

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

2

НАУКА · 1991

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В ЯНВАРЕ 1965 ГОДА

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МАРТ — АПРЕЛЬ

МОСКВА · «НАУКА»

№ 2, 1991

Редакционная коллегия

Главный редактор **Ю. М. Пущаровский**

Зам. главного редактора **А. А. Моссаковский**

Ответственный секретарь **В. С. Буртман**

**М. Е. Артемьев, Ч. Б. Борукаев, А. Л. Книппер, В. И. Коваленко,
Н. В. Короновский, Е. Е. Милановский, В. Д. Наливкин, А. С. Перфильев,
А. В. Чекунов, В. Н. Шолпо, А. Л. Яншин**

Журнал «Геотектоника» публикует статьи по общей и региональной тектонике, структурной геологии, геодинамике, экспериментальной тектонике, рассматривает связи тектоники с глубинным строением Земли, магнетизмом, метаморфизмом, полезными ископаемыми. Публикуются также рецензии на научные статьи и книги, информации о научной жизни, реклама научной литературы, картографических материалов и приборов.

Подписка на журнал принимается без ограничения всеми отделениями «Союзпечати» (№ 70228 в каталоге Союзпечати).

Зав. редакцией *М. Н. Шуплецова*

Научные редакторы *Н. Б. Заборовская, С. Г. Самыгин*
Адрес редакции: 109017, Москва, Пыжевский пер., 7

Геологический институт АН СССР
телефон 230-81-77

telex: 411848 GIN SU
телетайп: 114092 ТЕТИС

СОДЕРЖАНИЕ

Белоусов В. В. Тектоника плит и тектонические обобщения	3
Попков В. И. Внутриплитные структуры бокового сжатия	15
Куприн П. Н., Росляков А. Г. Геологическая структура Мангышлакского порога	28
Бискэ Ю. С. Островные дуги в палеозойской истории Южного Тянь-Шаня	41
Астраханцев О. В., Батанова В. Г., Перфильев А. С. Строение Гальмознанского, дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Южная Корякия)	47
Трифонов В. Г., Трубихин В. М., Аджамян Ж., Джаллад З., Эль-Хаир Ю., Айд Х. Левантская зона разломов на северо-западе Сирии	63
Ковачев С. А., Кузин И. П., Соловьев С. Л. Пространственное распределение микроземлетрясений во фронтальной части Эллинской дуги по наблюдениям донных сейсмографов	76
Колпаков Н. И., Ляховский В. А., Минц М. В., Смольянинова Е. И., Шенкман Е. Я. Геодинамическая природа некоторых рельефообразующих процессов Кольского полуострова	84

Краткие сообщения

Лошманов Е. В. Терригенный меланж бассейна р. Чугам (Южный Тянь-Шань)	92
--	----

Дискуссии

Дерябин Н. И. Некоторые замечания к статье А. С. Новиковой, А. А. Шипанского «Тектоника раннепротерозойских железорудных бассейнов Курско-Криворожского и Хамерсли-Набберу (Западная Австралия)»	97
Новикова А. С., Шипанский А. А. К проблеме тектоники раннепротерозойских железорудных комплексов Курско-Криворожского бассейна (ответ на критику Н. И. Дерябина)	103
Каляев Г. И. О тектонике железорудных комплексов раннего протерозоя	105

Хроника

К 80-летию Александра Леонидовича Яншина	108
К 80-летию Льва Исааковича Красного	110

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
G E O T E C T O N I C S

MARCH—APRIL

MOSCOW

№ 2, 1991

C O N T E N T S

Belousov V. V. Plate tectonics and tectonic generalizations	3
Popkov V. I. Intraplate structures of lateral compression	13
Kuprin P. N., Roslyakov A. G. Geologic structure of the Mangyshlak threshold	28
Biske Yu. S. Island arcs in the Paleozoic history of Southern Tien Shan	41
Astrakhantsev O. V., Batanova V. G., Perfiliev A. S. The structure of the Galmoenian dunite—clinopyroxenite—gabbroic massif (South Koryakia)	47
Trifonov V. G., Trubikhin V. M., Adjarnian J., Jallad Z., El-Khair Yu., Aaid H. The Levant fault zone in northwestern Syria	63
Kovachev S. A., Kuzin I. P., Soloviev S. L. Spatial distribution of microearthquakes at the Hellenic arc front based on seismographic data	76
Kolpakov N. I., Lyakhovskiy V. A., Mints M. V., Smoljaninova E. I., Shenkman E. Ya. Geodynamic nature of some reliefforming processes in the Kola peninsula	84

In brief

Loshmanov E. V. Terrigenous melange in the basin of Chugam R. (Southern Tien Shan)	92
---	----

Discussion

Deryabin N. I. Several comments on the paper by A. S. Novikova and A. A. Shchipanskyi «The tectonics of Early Proterozoic Kursk—Krivoi Rog and Hammersley—Nabberoo (Western Australia) iron—ore basins»	97
Novikova A. S., Shchipansky A. A. On the tectonics of Early Proterozoic iron—ore complexes in the Kursk—Krivoi Rog basin (an answer to the critical comments by N. I. Deryabin)	103
Kalyaev G. I. On the tectonics of Early Proterozoic iron—ore complexes	105

News

Leonid Aleksandrovich Yanshin (on his 80th birthday)	108
Lev Isaakovich Krasnyi (on his 80th birthday)	109

The English edition of GEOTECTONICS (ISSN 0016—8521) is published by the American Geophysical Union and Geological Society of America. Send orders and inquiries to American Geophysical Union: 2000 Florida Avenue, N. W., Washington D. C. 20009 USA.

УДК 551.24:001.5

©, 1991

БЕЛОУСОВ В. В.

ТЕКТОНИКА ПЛИТ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОБОБЩЕНИЯ

ТЕКТОНИКА ПЛИТ И КЛАССИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Во времена классической геологии разработка обобщающих гипотез не пользовалась популярностью среди геологов. Большинство геологов предпочитало заниматься конкретными геологическими исследованиями, руководствуясь при их проведении не общими концепциями, а эмпирическими закономерностями, установленными всем длительным опытом региональной геологии. В раскрытии таких эмпирических закономерностей региональная и историческая геология имела немалые успехи. Достаточно указать на выдающуюся систему закономерностей, объединенных в «теорию геосинклиналей». Что же касается обобщающих гипотез глобального характера, претендующих на причинное объяснение явлений, то они оставались предметом личных занятий отдельных исследователей. Воспринимались такие гипотезы окружающими, как правило, весьма сдержанно.

Сейчас все иначе. Современная господствующая концепция — тектоника литосферных плит — была принята «с хода», без особых размышлений и сомнений. Вопреки прежним обычаям новая глобальная концепция очень скоро сделалась важнейшим атрибутом любых региональных геологических исследований, в каком бы масштабе они не проводились. Общие идеи вдруг пронизали всю деятельность геолога, тесно переплетаясь с фактическим материалом и заметно вмешиваясь в его интерпретацию.

Вместе с тем произошло резкое изменение всей методологии в науках о Земле. Классическая геология была наукой преимущественно качественной. Это определялось тем, что геология изучает очень сложный объект, количественные параметры которого почти не известны. Геологические процессы состоят из необозримого числа составных элементов разных порядков, слившихся между собой в плотный неделимый клубок. Сложность геологических процессов составляет часто самую суть их. Разделить их на составные элементы для изолированного изучения — это во многих случаях означает исказить глубинную природу явлений.

Поэтому в рассуждениях геолога преобладали полутона и качественные определения: «больше» — «меньше», «сильнее» — «слабее» и т. п. Логика счетной машины — решительное «да» и столь же решительное «нет» — была неприемлема в классической геологии. И замечательно то, что вся эта гамма скользящих границ и расплывчатых представлений успешно работала при решении не только теоретических, но и практических задач. Методы классической геологии — яркий пример успешного использования качественного образного мышления.

Тектоника плит стремится к созданию количественных моделей процессов, происходящих в недрах Земли. Такие модели требуют, естественно, схематизации. Исчезает сложная иерархия процессов, исчезают полутона в определении относительного значения явлений, вся картина становится черно-белой. Например, сложный процесс складкообразования с формированием складок разных типов и разных порядков сводится к столкновению («коллизии») плит и сама складчатая зона становится зоной бесформенного «скупивания» пород. Крайне схематичны признаки «геодинамических обстановок». Так, где методы класси-

ческой геологии требовали бы всестороннего сравнительного изучения всех магматических и осадочных формаций и всех особенностей структуры, там тектоника плит поступает с прямолинейной решительностью, выделяя для каждой «обстановки» один индикатор: офиолиты всегда означают океаническое дно, толентовые базальты неизменно указывают на срединно-океанический хребет, а андезиты — на островную дугу и т. п.

Конечно, стремиться к количественному выражению внутриземных процессов необходимо. Но при условиях, что, во-первых, при этом не будет, в силу чрезмерной схематизации, искажена суть геологического явления и, во-вторых, количественные параметры будут хотя бы приблизительно верны. Можно серьезно сомневаться в том, что эти условия выполняются.

Неотъемлемой особенностью классической геологии являлся ее историзм. Геология — естественно-историческая наука. Но историзм ее состоял не только в том, что она изучала историю земной коры. Историзм пронизывал всю методологию классической геологии. Он был тесно связан с особой ролью геологического времени. Это время огромно. В силу особенностей тех методических средств, которыми пользуется геолог, он не в состоянии воспринять геологическое время как непрерывность и выделить в нем все происходившие единичные явления. Он вынужден разделить время на дискретные «блоки», в пределах которых единичные явления суммируются и усредняются, и в результате регистрируются не столько отдельные явления, сколько их общая направленность, движущие тенденции.

Все основные понятия классической тектоники: геосинклиналь, платформа, синеклиза, антеклиза — обозначают неподвижные структуры, а тот или иной характер развития в перспективе геологического времени.

Вместо исторических понятий тектоника плит ввела представление об упомянутых выше «геодинамических обстановках». Но эти последние уже не историко-геологические, а геоморфологические понятия. При переносе их в прошлое мы оказываемся среди не историко-геологических или историко-тектонических, а палеогеографических понятий. И поэтому, например, для такого богатого геологического понятия, как геосинклиналь, не остается места [13], поскольку геосинклиналь — понятие не геоморфологическое и не палеогеографическое, а историко-геологическое, определяемое путем изучения длительной истории эндогенных процессов, происходивших на протяжении многих десятков или даже нескольких сотен миллионов лет.

Конечно, восстановление палеогеографических условий необходимо. И этим геология всегда занималась. Но оно никак не может заменить историко-тектонический анализ. Геоморфологические и палеогеографические обстановки стационарны. Они не несут в себе признаков развития даже поверхности земли, не говоря уже о развитии коры в целом. Тектоника плит оказывается не приспособленной к раскрытию геологической истории земной коры и, тем более, к выявлению закономерностей этого развития. И что удивительно, эту свою неспособность к раскрытию исторических закономерностей тектоника плит обращает в свое преимущество, утверждая, что таких закономерностей вообще нет и что история земной коры состоит из некоей череды случайных процессов, из случайной смены «геодинамических обстановок». Задача — открывать естественно-исторические законы природы перед исследователем вообще не ставится [20].

Причина этих качеств тектоники плит в том, что она возникла при изучении неизвестного ранее объекта — океанического дна, строение которого не похоже на строение континентов; изучении, в котором геофизические и геоморфологические методы решительно преобладали над геологическими и которое велось в значительной степени специалистами не с геологической, а с физической и математической подготовкой.

Но когда тектоника плит вышла за пределы океанов и двинулась на завоевание континентов, проявилась ее неспособность воспринять совершенно иной

материал. Она стала переиначивать строение континентов, стремясь приспособить его к тому, что наблюдается в океанах. Главный грех тектоники плит при этом состоял в том, что она признала континенты второстепенными структурами, подчиненными процессам в океанах. Само формирование древней, столь разнообразной по своему составу, континентальной коры было поставлено в зависимость от преобразований крайне однообразной по составу океанической литосферы.

Образование складчатых зон связывается с воздействием океанической литосферы на континентальную. Те же складчатые зоны, которые расположены внутри континента, считаются результатом раскалывания континентальной коры, раздвижения ее блоков (когда между ними временно образуется океаническая кора) и последующего схождения блоков, из «коллизии». Вся история континентов стала состоять из чередования растяжений и «скупиваний», раскалывания и «коллизий», являющихся отголосками процессов, развивающихся на широких пространствах океанов.

Таким образом, континентальная кора с ее разнообразным составом и чрезвычайно разнородной структурой, со складчатостью, с метаморфизмом, с историей, насчитывающей почти 4 млрд. лет, толкуется на основе наблюдений над объектом несравнимо более однообразным и по составу, и по структуре, лишенным складчатости и всех градаций метаморфических явлений, геологическая документированная история которого в 20 раз короче континентальной!

Коренные изменения в методологии и представлениях, которые произошли с появлением тектоники плит, нарушили преемственность в развитии тектоники. И по существу, и даже в терминологии.

Терминология классической геологии была результатом длительного изучения геологических явлений и эволюционировала по мере того, как знание и понимание этих явлений совершенствовалось. Тектоника плит ознаменовала начало новой эры в науках о Земле введением новых терминов, новой фразеологии. Появились такие термины, как спрединг, субдукция, обдукция, преддуговое и задуговое море, аккреционная призма и т.п. Не обязательно эти новые термины отражали новые, ранее не известные явления, для которых в классической геологии не было своих терминов. Такие старые термины, как раздвиг, поддвиг, надвиг, вполне соответствуют первым трем из перечисленных новым терминам. Но как бы то ни было новые термины были внедрены и результатом было то, что исследователи разных поколений, сменившихся на рубеже научно-технической революции, перестали понимать друг друга. Новым было и то, что языку, словесной форме стали придавать непривычно важное значение. Классическая геология в этом отношении была много либеральнее и допускала значительные различия в терминологии, употребляемой отдельными специалистами, что оправдывалось сложностью геологических процессов, к которым можно подходить с разных сторон.

Отметим также крайнюю агрессивность концепции тектоники плит, ее категоричность, уверенность в своей непогрешимости, нетерпимость к инакомыслию.

ТЕКТОНИКА ПЛИТ И РЕАЛЬНАЯ ЗЕМЛЯ

Содержание концепции тектоники плит, во всяком случае в изначальной форме, достаточно известно, чтобы была необходимость здесь его излагать. Вспомним, однако, что уже в этом своем классическом виде тектоника плит вошла в противоречие с некоторыми основными фактами и эти противоречия до сих пор остались не разрешенными.

Отсутствие сплошной астеносферы делает непонятным механизм движения плит. То, что средний тепловой поток в океанах, где отсутствует сиалическая кора, приблизительно равен среднему тепловому потоку на континентах, ука-

зывает на коренные геохимические различия между океанической и континентальной верхней мантией, различия, которые должны распространяться на сотни километров вглубь. Если литосфера движется относительно мантии, то наблюдаемое равенство тепловых потоков может явиться только результатом случая. Эти соображения перекликаются с данными сейсмической томографии, которая с очевидностью показала наличие «корней» под континентами, опускающихся в мантию не менее чем на 400 км и отличающихся по вещественному составу от разделяющей их океанической мантии.

Загадочным является раскрытие Атлантического океана, поскольку оно должно где-то быть компенсировано, а геологических признаков такой компенсации нигде нет. Компенсация должна была бы осуществиться где-то между Евразией и Северной Америкой, на противоположной стороне земного шара. Но Чукотка и Аляска образуют единый континентальный массив и нигде, ни на Северо-Востоке СССР, ни на Северо-Западе Америки, нет таких структур, где в течение мезозоя и кайнозоя могло бы быть поглощено 5000 км коры в компенсацию образовавшейся новой коре в Атлантике.

Это наиболее крупные противоречия между концепцией и основными фактами. Главные беды, однако, возникают при попытках с позиций тектоники плит трактовать строение и развитие отдельных регионов в масштабе конкретной складчатой зоны, конкретного участка континента. Тут неизбежно приходится дробить крупные, основные плиты на мелкие, создавать своеобразный «глыбоход», да еще наделять отдельные глыбы самостоятельными движениями, направление и скорость которых может произвольно меняться. Возникают и прекращаются, меняют места своего действия, свою направленность и скорость местные явления спрединга, субдукции и обдукции. Наклон поверхности субдукции может быть то таким, то другим. Субдукция может сменяться обдукцией и наоборот.

Весь этот арсенал предполагаемых явлений можно увидеть на примере Альпийско-Гималайской системы (например, [4,6,8]). В соответствии с тектоникой плит она, начиная с раннемезозойского времени, «развивалась путем многочисленных столкновений, собравших вместе все микроконтиненты и островные дуги, разбросанные по Тетис-Индийскому океану» [4, с. 218].

А вот как представляется образование таких складчатых зон, как Урал: «Горные пояса, лежащие сейчас внутри континентов, такие, как Урал, возникли, вероятно, в результате сложных комбинаций весьма разнообразных по возрасту поясов кордильерского типа, микроконтинентов и вулканических дуг, которые оказались совмещенными при закрытии основного океанического бассейна» [4, с. 218].

Чрезвычайно сложны и противоречивы предполагаемые перемещения микроконтинентов, раскрытие и закрытие бассейнов между ними в районе Средиземного моря [21].

Что является общим для всех подобных «реконструкций», так это полное отсутствие каких-либо закономерностей, каких-либо связей между предыдущим и последующим. Каждый эпизод существует сам по себе, а их совокупность образует беспорядочное нагромождение не связанных одно с другим событий. Естественно, что говорить в этих условиях о каких-либо общих причинах явлений невозможно.

Своего апогея эта тенденция к дроблению плит и к разнородности их движений достигла с возникновением представления о «террейнах» [15, 16].

Давным-давно классической геологией было установлено, что геосинклиналь разделяется на зоны, имеющие разное строение и разную историю. Эти зоны именовались интрагеосинклиналями и интрагеоантиклиналями, синклиниями и антиклиниями, геосинклинальными прогибами и геоантиклиналями. Они различаются формационным составом осадков, их мощностью, характером и временем магматизма, характером метаморфизма и дислокаций. Во многих случаях были установлены постепенные переходы от одной такой зоны к дру-

гой, хотя переходы эти могут быть очень быстрыми, происходит на близких расстояниях.

Встретившись с таким разнородным строением складчатых зон, последователи тектоники плит сочли (опираясь главным образом на палеомагнитные измерения, о которых см. ниже), что зоны разного устройства должны были образоваться обязательно далеко одна от другой и лишь впоследствии они сомкнулись. Так что, скажем, геосинклиналь не могла образоваться внутри данной геосинклинали, а была заготовлена где-то далеко. Островная дуга не образуется на месте в результате тектонических и магматических процессов, а прибывает к месту своего нахождения в готовом виде из далекого питомника...

Эта идея была воспринята, как и вся тектоника плит, «с хода», и вот уже целые стада террейнов поплыли через моря и океаны к местам своего назначения. Некоторые из них, оторвавшись от Антарктиды, пересекли весь Тихий океан и пришвартовались к берегам Канады...

И, по-видимому, никому как-то не пришло в голову, что предполагаемые террейны — это не листики бумаги, передвигаемые по карте или глобусу, а трехмерные твердые тела, которые должны прокладывать себе путь сквозь твердые же литосферу и верхнюю мантию. Причем у каждого террейна своя траектория, нередко пересекающая пути перемещения основных крупных плит.

Таким образом, если окинуть взором эволюцию идей в тектонике плит, то картина предстает довольно странной. Начав с упорядоченной и закономерной глобальной системы движения крупных плит, концепция пришла к утверждению хаотического движения многих-многих мелких плит и микроконтинентов.

Пока остановимся на этом и сделаем несколько замечаний по поводу одного метода, на который широко опирается тектоника плит. Можно даже сказать, что это единственный независимый метод, в котором тектоника плит находит свою опору. Большая часть предполагаемых перемещений плит разного размера обосновывается исключительно этим методом.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ КАК ОСНОВНОЙ МЕТОД В ТЕКТНИКЕ ПЛИТ

Явление остаточного намагничивания дает редкую возможность восстановить древнее геофизическое поле. Других таких возможностей в геофизических методах нет. Однако что касается геологической интерпретации палеомагнитных замеров, то по этому поводу можно высказать ряд серьезных замечаний.

Во многих случаях образцы для измерений берутся среди пород деформированных. Как восстанавливается первичное положение образца? Конкретно в публикациях об этом ничего не говорится, как будто здесь нет никакой проблемы. Между тем если приведение образца к исходному положению состоит просто в том, что из наклонного залегания он повертывается в горизонтальное, то достаточно ли этого — об этом можно спорить. При тектонических деформациях слои не только наклоняются, но и скручиваются вокруг вертикальной оси. Освобождаемся ли мы от ошибок, вызванных этим явлением, путем усреднения многих замеров на некоторой площади, нельзя сказать без проведения специальных структурных исследований.

Ни в одной статье, посвященной палеомагнитным измерениям, нельзя найти указания на то, что была принята во внимание анизотропия породы. И осадочные, и эффузивные породы, из которых собираются образцы, как правило, анизотропны, в связи с упорядоченным положением зерен и со слоистостью. Но анизотропия должна неминуемо оказывать влияние на ориентировку минералов, являющихся палеомагнитными векторами. Например, должна существовать тенденция к выполаживанию этих векторов относительно слоистости. В еще большей мере этот эффект следует ожидать, если слой подвергся раздавливанию, что опять же обычно в деформированных зонах. Исследовано ли это явление? Кажется, что нет. Между тем нетрудно сообразить, что если произошло выполаживание палеомагнитных векторов по указанным причинам, то это при-

ведет к кажущемуся эффекту перемещения данного массива пород по меридиану в северном направлении. Если мы обратимся к мобилистским реконструкциям, основанным на палеомагнитных данных, то увидим, что, действительно, очень многие блоки земной коры как будто смещаются на север.

Любые внутрислойные деформации могут влиять на ориентировку магнитных минералов. Она может быть нарушена и под влиянием циркуляции воды, растворения и переотложения частиц, их перекристаллизации. Не должна ли вся эта проблема быть подвергнута специальному изучению?

Далее — статистическая обработка палеомагнитных замеров. Утверждается (и это правильно), что нельзя основываться на единичных замерах. Что образцы на некоторой площади и в пределах некоторой части разреза должны подвергнуться статистической обработке, чтобы можно было исключить влияние кратковременных магнитных вариаций. Есть, однако, основания опасаться, что в эту процедуру вносится много субъективного. Разбросы между отдельными замерами, даже для очень близко расположенных точек сбора образцов, иногда очень велики. По сравнению с этими разбросами расхождение, например, в положении палеомагнитных полюсов, считающееся доказательством дрейфа континентов, является вполне соизмеримой величиной. Какие из этих разбросов случайны, а какие имеют самостоятельное значение? Это остается неясным, поскольку отсутствует исчерпывающее изучение конкретных причин разброса. М. Л. Баженов, изучавший эту проблему, пришел к выводу, что есть причины, которые могут привести к изменению магнитного наклона в осадочных породах на 25° . Он указывает, что более или менее легко определяются различия в 20° , но что значительно труднее добиться точности в 10° , и эта величина и является практически пределом достижимости. Но этот предел соответствует смещению по меридиану на 1600 км [1].

Считается, что некоторая группа замеров может быть достаточно представительной для той или иной территории. Как определяется эта территория? Можно ли, например, свести измерения, проводимые в разных точках Восточно-Европейской платформы, к палеомагнитным параметрам для всей платформы? Или, может быть, для всего континента? Или же они будут относиться только к отдельным блокам той же платформы?

Остается также неясным, в какой мере на интерпретацию палеомагнитных данных влияют теоретические представления о происхождении земного магнитного поля. Сейчас последнее связывают с «самовозбуждающимся динамо», действующим в ядре Земли. Два положения, вытекающих из этой теории, представляют наибольший интерес. Во-первых, то, что благодаря так называемому западному дрейфу магнитного поля происходит быстрое «стирание» крупных магнитных аномалий. Во-вторых, согласно этой теории, работа магнитного динамо тесно связана с вращением планеты. Бесспорно ли первое положение? Если оно не бесспорно, то это означало бы возможность существования в прошлом более сложного геомагнитного поля, нежели современное биполярное, и это коренным образом повлияло бы на всю геологическую интерпретацию. Второе положение уже вошло в противоречие с ориентацией магнитной оси по отношению к оси вращения на планете Уран: там эти две оси расположены под углом 60° одна к другой.

На целый ряд неопределенностей в геологическом истолковании палеомагнитных данных указывает крупнейший специалист в этой области А. Н. Храмов. И едва ли помогает рассеять сомнения его замечание, что фиксизм, к которому следовало бы склониться, если придавать этим неопределенностям серьезное значение, неприемлем, поскольку «... он создает трудности для теории геомагнитного поля» [7].

Наименьшее, что можно сказать по этому поводу, это то, что современная теория происхождения магнитного поля Земли представляет собой гипотезу, которая должна обсуждаться и которая может вполне подвергнуться в будущем и изменениям, и опровержению.

Отметим также, что современная трактовка океанических полосовых аномалий как результата многократных инверсий поля не является единственной. Она входит в противоречие с обнаруженной сменой магнитных параметров от слоя к слою при прохождении скважиной базальтового фундамента океанического дна. Полосовые магнитные аномалии могут отражать колебания интенсивности остаточного поля, быть связанными с породами, заполняющими разломы, или, попросту, с рельефом дна [3].

Вспомним также, что палеомагнитный метод может указывать на возможное перемещение блоков коры по меридиану, тогда как о перемещениях по широте он ничего сказать не может, и тут открываются возможности для произвольных манипуляций.

Общий вывод из сказанного тот, что при современном его состоянии не следует преувеличивать возможности палеомагнитного метода. Этот метод находится в стадии разработки. Неспроста соответствующая литература заполнена сообщениями о постоянных пересмотрах установленных ранее региональных палеомагнитных параметров. Необходимо соблюдать большую осторожность при геологической интерпретации последних. Во всяком случае нельзя ставить этот метод выше структурных геологических методов.

Действительно, хорошо известны случаи, когда палеомагнитная интерпретация приводит к результатам, решительно противоречащим геологии.

Например, такие реконструкции предполагают, что в конце палеозоя и в мезозое в центре и на востоке Азии существовал океан огромной ширины, разделяющий Гондвану и Евразию. По геологическим данным, такого океана здесь в это время заведомо не было [9]. Геология указывает на то, что Чукотка и Аляска с древних геологических времен представляют собой единый структурный блок континентальной коры. А на палеомагнитных реконструкциях эти два полуострова оказываются до недавнего времени разделенными океаническим пространством [5 — палинспастическая карта для средней юры и др.]. Предполагаемые по палеомагнитным данным относительные перемещения Африки и Европы приводят к разрыву в мезозое и кайнозое связей между этими континентами через районы Гибралтара и Сицилии, хотя геологически такая связь несомненна (см. рисунки в [21]). Несмотря на многочисленные геологические свидетельства того, что Индостан всегда находился вблизи Евразии, упорно повторяется основанная на палеомагнетизме версия о перемещении этого полуострова в течение мела и палеогена с юга на север на несколько тысяч километров [10—12, 17—19]. Приведем и один весьма характерный частный пример. По палеомагнитным данным, перемещение по сдвигу Грейт-Глен в Шотландии достигает амплитуды 2000 км. Геологические же исследования уменьшили эту цифру до нескольких десятков километров [14].

Для того чтобы степень доверия, которую мы можем питать к процедуре геологической интерпретации палеомагнитных данных, была достаточной, чрезвычайно важно, чтобы было проведено объективное всестороннее рассмотрение всех неясных сторон этого метода.

Сейчас большая свобода интерпретации палеомагнитных данных создает условия, когда такая интерпретация очень легко может быть согласована с пожеланиями тектоники плит и, таким образом, построения последней получают как будто независимое подтверждение. А палеомагнетизм, в свою очередь, приобретает дополнительное обоснование именно тем, что он удовлетворяет требованиям тектоники плит.

В ЧЕМ ЖЕ ПРИВЛЕКАТЕЛЬНОСТЬ ТЕКТОНИКИ ПЛИТ?

Так чем же все-таки объясняется такое массовое увлечение тектоникой плит? Ведь те критические соображения, которые приведены выше, выражались неоднократно и раньше. Многие из них, как будто, очевидны. Почему же они не производят должного впечатления?

Вспомним, на чем терпели неудачу предыдущие геотектонические гипотезы. На причинах и механизме тектонических процессов. Ни всеобщее сжатие Земли, ни всеобщее ее расширение, ни ее пульсация не оказались способными объяснить все особенности тектонических деформаций. **Тектоника плит разрешила эту проблему очень просто: она вовсе сняла ее с обсуждения.** Для тектоники плит проблемы причин и механизма тектонических процессов просто не существует. Когда-то, вначале, была попытка связать движения плит с подкоровыми течениями. Но по мере того, как плиты дробились, система течений усложнялась и с появлением мелких плит, микроконтинентов и, наконец, террейнов, имеющих собственные движения, меняющихся во времени и пространстве, эта система превратилась в неразбериху, явно не пригодную для какого-либо физического осмысления. Поэтому претензии на причинное объяснение всего «глыбохода» были оставлены, и концепция замкнулась в чистой кинематике. При этом все преграды были сняты. Возможны любые движения и вращения плит любого размера, лишь бы это были горизонтальные движения. В любом месте, в любое время могут возникнуть и вновь исчезать зоны спрединга, субдукции и обдукции. Исходя из предполагаемых геодинамических обстановок, установленных, как указывалось, крайне упрощенным способом, исследователь сам определяет надлежащий размер плит, их форму, направление и время их перемещений и вращений. И вместе с тем он полностью освобожден от забот о том, почему и как образовались эти плиты, почему происходят их перемещения.

