. И это явление нелегко может уложиться в представления мобилистов. В случае Атлантики можно было бы представить, что поперечная полоса является следом, который оставила молодая складчатая область при раздвижении материков. Не говоря уже о том, что такого следа не может быть по представлениям «неомобилистов», принимающих пассивное передвижение материков глубинными мантийными потоками, следует отметить, что это предположение никак не выжется с реконструкциями, которые основаны на будто бы несомненных геологических данных. Так (см. рис. 4) придется связывать Сенегал с Гвианой и отбросить сопоставление бразильского выступа Америки с Гвинейским заливом. В случае Индийского океана сопоставление побережий вообще становится невозможным. Нельзя же считать Сейшельские острова следом дрейфа на север Оман-Белуджистанской дуги. Очевидно, единственным выходом является в этом случае отказ от данных «Зари», но вряд ли эти данные так просто опорочить.

Следует отметить, что пересечение Срединного хребта в пределах поперечной полосы Атлантического океана удивительным образом не сказывается на характере магнитного поля, т. е. молодые базальтовые массы хребта сами по себе недостаточны, чтобы вызвать аномальное поле типа поля древних щитов. Этого типа аномальные поля надо, следовательно, связывать с близким и к поверхности положением древнего кристаллического основания.

Другим существенным выводом из данных М. М. Иванова является то, что вся современная структура дна океана явно наложена на геологические особенности, которые вызывают описанное распределение магнитных полей, и несомненно моложе их. Появление полосы спокойного поля поперек Атлантики можно связать лишь с мощной толщей осадков, перекрывающей здесь фундамент (этот вывод и делает М. М. Иванов). Соответственно необходимо эти структурные особенности связывать с эпохой уже развитых геосинклиналей (т. е. для альпид, минимум юра). Тогда заложение Срединного хребта не могло иметь места ранее мела. И тогда нельзя рассматривать хребет как шрам на месте первичного разрыва континентов, который по всем якобы данным произошел много раньше.

Отметим еще, что секущие хребет узкие щелевидные широтные долины (сдвиговые, по мнению некоторых) моложе хребта и, следовательно, нельзя их увязывать с коленообразным изгибом побережий Африки и Бразилии.

На современной батиметрической карте Атлантического океана (например, 1965 г.) можно видеть три поперечных вала, протягивающихся через океан: очень отчетливый Исландский на севере, второй в экваториальной области от Гвианы через остров Сан-Паулу и возвышенности Сьерра-Леоне к Африке и третий — от юга Бразилии через возвышенность Риу-Гранди и область островов Тристан да-Кунья к Китовому хребту (рис. 5). Есть все основания считать, что Исландский вал — это остаток существовавшего еще в палеогене материкового моста. Тогда достаточно вероятным кажется предположение, что и обе южные перемычки имеют ту же природу, но связь здесь

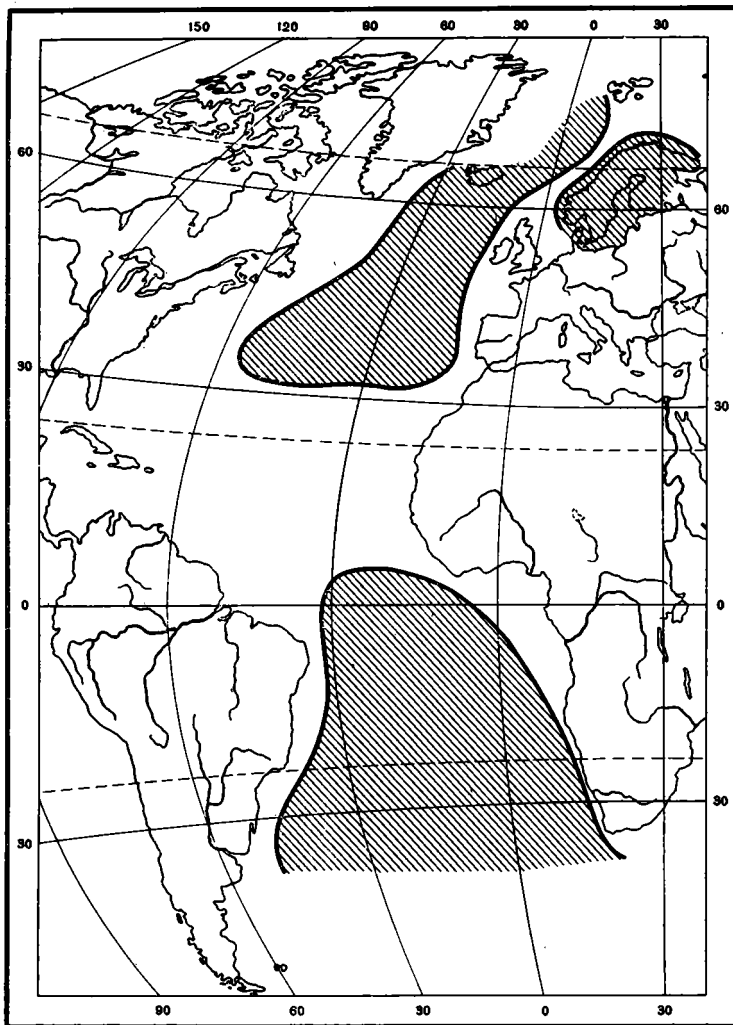


Рис. 4. Распространение двух типов магнитного поля в Атлантическом океане (по М. М. Иванову).

Магнитные поля суши, кроме Балтийского щита, не показаны

оборвалась много раньше и степень сохранности валов соответственно хуже. Можно, конечно считать, что Исландский вал и, следовательно, и оба южных, это след того же расползания материков. Но тогда нет возможности соединить материки на всех этих трех участках (рис. 6). Если это удается сделать для двух, то третий — экваториальный — такого соединения не дает.

Попробуем сделать некоторые выводы общего порядка.

Прежде всего о положении проблемы. Уже из того, что сторонники мобилизма и противники его не могут сейчас договориться друг с другом, ясно, что спорить можно еще долго и с тем же успехом. Даже критика такого рода, какая приведена в последней статье Е. Н. Люстиха (1965_{1,2}), вероятно не сможет показать сторонникам дрейфа всю беспочвенность их теоретических позиций. Тем меньше смогут их

убедить данные геологического порядка. Спор решит время. Если вся проблема мобилизма действительно вытекает из современного положения в науке, то дальнейшее ее развитие приведет к решению спора, не считаясь с эмоциями обеих сторон. В этом случае нашей задачей является только накопление знаний и спорить ради спора не следует. Если же — а и так бывает иногда в развитии науки — проблема не связана органически с развитием, не вытекает из суммы знаний и является результатом неудачной постановки вопроса, то и в этом случае дальнейшее изучение снимает ее