Такие условия полного произвола со стороны исследователя, когда он никак не ограничен степенью вероятности того или иного механизма, создают, конечно, идеальные условия для «объяснения» любой структурной обстановки. Эта возможность и является привлекательной стороной тектоники плит. Она гипнотизирует, создает чувство удовлетворенности окончательностью суждений. Научное творчество из вечного поиска, постоянных сомнений превращается в спокойную, упрощенную маркировку явлений по стандартным правилам. От такого умственного комфорта отказаться, конечно, трудно.

Немалую роль, способствующую распространению этой концепции, сыграло то, что науки о Земле в наше время стали в значительной мере коллективным делом. Например, геофизические исследования в океанах ведутся большими группами специалистов. Индивидуализм, множественность взглядов в таких группах противопоказаны. Для успеха нужна монолитность. Надо объединиться вокруг одной избранной концепции, такой, чтобы все в группе могли легко общаться между собой. Для этой цели тектоника плит с ее схематизмом и категоричностью идеально подходит. Возникает явление группового авторитета, не подчиниться которому означает выпасть из коллектива, противопоставить себя коллегам. На такой индивидуализм редко кто способен.

Нравственные утраты в связи с распространением концепции тектоники плит, со всеми ее качествами, велики. Особенно для молодых поколений исследователей. Безапелляционность, уверенность в непогрешимости, легкость, с которой решаются сложные научные задачи, для чего вовсе не требуется всесторонне изучать природу явлений, пренебрежение к предыдущей истории науки — это совсем не то, что нужно для воспитания молодых ученых, и совсем не то, что нужно для прогресса науки.

Научная концепция развивается до тех пор, пока она способна допускать свою проверку и, более того, свое опровержение. Продвижение в науке основывается не на повторении безапелляционных утверждений, а на опровержении ранее высказанных мыслей.

Конечно, аналогичным грехом в той или иной мере страдают и другие научные концепции. Но другие концепции обычно бывают открыты для критики, если не изнутри, то извне, со стороны потребителей. Тектоника плит, ставшая официальным символом веры в тектонике, подчинив себе весь геологический истеблишмент, особенно в англоязычных странах, включая научную печать, изолировала себя от внешней критики. Она создала обстановку, в кото-

рой появление еретически мыслящего исследователя чрезвычайно затруднено. Между тем только еретики создают прорывы в застоявшихся догмах и выводят науку на новые уровни.

ЧТО ДАЛЬШЕ?

Автор полагает, что, стремясь к обобщениям в науках о Земле, надо отдавать себе отчет в полной невозможности сформулировать сейчас обоснованную причинно-следственную теорию развития Земли и даже отдельно земной коры. Наши реальные знания для этого ничтожно малы. Что же говорить, если одна скважина, заложенная на кристаллическом щите и достигшая 12-километровой глубины, во многом перевернула наши представления о составе и строении даже верхних слоев континентальной коры!

Возможно, однако, построение частных гипотетических моделей, сочетание которых после многочисленных проверок и изменений может служить началом длинного пути к построению обобщающей теории.

Но что является первейшей необходимостью, это изыскание эмпирических закономерностей, управляющих геологическими, геофизическими и геохимическими процессами в их различных комбинациях. Тех эмпирических закономерностей, о которых В. И. Вернадский сказал: «... в истории естествознания и связанных с ним наук реально имеют наибольшее значение ... не научные гипотезы и научные теории — как их обычно выдвигают на первое место обзоры истории науки... На первое место выступают эмпирические обобщения, часто неправильно отождествляемые с научными гипотезами» [2, с. 217—218].

Естественно, что изыскание эмпирических закономерностей основывается на том убеждении, что природа развивается закономерно, что в ее развитии последующее всегда вытекает из предыдущего. Естествознание всегда ставило перед собой задачу выявления законов природы и, как известно, немало преуспело на этом пути. Мы убеждены в том, что и земная кора как природный объект развивается закономерно. Впрочем, это и было уже в определенной мере выявлено, например, геосинклинальной теорией. Сформулированные ею последовательность и сочетание тектонических, магматических и метаморфических процессов испытали проверку геологической практикой на множестве примеров.

То, что тектоника плит отрицает наличие закономерностей в развитии литосферы, — это жест отчаяния и стремление переложить вину с концепции на ни в чем не повинную Землю.

Классическая континентальная геология начала поиски эмпирических закономерностей. Эти поиски могут быть продолжены. Сейчас они могут быть значительно расширены и углублены, поскольку в нашем распоряжении оказался новый богатейший геофизический и геохимический материал. Взаимоотношения геологических эндогенных процессов: тектонических, магматических и метаморфических — могут быть сопоставлены с данными о составе и глубинном строении земной коры, а также и верхней мантии. Вырисовывается интереснейшая задача классификации «эндогенных режимов», в которых поверхностные геологические процессы определенным образом сочетаются с глубинными. Отсюда можно перейти к проблеме происхождения эндогенных процессов, к тому, с какими изменениями в нижней коре и верхней мантии связана эволюция эндогенных процессов в ходе геологической истории.

Подчеркнем, что такие сопоставления должны основываться прежде всего на строении континентов не только потому, что здесь уже найдены некоторые закономерности, но и потому, что на континентах происходят наиболее разнообразные процессы и их история может быть прослежена в течение нескольких миллиардов лет.

Проблема океанической коры очень сложна. Трактовка ее, предлагаемая тектоникой плит, слишком примитивна и противоречива. Почему возраст коры во всех океанах одинаков, хотя Атлантический и Индийский океаны образова-

лись путем «раскрытия» между раздвигающимися континентами, а Тихий океан существовал изначально?

К этой проблеме, как нам кажется, следует двигаться постепенно через изучение таких «тафrogenных» впадин на утоненной континентальной коре, как, например, Прикаспийская или Паннонская, к изучению внутренних и окраинных морей, в пределах которых континентальная кора по мере углубления бассейна становится все тоньше, и, наконец, сменяется океанической. Сочетание в таких районах историко-геологических исследований с геофизическими и геохимическими должно пролить новый свет на взаимоотношение континентальной и океанической коры.

Все это должно основываться на добротном фактическом материале, собранном объективно, без оглядки на какую-либо гипотетическую концепцию.

Только так можно постепенно приблизиться к построению глобальной теории земных недр. Однако много поколений исследователей сменится прежде, чем такая теория будет создана.

Список литературы

1. Баженов М. Л. Анализ разрешающей способности палеомагнитного метода при решении тектонических задач // Геотектоника. 1988. № 3. С. 14—25.
2. Вернадский В. И. Философские мысли натуралиста. М.: Наука, 1988. 520 с.
3. Гордин В. М., Михайлов В. О., Требина Е. С. Методика и результаты интерпретации магнитных аномалий в центральной части Южной Атлантики // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1987. № 7. С. 69—83.
4. Дьюи Дж., Берд Дж. Горные пояса и новая глобальная тектоника // Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С. 191—219. (Об Урале — с. 218).
5. Ронов А. Б., Хаин В. Е., Сеславинский К. Б. Атлас литолого-палеогеографических карт Мира. Мезозой и кайнозой континентов и океанов. Л.: Наука, 1989.
6. Сборщиков И. М. Тектоническая эволюция восточной части океана Тетис. М.: Наука, 1988. 205 с.
7. Храмов А. Н. Современное состояние проблемы дрейфа материков по палеомагнитным данным // Проблемы строения земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1970. С. 83—89.
8. Шиао Шучанг, Гао Янлин. Тектоническая эволюция Тетис-Гималаев в Китае // 27-й Междунар. геол. конгресс. Доклады. Т. 5. Тектоника Азии. М.: Наука, 1984. С. 150—158.
9. Штёклин Й. Орогенез и эволюция Тетиса на Среднем Востоке: оценка современных представлений // 27-й Междунар. геол. конгресс. Доклады. Т. 5. Тектоника Азии. М.: Наука, 1984. С. 53—69.
10. Ahmad F. Late Paleozoic to Early Mesozoic Paleogeography of the Tethys Region // Expanding Earth Symposium / Ed. S. W. Carey. Sydney: University, 1981. P. 131—145.
11. Ahmad F. Indus-Tsangpo suture: fact or fiction? Intern. Symp. on Shallow Tethys, 2/Ed. K. G. McKenzie. Rotterdam, Boston, 1987. P. 113—125.
12. Chatterjee S., Hotton N. III. The paleoposition of India // J. Southeast Asian Earth Sciences. 1986. V. № 3. P. 145—189.
13. Coney P. J. The geotectonic cycle and New Global tectonics // Bull. Geol. Soc. Amer. 1970. V. 83. N 3. P. 739—748.
14. Hall J. Geophysical lineament and deep continental structure // Phil. Trans. Roy. Soc. London. 1986. A-317. P. 33—44.
15. Howell D. G., Jones D. L., Sherme E. R. Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific Region / Ed. D. G. Howell. Houston, 1985. 234 p.
16. Monger J. W. H. Cordilleran tectonics: a Canadian perspective // Bull. Soc. Geol. France. 1984. 7 serie. T. XXVI. N 2. P. 225—278.
17. Qureshy M. N., Warse W. E. K. Some inferences from gravity data on the tectonics of the Himalaya // Himalayan Geology Seminar. New Delhi, 1976. Sec. IIB. Geol. Survey of India. Miscell. Publ. 1981. N 41. Pt IV. P. 211—225.
18. Saxena M. N. Origin of Himalaya and some concepts in geotectonics // Himalayan Geology Seminar. New Delhi. 1976. Sec. IIA. Geol. Survey of India. Miscell. Publ. 1982. N 41. Pt III. P. 414—449.
19. Saxena M. N., Gupta V. J., Meyerhoff A. A., Archbold N. W. Tectonic and spatial relations between India and Asia since Proterozoic time // Contrib. to Himalayan Geology / Eds V. J. Gupta et al. Roorkee, 1985. V. 3. P. 187—207.
20. Sengör A. M. C. Educared Suess relations to the pre-1950 schools of thought in global tectonics // Geol. Rundschau. 1982. Bd 71. H. 2. S. 381—420.
21. Smith A. G., Woodcock N. H. Tectonic synthesis of the Alpine Mediterranean region; a review // Alpine-Mediterranean Geodynamics / Eds H. Berckhemer, K. Hsu. Geodynamics Series. Wash.: AGU. 1982. V. 7. P. 15—38.

УДК 551.243

©, 1991

ПОПКОВ В. И.**ВНУТРИПЛИТНЫЕ СТРУКТУРЫ БОКОВОГО СЖАТИЯ**

Приводится обзор внутриплитных деформаций, образовавшихся под воздействием сил бокового сжатия. Данного типа структуры известны практически на всех молодых и древних платформах, а также на океанских плитах. Их анализ свидетельствует о том, что платформы периодически подвергаются тангенциальному стрессу, приводящему к возникновению в их чехле складчато-надвиговых дислокаций. Морфология последних в целом аналогична структурам горизонтального сжатия складчатых областей, что говорит о близком механизме формирования.

В ряду первоочередных фундаментальных проблем на современном этапе развития теоретической геологии одно из ведущих мест принадлежит вопросам внутриплитной тектоники, уступающим по своему значению, как это отмечает В. Е. Хаин, «... разве только проблеме механизма перемещения плит» [39, с. 7]. В отличие от межплитных складчатых сооружений, где крупные шарьяжи и надвиги наглядно иллюстрируют ведущую роль горизонтального сжатия в формировании их структуры, происхождение внутриплитных дислокаций, как и много лет назад, в большинстве случаев связывается с прогрессирующим неравномерным опусканием блоков фундамента, действующих как своеобразные штампы на осадочный чехол, деформируя его. Однако в последние годы появляется все больше доказательств существования не только в фундаменте, но и в осадочном чехле литосферных плит дислокаций, образовавшихся под воздействием сил бокового сжатия. В данной статье предпринята попытка обобщения материалов по данному типу структур, обнаруженных как в пределах разновозрастных платформ, так и океанских плит.

КРАЕВЫЕ ПРОГИБЫ

Краевые прогибы, располагающиеся на стыке платформ и складчатых областей, наиболее ярко иллюстрируют воздействие на выполняющий их осадочный чехол сил горизонтального сжатия, направленных со стороны орогенов. Структурные особенности краевых прогибов обстоятельно рассмотрены в работе Ю. В. Казанцева [9]. Несмотря на их различный возраст, они имеют некоторые общие закономерности строения, главнейшими из которых являются следующие.

Краевые прогибы характеризуются четко выраженной асимметрией: приплатформенный борт широкий и пологий, прискладчатый — короткий и крутой, перекрытый в той или иной степени покровно-надвиговыми сооружениями сопряженной с ним складчатой области. Разрывные нарушения надвигового типа и сопровождающие их фронтальные антиклинали являются главными структурами, определяющими стиль тектоники прогибов. Надвиги имеют выполаживающиеся с глубиной поверхности сместителей. Их формирование происходило длительно и носило унаследованный характер. При этом интенсивность тектонических дислокаций нарастает по мере приближения к складчатым сооружениям, что отражается в частоте и амплитуде надвигов и контролируемых ими антиклинальных складок.

Соотношение разрывных и складчатых дислокаций в краевых прогибах достаточно убедительно указывает на их генетическую взаимосвязь, в которой



Рис. 1. Сейсмический (а) и сейсмогеологический (б) разрезы, иллюстрирующие надвиговую природу антиклинальных зон Восточного Мангышлака

1 — отражающие горизонты в подошве: II — сенона — турона, III — мела, V₁ — юры, V₃ — среднего триаса, VI — в кровле доверхнепермских пород; 2 — отражающие площадки; 3 — надвиги; 4 — зоны интенсивной дислоцированности пермско-триасовых отложений; 5 — скважины. Здесь и на других сейсмогеологических разрезах соотношение вертикального и горизонтального масштабов 1 : 1

надвиги выступают как первичные, а складки — производные, подчиненные им структурные формы [9]. Формирование как общей структуры краевых прогибов, так и отдельных складчато-надвиговых дислокаций находится в прямой зависимости от тектонических процессов, происходящих в соседней складчатой области [9, 29].

МОЛОДЫЕ ПЛАТФОРМЫ

Складчато-надвиговые дислокации обнаружены к настоящему времени в пределах всех без исключения молодых платформ. Особенно показательны з этом отношении материалы по западу **Туранской плиты**, где установлены не только отдельные структуры, но и целые области, имеющие сложное чешуйчато-надвиговое строение. Так, достоверно доказано широкое развитие надвигов в пределах Центрального Мангышлака, Восточно-Мангышлакских дислокаций, Бузачинского свода и Южно-Бузачинского прогиба, Северо-Устюртской синеклизы, Центрально-Устюртского выступа, северного борта Южно-Мангышлакского прогиба, где они определяют общий стиль тектоники доюрского (доплитного) осадочного комплекса, а также перекрывающего мезозойско-кайнозойского ортоплатформенного чехла. Описанию дислокаций данного типа посвящены специальные работы автора [22—26 и др.], в связи с чем ниже дается обобщенная их характеристика.

Восточный Мангышлак. В платформенном чехле данного района выделяется ряд протяженных принадлежков асимметричных антиклинальных зон, в ядерных частях которых обнажены отложения от мелового до позднепермского возраста включительно. Во всех известных выходах доюрские отложения образуют моноклинали, погружающиеся к югу—юго-западу под углами 40—60° (иногда более) и периклинально облекаемые юрско-меловыми отложениями. Вне лобовых частей тектонических пластин пермо-триас дислоцирован слабо (рис. 1).

Наиболее крупным структурным элементом является Тумгачинский вал, простирающийся в северо-западном направлении на расстоянии около 180 км. Геологосъемочными работами развитие надвигов доказано в пределах Белясенской брахантиклинали, расположенной в пределах его юго-восточного окончания, где установлено надвижение отложений среднего триаса на альбские. Амплитуда вертикального смещения 400 м. Надвиговая природа Тумгачин-

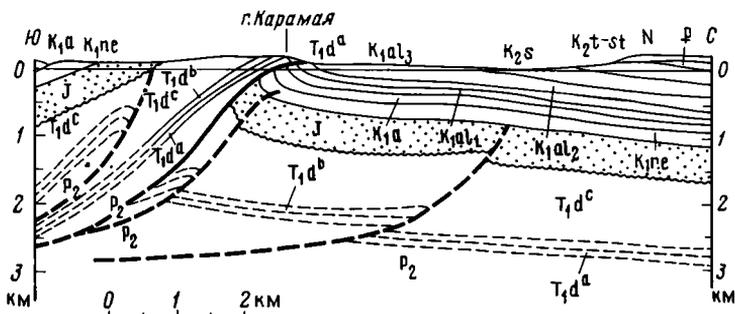


Рис. 2. Геологический разрез через Караманскую антиклиналь, Восточный Мангышлак
Условные обозначения см. на рис. 1

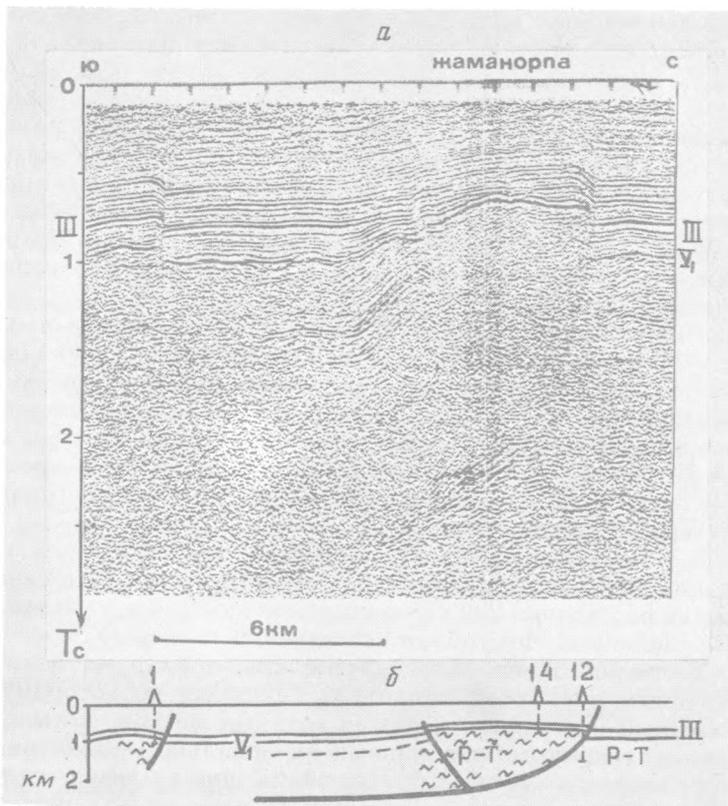


Рис. 3. Сейсмический (а) и сейсмогеологический (б) разрезы, иллюстрирующие надвиговую природу антиклинальных зон п-ова Бузачи
Условные обозначения см. на рис. 1

ского разлома подтверждается сейсморазведкой, фиксирующей наклонное падение поверхности надвига к юго-западу под углами около 25—30°. В доюрской части разреза в зоне Тумгачинского вала не зарегистрировано регулярных отражений, что связано с большими углами наклона пермско-триасовых отложений в этом районе.

Другой яркий пример взаимосвязи надвигов и платформенных антиклиналей — Караманская структура (рис. 2). Здесь в обнажениях видно моно-

клинальное падение в южном направлении отложений нижнего триаса под углами 50—60°; на севере они формируют небольшую принадвиговую антиклиналь, в своде которой обнажены верхнепермские образования. На коротком приразломном крыле доюрские отложения имеют северо-восточное падение под углами 70—80°. Углы наклона на южном крыле достигают 35° для юрских и 20° — для меловых пород. Висячем крыле местами сохранились байосские и неокомские отложения, надвинутые вместе с триасом по пологому разрыву на различные горизонты апта и альба. Последние в приразломной зоне имеют запрокинутое залегание и нормальное субгоризонтальное — на расстоянии первых километров от нее. Поверхность надвига в плане имеет форму дуги, выгнутой к северу по направлению движения масс горных пород. Величина перекрытия нижнемеловых отложений триасовыми составляет не менее 700 м. Аналогичное строение имеют и другие поднятия [20].

Полуостров Бузачи. В платформенном чехле полуострова выделяется несколько субширотных антиклинальных зон, примыкающих с юга к надвигам. В южном направлении, в сторону Южно-Бузачинского прогиба, наблюдается ступенчатое погружение приразломных поднятий [22]. Однако гребень каждой последующей южной зоны является взброшенным относительно южного крыла более северной с амплитудой смещения по подошве юрских отложений до 300 м. Углы падения надвигов в платформенном комплексе составляют 45—70°, но с глубиной происходит выполаживание их поверхности с переходом в субгоризонтальные срывы (рис. 3). Максимальная дислоцированность перм-триаса отмечается в лобовых частях тектонических пластин, отвечающих в плане платформенным антиклиналям. Здесь, как и на поднятиях Восточного Мангышлака, отсутствуют какие-либо регулярные сейсмические отражения, в то время как в межгребневых зонах наблюдаются непротяженные сравнительно пологие отражающие площадки. Поверхности надвигов пересечены в ряде случаев скважинами.

Принадвиговую природу имеет и располагающаяся на стыке Туранской платформы и Прикаспийской синеклизы Каламкасская антиклинальная зона. Падение поверхности надвига, как и в более южных зонах, южное. Морфология складчато-надвиговых дислокаций п-ова Бузачи свидетельствует о транспорте масс в северном направлении. Учитывая, что по данным высокоточной аэромагнитной съемки граница разновозрастных платформ проходит практически под Каламкасской антиклинальной зоной [27], можно говорить о надвиговом характере их сочленения.

Северный Устюрт. Крупнейшей принадвиговой структурой является Кырынско-Токубайский платформенный вал, простирающийся в северо-западном направлении на расстоянии 200 км при ширине 15—20 км и отделяющий Южно-Бузачинский линейный прогиб от собственно Северо-Устюртской системы прогибов. Северо-восточное более крутое крыло вала на всем протяжении оборвано крупным разрывом, амплитуда смещения по которому по подошве юрских отложений измеряется первыми сотнями метров. Углы падения слоев нижнего триаса, вскрытого скважинами на локальных поднятиях, осложняющих вал, колеблются от 40 до 65°. Плотность пород близка плотности перм-триаса Горного Мангышлака.

На отдельных участках отчетливо проявляется чешуйчатое строение Кырынско-Токубайского надвига. В лобовых частях тектонических чешуй доюрские породы смяты в асимметричные принадвиговые складки, в сводах которых триасовые образования в значительной степени размыты, и на эрозионную поверхность выведены отложения нижнего триаса (рис. 4). В тыловой части надвига появляются более молодые толщи триаса, степень дислоцированности которых убывает к юго-западу. Перекрывающие юрские отложения залегают с резко выраженным угловым несогласием.

Материалы сейсморазведки и высокоточной аэромагнитной съемки говорят о надвигании доюрских осадочных толщ с юго-запада на одновозрастные

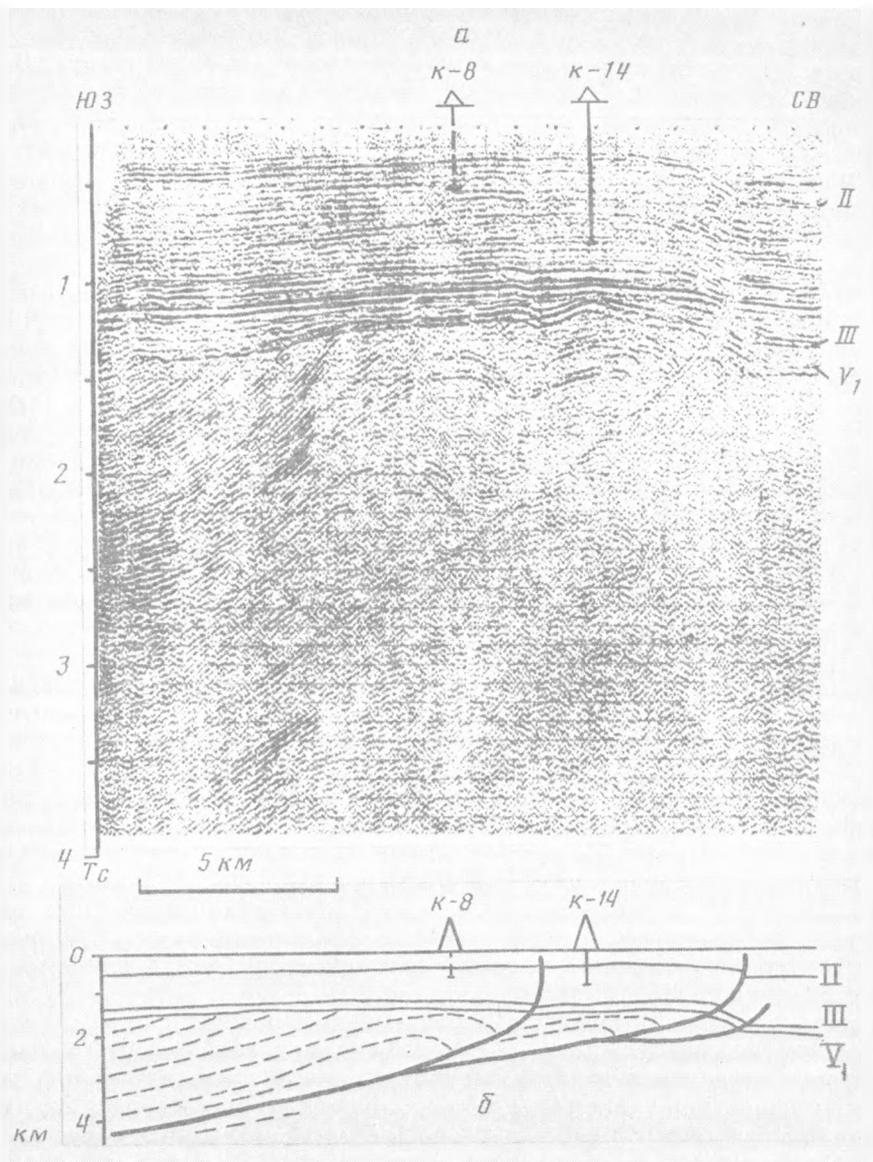


Рис. 4. Сейсмический (а) и сейсмогеологический (б) разрезы, иллюстрирующие надвиговую природу Кырынско-Токубайского вала, Северный Устюрт
Условные обозначения см. на рис. 1

образования Северо-Устюртского массива с амплитудой горизонтального перемещения 15—20 км [26]. Подвижки по Кырынско-Токубайскому надвигу периодически возобновлялись и в более позднее время, но горизонтальная составляющая амплитуды смещения по нему не превышала первых сотен метров.

Южный Мангышлак. В платформенном чехле Жетыбай-Узенской ступени выделяются три крупных антиклинальных зоны субширотного простирания: Узень-Карамандыбасская (протяженность 70 км), Жетыбайская (45 км) и Тенге-Тасбулатская (70 км), а также Актасская (12 км), ориентированная в северо-западном направлении. Входящие в их состав локальные линейные поднятия отличаются более крутым, часто осложненным разрывами,

южным крылом. В плане антиклинальные зоны имеют дугообразную форму, обращенную выпуклой стороной к югу (Актаская — к юго-западу). В доюрском осадочном комплексе указанным антиклиналям отвечают фронтальные части чешуйчато-надвиговых дислокаций, в головных частях которых триасовые отложения интенсивно смяты, в результате чего их внутренняя структура не поддается расшифровке на временных сейсмических разрезах. С внешней стороны через высокоамплитудные надвиги и взбросы, подсеченные в ряде случаев скважинами, дислоцированные породы граничат с блоками, в пределах которых одновозрастные породы имеют пологоволнистое и моноклинальное залегание. В тыловых частях пластин отложения также залегают спокойно, образуя субпараллельные синклинали с более крутыми южными крыльями.

Существование горизонтальных смещений подтверждается корреляцией разрезов, вскрытых на незначительном удалении друг от друга и отличающихся не только полнотой и мощностью, но и, самое главное, набором слагающих их фаций [24].

Центральный Устюрт. Центрально-Устюртский выступ фундамента ограничен с севера и юга крупными региональными разломами, плоскости которых падают навстречу друг другу под углом 80—85°. Амплитуда смещения по северному взбросу по подошве платформенного чехла достигает 700 м, а по южному — 400 м. На Айбугирской и Шорджинской антиклиналях взбросы подсечены скважинами.

Вне зон складчато-надвиговых дислокаций важную роль играют региональные сдвиги северо-восточной ориентировки с амплитудой горизонтального перемещения до нескольких десятков километров. Многие из известных локальных поднятий пространственно связаны со сдвигами, а их длинные оси вытянуты в том же направлении. Разрывы обычно не являются вертикальными, а наклонены, как правило, в юго-восточном направлении. При этом на фоне общего регионального погружения мезозойских толщ к востоку юго-восточные блоки являются относительно приподнятыми. По своей кинематической характеристике северо-восточные разрывы являются взбросо-сдвигами.

В местах изгибов взбросо-сдвиги могут трансформироваться в пологие надвиги, к фронтальным частям которых приурочены высокоамплитудные асимметричные антиклинали. Характерным примером могут служить Ойманская и Западно-Жантанатская антиклинали.

В отдельных случаях происходит расщепление основной плоскости сдвига на ряд более мелких разрывов с образованием веерообразных пучков при уменьшении амплитуды вертикальной составляющей смещения вплоть до полного ее исчезновения. Отдельные блоки, зажатые между разрывами, при этом могут быть выжаты в виде клиньев. Часто взбросо-сдвиги сопровождаются образованием в доюрском разрезе широких (до 2,5—3 км) зон дробления, в которых можно наблюдать незначительные по масштабам надвиги, развитые в низах осадочного чехла.

Складчато-надвиговые дислокации известны и в других районах Туранской плиты, но особенно широко развиты в южной ее части, прилегающей к сооружениям Альпийского пояса [13, 37]. Так, в целом субгоризонтальное залегание чехла Мургаб-Герирудского блока в ряде случаев нарушается складками, деформированными независимо от основания. На принадвиговых крыльях пласты залегают очень круто, нередко с запрокидыванием, в то время как другое крыло их очень пологое и более широкое. Все складки вытянуты в виде параллельной серии на северо-восток, достигая по простиранию десятков километров.

В пределах Сурхобского выступа прослеживается серия субпараллельных дугообразных надвигов, определяющих общий его облик. По ним происходит надвигание древних (включая верхнепалеозойские) отложений на более молодые, вплоть до неогеновых, при амплитуде смещения до 3—4 км. В ряде мест

наблюдается срыв чехла с комплекса основания и смятие его в независимые складки.

Аналогичные дислокации описаны в чехле **Афгано-Таджикской депрессии** [37]. Здесь амплитуда перемещения по надвигам достигает 7—10 км. Крупнейшей надвиговой структурой является Кафирниганская мегантиклиналь, объединяющая группу более мелких складок. Складки узкие, длинные, имеющие гребневидную или коробчатую форму с крутыми (40—60°), часто подвергнутыми приазломными крыльями. С надвиговыми дислокациями сопряжены сдвиги [13].

Сейсморазведкой и глубоким бурением доказана складчато-надвиговая природа Каракульско-Смушковской зоны дислокаций *кряжа Карпинского*. Протяженность ее составляет более 300 км, ширина от 35 км на западе до 80 км на востоке. В плане надвиги располагаются дугообразно и обращены выпуклой стороной в сторону Прикаспия. Отдельные надвиги образуют кулисы, контролирующие основные антиклинальные поднятия района.

На площадях Смушковская, Краснохудукская, Чапчаевская и др. под терригенными отложениями нижней перми и верхнего карбона в поднадвиговой зоне вскрыты карбонатные толщи среднего и нижнего карбона, аналогичные в фациальном отношении одновозрастным образованиям Прикаспийской синеклизы.

Надвиговыми дислокациями кряжа Карпинского перекрыта и южная часть Астраханского свода, а подсолевые сейсмические отражающие горизонты прослеживаются на расстоянии 70—75 км под складчатыми сооружениями северной части Скифской плиты, т. е. примерно половина кряжа находится в аллохтонном залегании.

Надвиговый характер сочленения древней Восточно-Европейской и молодой эпипалеозойской платформы обнаруживается и в других районах. В частности, сейсмическими исследованиями, проведенными на акватории Азовского моря, выявлены крупные принадлежковые поднятия Морское и Южно-Бердянское, в сводах которых на предолигоценую поверхность выведены доюрские отложения, надвинутые на ниже-и верхнемеловые породы [36]. Величина надвигания Южно-Бердянской аллохтонной структуры Скифской платформы на докембрийские образования Восточно-Европейской платформы составляет как минимум несколько километров.

Широко развиты надвиговые дислокации на северо-западной границе Рейнского массива, входящего в состав варисцидских дислокаций **Западной и Центральной Европы** [48]. Наиболее выражена надвиговая тектоника в зоне северной окраины Арден. Этими надвигами смещаются на значительные расстояния породы палеозоя и фундамента. Установлен также надвиговый характер сочленения Восточно-Европейской и Западно-Европейской платформ [11]. Известная линия Тессейра—Торнквиста представляет собой зону нарушений, имеющих чешуйчато-надвиговое строение. Надвиги и покровы миогеосинклинальных палеозойских образований, залегающие на различных толщах Восточно-Европейской платформы с горизонтальным перемещением на 20—30 км, установлены в Поморье, в Львовско-Люблинской впадине и Добруджинском прогибе.

Сейсмическими исследованиями последних лет доказано, что разломы фундамента **Тимана и Печерской синеклизы** в большинстве своем являются надвигами, поверхности которых выполаживаются с глубиной. Надвиги развивались длительное время, в том числе и на платформенном этапе, что привело к образованию в их фронтальных частях пликативных дислокаций, объединенных в протяженные тектонические валы. Многие надвиги пересечены скважинами. Особо стоит отметить результаты бурения скважины 17-Т, пробуренной на восточном склоне Тиманской гряды и вскрывшей под геосинклинальными рифейскими породами отложения нижней перми [5], что свидетельствует об аллохтонной природе данного тектонического сооружения.

Появляются доказательства существования подобного типа структур в осадочном чехле **Западно-Сибирской платформы** (Заполярье, Медвежье, Пурпейское, Северо-Пурпейское, Хамбатовское, Шугинское, Ярудейское, Шугуровское, Арчединское, Орьебашское, Каменноложское, Абрамовское и другие поднятия). В одних случаях они картируются сейсморазведкой, в других подтверждены бурением, как, например, на Шербаковской, Северо-Варьяганской, Тальнинской и других антиклиналях. Среди них выделяются дисгармоничные и бескорневые поднятия, формирование которых связывается с нагнетанием пластических горных пород в своды складок под воздействием сил горизонтального сжатия [4].

ДРЕВНИЕ ПЛАТФОРМЫ

В одной из работ В. А. Лобова [14] была предпринята попытка обосновать широкое развитие надвиговых дислокаций в платформенном чехле восточной части Восточно-Европейской платформы. Последовавшим затем глубоким бурением эти предположения были подтверждены, и в настоящее время складчато-надвиговые дислокации этого региона наиболее хорошо изучены [10, 11, 15, 42 и др.]. Одной из них является Жигулевская дислокация, приуроченная к одноименному надвигу субширотного простирания, который прослежен на расстоянии более 500 км. Фронтальная часть надвига на всем протяжении осложнена многочисленными локальными поднятиями. Строение структур горизонтального сжатия детально освещено бурением на Карлово-Сытовской и Сызранской антиклиналях, где тектоническое сдвигание разреза подтверждено палеонтологическими находками.

Формирование антиклиналей Жигулевского вала связано с возрождением подвижек по древнему шарьяжу в альпийскую эпоху складчатости. Величина горизонтальных перемещений по надвигу лишь в послепалеогеновое время составляет как минимум 370 м, амплитуда же смещения по более глубоким горизонтам может достигать 4500 м [10]. К фронтальной части надвига приурочены Жигулевские горы, что указывает на продолжающуюся его жизнь и в настоящее время.

В пределах располагающейся южнее Бузулукской впадины картируется серия чешуйчато-надвиговых дислокаций, во многом определяющих структурные особенности осадочного чехла [16]. Наиболее крупным является субширотно ориентированный Булатовский надвиг, поверхность которого наклонена к югу. По данным сейсморазведки, фиксируется надвигание отдельных блоков фундамента друг на друга с амплитудой горизонтального смещения до 1000 м. Наиболее активными подвижки по надвигам были в раннем палеозое и девоне.

Многочисленные складчато-надвиговые дислокации установлены в районах, прилегающих к Татарскому своду. К их числу относятся Бавлинский и Усть-Икский валы, Туймазинская и Ромашкинская антиклинали, Сотниковский выступ и другие структуры, являющиеся отражением в платформенном чехле крупных чешуйчатых надвигов фундамента, возрожденных в герцинский и альпийский циклах тектогенеза.

Достаточно хорошо изучена Сурско-Камская система надвигов, выделенная Р. Н. Валеевым в 1977 г. Расположена она в зоне пересечения Пачелмского и Вятского авлакогенов. Нарушенное залегание пород в виде множества фронтальных запрокинутых и лежащих складок, пакетов надвинутых чешуй установлено к настоящему времени более чем в 60 точках. На различных участках системы в складчатость вовлечены разновозрастные, вплоть до неогеновых, образования [42].

Давно известны надвиги в пределах северной окраины Донецкого бассейна, где в узкой (25—30 км) протяженной (250—300 км) зоне развиты мелкие

складки карбона, которые рассечены надвигами, наклоненными на юг и контролирующими асимметричные антиклинали. Подвижки по надвигам происходили, начиная с конца палеозоя, в середине мезозоя, в конце позднего мела до палеогена с постепенным уменьшением амплитуды смещения. Учитывая, что многие надвиги северной окраины Донбасса находят отражение в современном ландшафте территории, можно говорить об их продолжающейся жизни и в новейшее время. Кроме того, по Марьинскому разрыву наблюдается надвигание среднего карбона на киевские и харьковские отложения палеогена [28], что подтверждает молодость последних тектонических движений в этом регионе.

Исследованиями А. А. Межвилка показано, что для северо-западной окраины **Сибирской платформы** наиболее характерными структурными формами являются разномасштабные надвиги, сопряженные со сдвигами, фронтальные поднятия, передовые и тыловые впадины [18]. Основным структурным элементом данного района является Енисей-Хараелахский надвиг, служивший длительное время тектоническим швом между платформой и Енисей-Хатангским прогибом. Погрёбенная Малохетская система антиклиналей, осложненных надвигами, повторяет дугообразную форму основного надвига.

Типичными принадлежностями антиклиналями являются дислокации Непско-Ботубинской антеклизы. Протяженность складок до 150 км, ширина 1—4 км, амплитуда 700—750 м. Осложнены они продольными, поперечными и диагональными разрывами [17]. В процессе формирования складок широко проявилось послынное проскальзывание слоев в более жестких карбонатных породах и послынное течение и нагнетание высокопластичных глинистых и соленосных пород в своды поднятий.

Принадвиговый характер имеют и другие структуры осадочного чехла юго-западного фланга Сибирской платформы в полосе кембрийских отложений вдоль северо-восточного обрамления Шарышжалгайского блока от истоков Ангары до Тайшета. Здесь наблюдается серия сопряженных антиклинальных и синклинальных структур протяженностью 20—40 км при ширине 8—15 км. Складки имеют выдержанное северо-западное простирание. Их возникновение связывается с воздействием горизонтального сжатия при встречном движении Сибирского кратона и Саянской складчатой области [6].

Надвиговые структуры различных масштабов известны в кристаллическом основании и палеозойско-мезозойском осадочном чехле в зоне эпиплатформенного орогенеза Центральных и Южных Скалистых гор **Северо-Американской платформы** [43, 45]. В этой же зоне выделяется ряд глубоких впадин и разделяющих их поднятий. Поднятия имеют пологие своды, а впадины — плоское дно с горизонтально залегающими слоями. Надвиги и сопряженная с ними складчатость развиваются на границах поднятий и депрессий. При этом надвиги погружаются под поднятия, а крутые крылья складок обращены в сторону впадин. На некоторых поднятиях установлено надвигание их крыльев в обе стороны на смежные впадины.

В угленосных толщах пенсильвания южной части Иллинойского бассейна обнаружены пологие (30—45°) взбросы и надвиги амплитудой от десятков сантиметров до 3 м преимущественно меридионального простирания. В горных выработках фиксируется стресс широтного направления, на основании чего надвиги считают результатом современных сжимающих тектонических напряжений. Судя по имеющимся данным [49], они унаследованы от напряжений, сформировавших меридиональную складчатую структуру угленосных толщ.

Известная разломная система Пьюласки юго-западной Виргинии представляет собой сложную серию надвигов, формирование которой связывается с рамповым перемещением по поверхности тектонического срыва с более низкого уровня в формации Роум в зону срывов формации Маккарти, залегающую на более высоком структурном уровне. Палинспастические реконструкции показали, что амплитуда горизонтальных смещений составляет 100—110 км.

Породы, слагающие аллохтонную пластину, накапливались в пределах кембрийско-раннеордовикского шельфа Северо-Американского кратона [44].

В результате интерпретаций сейсмических данных с привлечением материалов бурения и магнитометрии обнаружены складчато-надвиговые структуры в протерозойских комплексах чехла в широкой полосе вдоль северной окраины Северо-Американской платформы. Надвиги предствлены сложной системой литрических разломов, выходящих вдоль поверхности срыва на границе чехла и архейского фундамента. Они охватывают толщи протерозоя, залегающие ниже недислоцированных палеозойских и верхнепротерозойских (770—780 млн. лет) отложений, и прослеживаются до глубины 15 км. Суммарное перемещение блоков по пологим срывам составляет не менее 90 км [46]. Надвиговые дислокации известны также в пределах впадины Вичеста и на Канадском щите (горст Бутия).

Появляются отдельные сведения о наличии надвиговых структур в пределах **Китайской платформы**, в частности в центральной части провинции Хэнань, где в районе Люшань установлено надвижение гнейсового комплекса Тайхуа на осадочные образования протерозойского и палеозойского возраста с перекрытием угленосной толщи пермо-карбона [50].

В центральной **Австралии** надвиговые дислокации фундамента обнаружены на границах кратонов Аранта и Масгрейв-Манн с осадочными бассейнами Нгалия и Амадиес, причем породы фундамента образуют шарьяжи, перекрывающие осадочные толщи [38]. Прогиб Амадиес развивался вначале как авлакоген, заполненный 9-километровой толщей осадков рифея — раннего карбона. В результате орогенеза Алис-Спрингс в конце девона — начале карбона у северной границы прогиба образовались крупные тектонические покровы, которые включают как породы фундамента, так и отложения низов осадочного чехла, смятые в узкие асимметричные антиклинали, сопряженные с надвигами. На северной границе бассейна Нгалия сейсмическими работами зафиксирован надвиг гранитоидов, слагающих краевую часть архейского щита Аранта, на выполняющие бассейн верхнедокембрийские и фанерозойские осадочные отложения. Горизонтальное смещение по надвигу более 5 км, угол наклона 25—30° [47].

ОКЕАНСКИЕ ПЛИТЫ

В последние годы появляются доказательства существования структур горизонтального сжатия и в пределах океанских плит. Так, сейсмическими исследованиями в районе Срединно-Атлантического хребта в третьем слое коры обнаружена целая серия полого наклоненных на восток поверхностей, представляющих собой поверхности срыва. Зона таких деформаций прослеживается вкрест простираения хребта не менее, чем на 200 км [30].

Покровно-надвиговые структуры выявлены в пределах хр. Горриндж (Северная Атлантика) [3]. Обстановка сжатия в этом районе подтверждается сейсмологическими данными. Подводный хребет тектонического происхождения имеет ширину порядка 100 км и представляет собой систему из 3—4 коровых пластин, надвинутых друг на друга. Структуры горизонтального сжатия известны и в других районах Срединно-Атлантического хребта, в частности в пределах ряда поперечных хребтов, Азорских островов и др. [30—33].

Аналогичные дислокации имеют место и в Тихом океане. Надвиговые дислокации обнаружены в сводовой части западного (Прикомандорского) блока хр. Ширшова и в Алеутской котловине. Они прослежены как в самых верхах осадочной толщи, так и в фундаменте. Сам же хр. Ширшова сложен серией чешуйчатых надвигов [19], образовавшейся в условиях мощного горизонтального сжатия.

Надвиговые дислокации изучены также в зонах разломов Эльтанин, Кларин и Нова, поднятий Шатского, Хесса, Онтонг-Джава [2, 31, 33 и др.].

Примечательно, что в последнее время появляются примеры наличия структур бокового сжатия и в межразломных зонах, в частности между разломами Клариион и Клиппертон, где выделяются значительные по площади зоны то-рошения и тектонического дробления. Поверхности разрывов выполаживаются с глубиной, где они сливаются в единую поверхность срыва [12].

Весьма наглядны дислокации Бенгальского конуса выноса в Центральной котловине Индийского океана [17] и в районе Восточно-Индийского хребта. Анализ данных по распределению эпицентров землетрясений в сочетании со структурными данными свидетельствует о наличии на севере Индийского океана широкой полосы (1000—1500 км), где формируются структуры сжа-тия [1].

ПРОИСХОЖДЕНИЕ НАДВИГОВЫХ ДИСЛОКАЦИЙ

Приведенные выше далеко не полные сведения об известных сегодня в различных регионах мира структурах бокового сжатия свидетельствуют о том, что данный тип дислокаций достаточно типичен как для внутренних районов континентальных платформ (независимо от их возраста), так и для океанских плит. Как происходило формирование этих структур? Рассмотрим этот процесс на примере запада Туранской плиты, хорошо известном автору на основании личных исследований, где уже накоплен достаточно представи-тельный фактический материал, позволяющий ответить на поставленный вопрос.

Процессы сжатия в пределах запада Туранской плиты достоверно фикси-руются начиная с позднего палеозоя и связаны с формированием континен-тальной коры Средиземноморского пояса. Эти процессы проявлялись неод-нократно, как, например, в конце триаса, когда молодая платформа получила мощный импульс сжимающих сил, направленных с юго-запада в результате закрытия Палеотетиса [23]. В сферу кардинальной структурной перестройки на обширной территории молодой платформы оказался вовлеченным не толь-ко осадочный чехол, но и палеозойский фундамент и, возможно, более глубо-кие горизонты земной коры. В это время произошло закрытие пермско-триа-совых прогибов с образованием на их месте складчатых интракратонных соору-жений. Сокращение площади платформы сопровождалось формированием или же обновлением крупных сдвигов и надвигов.

Осадочный чехол реагировал на тангенциальный стресс образованием послонных срывов и пластин, формированием в их лобовых частях зон смятия и чешуйчатых надвигов. Наиболее масштабно эти процессы проявились в пре-делах раннекимморийских прогибов, выполненных мощными призмами оса-дочных образований верхней перми и триаса. В ряде случаев они были выжаты за пределы прогибов и по пологим (10—15°) срывам надвинуты на 15—20 км на разновозрастные образования смежных областей. Оценочные расчеты по-казывают, что сокращение площади платформы, произошедшее в конце триа-сового периода, для запада Туранской плиты исчислялось как минимум мно-гими десятками километров и скорее всего превышало 100 км (для сравне-ния — современная ширина платформы в этой части составляет от 600 до 750 км).

Образовавшись в предъюрское время, большинство надвиговых дислокаций оставались активными и позже, однако масштабы горизонтального сжатия и как следствие — подвижки по разрывам были менее значительными. Ампли-туда смещения по отдельным надвигам в юрском и меловом периодах, а также в кайнозое редко превышала первые сотни метров, достигая в отдельных случаях 700—800 м. В целом же сокращение площади запада Туранской плиты суммарно за это время, судя по всему, исчисляется десятками километров. Следствием снижения величины горизонтальных подвижек явилось и то, что, в отличие от доюрского осадочного комплекса, для перекрывающих отложе-ний не свойственны мощные зоны приразломного (принадвигового) смятия

ний, что свидетельствует о достаточно универсальном характере структурообразования в земной коре, основной движущей силой которого служит горизонтальное сжатие.

Список литературы

1. *Артюшков Е. В.* Основные результаты в области изучения явлений внутри литосферных плит // Динамика и эволюция литосферы. М.: Наука, 1986. С. 33—46.
2. *Богданов Н. А.* О тектоническом скупивании коры в океанах // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 133—146.
3. *Вержбицкий Е. В., Городницкий А. М., Емельянов Е. М. и др.* Новые данные о геологическом строении и тектоническом развитии подводного хребта Горриндж (Северная Атлантика) // Геотектоника. 1989. № 1. С. 12—21.
4. *Гиригорн Л. Ш.* Дисгармоничные поднятия в осадочном чехле севера Западно-Сибирской плиты // Сов. геология. 1987. № 4. С. 63—72.
5. *Дедеев В. А., Генец В. Г., Запарожцева И. В., Юдин В. В.* Структура платформенного чехла Европейского Севера СССР. Л.: Наука, 1982. 200 с.
6. *Замараев С. М., Сизых В. И.* Принадвиговая складчатость в осадочном чехле южной окраины Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1986. № 5. С. 111—114.
7. *Илюхин С. Р., Кара В. И., Лебедев В. А. и др.* Тектонические деформации на юге Бенгальского конуса выноса // Докл. АН СССР. 1984. Т. 278. № 1. С. 171—174.
8. *Кавеев И. Х.* Глубинное строение системы Бавлинских надвигов // Геология и геофизика нефтегазоносных областей. Уфа: БФ АН СССР, 1982. С. 31—36.
9. *Казанцев Ю. В.* Структурная геология Предуральского прогиба. М.: Наука, 1984. 185 с.
10. *Камалетдинов М. А., Казанцев Ю. В., Казанцева Т. Т.* Происхождение складчатости. М.: Наука, 1981. 135 с.
11. *Камалетдинов М. А., Казанцев Ю. В., Казанцева Т. Т., Постников Д. В.* Шарьяжные и надвиговые структуры фундаментов платформ. М.: Наука, 1987. 184 с.
12. *Корсаков О. Д., Пилипенко А. И.* Структуры тектонического сжатия в зоне разломов Кларнон — Клиппертон (Тихий океан) // Докл. АН СССР. 1989. Т. 309. № 1. С. 157—160.
13. *Леглер В. А., Пржиялговская И. В.* Взаимодействие Индийской и Евразийской плит и тектоника Таджикской депрессии // Строение литосферных плит. М.: ИО АН СССР, 1979. С. 78—104.
14. *Лобов В. А.* Обоснование дислокаций типа надвига и поднадвиговых зон нефтегазоаккумуляции на востоке Русской платформы // Тр. Геол. ин-та Казани. Вып. 30. 1970. С. 26—40.
15. *Лобов В. А., Кавеев И. Х.* О некоторых аспектах изучения надвиговых дислокаций в Волго-Уральской провинции // Тр. ТатНИПИнефть. Казань, 1975. С. 27—33.
16. *Макаров Г. В., Чекалев О. Ю., Новицкий Ю. В.* Глубинное строение Бузулукской впадины и перспективы нефтегазоносности среднего девона // Геология нефти и газа. 1985. № 7. С. 13—17.
17. *Малых А. В.* Поля тектонических напряжений в складках Непской и Соснинской зон складчатости юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1985. № 6. С. 31—37.
18. *Межвилл А. А.* Роль горизонтальных движений в формировании тектонических структур и месторождений Норильского района // Геотектоника. 1984. № 1. С. 99—110.
19. *Непрочнов Ю. П., Седов В. В., Мерклин Л. Р. и др.* Новые данные о строении хребта Широша (Берингово море) // Докл. АН СССР. 1984. Т. 277. № 6. С. 1459—1463.
20. *Панков В. А., Попков В. И., Хафизов И. А.* Надвиговые структуры Восточного Мангышлака // Докл. АН СССР. 1988. Т. 303. № 5. С. 1197—1199.
21. *Паталака Е. И., Хрычев В. А.* Листрические разломы в складчатых областях // Геотектоника, 1988. № 4. С. 8—19.
22. *Попков В. И.* Следы тангенциального сжатия в платформенной структуре западных районов Туранской плиты // Докл. АН СССР. 1985. Т. 284. № 3. С. 674—678.
23. *Попков В. И.* Некоторые вопросы динамики формирования платформенной структуры запада Туранской плиты // Докембрий и палеозой Южного Урала. Уфа: БФ АН СССР, 1986. С. 108—112.
24. *Попков В. И.* Чешуйчато-надвиговые дислокации северного борта Южно-Мангышлакского прогиба // Докл. АН СССР. 1989. Т. 305. № 3. С. 678—682.
25. *Попков В. И.* Генезис внутриплитных деформаций и их нефтегазоносность // Шарьирование и геологические процессы. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1989. С. 38—39.
26. *Попков В. И.* Кырынско-Токубайский вал — крупнейшая надвиговая структура запада Туранской плиты // Докл. АН СССР. 1989. Т. 309. № 4. С. 954—957.
27. *Попков В. И., Калинин М. И., Сейфулин Ш. М.* Глубинное строение запада Туранской плиты // Докл. АН СССР. 1985. Т. 284. № 4. С. 939—943.
28. *Попов В. С., Лапкин И. Ю.* Основные черты геологического строения северной окраины Донецкого бассейна // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1953. Т. 28. Вып. 3. С. 3—27.
29. *Пушаровский Ю. М.* Резонансно-тектонические структуры // Геотектоника. 1969. № 1. С. 3—12.
30. *Пушаровский Ю. М., Ельников И. Н., Перфильев А. С.* Новые данные о глубинном строении Срединно-Атлантического хребта на 20° ю. ш. // Геотектоника. 1985. № 5. С. 5—13.

31. Пуцаровский Ю. М., Разницын Ю. Н. Каролинская океаническая ступень // Геотектоника. 1986. № 6. С. 40—54.
32. Пуцаровский Ю. М., Пейве А. А., Разницын Ю. Н. и др. Разлом Зеленого Мыса: вещественный состав пород и структуры (Центральная Атлантика) // Геотектоника. 1988. № 6. С. 18—31.
33. Разницын Ю. Н., Трофимов В. В. Тектоническое скупивание океанической коры в зоне разлома Зеленого Мыса (Центральная Атлантика) // Геотектоника. 1989. № 2. С. 45—56.
34. Расцветаев Л. М. Разрывы Копет-Дага и их связь со складчатой структурой // Геотектоника. 1966. № 3. С. 93—109.
35. Расцветаев Л. М., Бирман А. С., Кудрин Н. Н. и др. Парагенетический анализ альпийских дизъюнктивов Минераловодского района // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 96—106.
36. Рогова О. И., Шиманский А. А. Новые представления о геологическом строении центральной части Азовского вала // Сов. геология. 1977. № 1. С. 122—127.
37. Сборщиков И. М. Тектоническая эволюция восточной части океана Тетис. М.: Наука, 1988. 205 с.
38. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Азия и Австралия. М.: Недра, 1979. 356 с.
39. Хаин В. Е. Проблемы внутриплитной и межплитной тектоники // Динамика и эволюция литосферы. М.: Наука, 1986. С. 7—15.
40. Хрычев В. А. О горизонтальных движениях земной коры на Урале по данным ГСЗ // Физика Земли. 1989. № 9. С. 29—37.
41. Хрычев В. А. Картирование взбросов и надвигов Жалаир-Найманской зоны Центрального Казахстана методом отраженных волн (МОВ) // Геотектоника. 1984. № 3. С. 32—39.
42. Чайкин В. Г. К рудоносности Сурско-Камской системы надвигов // Докл. АН СССР. 1984. Т. 276. № 2. С. 438—441.
43. Anschutz P. F. The Overtrust Belt: Will it double. Us gas veserves? // World Oil. 1980. 190. № 1. P. 111—116.
44. Bartholomew M. J. Structural evolution of the Pulasku thrust system, southwestern Virginia // Bull. Geol. Soc. Amer. 1987. 99. № 4. P. 491—510.
45. Berg R. R. Mountain flank thrusting in Rocky Mountain Foreland, Wyoming and Colorado // AAPG Bull. 1962. 46. № 11. P. 2029—2032.
46. Cook F. A. Proterozoic thin-skinned trust and fold belt beneath the interior Platform in northwest Canada // Bull. Geol. Soc. Amer. 1988. 100. № 6. P. 877—890.
47. King J., Brewer J. Fault related folding near the Wind River thrust, Wyoming, U. S. // Nature. 1983. 306. P. 147—150.
48. Murawski H. Regional tectonic setting and Geological structure of the Rhenish Massiv // Plateau Uplift Berlin; Heidelberg: Springer Verlag, 1983. P. 9—38.
49. Nelson W. J., Bauer R. A. Thrust faults in southern Illinois basin — Result of contemporary stress? // Bull. Geol. Soc. Amer. 1987. 98. № 3. P. 302—307.
50. Zhang G.-W. Composition and evolution of the Archaean crust in Central Heran, China // Ibid. 1985. V. 27. № 1/2. P. 7—35.

Казахский государственный научно-исследовательский
и проектный институт нефтяной промышленности,
Шевченко, 466200

Поступила в редакцию
28.IX.1989.

УДК 551.243(262.8)

©, 1991

КУПРИН П. Н., РОСЛЯКОВ А. Г.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА МАНГЫШЛАКСКОГО ПОРОГА

Впервые приводится геолого-географическая характеристика Мангышлакского порога, разделяющего впадины Северного и Среднего Каспия. Это огромное аккумулятивное тело образовалось в четвертичное время в результате накопления терригенного материала, выносимого Волгой, Уралом и Эмбой. Мангышлакский порог находился в зоне высокого градиента неотектонических движений, обусловленного интенсивным опусканием впадины Среднего Каспия и столь же интенсивным воздыманием Северо-Бузачинского поднятия и особенно Мангышлакской складчатой зоны. Формирование широкой полосы порога произошло за счет наращивания дельтового и авандельтового комплекса в северном направлении. Нигде в пределах Мангышлакского порога не зафиксированы прямые связи между современными банками и другими возвышениями морского дна и локальными тектоническими элементами. Современные банки на дне моря очерчивают северную границу порога и предсовременное (поздненовокаспийское) положение дельтового и авандельтового комплекса отложений речных артерий Волги, Урала и Эмбы.