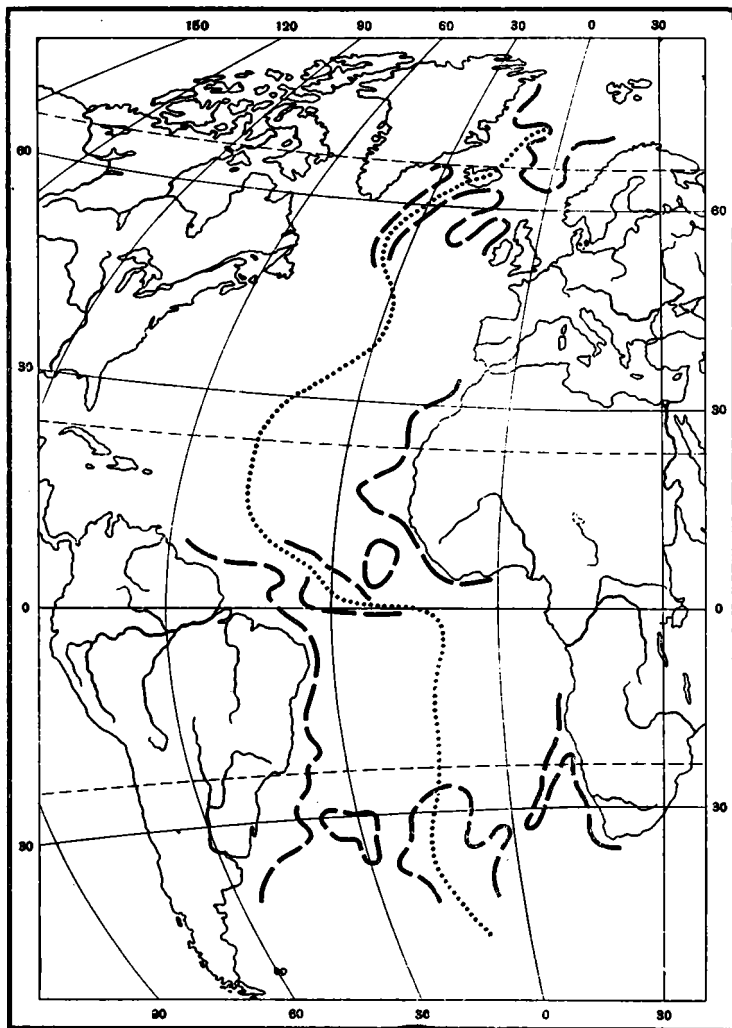


Рис. 5. Поперечные пороги в Атлантике (по карте ГУГК, 1965).

Пунктиром показаны: в области Исландского моста изобаты — 2000 м; в остальной части океана изобата — 4000 м. Точки — гребень Срединного хребта

с порядка дня. В обоих случаях сегодняшнее стремление во что бы то ни стало победить в споре, не имея новых и объективно убедительных фактов, оказывается не слишком нужным. Поэтому я считаю возможным для себя прекратить спор на этой статье и ожидать новых убедительных данных. И я прошу моих оппонентов извинить меня, если я не буду отвечать на их возможные в будущем статьи.

Однако перед этим хотелось бы отметить некоторые общие моменты, которые не позволяют мне считать мобилистическую гипотезу правдоподобной. Вопрос сводится в конечном счете к тому, является ли недоверие к мобилистическим взглядам проявлением вредной инерции, которая тормозит науку, или наоборот, не является ли горячая пропаганда мобилизма явлением, отвлекающим от развития и углубления нашей науки. Ведь в конце концов такого рода оценки в личном плане являются нередко решающими.

Поэтому попробуем оценить, что дает нам смена наших представлений на представлении П. Н. Кропоткина, В. Н. Пучкова и ряда других авторов. Оговорюсь, что я никак не могу согласиться с тем, что истина может быть найдена по большинству голосов (даже, если бы все сторонники мобилизма относились очень внимательно ко всей совокупности данных смежных наук; к несчастью, у некоторых геофизиков, особенно за рубежом, сквозит пренебрежение к данным геологии, что отнюдь не увеличивает доказательность выдвигаемых ими положений; геологи, как правило, более внимательны к материалу смежных наук). Поэтому упоминание о большинстве голосов в статье В. Н. Пучкова вряд ли удачно. Важнее другая сторона — действительно ли гипотеза мобилизма призвана заместить какую-то старую теорию, которая «под напором фактов уступает место... или входит (в мобилизм — Ю. Ш.) как частный случай»?

Прежде всего важно уяснить себе, является ли мобилистическая гипотеза всеохватывающей в геологических науках или только частной? Ответ несомненен — это попытка по-новому осветить достаточно узкий круг вопросов, составляющих лишь часть тектоники. И трудно понять, на каком основании вопрос о возможности или невозможности передвижения материковых глыб должен считаться стержневым для современной геологии¹. Одним взмахом руки сдвигается от центра науки к ее окраинам вся масса проблем наук о Земле, проблем, решение которых жизненно важно для самой науки и, в конечном счете, для практики. То, что гипотеза мобилизма является частной в современной геологии, определяет и те вопросы, которые она позволяет упростить и вывести из кажущегося тупика. Их немного: подобие окраин материков по обе стороны, главным образом, Атлантики и, частично, Индийского океана, данные палеомагнитных исследований, проблема верхнепалеозойского оледенения и проблема перехода континентальной коры в океаническую. Из всего хода полемики ясно, что по крайней мере два из этих вопросов попадают в этот список случайно. Ни контуры материков (это показал Е. Н. Люстих), ни их геологическое сходство (поскольку оно совсем не требует обязательного объяснения путем привлечения дрейфа) сюда относить не следует. Данные палеомагнетизма, как это уже не раз указывалось, не могут в настоящее время служить критерием в нашем споре. Вопрос о верхнепалеозойском оледенении является частным и нельзя ради частного вопроса ломать все представления науки, хорошо согласующиеся с фактами. В результате единственным оправданием для введения в наш обиход мобилистических воззрений является сегодня то, что они будто бы находят объяснения для смены континентальных условий на океанические. И чтобы получить возможность разурбить этот



Рис. 6. Поперечные пороги в Атлантике и реконструкция древнего соединения материков.

Заштрихованы участки побережий, прилегающие к поперечным порогам. А — реконструкция Э. Крауса (1951); Б — реконструкция А. дю-Тойта (1957), она же у Р. Маака (1957) и Р. Пфлуга (1963)

¹ Эту мысль неоднократно подчеркивал также В. В. Белоусов, см. напр. (1963).

«гордиев узел», мы должны, по мнению мобилистов, пойти на огромные трудности в ряде отнюдь не менее важных проблем.

Мы должны безоговорочно допустить широкое развитие конвекции в мантии. Однако самая возможность конвекции еще не ясна и еще много работы предстоит физикам-теоретикам и экспериментаторам, чтобы выяснить самую возможность такого глубинного течения. Далее нужно доказать, что оно не только возможно, но и существует реально. Это дело геофизиков и геологов, и пока что нет ни единого наблюдаемого случая конвекции. Нельзя же считать доказательством то, что появляются трещины расширения и связанные с ними грабены или зоны развития надвигов. Все это хорошо укладывается в закономерности и без привлечения глубинных течений. Совершенно недопустимо ссылаться на мобилистические построения, поскольку они основаны на представлении о конвекции, и мы попадаем таким путем в порочный круг. Но даже если конвекция возможна и осуществляется, надо еще доказать, что она достигает огромных масштабов и могла привести к неоднократному повторению полного кругооборота. Ведь возможно и, добавим, наиболее вероятно, что за всю геологическую стадию жизни Земли конвекционный поток смог пройти ничтожные расстояния. Наконец, перемены тектонического плана и различные размеры тектонических областей одного и того же типа неминуемо требуют не единого потока в пределах огромной области, а ряда мелких и крупных конвекционных ячеек, к тому же со временем исчезающих и заменяющихся другими с новым направлением потока. Вряд ли мобилизм может выйти из этой «мертвой сети», во всяком случае ни одной серьезной попытки в этом направлении мне не известно.