На границе впадин Северного и Среднего Каспия располагается широкая полоса отмелей, включающая о-ва Морской и Кулалы, банки Кулалинскую, Большую Жемчужную, Безымянную, Сигнал и ряд более мелких возвышенностей дна. Эта полоса соединяет Мангышлакский и Аграханский полуострова, накладываясь под различными азимутами на гетерогенные тектонические элементы; в плане она образует пологую дугу, обращенную выпуклостью на север. В этом же направлении ее поверхность плавно переходит в днище мелководья Северного Каспия. Морское дно сильно изрезано рывтинами, ложбинами, каналами и другими неровностями, ориентированными обычно в меридиональном направлении. Глубина моря над северным склоном полосы отмелей колеблется в пределах 4—8 м. Южный склон более крутой, глубины быстро нарастают и в целом на порядок больше, чем на противоположном склоне.

Дно моря в пределах рассматриваемого участка покрыто грубозернистыми осадками: ракушей и раковинным детритом, гравием, дресвой, крупно- и среднезернистыми песками, которые к северу и к югу замещаются более тонкозернистыми песками, алевритами и илами [2, 9, 15, 16 и др.]. В научной литературе за полосой островов и подводных отмелей укрепилось название Мангышлакский порог [4, 13, 14, 26, 29].

С Мангышлакским порогом связан целый ряд вопросов, имеющих принципиальное значение для понимания истории развития всей впадины Каспийского моря. Несмотря на большое количество работ, дискуссионной остается проблема сочленения Мангышлакской и Бузачинской систем дислокаций со складчатыми зонами Восточного Предкавказья. Требуется дальнейшего изучения вопрос о соотношении амплитуд неотектонических движений и изменений уровня моря в неоген-четвертичное время; не выяснены геологическая природа самого «тела» Мангышлакского порога, время его формирования, факторы, обусловившие его заложение и пространственную ориентацию. Если добавить сюда высокую перспективность районов на нефть и газ, становится очевидной актуальность всестороннего изучения этого участка акватории. Решению некоторых из упомянутых вопросов и посвящена настоящая статья.

Геофизические исследования, проведенные в разные годы в зоне сочленения

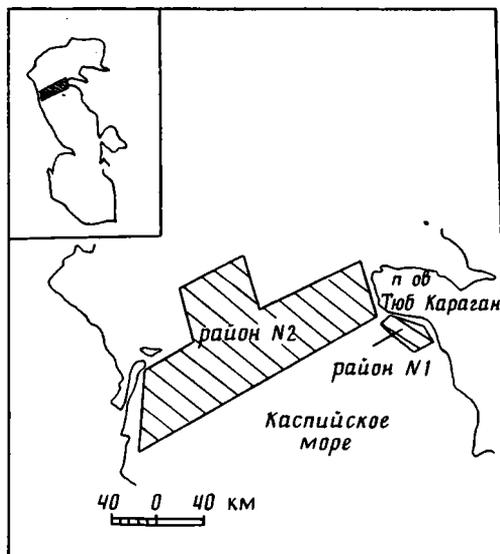


Рис. 1. Схема расположения районов сейсмоакустических работ
 Районы: № 1 — северо-восточная часть впадины Среднего Каспия,
 № 2 — Мангышлакский порог

впадин Северного и Среднего Каспия, показали, что ориентация тектонических элементов в мезозойско-кайнозойских и более древних отложениях на большей части площади не совпадает с широтным простираем Мангышлакского порога. На магнито- и гравиметрических картах (Е. Ф. Козлова, 1958, 1959 гг., см. [12, 23]) оси локальных и региональных аномалий ориентированы главным образом с юго-востока на северо-запад. Наибольший угол между осями гравимагнитных аномалий и простираем Мангышлакского порога наблюдается на западе, где этот порог переходит на склон Терско-Каспийского краевого прогиба. В восточной части, примыкающей к п-ову Тюб-Караган, простираем аномалий близко к широтному и практически совпадает с простираем самого порога. Несоответствие структурных планов тектонических и геоморфологических элементов показано на структурных картах, составленных Я. П. Маловицким по материалам сейсмических работ, и подтверждено многими другими геолого-геофизическими исследованиями [5—8, 10, 11, 17—21, 27]. Отличительной особенностью всех упомянутых работ является то, что ни в одной из них нет сведений о геологическом строении ни самого Мангышлакского порога, ни составляющих его отдельных элементов.

В последние годы в зоне сочленения впадин Северного и Среднего Каспия трестом КНГГР (г. Баку) проведены детальные сейсмические исследования МОВ — ОГТ, давшие новые материалы о строении осадочного чехла района. По результатам этих работ выполнены структурные построения по сейсмическим отражающим горизонтам, приуроченным к толще неогеновых отложений (СГ-II), к границе верхнего мела и палеогена (СГ-III) и к границе мела и юры (СГ-IV). Стратонизогипсы по отражающим горизонтам СГ-II — СГ-IV имеют главным образом юго-восток — северо-западное простираем, практически поперек пересекая зону Мангышлакского порога. Это доминирующее простираем стратонизогипс нарушается лишь в восточной части района, где сейсмо- и электроразведкой прослежены близширотные морские продолжения Тюб-Караганского и Беке-Башкудукского валов, Сегендыкской депрессии, а также оконтурены более мелкие осложняющие их структурные формы. Кроме того, новейшими исследованиями МОВ — ОГТ (трест КНГГР) на акватории Северного и Среднего Каспия обнаружена и закартирована предподнеплиоценовая эро-

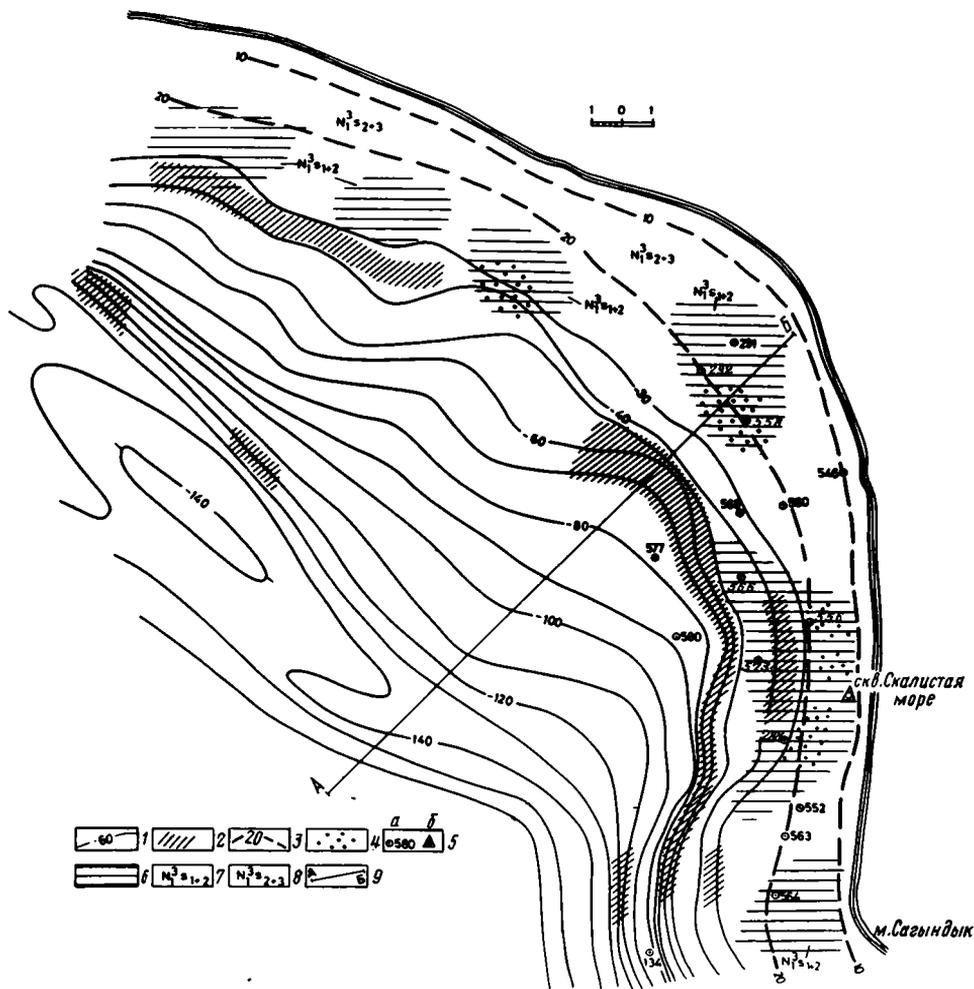


Рис. 2. Структурная карта поверхности неогеновых отложений

1 — стратонизогипсы и 2 — уступы в рельефе поверхности неогеновых отложений; 3 — изобаты и 4 — впадины в рельефе морского дна; 5 — скважины: а — картировочного, б — поисково-разведочного бурения; 6 — поднятия в неогеновых отложениях, срезаемые поверхностью морского дна; 7, 8 — части разреза сарматского яруса: 7 — нижняя, 8 — верхняя; 9 — линия геолого-геофизического разреза, изображенного на рис. 4

зионная долина Палео-Волги, пересекающая Мангышлакский порог в средней его части и прослеживающаяся на юг на расстояние более 200 км [3].

В целом по результатам геофизических исследований охарактеризовано, хотя далеко не полно, глубинное строение осадочного чехла и предложены различные схемы структурного фундамента. Однако самая верхняя часть осадочного разреза (до 150—200 м под дном), будучи «мертвой зоной» для широко используемого метода ОГТ, остается практически неизученной. Между тем выяснение структурных и литолого-фациальных особенностей этой части разреза является важным условием для решения вопроса о природе Мангышлакского порога.

В настоящей работе излагаются результаты геологической интерпретации временных разрезов непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП) с высоким разрешением, полученных Е. Г. Маевым, М. Ю. Лохиным и А. Г. Росляковым в ходе экспедиции на НИС МГУ «Эксперимент» в районе между мысом Сегендык и п-овом Тюб-Караган в 1988 г. Кроме того, большой

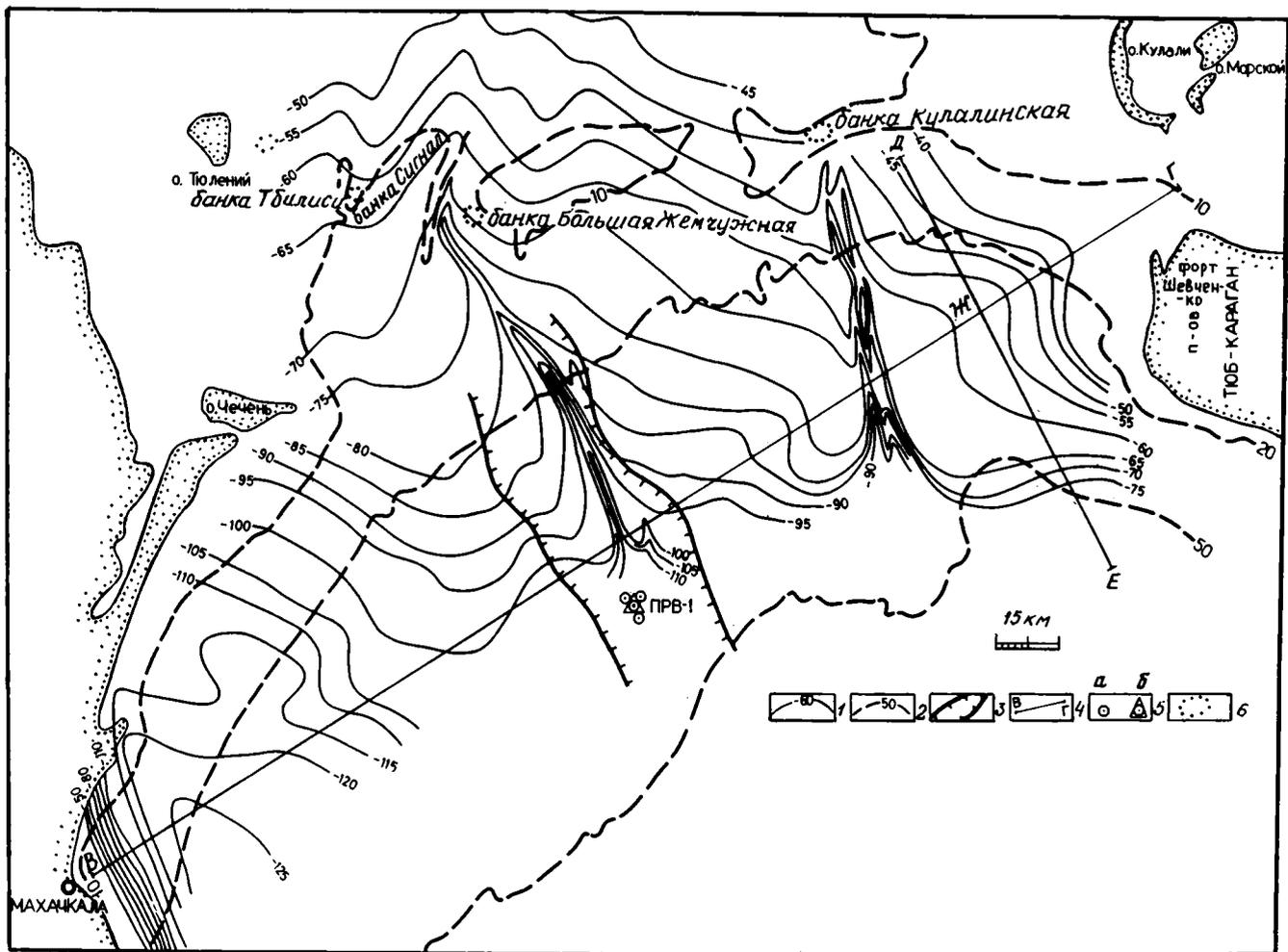
объем сейсмопрофилей НСП был предоставлен нам трестом КНГГР (г. Баку) (рис. 1). В обоих районах сейсмопрофили отработаны примерно по одному методическому варианту: использовался многоэлектродный электронскровой источник, энергия возбуждения 2—2,5 кДж, центральная частота 400—500 Гц, разрешающая способность по вертикали ~ 5 м, глубинность по грунту до 200 м. Кроме этого, было проанализировано строение разрезов отложений, каротажные диаграммы и образцы керн по всем скважинам, пробуренным в районах № 1 и 2 (рис. 2, 3).

Методически работа заключалась в выделении и прослеживании по площади отражающих горизонтов, имеющих региональное распространение, сопоставление данных НСП с разрезами скважин, построение структурных карт и схем и геолого-геофизических разрезов. При этом материалы бурения использовались как для стратиграфической привязки отражающих горизонтов, так и для установления соответствия определенных типов сейсмической записи литологическому составу и условиям залегания пород.

На участке акватории, примыкающем к п-ову Тюб-Караган с юга (см. рис. 1, район № 1), почти на всех профилях уверенно выделяется регионально выдержанный отражающий горизонт, прослеживающийся со времени ~ 200 мс на западе района и выходящий на поверхность дна в 5—7 км от берега. Этот горизонт разделяет два существенно отличных типа сейсмической записи. Ниже него волновая картина представлена осями синфазности различной протяженности и динамической выраженности, имеющими достаточно сложную конфигурацию: видимые углы их наклона на отдельных участках достигают 35—45°. Выше этого горизонта запись резко меняется, и по поверхности дна волновая картина характеризуется большим числом горизонтальных, гладких, очень протяженных и динамически идентичных осей синфазности. На некоторых профилях внутри этой «горизонтально-слоистой» толщи фиксируется один-два протяженных отражающих горизонта, имеющих неровный, «изрезанный» рельеф. Длительность полезной записи максимальна в западной части района (до 230 мс) и резко сокращается в прибрежной зоне, где отложения нижнего комплекса выходят на дно моря. Несмотря на неблагоприятные сейсмологические условия в этой зоне, связанные с экранирующим эффектом «жесткого» дна и малой глубиной воды, удается обозначить контуры поднятий и прогибов, наблюдающихся в нижнем комплексе пород и срезаемых поверхностью дна (рис. 4).

Сопоставление временных разрезов НСП с разрезами морских картировочных скважин позволяет сделать следующие выводы. Нижняя часть разреза сложена плотными известняками, мергелями и глинами сарматского возраста, образующими пологие складки длиной от 3 до 10 км и амплитудой до 50 м. В прибрежной полосе шириной 5—7 км сарматские отложения выходят на поверхность дна, образуя бенч. Для этого участка нами построена схема распространения на дне отложений нижней части сарматского яруса ($N_1^3S_{1+2}$) и его верхней части ($N_1^3S_{2+3}$). Нижняя часть представлена преимущественно глинами, которые обнажаются на дне моря в сводовых частях складок. Верхняя часть сарматского яруса слагается существенно более карбонатными отложениями, содержащими прослойки крепких известняков и мергелей; эти породы выходят на дно на участках структурных прогибов. Характерно, что к сводам поднятий в неогеновых отложениях приурочены впадины в рельефе дна, что объясняется обнажением в этих местах нижнесарматских глин, более подверженных денудации, чем известняки верхнего сармата. В сторону моря от полосы бенча поверхность размыта неогеновых пород погружается на запад, достигая на расстоянии 18—20 км от берега абсолютных отметок¹ минус 150—170 м, и с угловым несогласием перекрывается горизонтально-слоистой однородной песчано-глинистой толщей четвертичного возраста. Поверхность несогласия

¹ Здесь и ниже за ноль принят уровень Каспийского моря.



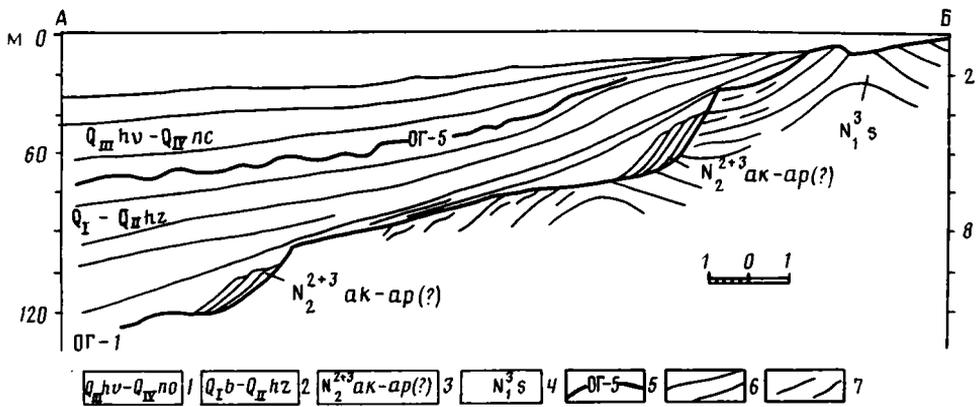


Рис. 4. Сейсмологический разрез по линии А — В (см. рис. 2)

1—3 — нерасчлененные отложения: 1 — верхнехвалынские — новокаспийские, 2 — бакинские, хазарские и нижнехвалынские, 3 — ачкагыльские и апшеронские; 4 — ниже-среднесарматские отложения; 5, 6 — отражающие горизонты: 5 — региональные ОГ-1 и ОГ-5, 6 — прочие; 7 — отражающие площадки

имеет очень неровный рельеф, на некоторых профилях видны погребенные эрозионные врезы в неогеновых породах.

На расстоянии 8—10 км от берега, уже под маломощным (10—20 м) покровом четвертичных осадков, в рельефе поверхности сарматских пород фиксируется характерный крутой уступ, протягивающийся примерно параллельно береговой линии. Абсолютные отметки основания уступа — минус 65—70 м, угол наклона поверхности 3—5°, высота от 15 до 30 м. Несколькими профилями пересечены еще два совершенно аналогичных уступа с абсолютными отметками оснований минус 40 и минус 130 м. На ряде временных разрезов отчетливо видны линзы косослоистых осадков, прислоняющиеся к уступам. Условно мы отнесли их к отложениям ачкагыльского и апшеронского ярусов (скважинами они не вскрыты). Углы наклона ачкагыльско-апшеронских (?) слоев в линзах те же, что и угол склона уступа и соответственно во много раз превосходят наклон слоев срезающей их практически горизонтально-слоистой толщи. Называя эту последнюю, четвертичную толщу «горизонтально-слоистой», отметим одну немаловажную ее черту. Слои, действительно горизонтальные на значительном удалении от берега, при приближении к уступам испытывают некоторое подворачивание вверх и прислонение. При этом происходит уменьшение мощности и плавное выклинивание отдельных слоев снизу вверх. Описанные особенности рельефа размытой поверхности сарматских пород представляют собой погребенные береговые уступы, сформировавшиеся в различные фазы среднеплиоценовой регрессии. Отметим, что простираение стратоизогипс предчетвертичной поверхности преимущественно северо-западное и совпадает в генеральном плане с простираем стратоизогипс по более древним горизонтам (кровля юры, кровля мела). Однако локальные структурные формы, выраженные в юрско-меловых отложениях, практически не отражаются в рисовке стратоизогипс поверхности размыва миоцен-плиоценовых пород. В то же время отмечается плановое азимутальное совпадение и совпадение по знаку локальных и региональных тектонических элементов по всей толще отложений от неогена до юры включительно [1, 24].

Рис. 3. Структурная карта поверхности отражающего горизонта ОГ-5 (подошва верхнехвалынских — новокаспийских отложений)

1 — стратоизогипсы горизонта ОГ-5; 2 — изобаты морского дна; 3 — контуры палеодолины Волги по данным МОВ — ОГТ; 4 — линии геолого-геофизических разрезов, изображенных на рис. 5, 6; 5 — скважины: а — картировочного, б — параметрического и поисково-разведочного бурения; 6 — банки и отмели

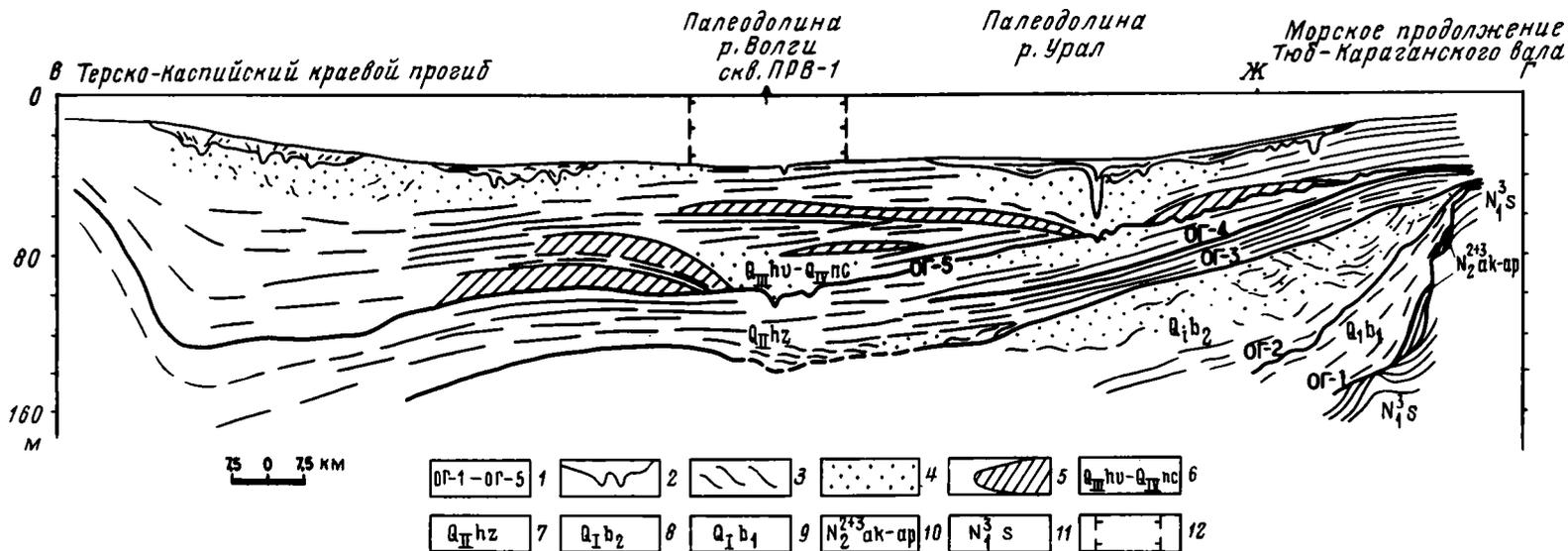


Рис. 5. Сейсмогеологический разрез по линии В—Ж—Г (см. рис. 3)
 1, 2 — отражающие горизонты: 1 — региональные ОГ-1 — ОГ-5, 2 — прочие; 3 — отражающие площадки; 4—11 — отложения: 4 — неслоистые, 5 — их «акустически прозрачные» линзы, 6 — верхнехвалынские и новокаспийские нерасчлененные, 7 — хазарские, 8 — верхнебакинские, 9 — нижнебакинские, 10 — акчагыльские и апшеронские нерасчлененные, 11 — сарматского яруса; 12 — палеодолина р. Волги в дочетвертичных отложениях

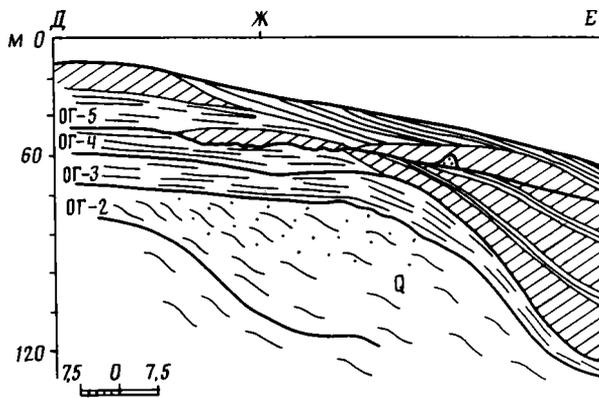


Рис. 6. Сейсмогеологический разрез по линии Д—Ж—Е (см. рис. 3)
Условные обозначения см. на рис. 5

Собственно Мангышлакский порог (см. рис. 1, район № 2) по сейсмогеологическим условиям можно разделить на три примерно равные части: западную, центральную и восточную. Наиболее благоприятны эти условия в восточной части района, примыкающей к п-ову Тюб-Караган. Здесь регистрируется большое число динамически выраженных регулярных осей синфазности, отвечающих полезным отражениям, уровень кратных волн невысок, а длительность полезной записи максимальна (180 мс). Несколько хуже условия в западной части мангышлакского порога, прежде всего из-за большого числа реверберационных волн при малой глубине воды. Наиболее неблагоприятны сейсмогеологические условия в центральной части порога. Здесь на одних участках фиксируется высокий фон нерегулярных отражений, создающий хаотическую запись, на других происходит резкое прекращение прослеживания осей синфазности, часто встречаются участки с резонансной записью. Мы связываем такую волновую картину с двумя причинами. Во-первых, с распространением здесь насыщенных органикой и сильно газозатраванных дельтовых отложений Палео-Волги и, во-вторых, с влиянием регионального Аграхано-Гурьевского разлома.

Всего в рассматриваемом районе выделяется пять отражающих горизонтов, имеющих региональное распространение и наибольшую динамическую выраженность (рис. 5, 6, ОГ-1 — ОГ-5). Горизонты ОГ-1 и ОГ-3 являются акустическими границами, разделяющими разные типы записи. Между дном и горизонтом ОГ-3 залегает в целом слоистая толща с подчиненным распространением «акустически прозрачных» и неслоистых отложений. По динамической выраженности и протяженности внутри этой толщи выделены горизонты ОГ-4 и ОГ-5. Последний удается проследить на всех профилях от крайнего запада до крайнего востока Мангышлакского порога. Характерным для этой части разреза является переслаивание хорошо стратифицированных осадков с «акустически прозрачными» пачками, имеющими линзовидную форму. «Акустически прозрачные» отложения представлены, по нашему мнению, однородными глинистыми осадками палеодельты; эти осадки отличаются повышенным содержанием рассеянного органического вещества и вследствие этого сильно газозатраваны. В стратифицированных отложениях часто наблюдаются выклинивания и литологические замещения отдельных слоев. Неслоистые отложения на сейсмолентах характеризуются короткими, хаотически ориентированными отражающими площадками. Местами, особенно на участках погребенных долин и палеорусел, ориентация этих площадок становится более упорядоченной: они приобретают закономерный наклон в сторону от оси русла. Наиболее характерны эти особенности записи для самой верхней части разреза, лежащей выше горизонта ОГ-5. Ниже, между горизонтами ОГ-5 и ОГ-3, наблюдается существенно меньшее

количество линз неслоистых и «акустически прозрачных» отложений, а также локальных зон выклинивания и литологического замещения. По-видимому, эта толща сложена выдержанными по площади и часто чередующимися слоями песчано-алевролитовых и глинистых осадков. Описанная картина нарушается в юго-восточной части Мангышлакского порога, где профилями, идущими вкост его простираения, пересечена крупная клиноформа, сложенная в основном «акустически» прозрачными отложениями. Сверху клиноформа срезается горизонтом ОГ-5, образующим здесь очень ровную и практически горизонтальную поверхность. Структурное положение этой клиноформы указывает на то, что она сформировалась на южном склоне морского продолжения Тюб-Караганского вала (см. рис. 6). В целом мощность всей части осадочного разреза, заключенного между дном моря и горизонтом ОГ-3, увеличивается с востока на запад, достигая максимальной величины в осевой зоне Терско-Каспийского краевого прогиба.