Чтобы удержаться на своих позициях и найти подтверждение своим теориям о конвекционных движениях в мантии, сторонники дрейфа должны принять далеко идущую гомогенность мантии. Затруднения, которые встречает представление о потоке, когда от места к месту характеристика вещества мантии меняется, хорошо известны. Но сейчас все больше накапливаются факты о том, что мы имеем дело не только с постепенными переходами от одного участка мантии к другому, но и с достаточно резкими границами, как бы с отдельными мантийными глыбами. Как же быть тогда с конвекцией, переносом материков по Земле, даже их «вальсированием», как в случае с Австралией? Не следует ли, вводя в науку новые представления, прежде всего защитить их со стороны этого теоретического тыла, если они не могут быть прямо доказаны наблюдением, и в результате потребовать пересмотра некоторых теоретических построений. В случае мобилизма воззрения не обеспечиваются ни с той, ни с другой стороны. Идеи эти не так уж новы и мы имеем право после их полувекового существования требовать их соответствия основным вопросам наших знаний о Земле.

По представлениям же мобилистов, конвекционный поток, в форме которого подобно неким наездникам передвигаются наши материка, уходит на глубину вдоль внешней границы островных дуг. Такое объяснение глубинных зон с приуроченными к ним сверхглубокими землетрясениями стало обычным. Однако вряд ли геология этих областей подтверждает это. Несомненно, что влекомые потоком массы охлаждаются вблизи поверхности. Таким образом, они, снова уходя на глубину вдоль глубинной зоны, неминуемо охлаждаются, и область глубоких землетрясений под дугой должна характеризоваться замедленным ростом температуры с глубиной и малым тепловым потоком. На деле этого нет. Более того, именно эти зоны сопровождаются особенно активным вулканизмом, и в них очень высок энергетический уровень. Как можно увязать такую их характеристику с представлением о нисходящем конвекционном потоке, не ясно по меньшей мере автору этой статьи.

Если представления о локализации восходящей и нисходящей частей конвекционного потока соответствуют действительности и Срединные хребты образуются с момента расхождения континентов, на месте восходящей ветви, как это думают сторонники дрейфа, то факты явно противоречат этому. Мы видели, что картина магнитного поля, по данным М. М. Иванова, не вяжется с такими взглядами, и что появление Срединного хребта Атлантики нельзя датировать временем раньше мела. Следовательно, указателем разрыва он быть не может и вся картина, так хорошо выглядящая в представлениях мобилистов, должна быть отброшена.

Не меньше трудностей у мобилизма с проблемой постоянства в течение огромных периодов для самых больших структур. Такое постоянство требует сохранения режима на глубине под каждой из этих структур и, следовательно, совместного перемещения глубоких зон вместе с приповерхностными, без смещения одних относительно других. Это затруднение, так хорошо подчеркнутое в свое время Н. С. Шатским, опровергнуть не удается, поскольку в противном случае приходится принимать совершенно невероятную мощность для верхней ветви конвекционного потока.

Не менее затруднительно объяснить то, как в условиях переноса материков сохраняются на месте зоны, именуемые глубинными разломами, и глубинные зоны под островными дугами. В условиях, описываемых сторонниками дрейфа, сохранение и тех и других крайне невероятно.

Я думаю, что без особенного труда можно было бы расширить список «проклятых» вопросов. Они возникают чуть ли не в каждой проблеме геологии, когда к ней подходить с позиции дрейфа и желанием действительно приспособить проблему к этим позициям. Я упомянул только те, которые мне ближе и больше волнуют меня. Добавим еще, что самая проблема перехода от материковых условий к океаническим в

значительной мере переменяла свое содержание. Если еще недавно вопрос ставился так: каким образом гранитная кора становится по составу базальтовой и какие для этого нужны химические процессы, то сейчас вряд ли можно так упрощенно ставить вопрос. Ясно, что, по существу, мы еще вовсе не знаем ничего о том, что же собой представляет базальтовый слой и в чем его химические отличия от гранитной коры. Только сейчас перед нами во весь рост становится проблема этих различий, природы делющих слои сейсмических границ и т. д. С другой стороны, существование континентальных связей между ныне разделенными океаном материками совершенно несомненно. И ясно, что проблема требует тщательного дальнейшего изучения, чтобы, решая ее, не попасть в тяжелое положение во многих других областях науки. При таком положении не может не встать вопрос, а стоит ли при наличии таких больших затруднений на пути гипотезы мобилизма «менять кукушку на ястреба»? Кажется, что сколько-нибудь серьезных оснований для такой замены нет и что от нее будет не так уж много толку.

Мы видели, что частная гипотеза о дрейфе никак не может рассматриваться как аналог теории относительности, в которую дорелятивистская физика вошла как частный случай. Наоборот, принятие гипотезы дрейфа вызывает такие затруднения в других областях науки, что заменить собой имеющиеся представления не в силах.

Человеку нелегко отказаться от привычных представлений, но если исследователь честен, он не пройдет мимо фактов, опровергающих его взгляды. Волей судеб вышло так, что мобилисты должны доказать свое «обвинение», но до сих пор они не смогли привести ни одного убедительного доказательства своей правоты, убедительного для их противников, а не сторонников. Будем ждать таких доказательств, одинаково убедительных для геологов, геофизиков и физиков. Вряд ли есть основания повторять в новых статьях уже известное утверждение, что «мы все так думаем, значит это истина», вряд ли следует принимать всерьез. В тот момент, когда будет показано, что передвижение материковых глыб может решить и «проклятые» вопросы геологии и является, следовательно, прогрессивным, спорить будет не о чем. Но пока что рукоплещут защитникам мобилизма мобилисты, а этого мало.

Литература

- Атлантический океан. 1 : 20 000 000. Составл. ГУГК, 1964. Прилож. к сб. «Океанические исследования» № 13. Междуведомств. геофиз. ком-т. Изд-во «Наука», 1965.
- Белюсов В. В. Современные проблемы геотектоники. Чтения им. В. И. Вернадского, V, Изд-во АН СССР, 1963.
- Иванов М. М. Об аномальности магнитного поля в Атлантическом и Индийском океанах. Геомagnetизм и аэрономия, 1, № 2, 1961.
- Иванов М. М. Магнитная съемка океанов и ее значение для магнитной картографии и изучения океанического дна. Дисс. на соиск. степ. докт. физ.-мат. наук, 1962.
- Иванов М. М. О связи магнитного поля в Атлантике с рельефом дна океана. Геомagnetизм и аэрономия, 3, № 4, 1963.
- Косминская И. П. и Шейнманн Ю. М. Некоторые закономерности строения и эволюции земной коры межгорных и краевых прогибов. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 40(3), 1965.
- Люстих Е. Н. Неомобилизм и конвекция в мантии Земли. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 40 (1, 2), 1965.
- Пучков В. Н. О проблеме перемещения материков (критика критики). Геотектоника, № 6, 1965.
- Резанов И. А. «Фиксизм» и «неомобилизм». Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1965.
- Шейнманн Ю. М. О живучести мобилистических представлений и их объективном значении. «Проблема передвижения материков», Изд-во иностр. лит., 1963.
- Шейнманн Ю. М. О значении мобилизма для палеоклиматологии. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 38 (3), 1963.
- So u g y West-African Fold Belt. Geol. Soc. Amer. Bull., 73, N 7, 1962.