Более глубоко залегающие отражающие горизонты ОГ-2 и ОГ-1 попадают в интервал полезной записи лишь в восточной части Мангышлакского порога, где мощности всех подразделений осадочного чехла существенно сокращены. Между горизонтами ОГ-3 и ОГ-1 наблюдается отличный от вышеописанного тип волновой картины. Он характеризуется непротяженными, гораздо менее интенсивными отражающими площадками, корреляция которых практически невозможна. Ориентация их близка к горизонтальной, видимые углы наклона не превосходят 5—7°. Внутри этой толщи выделяется интенсивный протяженный отражающий горизонт ОГ-2, связанный, судя по его рельефу, с поверхностью размыва. Исходя из анализа волновой картины, можно заключить, что верхняя часть этой толщи (выше горизонта ОГ-2) представлена песчано-алевролитовыми и неслоистыми осадками. Вниз по разрезу хаотически расположенные и быстро замещающие одна другую слои приобретают некоторую упорядоченность, ориентируясь параллельно опорным горизонтам ОГ-2 и ОГ-3; при этом в составе осадков существенно увеличивается доля глинистого материала.

Наконец, третий тип волновой картины наблюдается ниже горизонта ОГ-1. По характеру записи эта толща полностью идентична нижней части разреза в районе, примыкающем к п-ову Тюб-Караган с юга (см. рис. 1, район № 1). На Мангышлакском пороге (район № 2) в рельефе поверхности горизонта ОГ-1 фиксируются два уступа, совершенно аналогичных таковым в рельефе размытой поверхности сарматских пород района № 1 (см. рис. 5). Абсолютные отметки оснований уступов — минус 70 и минус 130 м. Отмеченное сходство волновых картин в нижних частях разреза обоих районов позволило нам достаточно уверенно дать стратиграфическую привязку горизонта ОГ-1 на Мангышлакском пороге, несмотря на отсутствие здесь вскрывающих его скважин. Действительно, основываясь на идентичности рельефа поверхности горизонта ОГ-1 на Мангышлакском пороге и рельефа размытой поверхности сарматских пород в районе № 1 вплоть до совпадения абсолютных отметок уступов, а также принимая во внимание сходство строения нижележащих толщ, можно заключить, что горизонт ОГ-1 на Мангышлакском пороге тоже соответствует поверхности неогеновых, скорее всего сарматских пород. Есть основания полагать, что он является здесь одновременно и подошвой четвертичных отложений. В этом случае смену слоистых осадков в низах четвертичной толщи района № 1 на неслоистые в восточной части Мангышлакского порога можно объяснить более активным гидродинамическим режимом аванделты, зафиксированной западнее п-ова Тюб-Караган.

Если сопоставить выделенные в разрезе отложений Мангышлакского порога различные по составу и макротекстуре пачки с временем проявления наиболее ярко выраженных регрессивных и трансгрессивных фаз плейстоценовой истории Каспийского моря и принять, что горизонт ОГ-1 залегает в подошве четвертичной толщи, то можно выделить в ней, пока весьма условно, некоторые горизонты региональной стратиграфической шкалы. Самая верхняя пачка осадков, мощ-

ностью от 25 м на северо-востоке и до 90 м на юго-западе, ограниченная в подошве горизонтом ОГ-5, по положению в разрезе и особенностям строения может быть отнесена к нерасчлененному хвалынскому — новокаспийскому горизонту. Формирование его происходило как при относительно низком, так и при относительно высоком уровне моря за счет осадков, выносимых в огромном количестве Волгой, Уралом и Эмбой. Пачка слоистых осадков, заключенная между горизонтами ОГ-5 и ОГ-3, мощностью от 8—16 м на северо-востоке до 40—45 м на юго-западе накапливалась в относительно глубоком море при более стабильных условиях в режиме слабых тектонических колебательных движений на фоне регионального погружения. Исходя из анализа условий образования этой пачки осадков, можно заключить, что она имеет хазарский возраст. Именно в это время уровень Каспийского моря был очень высоким, обусловившим спокойную гидродинамическую обстановку осадконакопления. Подстилающая ее пачка косослоистых осадков могла образоваться в обстановке высокой динамической активности и при повышенных скоростях придонных течений на начальном этапе позднебакинской трансгрессивной фазы. Мощность этой пачки резко нарастает к центру Каспийской впадины от первых метров до 50—60 м и более. Низы четвертичной толщи во впадине Каспийского моря и на смежной суше слагаются слоистыми песчано-глинистыми морскими осадками нижнебакинского горизонта [22, 28]. Аналогичная по составу и макротекстуре пачка отложений располагается и в восточной части Мангышлакского порога между горизонтами ОГ-2 и ОГ-1. Возможно, она также имеет раннебакинский возраст. Мощность ее увеличивается от берега к центру впадины от 2—5 до 20—30 м.

Как уже подчеркивалось, верхнехвалынские — новокаспийские отложения наиболее полно освещены сейсмоакустическим профилированием. Сопоставляя простирание изобат морского дна (кровля этих отложений) и господствующее простирание стратоизогипс горизонта ОГ-5 (подошва), нетрудно увидеть их несоответствие. Изобаты описывают пологую дугу, выпуклостью обращенную на север, а стратоизогипсы ориентированы на северо-запад — юго-восток. На западе района в рельефе подошвы этих отложений вырисовывается прогиб субмеридиональной ориентации с пологим восточным и относительно крутым западным бортами амплитудой ~ 50 м; по своему географическому положению он совпадает с Терско-Каспийским краевым прогибом (см. рис. 3). В средней части Мангышлакского порога расположена широкая эрозионная ложбина, протягивающаяся от самого севера рассматриваемого района (банка Большая Жемчужная) до самого юга (широта порта Актау). В северной половине ее ось ориентирована меридионально, южнее она отклоняется к востоку и проходит в 5—8 км восточнее недавно пробуренной здесь скважины ПРВ-1. Ширина ложбины 30—40 км, амплитуда вреза на севере составляет 10—15, на юге — 40—50 м. На сейсмолентах в осевой части ложбины наблюдается резкое ухудшение качества записи, прекращение корреляции отражающих горизонтов; на некоторых профилях видны локальные погребенные врезы. Ложбина выработана Палео-Волгой и практически совпадает в плане с палеоруслем Волги, зафиксированным исследованиями МОВ — ОГТ в более древних отложениях. Между осевой зоной Терско-Каспийского краевого прогиба и палеодолиной Волги располагается обширная и пологая «водораздельная» возвышенность с плоским сводом и относительно крутыми склонами. Эта возвышенность имеет общий наклон к югу, к центру впадины Среднего Каспия, в направлении к которой существенно возрастает и мощность верхнехвалынских — новокаспийских отложений. Локальные структурные осложнения в пределах этой возвышенности не выявлены. Таким образом, банки и другие локальные возвышенности в рельефе современного морского дна над этим участком не имеют связи со структурными формами верхнехвалынских — новокаспийских и соответственно более древних отложений.

В восточной части Мангышлакского порога, в 60—70 км к западу от п-ова Тюб-Караган, в рельефе описываемой поверхности располагается еще один

эрозионный врез меридиональной ориентации. Это типичный погребенный речной врез с выраженным руслом, долиной и дельтовым комплексом. Максимальная глубина вреза равна 50 м, ширина палеодолины 10—12 км. Судя по расположению, этот врез обязан своим происхождением Палео-Уралу.

Между палеодолинами Волги и Урала располагается «водораздельная» возвышенность, аналогичная описанной выше; ее поверхность также полого наклонена к югу и не имеет никаких структурных осложнений, к которым можно было бы привязать локальные повышения в рельефе морского дна, в частности широтно ориентированную банку Безымянную.

К востоку от палеодолины Урала в подошве рассматриваемых отложений (горизонт ОГ-5) виден крупный структурный изгиб, южная ветвь которого повторяет очертания южной оконечности п-ова Тюб-Караган, а северная резко отклоняется к западу.

Рассмотренный выше фактический материал позволяет сделать следующие выводы.

В неогене в полосе сочленения впадин Северного и Среднего Каспия еще проявлялись тектонически активно структурные зоны, связывавшие западный и восточный берега Каспийского моря. Они характеризовались режимом унаследованного развития и наблюдались во всех отложениях до нижнего плиоцена включительно. Это хорошо видно на примере юго-восточной части Мангышлакского порога. Принципиальное изменение структурного плана в области Каспийского моря в конце раннего и особенно в среднем плиоцене обусловило глубокий размыв более древних осадочных комплексов вплоть до сарматского яруса. Судя по количеству и амплитудам оставшихся эрозионных уступов, в среднем плиоцене было несколько фаз падения уровня моря, каждая из которых измеряется десятками метров. Акчагыльские и апшеронские отложения подверглись размыву во время предплейстоценовой регрессии, сохранившись местами лишь у оснований среднеплиоценовых эрозионных уступов.

Накопление песчано-глинистой четвертичной толщи сопровождалось погружением территории в сторону Среднекаспийской впадины и воздыманием смежной суши на востоке. Об этом свидетельствует уменьшение мощностей и выклинивание четвертичных слоев в восточном направлении и прислонение их к склону предплейстоценовой эрозионной поверхности. Погружение центральной части Мангышлакского порога было очень значительным: скважиной ПРВ-1 подошва акчагыла вскрыта на глубине 1332 м. О высоких темпах опускания говорит и тот факт, что поверхность выравнивания позднечетвертичного возраста (горизонт ОГ-5) оказалась прогнутой в центральной и западной частях Мангышлакского порога более чем на 60 м. Центром прогибания является Терско-Каспийский краевой прогиб.

Подъем уровня моря в четвертичное время также сопровождался временными регрессиями. На сейсмоакустических разрезах это выражается в наличии поверхностей размыва внутри четвертичной толщи, а также в смене слоистых отложений неслоистыми и «акустически прозрачными». Последние, по нашему мнению, соответствуют дельтовым и авандельтовым отложениям, обогащенным рассеянным органическим веществом и накопившимся в субаэральных и субаквальных условиях. В целом наращивание дельтового комплекса в четвертичное время шло с юга на север. Сам Мангышлакский порог представляет собой огромное аккумулятивное тело, сформировавшееся в плейстоцене в результате отложения терригенного материала крупными речными артериями, прежде всего Палео-Волгой и Палео-Уралом. Осаждение этого материала именно в области порога можно объяснить образованием здесь зоны высокого градиента неотектонических движений, обусловленного интенсивным опусканием Среднекаспийской впадины и Терско-Каспийского краевого прогиба и воздыманием Северо-Бузачинского поднятия и особенно Мангышлакской складчатой зоны, а также их далеко выдвинутых морских продолжений. Есть некоторые указания на изменение простираения этих зон в море с северо-западного — юго-

восточного на субширотное, совпадающее с ориентацией Мангышлакского порога, по крайней мере в восточной его части.

Следует особо подчеркнуть, что нигде в пределах Мангышлакского порога не зафиксированы прямые связи между упомянутыми в начале этой статьи банками и другими возвышенностями морского дна и локальными тектоническими элементами. Это вполне согласуется с аналогичными выводами и по западной акватории Северного Каспия, где они были получены по результатам морского бурения [22, 25]. На основании наших исследований можно утверждать, что современные банки и другие возвышенности морского дна на северной периферии Мангышлакского порога очерчивают предсовременное (поздненовокаспийское) положение дельтового и авандельтового комплексов терригенных наносов Волги, Урала и Эмбы и не связаны с более древними структурными формами.

В заключение авторы выражают благодарность управляющему трестом КНГТР (г. Баку) Ф. Г. Рагимханову, любезно предоставившему большой объем сейсмоакустических разрезов.

Список литературы

1. Алиханов Э. Н., Бунуат-Заде З. А., Гоberman К. И. и др. Перспективы нефтегазоносности морского продолжения Беке-Башкудукского вала // Нефтегазовая геология и геофизика. М.: ВНИИОЭНГ, 1977. № 7. С. 3—6.
2. Андреев В. В., Добрынина Т. А., Игнатов Е. И., Маев Е. Г., Ширяев В. Н. и др. Рельеф дна и донные отложения Мангышлакского порога // Комплексные исследования Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1971. Вып. 2. С. 75—90.
3. Багир-Заде Ф. М., Нариманов А. А., Бабаев Ф. Р. Геолого-геохимические особенности месторождений Каспийского моря. М.: Недра, 1988. 208 с.
4. Валлер Ф. И., Герштанский Н. Д. Где находится Мангышлакский порог? // Геоморфология. 1976. № 1. С. 105—106.
5. Векилов Э. Х., Голубов Б. Н., Николаева Е. Я. Геологическая интерпретация новых данных сейсморазведки и электроразведки на морском продолжении Мангышлака // Нефтегазовая геология и геофизика. М.: ВНИИОЭНГ, 1968. № 5. С. 37—40.
6. Векилов Э. Х., Николаева Е. Я., Луцук Е. М. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности морского продолжения Мангышлака в свете новых данных морской сейсморазведки // Нефтегазовая геология и геофизика. М.: ВНИИОЭНГ, 1969. № 7. С. 42—45.
7. Димаков А. И., Грибков В. В. Геология и нефтегазоносность Северного и Среднего Каспия // Тр. ВНИГРИ. 1965. Вып. 367. С. 11—18.
8. Еременко Н. А., Крылов Н. А., Лебедев Л. И. и др. О геолого-поисковых работах на морском продолжении Мангышлакско-Южно-Устюртской нефтегазоносной области // Геология нефти и газа. 1973. № 5. С. 20—25.
9. Кленова М. В., Соловьев В. Ф., Алексина И. А. и др. Геологическое строение подводного склона Каспийского моря. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 639 с.
10. Куприн П. Н. Палеозойские структуры и их роль в формировании впадины Каспийского моря // Палеогеография Каспийского и Аральского морей в кайнозое. М.: Изд-во МГУ, 1983. Ч. 2. С. 3—13.
11. Куприн П. Н., Шалухина А. Д. Унаследование внутренней структуры фундамента структурными элементами новейшего времени (в пределах территории Северного и Среднего Каспия) // Комплексные исследования Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1976. Вып. 5. С. 38—48.
12. Лапшов В. А. Глубинное геолого-тектоническое строение Мангышлака и смежных территорий // Тр. ВНИГРИ. 1965. Вып. 218. С. 103—127.
13. Леонтьев О. К. О происхождении некоторых островов в северной части Каспийского моря // Тр. Океаногр. комиссии АН СССР. 1957. Т. 2. С. 147—168.
14. Леонтьев О. К. По поводу заметки Ф. И. Валлера и Н. Д. Герштанского „Где находится Мангышлакский порог?“ // Геоморфология. 1976. № 1. С. 106—107.
15. Леонтьев О. К., Маев Е. Г., Рычагов Г. И. Геоморфология берегов и дна Каспийского моря // М.: Изд-во МГУ, 1977. 211 с.
16. Леонтьев О. К., Халилов А. И. Природные условия формирования берегов Каспийского моря // Баку: Изд-во АН АзССР., 1965. 208 с.
17. Маловицкий Я. П. Основные результаты сейсморазведки МОВ на Каспийском море // Нефтегазовая геология и геофизика. 1964. № 7. С. 47—49.
18. Маловицкий Я. П. Тектоника и перспективы нефтегазоносности морского продолжения Мангышлака // Нефтегазовая геология и геофизика. М.: ЦНИИТЭНефтегаз, 1965. № 6. С. 23—27.
19. Маловицкий Я. П., Левин Л. Э., Байбулатова З. К. и др. Группа южных морей // Тектоника и нефтегазоносность окраинных и внутренних морей СССР // Тр. НИЛзарубежгеология. Л.: Недра, 1970. Вып. 20. С. 125—189.
20. Мирчинк М. Ф., Крылов Н. А., Летавин А. И., Маловицкий Я. П. Тектоника юга Европейской

- части СССР // Геологическое строение и нефтегазоносность эпигерцинской платформы юга СССР. М.: Наука, 1966. С. 28—46.
21. *Муромцев В. С.* О перспективах нефтегазоносности акватории Каспийского моря, прилегающей к полуострову Тюб-Караган на Мангышлаке // Тр. ВНИГРИ. Л., 1973. Вып. 344. С. 135—142.
 22. *Мякокин В. С., Тураев И. А.* Литолого-стратиграфическая характеристика и особенности строения четвертичных отложений северо-западной части Каспийского моря // Комплексные исследования Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1970. Вып. 1. С. 149—159.
 23. *Неволин Н. В.* Тектоника западного Казахстана и перспективы его нефтегазоносности. М.: Гостоптехиздат, 1961. 316 с.
 24. *Рагимханов Ф. Г., Гаджиев А. Н.* Перспективы нефтегазоносности Среднего Каспия в свете новых данных геофизики // Нефтегазовая геология и геофизика. 1976. № 8. С. 37—40.
 25. *Рихтер В. Г., Гофман Е. А., Мальцев В. И., Сырнев И. П.* Новые данные по геологии западной части акватории Северного Каспия // Новости нефтяной и газовой техники. Геология. М.: ГОСИНТИ, 1962. № 1. С. 29—32.
 26. *Скриптунов Н. А.* Течения на Мангышлакском пороге (Северный Каспий) // Тр. ГОИН. 1964. Вып. 78. С. 7—21.
 27. *Успенская Н. Ю., Тарханов М. И., Мокринский В. В.* О тектонических связях структурных элементов Скифской и Туранской плит в пределах Северного Прикаспия // Сов. геология. 1967. № 1. С. 30—45.
 28. *Федоров П. В.* Плейстоцен Понто-Каспия // Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1978. Вып. 310. 168 с.
 29. *Шульц С. С., Можаяв Б. Н.* Опыт изучения тектонического строения морского дна Северного Каспия и его побережий по данным аэрогеологических исследований // Тр. Лаб. Аэрометодов АН СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1956. Т. 5. С. 107—126.

Геологический факультет МГУ,
Москва, 119899

Поступила в редакцию
2.IV.1990

УДК 551.248.1 (235.216)

© 1991

Б И С К Э Ю. С.

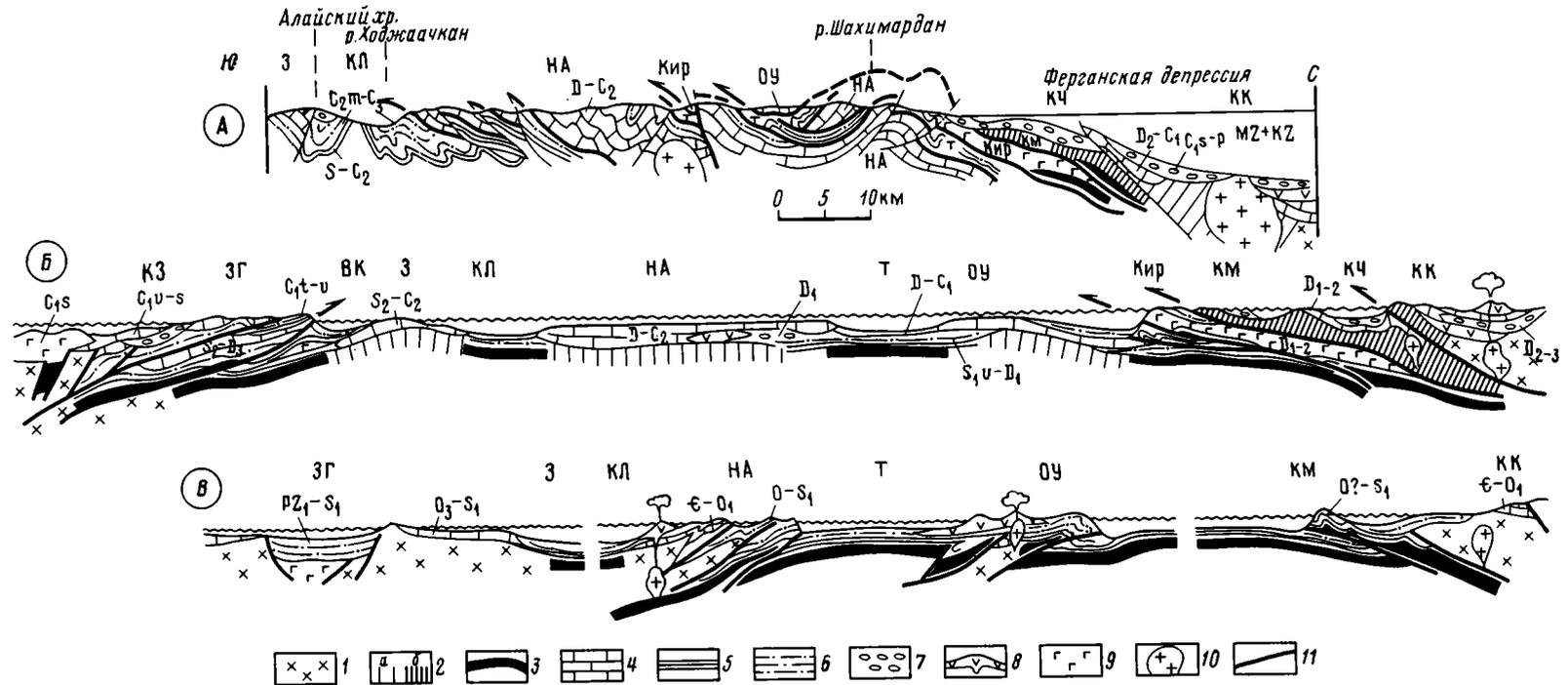
**ОСТРОВНЫЕ ДУГИ В ПАЛЕОЗОЙСКОЙ ИСТОРИИ
ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ**

На заключительной, предколлизийной стадии истории палеозойского Туркестанского океана (конец раннего — средний карбон) у его северной окраины существовали внутренняя (вулканическая) и внешняя дуги, разделенные междуговым прогибом. Более ранние островные дуги реконструируются в герцинской покровной структуре для этапа ордовик — начало девона. Они относятся как к энсиалическому, так и к энсиматическому типу; местами слагающие их породы метаморфизованы. Магматические проявления достаточно отчетливы, но невелики по масштабу.

Туркестанский палеоокеан, реконструируемый на месте герцинид Южного Тянь-Шаня и Кызылкумов, до времени своего исчезновения вследствие континентальной коллизии в позднем палеозое прошел несколько фаз раскрытия и частичного поглощения [5]. Начало этого процесса целиком не просматривается. Щелочные, контрастные по кремнекислотности вулканиты появляются в кембрии Южной Ферганы и Тамдытау одновременно с карбонатно-терригенными отложениями шельфового или склонового происхождения. Глубоководные силициты и толеитовые базальты присутствуют в нижнем — среднем ордовике. Это позволяет вести анализ истории океана начиная с раннего палеозоя. Указания на более древний возраст океанических формаций связаны лишь с изотопными датировками некоторых метаморфических (зеленосланцевых) толщ и не вполне надежны.

Поскольку в Южном Тянь-Шане мы имеем дело с коллизийным складчато-покровным сооружением, палеозойские формации которого перемещены и дислоцированы весьма значительно [6], реконструкцию палеоструктур лучше начать с последнего этапа палеозойской истории.

Завершающий субдукционно-коллизийный этап (C_{1s}—P). Сутура Туркестанского палеоокеана прослеживается по офиолитовому меланжу и метаморфизованным толщам Кан-Майлисуейских покровных пластин, к югу от Киргизско-Казахского палеозойского континента (рисунок, профиль А). В момент закрытия океана его северная активная окраина была (и вплоть до конца перми, уже в течение коллизийной стадии, оставалась) ареной образования вулканоплутонического комплекса. Петрохимия вулканитов подтверждает аналогичность этой области (Бельтау-Кураминской) с современными окраинно-континентальными поясами и даже позволяет делать подсчеты крутизны наклона палеозоны Беньюфа [4]. Южнее вулканической дуги, почти строго в тех же возрастных рамках, существовал Карачатырский тыловой прогиб, заполнявшийся сначала морской молассой с карбонатной составляющей, затем грубофлишными осадками и, наконец, примерно с сакмарского века, верхней континентальной молассой. В виде цепочки синклиналиных впадин он прослеживается от Северного Букантау на западе до р. Арпа на востоке. Вулканогенная примесь и обломки гранит-гранодиоритовых пород появляются в этих отложениях чаще всего с позднего карбона, поступая с севера. Континентальные вулканиты и отложения тылового прогиба в Северной — Северо-Восточной Фергане связаны между собой постепенным латеральным переходом. Восточнее Талассо-Ферганского сдвига, происшедшего позже, в самом конце палеозоя, и те, и другие образования распространены меньше и на востоке Тянь-Шаня почти исчезают.



Последовательная реконструкция островных дуг в Туркестанском палеоокеане

А — схематизированный профиль через северный надвиговый пояс Южного Тянь-Шаня по линии: истоки р. Сох — центральная часть Ферганской депрессии. Реконструированные профили (вне масштаба): Б — на момент закрытия Туркестанского палеоокеана (начало среднего карбона); В — на время образования ранних островных дуг (середина силура). Буквами на профилях обозначены структурные единицы (зоны в дальнейшем частично тектонические покровы): КЗ — Каракуль-Зиддинская, ЗГ — Зеравшано-Гиссарская, ВК — Вашан-Калмакаусульская, З — Зеравшанская, КМ — Калаймахмудская, НА — Нуратау-Алайская, Т — Тегермачская, ОУ — Ош-Уратюбинская, Кир — Киргизатинская, КМ — Кан-Майлисульская, КЧ — Карачатырская, КК — окраина Киргизско-Казахского континента. Литосфера: 1 — континентальная, в основном докембрийская; 2 — переходного типа, образованная в ранних (О-Д₁) островных дугах (а), в том числе с глаукофан-зеленосланцевым метаморфизмом (б); 3 — океаническая (2-й и 3-й слои) или субокеаническая, в надвиговой структуре — офиолитовый меланж. Супракрустальные образования: 4 — мелководные карбонатные; 5 — батинальные глинисто-кремнистые и известковые; 6 — флишоидные; 7 — грубообломочные; 8 — островолужные вулканические; 9 — базальты океанических островов и плато; 10 — гранитоиды; 11 — герцинские покровы ранней генерации и их направления (на профиле А пресечены более поздними надвигами)

Тыловой прогиб на ранней, серпухов-башкирской стадии своего существования выступает как междугубый. Имеется в виду, что передовая невулканическая островная дуга в это время представлена палеозойскими сериями «эвгеосинклинальной» зоны, частично метаморфизованными и включающими дислоцированные части офиолитового комплекса: это Кан-Майлисуйский и Киргизатинский покровы Ферганы и их аналоги, известные как западное, так и восточное.

Составленная таким образом геодинамическая реконструкция (рисунок, профиль Б) позволяет делать аналогии с многими современными островными дугами. Особенно близка она, пожалуй, к ситуации в восточной части Зондской дуги — с той разницей, что в каменноугольной истории Ферганы перед фронтом внешней, аккреционной по своей природе островодужной цепи находился не шельф обширного древнего континента (Австралия), а лишь карбонатные платформы Кызылкумов, Нуратау, Туркестано-Алая, Борколдоа, разделенные еще глубокими проливами. Частично эти карбонатные отмели — Ош-Уратюбинская, Баубашата-Уланская и др. — в башкирском веке уже погружаются под надвиги эвгеосинклинальных серий. Надвигавшаяся аккреционная призма включала как офиолитовый, так и специфичный для Южного Тянь-Шаня глинистый меланж, образованный по силурийским черносланцевым толщам [2]. Они оказались смешаны с фрагментами вулканитов, силицитов, песчаников, карбонатов как более древнего, так частично и более молодого (девон — ранний карбон) возраста¹.

Дальнейшее сокращение океанического пространства в московском веке и позднем карбоне привело к столкновению северного Киргизского континента с упомянутыми выше Кызылкумо-Алайскими карбонатными банками, а на востоке — с Таримским шельфом.

Возможна постановка вопроса об аналогичном по типу, но противоположном по ориентации в пространстве ходе событий в южном, Зеравшан-Восточно-Алайском надвиговом поясе, также традиционно включаемом в Южный Тянь-Шань. Действительно, здесь в турне — начале визе происходит надвиговая аккреция, сопровождавшаяся образованием и последующей дислокацией флишоидной маргужорской (в Восточном Алае — Терекской) свиты, а на расположенном южнее Каракумо-Гиссарском континенте (Южный Гиссар) одновременно закладывается вулканический пояс, или внутренняя дуга. Междугубый прогиб прослеживается в этом случае по карбонатным и флишоидным отложениям (C_1V_3 — C_2m_1) Каракульско-Зиддинской зоны, залегающим с несогласием и мощными конгломератами в подошве. В отличие от северного пояса развитие междугубого прогиба сопровождалось в районе Гиссарского хребта значительным растяжением и даже появлением новообразованной коры окраинно-морского типа (нижняя, базальтовая часть каратагской серии C_{1-2} и связанный с нею комплекс параллельных даек). Новый импульс сжатия в конце московского века привел уже к ликвидации этого бассейна.

«Атлантический» этап (девон). Восстановив первичное положение покровов в Южном Тянь-Шане, мы получаем картину морского пространства с пассивными континентальными окраинами, включающими зоны шельфов, склонов, а также континентального подножия, загруженного терригенными осадками яссинско-майдантагской окраины Таримского континента. В открытой части моря находятся карбонатные платформы и разделяющие их широкие проливы, не компенсированные маломощными карбонатно-силицитовыми пелагическими осадками среднего палеозоя. Центральная часть профиля Б (рисунок) иллюстрирует завершающую стадию образования этих серий осадков. Они в разной степени замещаются латерально или подстилаются базальтами нижнего —

¹ Для Южной Ферганы есть указания на то, что тектонические покровы и меланж указанного типа во внешней дуге уже включают островодужные вулканиты, имеющие несколько более древний, визейский возраст [1]. Подобную же позицию сейчас занимает известково-щелочная вулканическая сангунтауская свита в Тамдытау [7], однако ее каменноугольный возраст недостаточно доказан.

среднего, реже верхнего девона, которые в среднем карбоне (профиль Б) уже вовлечены в надвиговую аккрецию. Базальты либо близки петрохимически к спрединговым толеитам, либо отклоняются от них (повышенная титанистость, отчасти щелочность) в сторону внутриплитного океанического типа. Базальтовые серии, среди которых киргизатинская в Южной Фергане, карванкульская в Восточном Алае и их широко представленные аналоги, лишь в минимальной степени сопровождаются параллельными дайками, оторваны в стратиграфическом разрезе от габбро-гипербазитовой части девонского офиолитового комплекса и залегают поверх морских осадков неоднородного состава. Очевидно, мы имеем здесь дело с медленным спредингом, создающим бассейны типа окраинных морей, и поэтому должны ставить вопрос об островодужных поднятиях, которые эти моря сопровождают или им предшествуют.

Ранний островодужный этап (O_2-D_1). Кызылкумо-Алайский пояс карбонатных платформ существовал с раннего девона фактически как микроконтинент. Известняки и доломиты (D_1-C_2) налегают здесь несогласно на разнообразные формации нижнего структурного этажа палеозойд. Эти образования к началу девона уже сложно дислоцированы и, по заключению ряда авторов [5], состоят даже из тектонических покровов, направленных фронтом к северу, т. е. навстречу будущим покровам герцинид. Структурные данные в пользу таких построений не вполне однозначны, учитывая интенсивную герцинскую перестройку, но все же заслуживают внимания. Преддевонское несогласие к востоку сглаживается и в Алайском хребте не везде имеет угловое выражение. Зато в Туркестано-Алае значительно лучше развиты, достигают мощности 1—2 тыс. м молассоидные образования верхнего силура и нижнего девона — джидалинская (караджегачская) серия Чаувайского герцинского покрова, даудинская серия в структурной единице Дауда и др. Магматизм этого этапа не столь интенсивен. Даудинская серия в разрезах по рекам Сары-Кунгей, Джиптык, Раут включает вулканиты дацит-риолитового состава и местами содержит обильную гальку известково-щелочных эффузивов [3]. Значительный размах рельефа подчеркивается широким развитием гравититов, включающих галечниковые потоки и известняковые олистолиты.

На профиле В (рисунок) изображена предполагаемая додевонская структура в фундаменте карбонатных платформ. Флиш здесь более всего развит в отложениях среднего — верхнего ордовика и силура. Ордовикские ритмичные грауваки на западе области (Кызылкумы, Нуратау) известны как иланчисайская, джалатарская, каирская, частично — бесапанская свиты. Восточнее они представлены очень фрагментарно. Зеравшанская флишевая серия лландовери в долине р. Зеравшан и Нуратау-Туркестанском районе ограничена по латерали и подстилается пелагическими граптолитовыми сланцами, что вместе с существенно вулканомиктовым составом песчаников [8] позволяет говорить о появлении здесь внутриморского поднятия. Сильнее проявлен вулканизм в силурийских образованиях вышележащих герцинских покровов. Назовем, в частности, Дженгельдинскую пластину гор Тамдытау [7], где в отложениях лландовери — лудлова обильны вулканиты известково-щелочного ряда, различной кремнекислотности, чаще в пирокластической фации или в составе обломочной части конгломератов. К концу лландовери и венлоку относятся андезит-риолитовые лавы и туфы джазбулакской и алягузской свит Нуратау. Восточнее, в Алайском хребте вулканиты конца раннего силура представлены иногда сплошными пачками мощностью до нескольких сотен метров: это базальт-риолитовая толща г. Каратюбе на р. Абшир и в южном борту Наукатской впадины, арпатынская свита Баубашатинского горного узла и г. Суганташ в Ферганском хребте и ряд других проявлений (таблица). Пестрый состав силурийских вулканитов, значительная доля эксплозивных образований в разрезах, низкие содержания титана в базальтах при относительно высокой их глиноземистости и известково-щелочной специализации позволяет относить их к островодужному типу.

Химический состав некоторых силурийских вулканических серий Южного Тянь-Шаня

№ п/п	Число анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO + Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.
1	5	47,72	1,16	18,91	10,50	0,18	4,72	8,84	4,17	0,87	0,21	4,10
2	5	65,81	0,58	15,08	4,49	0,15	1,82	3,60	3,90	2,46	0,19	2,66
3	8	47,66	0,78	19,38	10,34	0,14	5,12	8,86	3,39	0,21	0,13	5,29
4	3	55,23	1,09	14,86	8,70	0,11	3,92	5,27	2,88	2,01	0,29	6,16
5	1	65,76	0,43	15,00	5,39	0,04	3,20	2,74	4,24	0,37	0,16	2,99

Примечание. Южная Фергана, г. Каратюбе, нижний силур: 1 — базальты, 2 — дациты, риодациты. Северо-восточная Фергана, г. Суганташ, нижний силур: 3 — базальты, 4 — андезиты и их туфы, 5 — дациты.

Вулканыты верхнего силура в Алайском хребте, Баубашате, в Кокшаальском секторе области еще мало изучены в химическом отношении, но и здесь наряду с базальтовыми встречаются более дифференцированные серии. Широко представлены также верхневенлокские и верхнесилурийские флишеидно-граувакковые образования типа пульгонской свиты Южной Ферганы, которые, судя по их химическому составу, образованы с явным участием вулканических продуктов основного состава. Они могут согласно сменяться вверх по разрезу упомянутыми уже молассоидами S₂—D₁. Известны, наконец, интрузивные проявления диорит-плагиигранитного ряда с близким к верхнему силуру геологическим и радиологическим возрастом: это, в частности, наукатский комплекс предгорий Алайского хребта.

Следует ли относить среднепалеозойские островодужные поднятия к энсиматическому типу, или же они построены с участием блоков (пластин) более древней континентальной коры, т. е. являются энсиалическими? Есть аргументы главным образом в пользу второго решения. Это в первую очередь преобладание в обломочной части флишевых толщ S—D₁ терригенного, литокластического материала, вплоть до появления — хотя и локально — олигомиктовых песчаников типа архакаринской свиты р. Шахимардан. К тому же более древние, кембрийские и нижнеордовикские карбонатно-терригенные отложения, по крайней мере в Туркестанском хребте и Нуратау, по своему составу и текстурам являются шельфовыми, либо приконтинентальными образованиями, и если в современной структуре мы не находим их фундамента, то связывать его исчезновение следует скорее с покровами и континентальной субдукцией позднего палеозоя.

Энсиматическими, возможно, были некоторые додевонские островные поднятия Кызылкумов, в состав которых входят вендские или нижнепалеозойские океанические толеиты и силициты тасказганской свиты [5, 7]. Другой тип энсиматических островных дуг намечается в Букантау — Южной и Восточной Ферганы по формациям герцинских верхних, зеленосланцевых покровов (Иттунысайская, Канская, Майлисуйская и другие структурные единицы). Силур и, вероятно, нижний палеозой зеленосланцевых серий представляют как metabазальты срединно-океанического типа, так и мощные граувакки, а в ряде пунктов и известково-щелочные вулканыты — например, в составе канской свиты гор Намаздек. Зеленосланцевые метаморфические ассоциации иногда дополняются фациями высоких давлений. Их возраст часто считают каменноугольным, соответственно времени образования герцинской покровной структуры. Однако на канские и майлисуйские зеленые сланцы налагают нижние и среднедевонские органогенные известняки и грубые граувакки (намаздыкская свита), а затем обломочно-карбонатно-силицитовые отложения (D₂—C₁) более глубоководного облика; те и другие почти не затронуты метаморфизмом. Таким образом, додевонская аккреция сопровождалась здесь поднятиями и метаморфизмом. Можно предположить, как это изображено на профиле В (рисунок), что островная дуга (или дуги?) зеленосланцевых серий была внешней, повернутой фронтом к югу, тогда как риолиты и андезиты D₁—₂ Кура-

минского хребта в дальнейшем обозначили парную с ней внутреннюю вулканическую дугу.

С древнепалеозойскими островными дугами нередко связывают [5] и метаморфический комплекс Зеравшано-Гиссара, однако в этом случае настораживает как раз отсутствие несогласия и скачка в уровне метаморфизма между зелеными сланцами (ягнобская серия в широком смысле) и перекрывающими мелководными карбонатами ($S_{IV}-D$). Здесь, по-видимому, мы имеем дело с погребенной в среднем палеозое рифтовой впадиной, а надвиговую структуру и метаморфизм следует целиком отнести к каменноугольной коллизии.

В целом для ранних островодужных сооружений Южного Тянь-Шаня характерно преобладание терригенной составляющей в аккреционном комплексе. Создается впечатление, что складчато-надвиговые деформации сжатия в ордовике, силуре и начале девона охватили не столько океанический субстрат, сколько пространство с разнородным фундаментом, покрытое мощными осадками уже на стадии рифтинга и пассивной окраины. В этом заключается, вероятно, основное отличие ранних островных дуг Южного Тянь-Шаня, например, от поднятий эвгеосинклинальной области Урала, где разнообразные по кремнекислотности лавы, пепловые накопления, тейфротурбидиты и карбонатно-вулканогенная олистострома почти полностью слагают разрез силура — девона и характеризуют область открытого моря с периодически возникающими островными дугами. Девон Южного Тянь-Шаня, напомним, не обладает типичной для Урала колчеданной минерализацией.

Древние островные дуги Южного Тянь-Шаня пока что лишь намечены. Остается еще далеко не ясной история силурийского и девонского магматизма. Имеются проблемы как с датировками вулканических толщ нижнего — среднего палеозоя, так и некоторых обломочных, в частности глыбовых формаций (микститов), одни из которых могут быть связаны с островными дугами силура — девона и образованы гравитационным путем, тогда как другие следует относить к тектонитам коллизионного этапа.

Список литературы

1. Абакумова Л. Н., Кузнецов Л. Е., Куренков С. А., Лыточкин В. Н., Ненахов В. М., Перфильев А. С. Экскурсии по Южному Тянь-Шаню (северные предгорья Алайского хребта) // Путеводитель геологических экскурсий. Свердловск: Уральское отделение АН СССР, 1989. С. 71—94.
2. Бискэ Ю. С. Сланцевый меланж Майдана и тектонические покровы Южной Ферганы // Вестн. Ленингр. ун-та. 1983. Вып. 1. № 6. С. 40—45.
3. Бискэ Ю. С., Горянов В. Б., Салтовская В. Д., Старшинин Д. А. Терригенный девон Нура-тау-Алайской миегеосинклинали // Вестн. Ленингр. ун-та 1980. № 18. С. 9—20.
4. Далимов Т. И., Рафиков Я. М. Вулканизм пермских континентальных рифтов Кураминской зоны (юго-западные отроги Северного Тянь-Шаня). Ташкент: Фан, 1986. 112 с.
5. Мухин П. А., Абдуллаев Х. А., Минаев В. Е., Христов С. Е., Эгамбердыев С. А. Палеозойская геодинамика Средней Азии // Сов. геология. 1989. № 10. С. 47—58.
6. Поршняков Г. С. Этапы формирования тектонических структур различных сегментов герцинид Южного Тянь-Шаня // Тектоника Тянь-Шаня и Памира / Ред. Губин И. Е., Захаров С. А. М.: Наука, 1983. С. 66—73.
7. Тектоника Западного Тянь-Шаня // Ред. Брежнев В. Д., Ильин А. В. М.: Наука, 1989. 152 с.
8. Шванов В. Н. Песчаный флиш Туркестанского хребта — формационный и литолого-палеогеографический анализ // Вестн. Ленингр. ун-та. 1985. № 7. С. 11—22.

Геологический факультет
Ленинградского государственного
университета, Ленинград, 199034

Поступила в редакцию
13.II.1990

УДК 551.24:551.2(571.661)

© 1991

АСТРАХАНЦЕВ О. В., БАТАНОВА В. Г., ПЕРФИЛЬЕВ А. С.

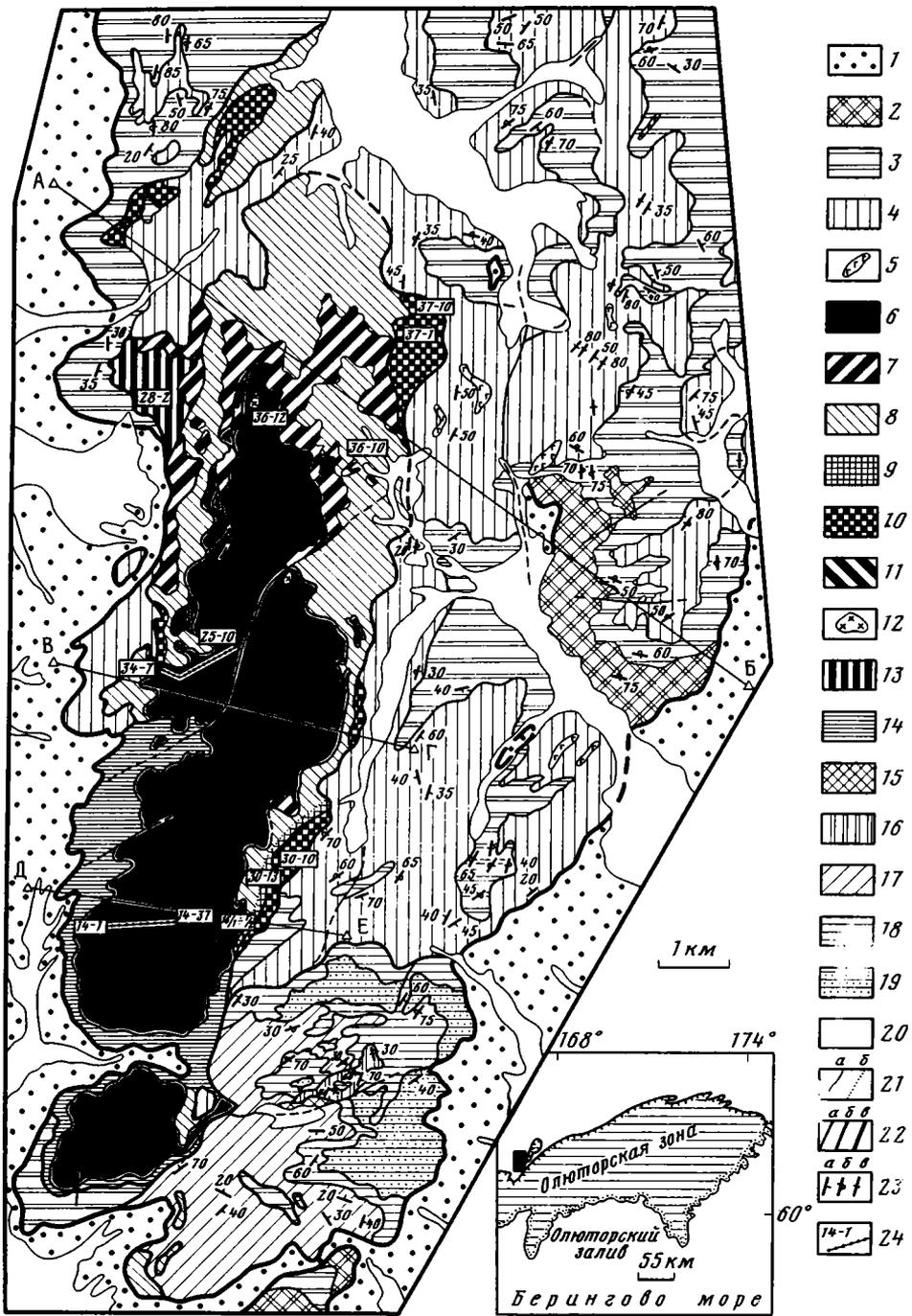
**СТРОЕНИЕ ГАЛЬМОЭНАНСКОГО,
ДУНИТ-КЛИНОПИРОКСЕНИТ-ГАББРОВОГО МАССИВА
(Южная Корякия)**

Гальмоэнанский дунит-клинопироксенит-габбровый массив входит в состав Ватынского аллохтона, сложенного мел-палеоценовыми океаническими и островодужными отложениями. Массив прорывает океанические толщи и имеет зональное строение. Ядро его сложено дунитами, а внешние оболочки — верлитами, клинопироксенами и габбро. Изучение минералогии и петрологии показало, что серии пород массива образовались в результате фракционирования и кумуляции кристаллов в магматической камере в условиях многократной подачи расплава. Установлено три этапа деформации базит-гипербазитов. Приведенный материал показывает отличие Гальмоэнанского массива от дунит-клинопироксенитовых комплексов офиолитов и близость его к зональным дунит-клинопироксенит-габбровым комплексам Аляски. Процесс образования массива связывается с начальными стадиями развития островной дуги.

Изучение состава и структурной позиции гипербазит-габбровых комплексов, ассоциирующих с островодужными и океаническими отложениями, является необходимым условием для составления целостной картины магматизма зон перехода океан—континент и геодинамических режимов его проявления.

Гальмоэнанский массив входит в пояс дунит-пироксенит-габбровых массивов, протягивающийся вдоль фронта Олюторской зоны Корякского нагорья. Он расположен в пределах крупного тектонического останца Ватынского аллохтона, сложенного меловыми и палеоценовыми образованиями [1, 9, 10]. Автохтоном являются туфо-терригенные породы корякской серии поздне мелового — палеоценового возраста [11]. Параавтохтон представлен олистостромовой толщей маастрихтского возраста, слагающей узкие тектонические клинья и линзы, мощностью 150—200 м, вдоль западной границы покрова. Матриком служат алевриты, песчаники и гравелиты, литологически сходные с породами корякской серии. В обломках установлены лишь кремнисто-вулканогенные породы ватынской серии, участвующие в строении аллохтона [9, 11]. Аллохтон представляет собой сложнодислоцированный пакет покровов, в основании которых залегают кремнисто-вулканогенные отложения ватынской серии сантон-кампанского возраста. Они стратиграфически надстраиваются туфо-кремнисто-терригенными и туфовыми толщами ачайваямской свиты маастрихт-палеоценового возраста [3, 4]. По комплексу литологических и петрогеохимических данных образования ватынской серии сопоставляются с океаническими, а ачайваямской свиты — с островодужными отложениями [4, 7, 13].

В пределах останца Ватынского аллохтона нами выделено два тектонических покрова, различающихся между собой фаціальным составом меловых и палеоценовых отложений. Гальмоэнанский массив входит в состав структурно более низкого покрова, который отличается меньшим содержанием терригенного материала в кремнисто-вулканогенной части и резким преобладанием туфового над кремнистым и терригенным в разрезе вулканогенно-обломочных пород. Породы массива слагают синформу (рис 1), осложняющую лежащее крыло крупной ($8 \times 12 \text{ км}^2$) ныряющей к западу антиклинали, в которую смяты оба покрова.



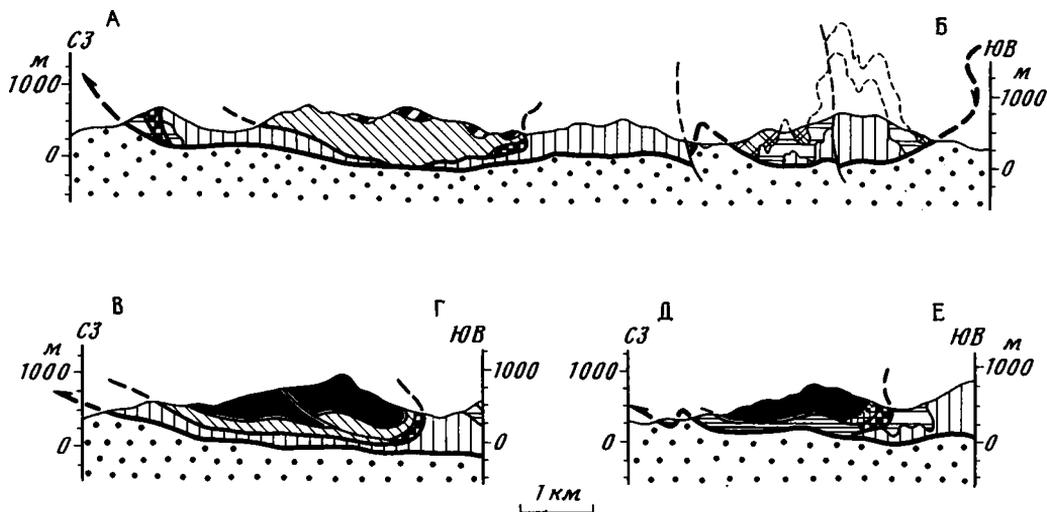


Рис. 1. Схема геологического строения Гальмознанского массива (составлена Астраханцевым О. В., Батановой В. Г. с использованием материалов Казимирова А. Д.)

1 — автохтон, туфотерригенные отложения коряжской серии (K_2-Q); 2—19 — аллохтон: 2—14 — нижний покров: 2—4 — ватынская серия ($K_{1st}-K_{2km}$): 2 — базальты с линзами радиоляритов, 3 — радиоляриты и глинистые яшмы, 4 — туфосилициты, кремнистые турбидиты с обломками *Inoceramus cf. Schmidt*, серые грубослоистые кремни; 5 — дайки и субпластовые тела диабазов; 6—14 — Гальмознанский массив: 6 — дуниты, 7 — верлиты, 8 — оливиновые клинопироксениты, 9 — плагиоклазовые пироксениты, 10 — габбро-монзониты, 11 — пойкилитовые верлиты, 12 — оливиновые габбро-нориты, 13 — пироксеновые горнблендиты, 14 — серпентинитовый меланж; 15—19 — верхний покров: 15—17 — ватынская серия ($K_{1al}-K_{2km}$): 15 — лавобрекчии, 16 — глинисто-кремнистые аргиллиты, 17 — туфосилициты с обломками *Inoceramus cf. Schmidt*, 18, 19 — ачайваямская свита (K_2-Q): 18 — нижняя подсвита, псаммитовые туфы, 19 — верхняя подсвита, тонко переслаивающиеся кремни, кремнистые аргиллиты, алевролиты, тонкозернистые вулканомиктовые песчаники с пачками ритмично-слоистых разностей; 20 — четвертичные отложения; 21, 22 — геологические границы: 21 — стратиграфические (а — прослеженные, б — предполагаемые), 22 — тектонические (а — внутриформационные срывы и крутопадающие разломы, б — границы покровов и Гальмознанского массива, в — граница аллохтона); 23 — элементы залегания пород (а — наклонное, б — опрокинутое, в — вертикальное залегание); 24 — номера и профили отбора образцов. На врезке покрашен район работ

Осевая плоскость антиклинали дополнительно деформирована в складки, запрокинутые в том же направлении. Шарнир синформы плавно ундурирует, воздымаясь к северу и в меньшей степени к югу. В центральной части Гальмознанского массива, где он занимает структурно наиболее низкое положение, дуниты, слагающие его ядро, контактируют непосредственно с породами автохтона. К этой границе приурочен серпентинитовый меланж мощностью до 25 м. Серпентиниты содержат блоки дунитов и терригенных пород. Последние тяготеют к подошве меланжа. Севернее гипербазиты залегают на кремнистых породах структурно нижнего покрова, находящихся в опрокинутом залегании. Дунитовое ядро массива облекается здесь верлитами и оливиновыми клинопироксенитами, слагающими крылья и замок складки. Клинопироксениты в виде узкой полосы мощностью 150—200 м прослеживаются вдоль всего восточного борта массива. Габброиды слагают мелкие ($150 \times 500 \text{ м}^2$) вытянутые тела по границе с вмещающими породами. Такую же позицию имеет блок оливиновых клинопироксенитов и пироксеновых горнблендитов, образующий тектонически обособленную пластину на северо-западе массива. Контакты между петрографическими разностями пород часто тектонические, однако относительные перемещения различных частей массива незначительны, так как сохранились участки ненарушенных разрезов от дунитов до оливиновых клинопироксенитов и габброидов. Контакты между дунитами и верлитами, дунитами и оливиновыми клинопироксенитами в восточной части массива имеют

запад — северо-западное падение под углом 55—65° на юге и становятся более крутыми, до 75—85°, в его центре. Далее к северу они быстро выполаживаются, падая на запад под углами 10—30° и до 5° в районе замыкания дунитового ядра. На западном борту массива падения контактов между дунитами, верлитами и оливиновыми клинопироксенитами становятся круче — до 25—40° в восточных румбах. Граница между породами массива и вмещающими кремнисто-вулканогенными толщами аллохтона на востоке падает в общем на 10—15° круче, чем контакты между петрографическими разностями пород внутри массива. В центральной и северной частях установлено даже налегание кремней и туфосилицитов на габброиды и оливиновые клинопироксениты с падением контакта на восток под углом в 70—85°. Вдоль западного борта контакт между гипербазитами и вмещающими толщами очень полого, под углом 5—15°, погружается на восток.

Таким образом, внутреннюю структуру массива можно представить как запрокинутую к западу синформу, ядро которой сложено дунитами, а внешние оболочки — верлитами, оливиновыми клинопироксенитами и габброидами. Осевая плоскость синформы погружается на восток. На юге это прямая, в центральной части массива — слабо сжатая складка, которая к северу переходит в открытую. Так как эта складка осложняет лежачее крыло ныряющей в том же направлении антиклинали, в которую смят покров, а габброиды массива имеют интрузивный контакт с вмещающими породами (описан ниже), то массив в современной структуре находится в опрокинутом залегании.

Дуниты, занимающие более высокое гипсометрическое положение, являются структурно более низкими, а клинопироксениты, габброиды — структурно более высокими.

В разрезе покрова массив приурочен к нижней и средней его частям, прорывая все океанические толщи вплоть до переходной между океаническими и островодужными образованиями пачки серых грубослоистых кремней.

КОНТАКТОВЫЕ СООТНОШЕНИЯ С ВМЕЩАЮЩИМИ ПОРОДАМИ

Ранее [5] были описаны интрузивные контакты гипербазитов с вмещающими породами. Указывалось, что в зоне контакта яшмы превращены в кварциты, вулканиты в роговики, а в гипербазитах наблюдаются зоны закалки. Однако, по нашим данным [2], за закалочные порфиновые структуры дунитов ошибочно приняты порфирокластические структуры, сформировавшиеся при пластическом течении пород.

Современные контакты массива с вмещающими породами аллохтона тектонические. Контактные зоны интенсивно брекчированы, в кремни затерты блоки и обломки пироксенитов. Кремни и заключенные в них породы несут следы низкотемпературного метаморфизма. В габброидах отсутствуют эндоконтактные фашии, породы осветлены, окварцованы, разбиты многочисленными кварцевыми прожилками. Отмечается обильная вторичная минерализация. Клинопироксен замещается псевдоморфозами тонкоигольчатого актинолита, по которому при дальнейших изменениях развивается хлорит. Обычными минералами являются эпидот, сфен, пренит, альбит. Наиболее измененные разности габброидов представлены мелкозернистыми породами, полностью состоящими из пренита и альбита, а также небольшого количества вторичного клинопироксена, ассоциирующего со сфеном. Пренит образует в породе жилки с характерной симплектитовой структурой. Микроструктура кремней свидетельствует об интенсивном дислокационном метаморфизме. В зоне контакта они преобразованы в мелко- и среднезернистые кварциты с гнейсовидными микроструктурами. Зерна кварца деформированы и вытянуты в одном направлении. Породы содержат кислый плагиоклаз (альбит-олигоклаз), вторичный клинопироксен, актинолит, сфен, хлорит, встречаются небольшие (1—2 мм) линзовидные скопления бурого андрадита с пренитом и эпидотом. Подобные контактовые изме-

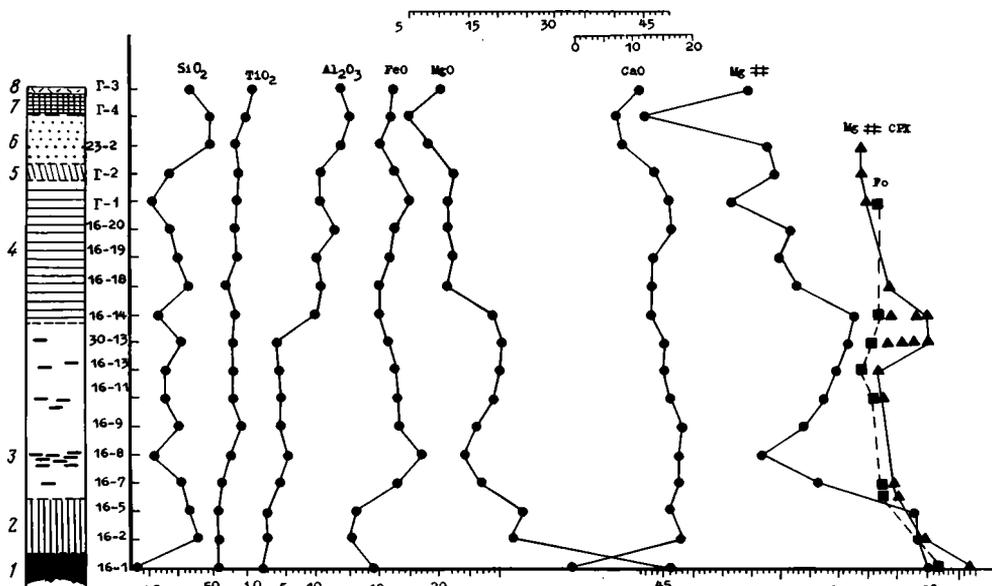


Рис. 2. Вариационная диаграмма для пород Гальмознанского массива

1 — дуниты; 2 — верлиты; 3 — оливиновые клинопироксениты с прослоями магнетитовых клинопироксенитов; 4 — плагиоклазовые верлиты и оливиновое габбро; 5 — плагиоклазовые пироксениты; 6 — габбро-монциты; 7 — мелкозернистые габбро-монциты и монцодиориты; 8 — мелкозернистые плагиоклазовые пироксениты краевой фации. Названия пород: 16-1 — дунит; 16-2, 5; 14, Г-1 — верлиты (16-14, Г-1 — плагиоклазовые); 16-7, 9, 11, 13, 30-13 — оливиновые клинопироксениты (30-13 — с порфиroidной структурой); 16-8, Г-3 — клинопироксениты (16-8 — магнетитовый, Г-3 мелкозернистый плагиоклазовый); 16-18, 19, 20 — оливиновое габбро; Г-2 — плагиоклазовый пироксенит; 23-2, Г-4 — габбро-монциты (Г-4 мелкозернистый)

нения могут быть объяснены процессом кислотного выщелачивания габброидов и пироксенитов на границе с кремнями, который происходил одновременно с дислокациями вмещающих пород.