Н. А. КРЫЛОВ, А. И. ЛЕТАВИН

К ВОПРОСУ ОБ ОРОГЕННОМ ЭТАПЕ РАЗВИТИЯ ПАЛЕОЗОИД (ПО ПОВОДУ СТАТЬИ А. А. МОССАКОВСКОГО)

Статья А. А. Моссаковского (1965) представляет несомненный интерес, так как вопрос о внутренней стадийности длительного и сложного процесса превращения геосинклинальной области в ороген, а затем в платформу ранее специально не рассматривался.

А. А. Моссаковский выделяет в орогенном этапе три стадии и показывает правомерность такого подразделения последнего, заключительного по М. В. Муратову (1963), этапа геосинклинального цикла развития каледонид, герцинид и альпид. В статье приводятся характеристики тектонического режима каждой из трех выделенных стадий и краткие сведения о характерных формах магматизма.

Новизна постановки вопроса и его решения дают повод для обсуждения выводов автора. В связи с этим нельзя не отметить, что в пределах палеозоид, перекрытых мезо-кайнозойским платформенным чехлом, «орогенные» отложения развиты иногда довольно широко, и для нефтяников, ведущих поисково-разведочные работы в пределах молодых платформ, вопрос о строении, составе и перспективах нефтегазоносности этого комплекса имеет большее практическое значение.

Мы сделаем несколько принципиальных замечаний по отдельным вопросам, затронутым А. А. Моссаковским, которые, впрочем, также могут оказаться дискуссионными.

Прежде всего следует отметить, что отнесение всех трех стадий так называемого орогенного этапа к геосинклинальному циклу вряд ли справедливо. По нашему мнению, первая стадия («нижний моласс») является завершающей в геосинклинальном цикле. Именно в эту стадию, как справедливо указывает автор статьи, происходит складчатость и внедрение гранитных интрузий. В этот период вновь сформированные структуры — межгорные прогибы и разделяющие их вторичные антиклинории подчиняются в значительной мере предшествующему структурному плану. С началом второй стадии («горнообразовательной») характер структурного развития резко меняется. В это время основным тектоническим фактором является сводовое поднятие территории складчатой области. При этом формирующиеся во внутренних частях орогена структуры не соответствуют понятиям о геосинклинальных структурах, а процессы складчатости и гранитного магматизма практически отсутствуют. С началом второй стадии молодая складчатая область вступает в совершенно новый этап развития. К началу второй стадии, как указывает и сам А. А. Моссаковский, резко меняется общая структура земной коры. Особенно примечательно, что отложения, синхронные второй (а также и третьей) стадии, часто «выхлестывают» за пределы орогена. Причем эти толщи в пределах платформы и в складчатой области не могут быть противопоставлены друг другу ни в структурном, ни в формационном отношении. Примером такого явления могут служить верхнепермско-триасовые отложения Прикаспийской впадины и герциниды орогена в пределах полуострова Бузачи и Устюрта.

Что касается третьей стадии («верхних моласс»), то в палеозоидах она обычно не может быть столь же резко противопоставлена второй, как вторая стадия первой. Вторую и третью стадии А. А. Моссаковского, по нашему мнению, правильнее рассматривать совместно. Во всяком случае, изменение тектонического режима на границе второй и третьей стадий и перестройка структурного плана представляют собой явления более мелкого порядка и менее характерные, чем соответствующие перестройки на границе первой и второй стадий.

Определяя продолжительность орогенного этапа, А. А. Моссаковский совершенно справедливо, на наш взгляд, указывает, что платформенный этап развития начинается только с момента образования широко развитого по площади осадочного чехла. Такие комплексы, как дехштейн и триас в герцинидах Западной Европы, триас и лейас Зауралья, чушкакульская триасово-лейасовая серия южной периферии Урала, вряд ли справедливо рассматривать в составе платформенного покрова, так как по условиям своего распространения и характеру дислокаций эти толщи гораздо ближе к более древним отложениям орогенного этапа, чем к типичному платформенному чехлу.

Существенным пробелом в исследовании А. А. Моссаковского является то, что он не рассмотрел формирование передовых прогибов в связи с внутренней стадийностью орогенного этапа. Вместе с тем по времени формирования передовых прогибов нередко судят о продолжительности орогенного этапа — о времени его начала и конца во всей складчатой области. Однако, видимо, передовые прогибы являются весьма специфическими структурами и не отражают истории развития орогена в целом. Пользуясь стадиями, выделенными А. А. Моссаковским, можно сделать вывод, что начало формирования передового (краевого) прогиба совпадает или с серединой первой стадии или с началом второй, а окончание развития передового прогиба и время проявления последних фаз складчатости в его пределах относятся к концу второй или началу третьей стадии. Этот вопрос, несомненно, требует специального изучения.

Возвращаясь снова к трем стадиям, выделенным А. А. Моссаковским, следует отметить не вполне удачное их название. Прежде всего это относится ко второй стадии, названной горообразовательной. Дело в том, что настоящее горообразование было, видимо, характерно не для всех орогенов. Герциниды Предкавказья и Западной Европы, например, после складчатости претерпели лишь сравнительно небольшое общее поднятие. Число и площадь складчатых областей, не испытавших значительного горообразования, несомненно будет увеличиваться при изучении доплатформенной истории эпипалеозойских плит, которые и формировались в зонах палеозоид, не испытавших особенно больших поднятий после складчатости. Судя по формационным рядам орогенных отложений в Тянь-Шане, Зауралье, Предкавказье, можно сделать вывод, что наиболее резкое расчленение рельефа имело место не во вторую стадию («горообразовательную»), а в первую. К этому следует добавить, что в течение второй стадии, так же как в течение первой («нижних моласс») и третьей («верхних моласс») в отрицательных структурах происходило накопление молассоидных формаций.

Исходя из изложенных соображений и учитывая, что понятие «орогенез» не является синонимом горообразования, а подразумевает целый комплекс тектонических процессов, приводящих к формированию орогена, правильное, по нашему мнению, сохранить название «орогенный этап» лишь за отрезками геологической истории, соответствующими первой стадии А. А. Моссаковского. Именно в этот период и происходит формирование орогена. Последующая история вплоть до начала формирования платформенного чехла, по крайней мере в палеозоидах, представляла собой совершенно особый этап развития. Основной чертой тектонического режима в этот этап является общее сводовое поднятие складчатой области. В каледонидах и герцинидах на фоне преобладающего общего поднятия формируются различные типы отрицательных структур. В каледонидах в этот этап осадконакопление контролируется в основном изометричными наложенными впадинами, в герцинидах широкое развитие получают грабенообразные прогибы, закладывающиеся обычно у древних разломов. Этот период, соответствующий второй и третьей стадиям А. А. Моссаковского, целесообразно выделять в качестве особого этапа. Для его обозначения нами было предложено название «переходный» (Крылов, Дитмар, Летавин, 1964). Некоторые исследователи, имея в виду тот же период истории развития складчатой области, выделяют промежуточный (Борисов, Васильев и др., 1960) или предчехольный этапы (Соболевская, 1962).

Литература

- Моссаковский А. А. К вопросу об орогенном этапе развития геосинклинальных областей. Геотектоника, № 2, 1965.
- Борисов А. А., Васильев В. Г. и др. Очерки геологии и нефтегазоносности Средней Азии. Гостоптехиздат, М., 1960.
- Крылов Н. А., Дитмар В. И., Летавин А. И. Об особенностях переходных комплексов зон герцинской и каледонской консолидации. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1964.
- Муратов М. В. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1963.
- Соболевская В. Н. Об этапах тектонического развития огражденных эпипалеозойских плит. Тезисы докладов совещания по проблемам тектоники. Изд-во АН СССР, М., 1962.

Институт геологии и разработки
горючих ископаемых

Статья поступила
19 июля 1965 г.

ХРОНИКА

УДК 241(47—11)

ВЫЕЗДНАЯ СЕССИЯ ОТДЕЛЕНИЯ НАУК О ЗЕМЛЕ
НА ДАЛЬНЕМ ВОСТОКЕ

С 15 сентября по 7 октября 1965 г. на Дальнем Востоке проходила выездная сессия Отделения наук о Земле АН СССР, проведенная совместно с Сибирским отделением АН СССР, Государственным геологическим комитетом СССР и Государственным производственным геологическим комитетом РСФСР. Эта сессия привлекла большое внимание геологической общественности не только Дальнего Востока, но и других областей Советского Союза. На сессии был обсужден ряд важных проблем, касающихся строения земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану, геологического строения и истории тектонического развития Востока СССР и Тихоокеанского пояса в целом, структурных особенностей развития магматизма и металлогении, минеральных ресурсов и перспектив их освоения, а также географических аспектов проблемы использования природных богатств и преобразования природы Дальнего Востока.

Задачами выездной сессии являлись: широкий обмен мнениями, ознакомление с научно-исследовательской работой различных учреждений геологического, геофизического и географического профилей, проводящих исследования на Дальнем Востоке, а также определение основных направлений их дальнейшей деятельности.

В г. Хабаровске состоялись трехдневные пленарные заседания, после которых участники сессии выехали на геологические и географические экскурсии в различные районы Хабаровского и Приморского края, Магаданской области, в заключение которых были проведены тематические заседания в г. Владивостоке и г. Магадане с докладами по геологическим проблемам и полезным ископаемым этих областей.

С 23 по 27 сентября сессия продолжила свою работу в г. Южно-Сахалинске в основном по проблеме глубинного строения зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Одновременно в г. Южно-Сахалинске проходили заседания Научного совета по сейсмологии АН СССР, Объединенного комитета по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса СО АН СССР, географического симпозиума и Научного совета по проблеме «Тектоника Сибири и Дальнего Востока» СО АН СССР.

В работе выездной сессии приняли участие крупные специалисты различного профиля — геологи и геофизики, петрографы и металлогенисты, географы.

На заседаниях в г. Хабаровске присутствовало более 600 специалистов, в том числе 300 человек, приехавших из других городов Советского Союза. В г. Южно-Сахалинске 319 человек. После пленарных заседаний в Южно-Сахалинске были проведены интересные экскурсии в район действующих вулканов Южно-Курильских островов. Особенностью проведенной выездной сессии является остановка и обсуждение крупных докладов теоретического и практического направления, обобщающих огромный геологический и геофизический материал по Востоку Азии и Тихоокеанскому поясу в целом.

Пленарные заседания в г. Хабаровске открыл академик-секретарь Отделения наук о Земле А. П. Виноградов, который в своем выступлении призвал геологов обратить особое внимание на изучение вещества горных пород, необходимое для понимания происхождения и концентрации полезных ископаемых в земной коре.

Первый секретарь Хабаровского крайкома КПСС тов. Шитиков А. П. подробно остановился на характеристике экономики края и отметил, что развитие промышленности края далеко не соответствует разведанным разнообразным полезным ископаемым, таким как олово, железо, полиметаллы и др.

Пленарные заседания в Южно-Сахалинске открыл академик А. Л. Яншин, который отметил большую роль местных научных учреждений в деле научного изучения и практического освоения полезных ископаемых обширных областей Дальнего Востока. С развернутым докладом «О развитии производительных сил Сахалинской области» выступил первый секретарь Сахалинского обкома КПСС тов. Леонов П. А., который подчеркнул особое значение нефтегазодобывающей промышленности для Сахалина и необходимости ускорения темпов развития этой отрасли промышленности.

• Истории тектонического развития Тихоокеанского пояса в целом были посвящены доклады П. Н. Кропоткина и Ю. М. Пушаровского, которые с разных позиций рассмотрели возникновение и становление тектонических форм побережья Тихого океана и островных дуг от докембрия до современной геологической эпохи.

Ю. М. Пушаровский большое внимание в своем сообщении уделил вопросам тектонического районирования структурных образований Тихоокеанского пояса, заключенных в гигантском кольце, лежащем между океаническим ложем и древними платформами. В развитии идей В. И. Вернадского и Н. С. Шатского об асимметричном строении Земли Ю. М. Пушаровский подчеркнул асимметрию в тектоническом строении северного и южного полукольца Тихоокеанского пояса, а также восточной и западной его частей.

П. Н. Кропоткин отметил общность и полициклическое развитие основных тектонических этапов для всего Тихоокеанского кольца, охарактеризовав веерообразное, несимметричное строение молодых складчатых систем. Анализируя данные по морфологии складчатых структур (изогнутые дугообразные формы, наличие надвигов, крупных сдвигов продольного и поперечного направления), а также привлекая материалы изостатических аномалий, палеомагнетизма, повторных геодезических измерений, сейсмологические доказательства тангенциального сжатия и т. д., П. Н. Кропоткин подчеркнул, что горизонтальным движениям земной коры принадлежит ведущая роль в формировании современной структуры Тихоокеанского подвижного пояса.

Доклад Л. И. Красного и Б. А. Андреева был посвящен геологической истории и глубинной структуре Востока СССР. Авторы выделяют ряд крупных геоблоков, разделенных глубинными разломами, которые различаются между собой геофизическими особенностями (мощностью земной коры, характером магнитных аномалий и сейсмичностью), формационными рядами слагающих отложений, магматизмом и метаморфизмом, возрастом складчатых структур и полезными ископаемыми. Такими геоблоками являются Алдано-Становой, Яно-Чукотский, Амуро-Уссурийский и Охотско-Анадырский.

Н. А. Бедяевский и Б. А. Петрушевский посвятили свой доклад тектонике зоны сочленения Азиатского континента и Тихого океана. Одной из своеобразных особенностей этой зоны, по их мнению, является чрезвычайно длительное (с докембрия до кайнозоя) и устойчивое развитие геосинклинального режима на одной и той же площади. Островные дуги и глубоководные желоба авторы рассматривают как образования, возникшие на границе Тихоокеанской океанической впадины и материковых геотектонических элементов. Разломы, возникшие вдоль границы этих элементов, проникают на максимальную из установленных на Земле глубин, до 700 км. В конце мезозоя и в кайнозое тектоническое развитие зоны сочленения, по их мнению, было осложнено наступлением Тихого океана на Азиатский континент.

Вопросам магматизма и тектоники континентальной части Востока СССР был посвящен доклад Т. В. Молчановой, М. С. Нагибной и Е. К. Устиева. Главное внимание в докладе авторы уделили мезозойской эпохе формирования тектонических структур и магматическим проявлениям, подчеркнув, что тихоокеанские мезозойды развивались по периферии глубоко погруженной области Тихого океана на самых различных структурах континента Азии. Мезозойское геотектоническое развитие привело к образованию: а) геосинклинальных складчатых систем, б) впадин и прогибов восточно-азиатской или тихоокеанской группы и разделяющих их сводовых поднятий и в) вулканических поясов. Особое внимание авторы уделили проблеме внегеосинклинального гранитообразования и связанных с ним полезных ископаемых. Е. К. Устиев подчеркнул, что в изменчивости состава продуктов мезозойского и кайнозойского магматизма наблюдается увеличение роли кислых магматических формаций от симпатической области Тихого океана к сиалическому массам континента. Эта закономерность отражает взаимоотношение областей с океаническим и континентальным типами строения земной коры.