Первичные контакты габброидов с вулканогенно-кремнистыми породами, восстановленные по ряду фрагментов, имеют интрузивный характер. Наилучшее обнажение наблюдается на юго-восточном окончании массива. В сторону контактов зернистость габброидов уменьшается, появляется кварц. В 5 м от контакта с кремнями отмечаются мелкозернистые монцодиориты с оксифитовой структурой. Непосредственно на контакте с кремнями обнаружен блок чечевицеобразной формы ($2 \times 4 \text{ м}^2$) мелкозернистых плагиоклазовых пироксенитов. Присутствие длиннопризматического клинопироксена (удлинение равно 6) позволяет рассматривать эту породу в качестве краевой фации габброидов. Кремнистые породы вдоль контакта превращены в биотит-пироксен-кварцевые роговики. По мере удаления от зоны контакта происходит смена роговиков со среднезернистыми структурами, содержащих пойкилитовые кристаллы клинопироксена, микрокварцитами с игольчатыми и скелетными кристаллами клинопироксена. Ширина контактового ореола не превышает 300 м.

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ В РАЗРЕЗЕ И ПЕТРОГРАФИЯ ПОРОД

Среди пород, слагающих Гальмознанский массив, 90% приходится на долю ультраосновных разновидностей и лишь 10% на габброиды.

Ультраосновные породы представлены дунитами, верлитами, оливиновыми клинопироксенитами, магнетитовыми клинопироксенитами. Переход от ультрабазитов к породам основного состава происходит через ряд промежуточных разновидностей.

Дуниты образуют мощное тело, слагающее большую часть массива. Со-

Химический состав оливинов

Номер образца	1	16-1	16-2	16-2	16-6	16-7	16-11	16-13	16-14	30-13	21-7	Г-1
SiO ₂	40,77	40,80	40,60	41,13	39,80	39,67	38,72	38,77	39,40	40,39	39,20	39,64
FeO	8,42	8,13	12,22	11,13	17,16	16,23	17,86	19,57	16,77	18,45	15,38	17,66
MnO	0,18	0,18	0,00	0,19	0,12	0,29	0,38	0,44	0,36	0,47	0,41	0,00
MgO	50,28	49,11	46,55	47,42	42,19	42,83	41,07	40,62	42,90	42,16	43,85	42,45
CaO	0,02	0,01	0,01	0,06	0,08	0,13	0,01	0,00	0,08	0,02	0,04	0,00
NiO	—	0,28	0,06	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,015	0,00
Сумма	99,71	98,51	99,44	99,93	99,39	99,15	98,50	99,40	99,51	101,49	99,03	99,74
Fo	91,2	91,5	87,6	88,4	81,4	82,5	80,4	78,7	82,0	80,3	83,5	81,1
Fa	8,8	8,5	12,4	11,6	18,6	17,5	19,6	21,3	18,0	19,7	16,4	18,9

Примечание. 1 — состав оливина из дунитов ядра (среднее из 28 анализов). Названия пород: 16-6 — оливиновый клинопироксенит, 21-7 — плагиоклазовый верлит; названия других образцов и их положение в разрезе см. на рис. 2.

стоят из оливина, аксессуарного хромита, клинопироксен редок. Для пород характерны деформационные — порфирукластические и гранулярные — структуры с хорошей предпочтительной ориентировкой зерен оливина [2]. Ранее установлено, что перекристаллизация дунитов происходила в условиях пластического течения при температурах не ниже 700°C. Переход от мономинеральной оливиновой к биминеральной оливин-клинопироксеновой ассоциации происходит на расстоянии 10—20 м и маркируется переходной зоной, в которой дуниты с редкой неравномерной вкрапленностью клинопироксена образуют включения (размер от 10—20 см до нескольких метров) в оливиновых клинопироксенитах. Эта зона насыщена жилами клинопироксенитов. Подобные взаимоотношения дунитов ядра и окаймляющих оливиновых пироксенитов описаны и в других зональных массивах дунит-клинопироксенитовой формации, таких, как Кытлымский массив (Урал) [6], Туламин (Британская Колумбия) [19], в платиноносных массивах Дальнего Востока [12].

Верлиты, оливиновые клинопироксениты, клинопироксениты образуют непрерывный ряд пород, связанный с вариациями соотношений количества оливина и клинопироксена. Переходы между разностями как резкие, так и постепенные. В субширотном пересечении массива в направлении от дунитового ядра к габброидной кайме состав и структура пород меняются (рис. 2). В нижней части разреза (ближе к дунитовому ядру) верлиты и оливиновые клинопироксениты содержат небольшое количество хромита. Породы перекристаллизованы, минералы несут следы интенсивных внутризерновых деформаций — полосы излома, волнистое погасание. Некоторые зерна оливина полностью преобразованы в агрегат необласт. По краям клинопироксена отмечается перекристаллизация. Границы между зернами извилистые. Лишь в некоторых образцах обнаружены верлиты с реликтовыми магматическими кумулятивными пойкилитовыми и субпойкилитовыми структурами.

В верхних частях разреза преобладают оливиновые клинопироксениты, в которых рудной фазой является магнетит. В этих породах обычен бурый амфибол, а в качестве включений в клинопироксене — ярко-коричневый биотит. Структура аллотриоморфно-либо гипидиоморфно-зернистая, образована взаимно срастающимися зернами оливина и клинопироксена размером 2—4 мм. Магнетит имеет сидеронитовый характер, в отдельных слоях (обр. 16-8) составляет до 25% породы. В наиболее верхней части разреза обычны неравномерно-зернистые клинопироксениты с порфиroidными структурами. Порфиroidные выделения образованы кристаллами клинопироксена размером до 5 мм с включениями оливина, магнетита, биотита. Основная масса состоит из мелких зерен оливина, клинопироксена и магнетита. Деформации в породах верхней части разреза проявлены гораздо слабее. В оливине отмечаются полосы излома, по краям отдельных зерен происходит перекристаллизация.

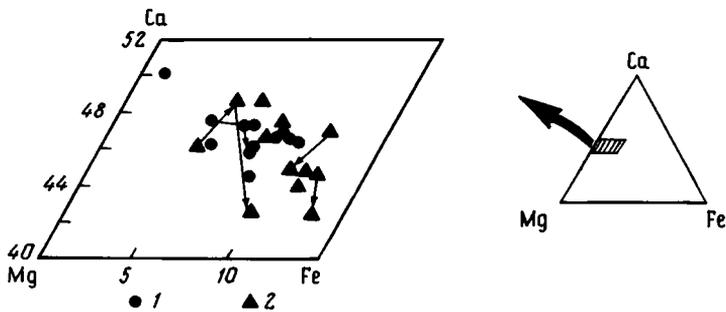


Рис. 3. Диаграмма Ca—Mg—Fe для клинопироксенов Гальмознанского массива
1, 2 — клинопироксены из: 1 — ультраосновных пород, 2 — плагиоклазовых верлитов и габбро-монцитонитов. Стрелками показано изменение состава зерен от центра к краю

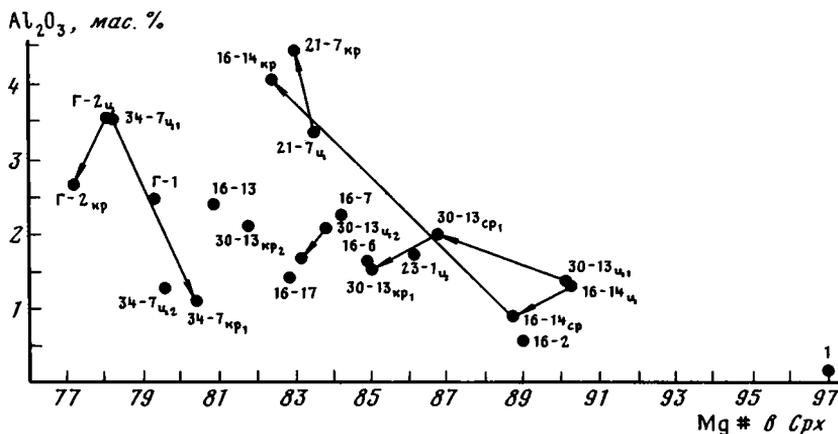


Рис. 4. Диаграмма $Al_2O_3 - 100 \times Mg / (Mg + Fe^{2+})$ для клинопироксенов
Номера на рис. соответствуют номерам в табл. 2. Стрелками показано изменение состава зерен от центра к краю

Клинопироксен не перекристаллизован, только крупные зерна имеют слабое волнистое погасание. Интенсивно деформированные разности верлитов и пироксенитов слагают крупный блок вдоль северо-восточного окончания массива.

Появлением плагиоклазовых верлитов отмечается переход от ультраосновных разностей к габброидам. Плагиоклазовые верлиты имеют порфиroidные структуры. Порфиroidные выделения образуют крупными широкопризматическими кристаллами клинопироксена и округлыми зернами оливина. Размер порфиroidных вкрапленников 3—5 мм. Оливин также встречается в виде мелких включений в клинопироксене. Интерстиции выполнены основной массой, состоящей из сосюритизированного плагиоклаза, мелких зерен клинопироксена (0,6—0,8 мм), чешуек биотита и амфибола. Количество интерстиционного материала составляет 5—10% породы. Породы не несут следов деформации. Вверх по разрезу происходит уменьшение количества оливина, вплоть до полного исчезновения, после чего появляется гиперстен. Плагиоклазовые пироксениты также имеют порфиroidные структуры. Порфиroidные выделения — широкотаблитчатые зерна клинопироксена (до 5 мм) и идиоморфные кристаллы гиперстена (1—2 мм). Обычны биотит и амфибол, иногда полностью занимающие интерстиции между пироксенами, создавая подобие пойкилитовой структуры. Среди плагиоклазовых пироксенитов встречен прослой вебстеритов (мощность 1 м). Породы среднезернистые, кроме клинопироксена присутствует гиперстен — 15%, сидеронитовый рудный.

Химический состав клинопироксенов Гальмознанского массива

Номер п/п	1	2	3	4	5	6
Номер образца	14-9	16-2	16-6	16-7	16-11	16-13
SiO ₂	56,06	53,36	52,79	53,09	52,86	52,37
TiO ₂	0,02	0,11	0,20	0,28	0,15	0,22
Al ₂ O ₃	0,01	1,05	1,60	2,27	2,10	2,39
FeO	0,79	3,82	5,28	5,41	6,03	6,35
MnO	0,05	0,06	0,14	0,18	0,20	0,23
MgO	17,11	17,32	16,71	16,13	15,23	15,15
CaO	26,64	23,28	23,51	21,38	22,56	22,49
Na ₂ O	0,00	0,12	0,09	0,06	0,20	0,14
Cr ₂ O ₃	0,05	0,24	0,19	0,05	0,16	0,04
Сумма	100,73	99,36	100,51	98,85	99,50	99,42
Mg #	97,3	89,0	84,9	84,2	81,8	80,9
En	46,6	47,8	45,7	46,7	43,7	43,4
Wo	52,1	46,3	46,2	44,5	46,6	46,4
Fs	1,3	5,9	8,1	8,8	9,7	10,2

Номер п/п	14	15	16	17	18	19
Номер образца	30-13 _{кр2}	21-7 _у	21-7 _{кр}	16-17	Г-1	Г-2 _у
SiO ₂	52,85	51,72	50,74	52,21	52,36	51,80
TiO ₂	0,20	0,29	0,40	0,25	0,28	0,48
Al ₂ O ₃	1,65	3,43	4,46	1,43	2,48	3,57
FeO	5,93	5,50	5,51	5,57	7,29	7,75
MnO	0,18	0,13	0,18	0,26	0,32	0,28
MgO	16,43	15,61	15,03	15,09	15,54	15,49
CaO	24,00	22,60	22,80	22,52	22,19	22,31
Na ₂ O	0,24	0,05	0,16	0,09	0,26	0,39
Cr ₂ O ₃	0,00	0,16	0,22	0,04	0,02	0,00
Сумма	101,49	99,50	99,50	97,46	100,74	102,13
Mg #	83,2	83,5	83,0	82,8	79,2	78,1
En	44,4	44,7	43,5	43,9	43,7	43,2
Wo	46,6	46,5	47,5	47,0	44,8	44,7
Fs	9,0	8,8	9,0	9,1	11,5	12,1

Породы основного состава представлены габбро-монцонитами и габбро-амфиболитами, являющимися продуктом их вторичного изменения. Амфиболовые разности пород — пироксеновые горнблендиты, горнблендиты и амфиболовое габбро — играют подчиненную роль и появляются лишь в верхних горизонтах разреза.

Габбро-монцониты связаны постепенными переходами и структурно похожи на плагиоклазовые пироксениты. Порода порфирированная с клинопироксеном и гиперстеном в виде порфировых выделений. Интерстиции выполнены плагиоклазом, калиевым полевым шпатом (15—20%), биотитом (7—10%), мелкими зернами клинопироксена. Признаки деформации не наблюдаются.

Амфиболовые разности пород состоят из клинопироксена и бурого амфибола, содержание которого меняется от 5 до 90%. Может присутствовать ортопироксен (2—5%), а в качестве аксессуарных минералов — апатит и магнетит. Структура пород мелкозернистая призматически-зернистая либо пойкилитовая.

7	8	9	10	11	12	13
16-14 _ц	16-14 _{ср}	16-14 _{кр}	30-13 _{ц1}	30-13 _{ср1}	30-13 _{кр1}	30-13 _{ц2}
54,97	54,13	51,98	52,93	52,26	52,85	52,11
0,03	0,19	0,56	0,12	0,21	0,24	0,26
1,33	0,91	4,05	1,35	2,01	1,58	2,10
3,30	3,68	6,04	3,45	4,50	5,32	5,57
0,13	0,07	0,23	0,07	0,18	0,32	0,20
17,19	16,19	15,88	17,47	16,53	16,92	16,23
22,84	24,25	19,93	24,43	23,89	23,60	24,13
0,07	0,24	0,47	0,11	0,14	0,24	0,02
0,17	0,31	0,30	0,27	0,21	0,02	0,04
99,56	99,97	99,44	100,21	99,93	101,11	100,67
90,3	88,7	82,4	90,1	86,7	85,0	83,8
48,5	45,4	47,3	47,3	45,6	45,9	44,2
46,3	48,8	42,7	47,5	47,4	46,0	47,3
5,2	5,8	10,0	5,2	7,0	8,1	8,5

20	21	22	23	24	25	26
Г-2 _{ср}	34-7 _{ц1}	34-7 _{кр1}	34-7 _{ц2}	23-1 _ц	36-10-1	36-10-2
52,07	51,06	53,98	53,18	52,07	51,65	51,27
0,46	0,31	0,07	0,07	0,26	0,40	0,38
2,65	3,56	1,18	1,27	1,75	4,08	4,11
8,41	7,05	6,76	7,02	4,64	4,23	4,23
0,29	0,31	0,40	0,42	0,10	0,06	0,06
15,93	14,05	15,55	15,43	16,14	15,57	15,54
21,24	22,15	21,82	21,15	24,71	23,26	23,17
0,55	0,43	0,24	0,43	0,00	0,16	0,04
0,04	0,00	0,00	0,08	0,16	0,67	0,62
101,69	98,95	100,01	99,05	99,86	100,08	99,43
77,2	78,1	80,4	79,6	86,1	86,8	86,7
44,4	41,4	44,4	44,6	44,2	44,9	44,9
42,5	47,0	44,8	44,0	48,7	48,2	48,2
13,1	11,6	10,8	11,4	7,1	6,8	6,8

Примечание. Обр. 14-9 — дунит, анализ включения клинопироксена в оливине; 21-7 — плагиоклазовый верлит; 16-6 — оливиновый клинопироксенит; 36-10 — клинопироксен-оливиновый гонблендит с пойкилитовой структурой: -1 — зерно 0,6 мм в амфиболе, -2 — зерно 3 мм; 34-7 — габбро-монзонит; 16-17 — вебстерит; 23-1 — габбро-монзонит. Для зональных зерен: ц — центр, кр — край, ср — промежуточный замер между центром и краем, ц1, кр1 № центр и край зерна первой генерации соответственно. Названия других образцов и их расположение в разрезе см. на рис. 2

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МИНЕРАЛОВ И ПОРОД

Состав минералов всех разновидностей пород изучался по разрезу массива в субширотном пересечении его южной части (см. рис. 1). Определения химического состава породообразующих минералов выполнены на рентгеноспектральных микроанализаторах «Камебакс» (ГИН АН СССР, аналитик Г. В. Карпова) и «Камебакс микробим» (ЦНИГРИ, аналитик М. В. Шавырина). Результаты анализов показали закономерное изменение состава минералов по разрезу. Состав оливина приведен в табл. 1.

Оливин дунитов более магнезиален: $Fo = 100 \cdot Mg / (Mg + Fe^{2+}) \text{ ат.}\% = 91,2$ (среднее из 28 анализов) и характеризуется выдержанным составом по всему разрезу дунитового тела. Интервал колебания Fo составляет 92,4—90 [2]. Характерной чертой оливина дунитов является наличие в нем дендритовых востков хромшпинели, которые известны в оливине дунитовых кумулятов

многих вулканических провинций [15] и характерны для оливина, кристаллизовавшегося из расплава [14]. Низкое содержание в оливине никеля (0,1—0,21 вес.% NiO), по-видимому, также свидетельствует о кумулятивном генезисе породы [23]. На границе с верлитами наблюдается изменение состава оливина от Fo 91,5 до Fo 87,7, далее по разрезу через оливиновые клинопироксениты магнезиальность оливина прогрессивно снижается (см. рис. 2). Наименьшее значение Fo достигается в обр. 16-13—78,7, и затем увеличивается в порфирированных оливиновых клинопироксенитах и плагиоклазовых верлитах до Fo 82—83, после чего остается постоянным вплоть до исчезновения оливина. Заметим, что в плагиоклазовых верлитах вокруг зерен оливина развита реакционная кайма, состоящая из мелких зерен гиперстена и магнетита, которая могла образоваться при реакции оливина с дифференцированным расплавом: $Ol + \text{расплав} = \text{Opx} + \text{Mt}$.

Клинопироксен ультраосновных и основных разностей пород относится к группе диопсида [24]. Для него характерно высокое содержание волластонита — 45—49 (рис. 3) высокая магнезиальность ($Mg \# = 100 \times Mg / (Mg + Fe^{2+})$ ат.% — 78—97, относительно низкое содержание глинозема, которое увеличивается в ряду дунит→габбро-монцонит от 0,5 до 3,6 вес.% (рис. 4), низкое содержание TiO_2 (от 0,02 до 0,31 вес.%), Na_2O (от 0,03 до 0,31 вес.%) и Cr_2O_3 — до 0,67 вес.%. По этим характеристикам клинопироксены Гальмознанского массива близки к клинопироксенам дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов Аляски [16, 17, 21, 26] и отличаются от клинопироксенов дунит-клинопироксенитовых комплексов офиолитов, для которых обычны более высокие содержания Cr_2O_3 и TiO_2 [20].

Изучение эволюции состава клинопироксена по разрезу от дунитов к габбро-монцонитам показало, что пироксены дунитов, верлитов и оливиновых клинопироксенитов нижних частей разреза не зональны и имеют довольно устойчивые составы в пределах образца. От нижних разностей пород к более верхним при постоянном содержании волластонита идет накопление железа, $Mg \#$ снижается от 89 до 81 (см. рис. 2). В верхних порфирированных оливиновых клинопироксенитах и плагиоклазовых верлитах магнезиальность пироксена, как и оливина, резко возрастает — от 81 до 90 и затем снова плавно понижается до 78 в габбро-монцонитах.

В порфирированных оливиновых пироксенитах и плагиоклазовых верлитах (обр. 30-13, 16-14, 21-7) присутствуют две генерации клинопироксена. *Srx-1* — крупные зерна с прямой зональностью относительно $Mg \#$ (см. табл. 2). Характер распределения кальция и алюминия показан на рис. 3, 4. Содержание Ca от центра к средней зоне либо возрастает, либо остается постоянным и от средней зоны к краю резко снижается. Содержание Al либо возрастает от центра к краю, либо не меняется значительно. *Srx-2* — более мелкие зерна, также имеющие прямую зональность. Состав ядра близок к составу средней, либо краевой зоны *Srx-1*.

В габбро-монцонитах присутствуют две генерации клинопироксена, *Srx-1* — крупные зональные зерна, в которых от центра к краю магнезиальность слегка возрастает, а содержания Ca и Al снижаются (см. рис. 3, 4). *Srx-2* — мелкие зерна основной массы, которые отвечают по составу каймам *Srx-1* и образовывались вместе с ними. Зональность *Srx-1* объясняется дорастанием краевых зон зерен из интеркумуляционной жидкости после кристаллизации из нее плагиоклаза и магнетита. В габбро-монцонитах встречаются клинопироксены, отвечающие по магнезиальности этому минералу более нижних частей разреза (см. обр. 23-1).

Резкое увеличение магнезиальности оливина и клинопироксена в верхней части разреза оливиновых клинопироксенитов, появление в породах порфирированных структур и зональных зерен клинопироксена, по нашему мнению, можно объяснить смешением расплавов. В остаточную магматическую камеру поступает новая порция примитивного расплава, содержащего фенокристы маг-

Химический состав рудных минералов, амфиболов, ортопироксенов, полевых шпатов

Номер образца	16-1	16-7	Г-1		Г-2		30-13	36-10
			<i>Mt</i> ₁	<i>Mt</i> ₂	<i>Mt</i>	<i>Amf</i>		
Минерал	<i>Crt</i>	<i>Mt</i>	<i>Mt</i> ₁	<i>Mt</i> ₂	<i>Mt</i>	<i>Amf</i>	<i>Mt</i>	<i>Amf</i>
SiO ₂	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	43,96	0,00	42,99
TiO ₂	0,38	2,34	3,83	2,71	2,39	1,83	2,71	1,82
Al ₂ O ₃	6,70	1,19	2,28	1,90	1,80	12,57	2,36	13,11
FeO	23,53	30,04	30,43	30,41	31,42	10,54	30,59	6,89
Fe ₂ O ₃	17,25	63,45	61,82	63,06	63,49	—	58,17	—
MnO	1,01	0,00	0,31	0,43	0,28	0,17	0,13	0,04
MgO	5,61	1,38	2,22	2,19	0,68	16,02	1,52	16,27
CaO	0,00	0,00	—	—	—	12,48	0,00	12,06
Na ₂ O	0,00	0,00	—	—	—	2,31	—	1,97
K ₂ O	0,00	0,00	—	—	—	0,93	—	1,01
Cr ₂ O ₃	45,24	0,67	0,25	0,36	0,69	0,00	3,34	0,79
Сумма	99,72	99,50	101,14	101,06	100,75	100,82	98,82	97,04
	29,8	7,6	11,5	11,4	3,7	73,0	8,1	80,6

Номер образца	16-17	34-7					Г-2		23-1
		<i>Orx</i>	<i>Orx</i> _н	<i>Orx</i> _{кр}	<i>Pl</i> ₁	<i>Pl</i> ₂	<i>Ort</i>	<i>Orx</i>	
Минерал	<i>Orx</i>	<i>Orx</i> _н	<i>Orx</i> _{кр}	<i>Pl</i> ₁	<i>Pl</i> ₂	<i>Ort</i>	<i>Orx</i>	<i>Pl</i>	<i>Ort</i>
SiO ₂	54,46	54,35	54,39	57,62	57,81	64,57	54,69	56,13	64,44
TiO ₂	0,22	0,14	0,12	0,08	0,00	0,00	0,23	0,02	0,00
Al ₂ O ₃	0,96	1,26	1,11	25,79	25,53	18,12	1,43	27,34	17,79
FeO	14,73	14,58	15,66	0,20	0,23	0,13	15,83	0,33	0,19
MnO	0,40	0,61	0,85	0,03	0,1	0,07	0,66	0,05	0,00
MgO	26,98	27,47	25,70	0,00	0,06	0,01	27,18	0,06	0,00
CaO	0,67	1,05	1,21	8,73	8,43	0,29	1,27	11,03	0,06
Na ₂ O	0,00	0,10	0,00	5,94	6,00	0,22	0,00	4,48	1,44
K ₂ O	0,00	0,01	0,00	0,28	0,42	13,09	0,04	0,35	14,57
Cr ₂ O ₃	0,06	0,02	0,02	0,03	0,01	0,00	0,17	0,03	0,00
Сумма	98,50	99,58	99,06	98,70	98,50	98,51	101,50	99,83	98,50
Mg #	76,5	77,1	74,5	—	—	—	75,4	—	—
En	75,5	75,5	72,7	—	—	—	73,5	—	—
Wo	1,3	2,1	2,4	—	—	—	2,5	—	—
Fs	23,1	22,4	24,9	—	—	—	24,0	—	—
An	—	—	—	44,0	54,8	1,4	—	56,4	0,3
Ort	—	—	—	1,7	2,6	78,3	—	2,1	86,7

Примечание. *Crt* — хромит, *Mt* — магнетит, *Amf* — амфибол, *Orx* — ортопироксен, *Pl* — плагиоклаз, *Ort* — ортоклаз. В обр. Г-2: *Mt*₁ — включение в клинопироксене, *Mt*₂ — зерно в интерстиции. Названия пород: 36-10 — клинопироксен-оливиновый горнблендит; 16-17 — вебстерит; 34-7, 23-1 — габбро-монцит, названия обр. 16-1,7, Г-1,2, 30-13 см. на рис. 2.

незначительного оливина и клинопироксена (*Срх-1*). В результате смешения этой порции расплава с остаточным образуется дочерняя жидкость промежуточного состава, с которой привнесенные минеральные фазы неравновесны и вступают в реакцию. Вокруг оливина образуется рубашка гиперстена, клинопироксен обрастает каймами менее магниезного состава. Из жидкости нового состава как самостоятельная фаза кристаллизуется *Срх-2*. Оливин из нового расплава не кристаллизовался, так как оливин, равновесный с *Срх-2*, в породах отсутствует (см. рис. 2).

В ряду плагиоклазовый верлит → габбро-монцит в клинопироксене при почти постоянном содержании кальция идет слабое накопление железа и более сильное накопление Al₂O₃ и TiO₂. Подобный тренд известен для клинопироксенов из: 1) зональных комплексов Аляски [22]; 2) ксенолитов нижнекорового генезиса, обнаруженных в андезитах о-ва Адак (Алеутская островная дуга) [18]. По мнению [22], он является отражением субщелочной специфики расплава.