В заключение сообщения авторы заострили внимание на проблеме сравнительно петрологического и сравнительно тектонического изучения гранитоидов, связанных с завершающими стадиями геосинклинального развития мезозойды, и внегеосинклинальных мезозойских гранитоидов. Постановка специальных исследований в этом направлении имеет не только теоретическое значение, но и огромный практический интерес для выявления закономерностей размещения таких полезных ископаемых, как олозо, вольфрам, золото и полиметаллы.

Проблеме магматизма и рудопроявлениям северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса был посвящен доклад коллектива авторов: М. И. Ицксона, Д. С. Харкевича, Н. И. Тихомирова, Е. Т. Шаталова. Намечены две провинции, принципиально отличные по развитию тектонических процессов, магматизма и металлогении.

1) Восточно-Азиатская материковая провинция мезозойды, отвечающая внешней металлогенической зоне Тихоокеанского пояса, выделенной С. С. Смирновым, и характеризующаяся магматизмом салического типа, и 2) Притихоокеанская провинция альпид, соответствующая внутренней металлогенической зоне, характеризующейся магматизмом фемического типа. Направленность в развитии магматизма в пределах каждой из намеченных провинций — различная.

Для мезозойды Восточно-Азиатской провинции, прошедших стадию развития островных дуг, характерно слабое проявление начального магматизма. Наиболее интен-

сивное проявление магматизма средней (инверсионной) и поздней (орогенной) стадии развития — среднего и кислого состава.

Альпиды Тихоокеанской провинции, связанные в своем развитии с островными дугами, характеризуются исключительным интенсивным проявлением начального магматизма с образованием спилито-диабазовой, ультрабазитовой и ультрабазито-габбровой формаций. Кроме того, авторы отметили магматические проявления, локализованные вдоль послескладчатых разломов, выходящих при процессах активизации далеко за пределы складчатых зон мезозой, в более древние консолидированные области. В областях сочленения мезозой внутренней зоны с альпидами в процессе тихоокеанской активизации образовались планетарные вулканические пояса (Восточно-Азиатский — «риолитовая линия» и Западно-Тихоокеанский — «андезитовая линия»), приуроченные к сверхглубинным разломам. Намеченные магматические провинции отличаются друг от друга особенностями геохимии и металлогении.

М. А. Фаворская свое сообщение посвятила развитию магматической деятельности Чукотско-Приморского звена планетарного Тихоокеанского вулканического пояса. Она отметила, что возникновение отдельных звеньев Тихоокеанского вулканического пояса происходит на границе участков относительно более древней консолидации и более молодых геосинклиналей в тесной связи с процессами формирования последних. Интенсивная магматическая деятельность в пределах вулканического пояса характеризуется преобладанием кислых продуктов магматизма на ранних этапах развития и появлением основных лав на завершающих этапах его развития. Геологические и геохимические исследования показали, что характерная особенность магматизма Чукотско-Приморского звена заключается в параллельном развитии различных по составу и структурно разобоченных магматических серий и связанных с ними рудных концентраций, источником которых являются, по-видимому, магматические очаги, расположенные на различной глубине. Свинцово-цинковое, молибденовое и отчасти золотое оруденение контролируется разломами более глубокого заложения по сравнению с теми, которые контролируют оловянное и вольфрамовое оруденения.

Проблема металлогении Востока СССР был посвящен доклад коллектива авторов: Е. А. Радкевич, Н. А. Шило, М. И. Ициксона, Г. П. Воларовича, В. С. Рождественского и В. М. Дуничева, которые отметили ряд интересных закономерностей в распределении эндогенных полезных ископаемых и связи их с тектоническими структурами. Металлогенические зоны Сихотэ-Алиньской складчатой области вытянуты в северо-восточном направлении и совпадают со структурно-формационными зонами. Месторождения олова обычно приурочены к синклиньным зонам развития терригенных отложений, месторождения свинца и цинка — к областям антиклинориев, где широко развиты известняки. Кроме того, известны месторождения олова и вольфрама, приуроченные к крупным региональным разломам как в пределах Тихоокеанских мезозой, так и в областях мезозойской активизации более древних структур. С прибрежной зоной разлома, к которой приурочен пояс молодых вулканистов, связаны месторождения алунита, свинца и цинка.

Наряду с продольными металлогеническими зонами в Сихотэ-Алине имеются диагональные зоны (Южно-Приморская зона золотого оруденения) и другие. Поперечные металлогенические зоны характерны и для Монголо-Охотской системы. На северо-востоке Сихотэ-Алиня, по мнению Е. А. Радкевич, наблюдается наложение молодых северо-восточных Сихотэ-Алиньских направлений и связанных с ними металлогенических зон на более древние субширотные структуры Монголо-Охотской системы.

Интересные доклады А. А. Маракушева и В. Л. Барсукова были посвящены результатам детальных петрохимических и геохимических исследований вещества горных пород. А. А. Маракушев остановился на особенностях метаморфизма древних толщ Дальнего Востока. Новым и наиболее интересным результатом изучения метаморфических комплексов является установление длительной, многостадийной их эволюции. В развитии большинства комплексов устанавливается проявление раннего догранитного метаморфизма, связанного с эпохой погружения и ранних этапов складчатости, сопровождающихся внедрением гипербазитов (формационный ряд «А»). Более поздний метаморфизм, связанный с гранитизацией и становлением гранитоидных интрузий (формационные ряды «Б-I» и «Б-II») накладывается на проявления раннего метаморфизма. Такая последовательность метаморфизма хорошо параллелизуется со стадийностью геотектонического развития складчатых поясов. Эволюция метаморфических комплексов является длительной, охватывающей целые эпохи. Возрастной разрыв особенно велик на конечных стадиях эволюции, когда образуются породы формационного ряда «Б-II» и калиевые мигматиты. На Алданском щите возраст этих образований — 1400 млн. лет, тогда как возраст слонистой толщи осадочных пород древнее 2200 млн. лет.

В. Л. Барсуков доложил о геохимических особенностях формирования оловянных месторождений Тихоокеанского рудного пояса. Установлено два типа распределения олова в гранитоидных породах для месторождений кварц-касситеритового и сульфидно-касситеритового типов. Наличие двух типов «оловоносных» гранитоидов соответствует двум путям накопления олова в осадочно-метаморфических породах, что говорит о большой вероятности образования металлоносных «интрузий» за счет палингенного преобразования соответствующих осадочно-метаморфических пород или значительной их ассимиляции гранитоидным расплавом. Мобилизация рудного веще-

ства из интрузивных пород происходит при наложении на них постмагматических гидротермальных процессов. Автор доклада остановился также на возможных формах миграции олова, полученных при экспериментальных данных. Выявленные основные черты химизма процесса рудообразования олова позволяют наметить новые геохимические критерии для оценки оруденения на глубину.

Н. П. Васильковский на примере развития структур северо-западного сектора Тихоокеанского пояса пришел к выводу о закономерной смене во времени подводного базальтового вулканизма наземным со все большим участием вулканических продуктов андезитового, липаритового и щелочного состава. Происходит необратимое разрастание континентальной коры за счет преобразования в нее геосинклинальных и океанических пространств.

Н. А. Богданов сообщил о строении палеозойского фундамента островных дуг западной части Тихого океана, отметив закономерную смену в составе осадконакопления и геосинклинальных структур в направлении от современного континента к Тихому океану (внешняя, средняя и внутренняя зоны).

И. П. Карташов, М. С. Марков и И. А. Соловьева в своем сообщении предложили новую схему геотектонического районирования дна Охотского моря и его побережий, прослеживая зону мезозойской (верхнемеловой) складчатости от Сихотэ-Алиня и Сахалина в пределах Корякского нагорья. Для этой складчатой области характерно отсутствие краевых прогибов и возникновение на их месте вулканических поясов.

Специально тектонике Сахалина был посвящен доклад Н. С. Алексейчика.

Г. И. Худяков рассказал о морфотектонике (тектонических структурах, выраженных в современном рельефе земной поверхности) южной части Дальнего Востока.

Кроме обмена мнениями по различным вопросам теоретической геологии Азиатской части Тихоокеанского пояса, большое внимание на совещании было уделено новейшим достижениям геофизического изучения тектонического строения и глубинной структуры земной коры во внешней зоне Тихоокеанского пояса (Э. Э. Фотиади, А. А. Николаевский, Г. М. Иванов, Ю. Б. Кравченко, А. В. Рябов), а также в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану (Э. Э. Фотиади, А. Н. Волков, Т. В. Тарасенко, И. Н. Туезов и Я. Б. Шварц).

Докладчики подчеркнули, что для изучения тектонических структур весьма ценным является установление аномально-магнитных полей, отражающих неоднородности геологического строения верхних частей земной коры.

Глубинное строение земной коры и ее расслоение получено на Дальнем Востоке по данным региональных гравиметрических съемок. Э. Н. Лишневицкий показал, что региональные аномалии силы тяжести четко отражают тектонические формы орогенного этапа.

Серия интересных докладов была посвящена результатам геофизических исследований земной коры и верхней мантии в зонах перехода от континента к океану — И. П. Косминская, С. М. Зверев, Ю. В. Тулина, И. Х. Лившиц, Ю. А. Трескова, Е. А. Федотов, Э. М. Харлов, а также С. Л. Соловьев, Е. Ф. Саваренский и др. Авторы отметили гетерогенное строение земной коры в области перехода.

С. А. Федотов отметил, что пояс действующих вулканов Восточной Камчатки совпадает с областью развития эпицентров землетрясений с глубинами очагов 125—175 км, что свидетельствует о генетической связи между ними. Зона магмообразования под островными дугами расположена, по расчетам автора, на глубинах от 60 до 200 км. Автор также рассмотрел вопрос о закономерностях размещения сильных Курило-Камчатских землетрясений и долгосрочном их прогнозе. Введено понятие о сейсмическом цикле, длительность которого здесь составляет 140 ± 50 лет, и подразделение его на три стадии, что позволяет прогнозировать изменение сейсмичности области на десятки лет вперед.

Специальные сообщения были посвящены проблеме цунами (С. Л. Соловьев).

С интересным докладом о вулканизме Камчатки и Курильских островов как показателе состояния и состава вещества глубоких частей земной коры в верхней мантии выступили Б. И. Пийп и Г. С. Горшков, которые отметили, что островные дуги с их характерным комплексом известково-щелочных пород, как правило, развиваются независимо от поверхностных геологических и тектонических границ и часто секут их. Они развиваются на коре любого типа, в том числе и прямо на океанической. Очаги питания вулканов лежат за пределами земной коры, в области верхней мантии, как это подтверждается прямыми геофизическими данными; поэтому вулканизм можно рассматривать как индикатор состава и состояния вещества верхней мантии.

Большое внимание на совещании было уделено вопросам изучения полезных ископаемых и экономике Советского Дальнего Востока. С обстоятельным докладом о перспективах нефтегазоносности Востока СССР выступил академик А. А. Трофимук, который отметил ряд перспективных в отношении нефтегазоносности объектов в пределах континентальной части Дальнего Востока, подчеркнул, что слабая их изученность и отсутствие специальной организации по поискам и разведке нефти и газа на Дальнем Востоке — причина того, что до сих пор здесь не обнаружено промышленных залежей этих ценнейших полезных ископаемых.

Со специальным докладом о нефтегазоносности Тихоокеанского кольца выступил М. К. Калинин. О геологическом строении Южного Сахалина и дна прилегающих

морей в связи с оценкой перспектив их нефтегазоносности доложили А. Я. Табо яков и И. М. Сирьк.

С развернутыми докладами по проблеме геологии золота и золотосеребряных месторождений выступили С. И. Рожков, Н. А. Шило и А. А. Сидоров.

В. А. Ярмолук в своем ярком по форме и интересном по содержанию докладе остановился на характеристике ведущих полезных ископаемых Востока СССР — месторождений цветных и редких металлов, среди которых главное значение не только в экономике края, но и во всесоюзном масштабе имеет олово.

С докладом о полезных ископаемых Курильских островов, связанных с проявлениями активного вулканизма, выступили И. П. Аверьянов, А. А. Чернов, М. А. Шпеталенко, которые отметили, что вулканические горы островов Большой Курильской гряды благоприятны для разведки промышленных месторождений самородной серы, алунита, киновари, а также опалитовых кварцитов, перлитов и пемзы. Имеются месторождения природного пара и термальных вод, использование которых существенно обогатит экономику края.

На географическом симпозиуме был также обсужден ряд экономических вопросов и перспективы использования природных ресурсов Дальнего Востока.

По докладам теоретического и практического направления развернулась оживленная дискуссия, в которой приняли участие специалисты различных направлений: Н. П. Вольнец, Н. П. Васильковский, Г. С. Ганешин, И. П. Герасимов, Г. П. Горшков, Н. А. Добрецов, М. В. Дуничев, И. П. Карташов, И. П. Косминская, Ю. А. Косыгин, П. Е. Кузнецов, М. Д. Лившиц, Г. А. Мавлянов, Е. Ф. Малеев, В. В. Меннер, К. Б. Мокшанцев, С. И. Набоко, М. С. Нагибина, Б. А. Петрушевский, Б. Н. Пискунов, Н. П. Пузырев, Е. А. Радкевич, В. Н. Сакс, К. М. Севостьянов, С. М. Тильман, Н. А. Туезов, П. Г. Усков, Е. К. Устиев, М. А. Фаворская, П. П. Филатов, А. Л. Яншин и др.

Особенно остро встали вопросы о принципах и методах выделения границы Тихоокеанского тектонического пояса в геологическом прошлом и настоящем, о направленности (пространственной миграции) геосинклиналичного процесса в зоне перехода от континентальных к океаническим структурам. Что на что наступает — континент на океан или океан на континент? О направлении дальнейших исследований в области стратиграфии тектоники, геофизики, вулканологии, а также петрографии и рудных месторождений. Было отмечено, что области современного вулканизма Курило-Камчатской зоны представляют огромный интерес для ученых различных специальностей. Здесь в естественных «лабораториях» протекают живые процессы рудообразования; всестороннее специальное их изучение поможет также выяснить и генетические особенности рудообразования геологического прошлого.

Убедительно прозвучали выступления о необходимости в дальнейшем более тесной увязки между геофизическими и геолого-петрографическими исследованиями, об организации в г. Хабаровске научного института геолого-геофизического направления, в котором должны быть сосредоточены специальные исследования по геологии нефти и рудным месторождениям Дальнего Востока, об организации промышленных предприятий черной и цветной металлургии на Дальнем Востоке на базе имеющихся крупных месторождений железа и олова и т. д.

Совещание приняло развернутую программу дальнейших научно-исследовательских работ и практических мероприятий по освоению богатств Советского Дальнего Востока.

Успеху работы выездной сессии в г. Хабаровске и Южно-Сахалинске, а также интересным экскурсиям способствовала большая подготовительная работа, проведенная местными организациями: Хабаровским крайкомом КПСС, Сахалинским обкомом КПСС, Дальневосточным, Приморским и Северо-Восточным геологическим управлениями, научно-исследовательскими институтами СО АН СССР, а также районными организациями.

М. С. Нагибина

Поправки к статьям, опубликованным в №№ 3, 6 1965 года

Номер, страница, строка	Напечатано	Следует читать
№ 3, стр. 118 1-я строка снизу	Поэтому его можно было бы при желании истолковать как результат гравитацион-	Поэтому его можно было бы при желании истолковать как результат гравитационного оползания масс по склону. Но другие аналогичные отторженцы, закартированные
№ 6, стр. 19 21-я строка сверху	(Eardley, 1953; Weeks, 1959; Benioff, 1957; Kraus, 1959)	(Eardley, 1953; Weeks, 1959; Benioff, 1957), а также Э. Краусом (Kraus, 1959)
№ 6, стр. 33 6-я строка сверху	неогена	неогей
№ 6, стр. 33 17-я строка сверху	неогена	неогей

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Журнал «Геотектоника» будет освещать общие и региональные геоструктурные закономерности, механизмы и природу тектонических деформаций, типы и историю тектонических движений, связи тектоники и магматизма, а также связи тектоники и полезных ископаемых.

Редакция журнала «Геотектоника» просит авторов при оформлении для печати статей соблюдать следующие обязательные правила.

1. Работа должна быть представлена в окончательно подготовленном для печати виде и иметь соответствующую документацию.

2. Объем статей, как правило, не должен превышать авторского листа (24 стр. машинописного текста), кратких сообщений — 6 стр. машинописного текста.

3. Рукопись печатается на машинке с нормальным шрифтом, через два интервала с оставлением полей с левой стороны (3—4 см). Страницы рукописи должны быть пронумерованы, включая таблицы. Рукописи, рисунки и фотографии представляются в двух экземплярах.

4. В конце статьи приводится полное название учреждения, где была выполнена работа, город, в котором оно находится, адрес автора.

5. Все формулы вписываются чернилами или тушью. Тексты, приводимые в иностранной транскрипции, печатаются на машинке с латинским шрифтом. Необходимо тщательно писать индекс и показатели степени, делать четкое различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая прописные двумя черточками снизу, строчные — сверху; правильно вписывать сходные по написанию буквы как русские, так и латинские: h и p , g и q , l и e , I и J и др., а также делать четкое различие между O (большим), o (малым) и 0 (нулем).

Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие — красным карандашом.

6. Все упоминаемые в статьях величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным измерениям.

7. Цитируемая литература дается в конце статьи по алфавиту: сначала — русскому, затем — латинскому.

В списке литературы приводятся следующие данные: фамилии и инициалы авторов, далее для журналов — название статьи и журнала (в принятом сокращении), том, выпуск, год издания; для книг — название работы, изд-во, место и год издания.

8. Ссылки на литературу в тексте даются в скобках, где указывается фамилия автора и год издания.

9. Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции (в скобках — в иностранной). В русской транскрипции даются и названия зарубежных географических пунктов.

10. Все иллюстрации, приложенные к рукописи, должны быть пронумерованы, на обороте каждой из них надписывается фамилия автора, название статей, в случае необходимости указывается верх и низ. Все обозначения на рисунках необходимо разъяснить в подписях. Список подрисовочных подписей прилагается на отдельном листе. Места размещения рисунков, таблиц должны быть указаны на полях, а в тексте обязательно ссылки на них.

11. Все рисунки, карты должны быть четко выполнены и пригодны для окончательного перечерчивания с обязательным приложением всех условных знаков, имеющих на рисунке. Карты должны иметь минимальное количество названий различных пунктов, необходимых для понимания текста. Чертежи могут представляться в различном масштабе, но с указанием автора о возможном максимальном их уменьшении.

12. Иллюстрирование статей рисунками допускается лишь в полном соответствии с текстом. Максимальное количество — 5—6 рис. на авторский лист.

13. К статье, превышающей 6 стр. машинописного текста, должна быть приложена аннотация (до 10 строк), для всех статей — краткий реферат для ВИНТИ (1—2 стр. машинописного текста в двух экземплярах).

14. Редакция сохраняет за собой право сокращать статьи и подвергать их правке, а также возвращать статьи в случае несоблюдения приведенных выше правил.

15. Авторам направляется корректура статьи. Никакие изменения и добавления по существу текста в корректуре не допускаются. В случае невозвращения автором корректуры в срок редакция правит корректуру своими силами.

16. По выходе статьи в свет автор получает 25 оттисков.

Цена 1 р. 20 к.

ПЕСОЧНЫЙ ПЕР.
Д.З. КВ. 47
МАКАРЧЕВУ Г.И.
В. 1. 1. ПР. 1. 1.

Индекс
70228

В ГЛАВНОМ УПРАВЛЕНИИ
ГЕОДЕЗИИ И КАРТОГРАФИИ
МИНИСТЕРСТВА ГЕОЛОГИИ СССР

Готовится к печати

Тектоническая карта Евразии

На 12 листах. Масштаба 1 : 5 000 000. Цена 5 руб. (ориентировочно).

Карта составлена Геологическим институтом АН СССР. Главный редактор академик А. Л. Яншин.

Тектоническая карта Евразии отображает строение наиболее обширного материка нашей планеты. На ней, в отличие от большинства существующих карт, показаны структурные элементы не только континентов, но и прилежащих областей океанического и морского дна. В основу тектонического районирования Евразии положен принцип расчленения территории по возрасту главной складчатости, заканчивающей геосинклинальное развитие. Эта карта является прямым продолжением и дальнейшим развитием широко известных тектонических карт СССР и Европы, составленных под редакцией академика Н. С. Шатского. Большое внимание на тектонической карте Евразии уделено показу разломов. По охвату площади земной коры, насыщенности фактическим материалом и тектоническому синтезу карта является уникальной. Условные обозначения на карте даны на русском и английском языках. Тектоническая карта Евразии может служить основой для составления различных металлогенических, геотермических и других карт. Она ярко показывает особенности строения Евразии, позволяет сделать крупные теоретические обобщения о строении земной коры, является незаменимым графическим пособием для учебных целей и т. д.

Макет этой карты демонстрировался на XXII сессии Международного геологического конгресса в Дели и вызвал большой интерес.

Тектоническая карта Евразии необходима самому широкому кругу геологов, геофизиков, географов, учителей и других специалистов, интересующихся строением и развитием Земли.

Предварительные заказы на карту принимаются магазинами «Академкнига»: № 1 (Москва, ул. Горького, 8); № 2 — (Москва, ул. Вавилова, 55/5); магазином «Книга — почтой», «Академкнига» (Москва, Б. Черкасский пер., 2/10) и магазином «Академкнига» в Ленинграде по адресу: Литейный проспект, 57.

«АКАДЕМКНИГА»