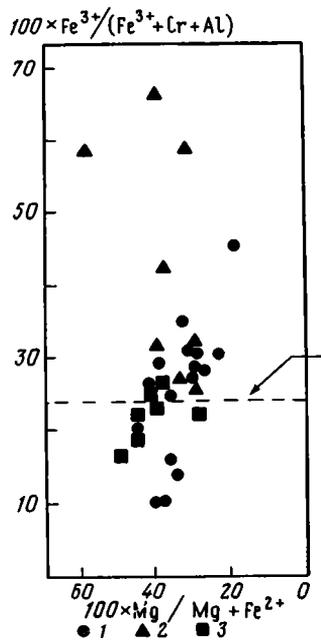


Рис. 5. Диаграмма $100 \times \text{Fe}^{3+} / (\text{Fe}^{3+} + \text{Cr} + \text{Al}) - 100 \times \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ для шпинелей 1—3 — хромшпинели: 1 — Гальмознанского массива, 2 — массива Блашк-Айленд (юго-восточная Аляска) по [21], 3 — из ксенолитов о-ва Адак, по [18]. Стрелкой показано максимальное содержание Fe^{3+} в хромшпинелях из перidotитовых ксенолитов, альпинотипных гипербазитов, стратиформных интрузий по [22]

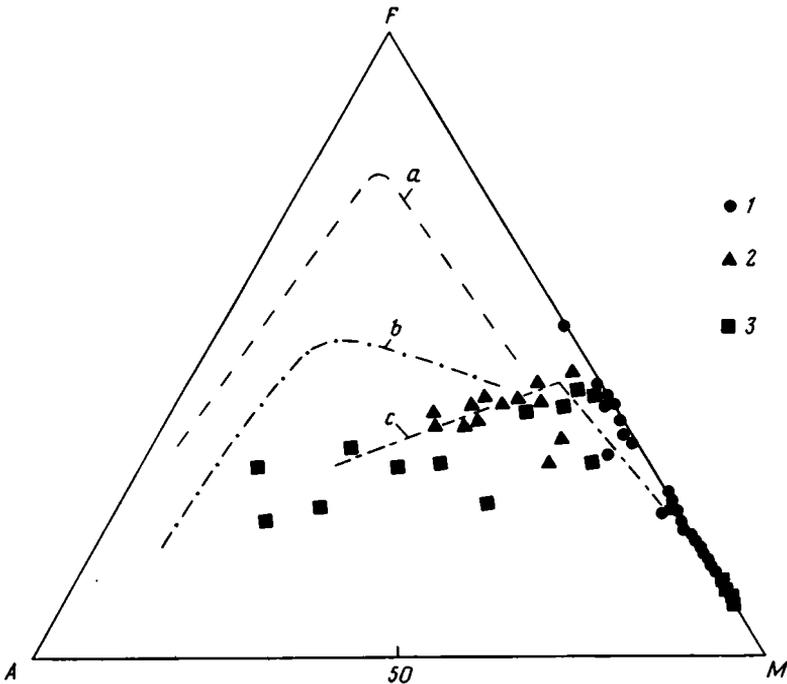


Рис. 6. Диаграмма AFM 1, 2 — породы Гальмознанского массива: 1 — ультраосновного, 2 — основного состава; 3 — породы массива Туламин (Британская Колумбия), по [19]. Стрелками указаны тренды: a — Скергаард, b — Палисайд, c — Гальмознан, Туламин

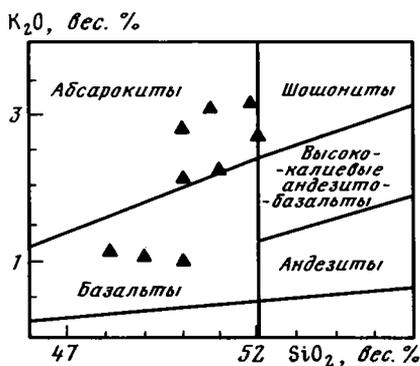


Рис. 7

Рис. 7. Классификационная диаграмма K_2O-SiO_2 для габброидов Гальмознанского массива
В поле базальтов попали образцы габбро-амфиболитов

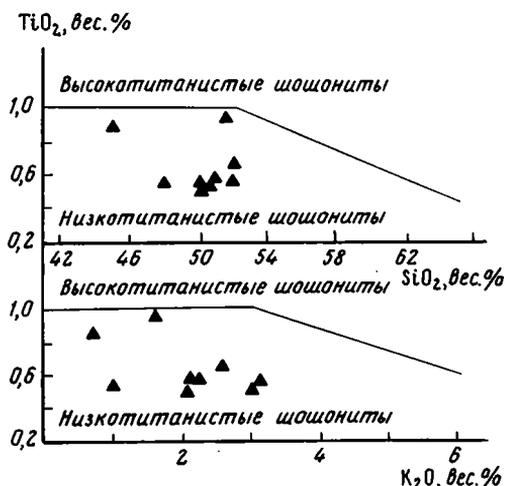


Рис. 8

Рис. 8. Состав габброидов Гальмознанского массива на классификационных диаграммах [8]
 TiO_2-SiO_2 , TiO_2-K_2O

Ортопироксен появляется в породах после исчезновения оливина, обладает четким плеохроизмом и легко диагностируется. Относится к группе гиперстена, сходен по составу с ортопироксенами из комплексов Аляски [16].

Хромит. Состав и зональность этого минерала рассмотрены ранее [2], он имеет высокие значения отношений $Cr/(Cr + Al)$ и $100 \times Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Cr + Al)$, характерных для шпинелей из комплексов аляскинского типа [26] (см. рис. 5).

Магнетит характеризуется низким содержанием титана, алюминия, магния и хрома. Состав рудных минералов, плагиоклаза, ортопироксена, калиевого полевого шпата и амфибола приведен в табл. 3.

Состав породообразующих минералов наиболее ранних кумулятов несет информацию, позволяющую охарактеризовать состав исходного расплава. Высокая магнизиальность оливина дунитов предполагает высокомагнезиальный — пикритовый — расплав. Кальциевый клинопироксен подразумевает высокое содержание кальция в исходном расплаве, а низкие содержания Al_2O_3 , TiO_2 , Cr_2O_3 в клинопироксене — низкое содержание этих элементов в расплаве.

Химический состав пород отражает особенности химического состава породообразующих минералов. Общая магнизиальность пород $Mg \# = 100 \times Mg / (Mg + Fe_{общ})$, ат. % снижается от дунитов к оливиновым клинопироксенитам от 90,4 до 70,7 (см. рис. 2) и особенно низко падает в прослоях магнетитовых пироксенитов (обр. 16-8) — 60,6; затем возрастает к плагиоклазовым верлитам — 77 и вновь снижается к габбро-монцонитам, достигая минимального значения 41,5 в приконтактных монцоноритах. На диаграмме AFM составы пород ложатся на тренд известково-щелочной серии (рис. 6), от дунитов к оливиновым пироксенитам идет ограниченное накопление железа, а в габброидах — накопление щелочей, главным образом K_2O . На диаграмме $SiO_2 - K_2O$ точки составов габброидов лежат в поле шошонитовой ассоциации (рис. 7), а на диаграммах $TiO_2 - SiO_2$, $TiO_2 - K_2O$ (рис. 8) — в области низкотитанистых шошонитов. Для габбро-монцонитов установлены низкие содержания высокозарядных литофильных элементов: $Y=11-21$, $Zr=11-48$ г/т, которые характерны для пород островодужных серий.

Так как габбро-монцониты представляют собой смесь кристаллов кумулюса и остаточного расплава, можно заключить, что родоначальный примитивный расплав в ходе фракционной кристаллизации эволюционировал в сторону состава, характерного для субщелочной высококальциевой серии. Ряд других признаков указывает на то, что данная серия пород относится к островодужной ассоциации: отсутствие ортопироксена в ультраосновных породах и незначительное его количество в габброидах предполагает низкую активность кремнезема; позднемагматический амфибол, содержащийся во многих ультрамафитах и плагиоклазовых разностях пород, свидетельствует об увеличении активности H_2O в процессе кристаллизации.

Подводя итог описанию пород и их минералогии, сделаем краткое заключение. Сохранение в ультраосновных породах (верлитах, оливиновых клинопироксенитах) реликтов магматических кумулятивных структур, а также их связь со слабдеформированными и недеформированными породами разреза предполагают, что первоначально они формировались как кумуляты, а затем подверглись деформациям и были частично перекристаллизованы. Наличие постепенных переходов от ультрабазитов к габброидам позволяет считать, что обе группы пород генетически связаны и габбро-монцониты являются производными расплава, сформировавшего кумулятивную дунит-пироксенитовую последовательность. При деформациях породы находились в разном состоянии: дуниты ядра деформировались в твердопластичном состоянии при температуре $700^{\circ}C$. В то же время сохранение магматических структур в последовательности сильнодеформированных кумулятов является свидетельством синтетектонической магматической кристаллизации [20, 25] пород, при которой интеркумулюсная жидкость приспосабливается к напряжениям. Габброиды не несут следов деформации и, по-видимому, находились в жидком состоянии.

ПЕТРОГЕНЕЗИС

Из предшествующих рассуждений следует, что вся серия пород Гальмозанского массива сформировалась в результате фракционирования и кумуляции кристаллов в магматической камере. Для формирования мощной пачки дунитов должен был существовать механизм, с помощью которого в этой камере длительное время кристаллизовались и накапливались оливин и хромит. Таким механизмом может служить непрерывная подача в камеру примитивного расплава, на ликвидусе которого находились эти минералы. Происходило их осаждение, а остаточная жидкость удалялась. После довольно длительного фракционирования оливина достигалась оливин-клинопироксеновая котектика и шла совместная кристаллизация оливина и клинопироксена, приведшая к образованию пачки верлитов и оливиновых клинопироксенитов. На этом этапе подача примитивного расплава, по-видимому, происходила значительно реже, о чем свидетельствует плавный тренд накопления железа в минералах. На завершающей стадии кристаллизации к охлаждающемуся и дифференцирующемуся магматическому телу произошел новый подток примитивного расплава. В результате смешения новой порции более магнизального расплава с остаточной жидкостью образовалась новая жидкость промежуточного состава, при фракционной кристаллизации которой сформировалась верхняя пачка пород от плагиоклазовых верлитов до габбро-монцонитов.

ИСТОРИЯ СТАНОВЛЕНИЯ МАССИВА

При изучении пород массива и рамы установлены три этапа деформаций: 1) пластические деформации магматического тела; 2, 3) хрупкие деформации, связанные с: 2) формированием пакета покровов, 3) шарьированием пакета покровов на туфотерригенные отложения.

Пластические деформации дунитов и связанных с ними оливин-клинопироксеновых кумулятов являются наиболее ранними, по-видимому, могли обра-

зоваться при выдавливании кумулятов и сосуществующего с ними расплава из глубинной магматической камеры в более верхние горизонты коры в результате сжатия, развивающегося в фундаменте формирующейся островной дуги. При этом наиболее ранние дунитовые кумуляты находились в твердопластическом состоянии, а оливин-клинопироксеновые — в виде кристаллической каши. Отсутствие ореола мелкой складчатости во вмещающих породах свидетельствует о значительной доле расплава, участвующего в этом процессе. Наличие в контактовых зонах массива пород краевой фации, близких по химическому и минералогическому составу к габбро-монцонитам, а также низкая степень ороговикования вмещающих пород свидетельствуют о том, что совмещение магматического тела с толщей вулканогенно-кремнистых пород произошло на стадии кристаллизации габброидов. Формирование габбро-монцонитов происходило в относительно спокойной обстановке.

После консолидации массив претерпел интенсивную тектоническую переработку. Складки, сформировавшиеся при образовании пакета покровов океанических и островодужных отложений, его внутреннюю структуру практически не изменяют и проявляются лишь в некотором изгибе границ массива. Деформации этапа шарьирования покровов представлены крупными запрокинутыми лежащими и ныряющими складками. Они в значительной степени затушевывают все предыдущие структуры. В результате этих движений массив был смят в слабо сжатую, переходящую к северу в открытую складку, осевая плоскость которой погружается на восток. Эта складка осложняет лежащее крыло ныряющей к западу антиклинали, образованной покровами. Массив находится в опрокинутом залегании.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Океанический этап развития региона характеризуется накоплением в сантон-кампанское время кремнисто-вулканогенных толщ, среди которых реконструируются отложения депрессионных котловин, подводных гор и их склонов [7]. Он заканчивается структурной перестройкой, вызванной, вероятно, коллизией плиты Кула и юго-восточной окраины Азии [7]. Образование локальных зон скучивания отражается в накоплении олистостромы маастрихтского возраста, содержащей деформированные блоки яшм, кремней, шаровых базальтов. Начало островодужного этапа фиксируется формированием в маастрихте и палеоцене мощной пачки лав, лавобрекчий, туфов, широко распространённых на севере Олюторской зоны. Изучение структуры, минералогии и петрохимии дунит-клинопироксенитового массива показало его отличие от дунит-клинопироксенитовых комплексов офиолитов и близость к зональным дунит-клинопироксенитовым комплексам Аляски. На основании этих данных, а также временной приуроченности Гальмознанского массива к островодужному этапу (прорывает океанические отложения) мы связываем процесс образования массива с начальными стадиями формирования островной дуги.

Список литературы

1. Алексеев Э. С. Офиолитовые комплексы южной части Корякского нагорья // Геотектоника. 1982. № 4. С. 87—98.
2. Батанова В. Г., Астраханцев О. В., Сидоров Е. Г. Дуниты Гальмознанского гипербазит-габбрового массива (Южная Корякия) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 1.
3. Вишневецкая В. С., Сухов А. Н., Чехович В. Д. Возраст ватынской серии (Олюторская зона Корякского нагорья) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 12. С. 71—78.
4. Геология юга Корякского нагорья. М.: Наука, 1987. 168 с.
5. Грановский А. Г., Гуляева Т. Я. Хромшпинелиды Ветвейской группы гипербазитовых массивов (Корякское нагорье) // Геология и геофизика. 1981. № 6. С. 56—67.
6. Ефимов А. А., Ефимова Л. П. Кытлымский платиноносный массив. М.: Недра, 1967. 340 с.
7. Казимиров А. Д., Крылов К. А., Федоров П. И. Тектоническая эволюция окраинных морей на примере юга Корякского нагорья // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 200—225.
8. Кебезинская П. К., Кравченко-Бережной И. Р., Гулько Н. И. Кайнозойский шошонитовый

- магматизм Северной Камчатки и проблема тектонической интерпретации островодужных шошонитовых серий // Мафитовые формации зон активизации на разных этапах эволюции литосферы. Новосибирск: Наука, 1988. С. 98—114.
9. Митрофанов Н. П. Ватынский тектонический покров в Центрально-Корякской складчатой зоне // Геология и геофизика. 1977. № 4. С. 144—149.
 10. Митрофанов Н. П. О положении познемелового офиолитового комплекса на юге Центрально-Корякской складчатой зоны // Изв. вузов. Геология и разведка. 1982. № 11. С. 34—40.
 11. Митрофанов Н. П., Шелудченко С. Д. О возрасте терригенных отложений на юго-западе Центрально-Корякской складчатой зоны // Геология и геофизика. 1981. № 4. С. 128—131.
 12. Остапчук В. И. О платиноносном массиве Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 1989. № 2. С. 113—119.
 13. Федоров П. И. Сравнение петрохимических особенностей верхнемеловых вулканитов Северной Камчатки // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С. 124—136.
 14. Arai S. Chromian spinel lammellae in olivine from the Ivanai-Dake peridotite mass. Hokkaido. Japan // Earth Planet. Sci. Lett. 1978. V. 39. N 2. P. 267—273.
 15. Auge T., Lerebour P., Rancou J.-P. The Grand Brull Exploration Drilling: new data on the deep framework of the Piton de la Fournaise volcano. Pt 3: mineral chemistry of the cumulate rocks // J. Volcanol and Geothermal Res. 1989. V. 36. N 1. P. 139—151.
 16. Burns L. E. The Border Ranges Ultramafic and mafic complex, south-central Alaska: cumulate fractionates of island-arc volcanics // Canad. J. Sci. Lett. 1985. V. 22. N 7. P. 1020—1038.
 17. Clark T. Petrology of the Turnagain ultramafic complex, north-western British Columbia // Canad. J. Earth. Sci. 1980. V. 17. N 6. P. 744—757.
 18. Conrad W. K., Kay R. W. Ultramafic and Mafic inclusions from Adak Island: Crystallization History, and implications for the Nature of Primary Magmas and Crustal Evolution in the Aleutian Arc // J. Petrol. 1984. V. 25. Pt. 1. P. 88—125.
 19. Findlay D. C. Origin of the Tulameen ultramafic-gabbro complex, southern British Columbia // Canad. J. Earth. Sci. 1969. V. 6. N 3. P. 399—425.
 20. Himmelberg G. R., Loney R. Petrology of ultramafic and gabbroic rocks of the Canyon Mountain ophiolite Oregon // Amer. J. Sci. 1980. V. 280-A. Pt 1. P. 232—268.
 21. Himmelberg G. R., Loney R., Craig J. T. Petrogenesis of the Ultramafic Complex at the Blashke Island, Southeastern Alaska // U. S. Geol. Surv. Bull. 1986. V. 1662. P. 1—14.
 22. Irvine T. N. Petrology of the Duke Island ultramafic complex, southeastern Alaska // Mem. geol. Soc. Amer. 1974. V. 138.
 23. Leblanc M., Dupuy C., Merlet C. Nickel content of olivine as discriminatory factor between tectonite and cumulate peridotite in ophiolites // Sci. Geol. Bull. 1984. V. 37. N 2. P. 131—135.
 24. Morimoto N. Nomenclature of pyroxenes // Fortschz. Miner. 1988. V. 66. N 2. P. 237—252.
 25. Thayer T. P. Synchronization and subsolidus deformation in ophiolitic peridotite and gabbro // Amer. J. Sci. 1980. V. 280-A. Pt. 1. P. 269—283.
 26. Toth M. Petrology, Geochemistry, and Origin of the Red Mountain Ultramafic Body near Seldovia, Alaska // U. S. Geol. Surv. 1981. Open-Fill Report 81-514. P. 86.

Геологический институт АН СССР,
Москва, 109017

Поступила в редакцию
30.XI.1989

УДК 551.243. (569.1)

© 1991

ТРИФОНОВ В. Г., ТРУБИХИН В. М., АДЖАМЯН Ж.,
ДЖАЛЛАД З., ЭЛЬ-ХАИР Ю., АЙЕД Х.

ЛЕВАНТСКАЯ ЗОНА РАЗЛОМОВ НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ СИРИИ

Левантская зона разломов на северо-западе Сирии характеризуется левосдвиговыми смещениями, которые в 10 раз и более превосходят вертикальные. Скорость голоценового сдвига около 5 мм/год. Движения по разломам зоны происходили с начала плиоцена и сместили структурно-формационные зоны на расстояния до 20—25 км. В области сочленения субмеридиональной Левантской зоны с простирающейся на северо-восток Восточно-Анатолийской левосдвиговой зоной на основе палеомагнитного изучения нижнемиоценовых отложений предполагается также вращение восточного крыла по часовой стрелке на 35—40°.

ВВЕДЕНИЕ

Еще в 30—40-е годы нашего столетия на восточном побережье Средиземного моря была выделена и описана крупная зона разломов, получившая название зоны Мертвого моря, а позднее Иорданской, или Левантской. Дальнейшие исследования показали, что эта зона отклоняется от рифта Красного моря в заливе Акоба и протягивается на север до сирийско-турецкой границы. Здесь Левантская зона примыкает к Восточно-Анатолийской зоне разломов, которая, начинаясь вблизи залива Искандерон Средиземного моря, следует на северо-восток мимо оз. Хазар, пересекает восточную часть Северо-Анатолийской зоны активных разломов и далее раздваивается (рис. 1). Главная ветвь отгибается на восток в виде дуги Северо-Армянских разломов, с которыми связаны катастрофические землетрясения 30 октября 1983 г. вблизи городов Карс и Сарыкамыш и 7 декабря 1988 г. в г. Спитак. Другая ветвь прослеживается на северо-восток до верховий р. Куры, где кулисно подставляется описанным Е. Е. Милановским [4] Казбек-Цхинвальским разломом. Вдоль него значительных проявлений современной активности не обнаружено.

Приуроченность к Левантской зоне такой выразительной структуры, как грабен Мертвого моря, явилась причиной того, что на первых порах основное внимание уделялось вертикальным смещениям по разломам зоны, а сама она рассматривалась как рифт. Е. Вегманн [2] отметил опускание на 30 см восточного крыла одного из разрывов западного берега Мертвого моря в развалинах монастыря в Хирбет-Кумране, связанное с землетрясением 31 г. до н. э., а Ф. Дикси [3] оценил общую амплитуду новейших сбросов в 2—3 км.

Вместе с тем две особенности структурного рисунка зоны свидетельствуют об ином направлении движений. Во-первых, наблюдается левая кулисность строения: главные разломы расположены эшелонированно, причем каждый более северный разлом начинается западнее предыдущего. На участках сочленения разломов находятся крупные грабенообразные депрессии Мертвого моря (рис. 2), Тивериадского озера и Эль-Габ (рис. 3). Во-вторых, на ливанском отрезке зона отклоняется от меридионального направления на северо-северо-восток, и вдоль ее разломов появляются признаки надвигания. Здесь же от Левантской зоны отклоняются на северо-восток сжатые складки и разломы Пальмирид с заметной надвиговой компонентой смещений [1]. Эти особенности свидетельствуют о левосдвиговых перемещениях по разломам зоны. Последнее подтверждено прямыми наблюдениями левых смещений геологических тел, их границ и структурно-формационных зон на юге Левантской зоны [9, 11]. Обнаружены там и левосдвиговые смещения позднечетвертичных

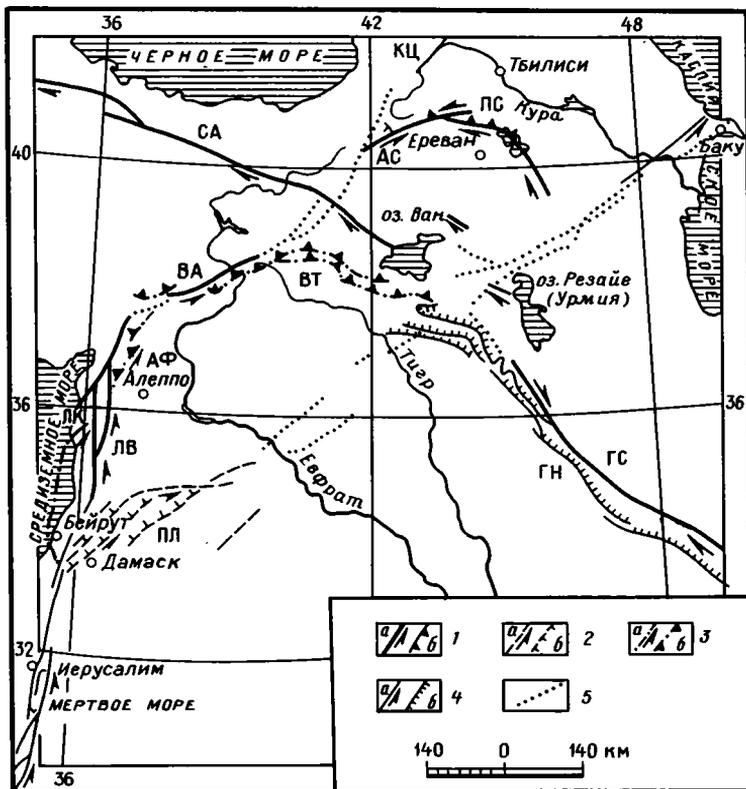


Рис. 1. Крупнейшие новейшие разломы Кавказско-Аравийского сегмента Альпийско-Азиатского орогенического пояса

1—4 — разломы (а — сдвиги, б — надвиги и взбросы): 1 — плиоцен-четвертичные, 2 — позднемиоценовые, 3 — раннесреднемиоценовые, 4 — неогеновые и неоген-четвертичные; 5 — отдешифрированные на аэрокосмических снимках продолжения разломов. Зоны разломов: ВА — Восточно-Анатолийская, ВТ — Восточного Тавра, ГН — Главного надвига Загроса, ГС — Главного современного разлома Загроса, ЛВ — Левантская, ПЛ — Пальмирская, СА — Северо-Анатолийская; разломы: АФ — Африн, АС — Амасия-Сарыкамышский (Желтореченско-Сарыкамышский), КЦ — Казбек-Цхинвальский, ЛК — Латакийский, ПС — Памбак-Севанский и Ханарсарский

форм рельефа [10, 13]. В Восточно-Анатолийской зоне также выявлены левосдвиговые смещения. 20 см сдвига зарегистрировано в районе оз. Хазар при Бенгельском землетрясении 1971 г. магнитудой 6,7 [12] и около 1 м северо-западнее г. Сарыкамыш при землетрясении 30 октября 1983 г. с магнитудой 6,9 [8]. Последнее сопровождалось взбросом северо-восточного крыла до 60 см.

Все эти годы морфология и кинематика сирийского отрезка Левантской зоны оставались неисследованными. Однако он интересен не только для уточнения геологии и сейсмической опасности Западной Сирии, но и для понимания истории развития зоны в целом. Поэтому в 1983 и 1986 гг. В. Г. Трифонов вместе с сирийскими геологами предпринял систематическое изучение сирийского отрезка зоны и соседних структур по программам совместных работ Академии наук СССР и геологических организаций Сирии. Результаты выполненных исследований излагаются ниже.

ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ СМЕЩЕНИЯ

Для определения направлений и величин позднечетвертичных движений в районе г. Масьяф было предпринято детальное изучение 26-километрового отрезка Левантской зоны между с. Сахлие (Асафа) на севере и с. Эль-Бейда



Рис. 2. Левантская зона в районе Мертвого моря. Фотоснимок с орбитальной станции «Салют-4», камера КАТЭ-140

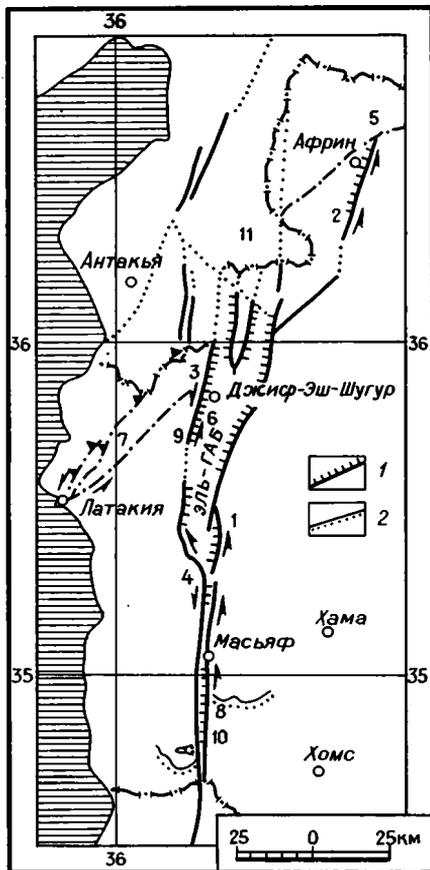


Рис. 3

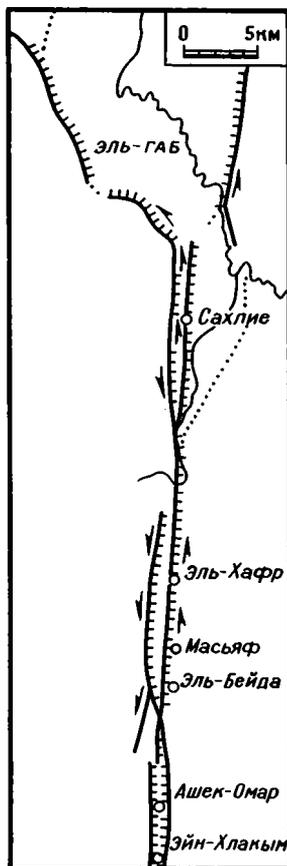


Рис. 4

Рис. 3. Сирийский отрезок Левантской зоны разломов
 1 — разломы со сбросовой составляющей смещения; 2 — северная граница поля позднемиоценовых платобазальтов. Остальные условные обозначения см. на рис. 1. Цифры на карте: 1 — развалины г. Афамя (Апамея), 2 — с. Дар-Тааза, 3 — с. Жанудие, 4 — Жур-эль-Аин-эль-Круум, 5 — с. Миданки, 6 — с. Нахр-эль-Ази, 7 — с. Салыб-Ястин, 8 — урочище Сарая, 9 — с. Сармание, 10 — с. Хадди, 11 — оз. Аль-Умк

Рис. 4. Активные разломы сегмента Масьяф Левантской зоны
 Условные обозначения см. на рис. 1, 3

на юге (рис. 4). Здесь хорошо видны две главные ветви разлома и несколько более мелких нарушений. По обеим ветвям обнаружены многочисленные левосдвиговые смещения и изгибы долин и оврагов. Разновозрастные долины и их элементы смещены на разные расстояния. На севере западной ветви выявлены смещения долин на 400—450, 60—70 и 30—40 м. На юге той же ветви в районе с. Эль-Бейда молодой сдвиг не превышает 25 м. На севере восточной ветви зарегистрированы сдвиговые смещения на 130 и 13—20 м (в одном случае 75—80 м). К югу они возрастают соответственно до 150—175 и 34—40 м. Анализ рельефа показывает, что последние числа в каждом ряду характеризуют голоценовые смещения, а остальные — позднеплейстоцен-голоценовые. С севера на юг величины сдвиговых смещений по западной ветви уменьшаются, а по восточной возрастают, но в сумме, по крайней мере для голоцена, остаются неизменными. Суммарная скорость сдвига по обеим ветвям может быть предварительно оценена в 0,5—0,6 см/год. С этим согласуется левое смещение на 0,6 м позднеантичного или ранневизантийского акведука

возле с. Эль-Хафр по восточной ветви зоны разлома. Повсеместно вертикальные смещения многократно уступают разновозрастным горизонтальным.

К приведенным цифрам близки определения величин молодых левосдвиговых смещений вдоль юго-западного и западного бортов впадины Эль-Габ, но отношения вертикальной и горизонтальной составляющих смещений здесь больше, чем на описанном выше более южном 26-километровом отрезке зоны. Так, на юго-западном борту впадины в районе Жур-эль-Аин-эль-Круум при левом изгибе долины на 28—30 м юго-западное крыло поднято на 10—11 м. На западном борту впадины между с. Сармание и г. Джиср-Эш-Шугур отмечены левые смещения долин на 150—200, 24—32 и 6 м. Вдоль разлома восточного борта впадины Эль-Габ южнее развалин античной Апамеи небольшие водотоки изогнуты влево на 6—7 м при подъеме разновозрастных форм восточного крыла на 1,5 м.

СУММАРНОЕ НОВЕЙШЕЕ СМЕЩЕНИЕ

Строение сирийского отрезка Левантской зоны разломов усложняется в северном направлении. Единый на севере Ливана разлом вблизи сирийско-ливанской границы разделяется на две ветви (см. рис. 3), отстоящие одна от другой на расстояние до 1,5 км. Севернее в западном крыле появляются малоамплитудные оперяющие разрывы. Еще севернее компактная зона распадается на два главных разлома, обрамляющих с запада и востока впадину Эль-Габ шириной до 18 км. На севере впадины происходят дальнейшие усложнения. В ее осевой части обособляется срединный горст. В западном крыле появляются малоамплитудные оперяющие разрывы. От разлома восточного крыла отчленяется на северо-северо-восток разрыв, по которому непосредственно к западу от с. Дар-Тааза купол высотой 350 м и диаметром 3—4 км, слегка удлинённый в северо-восточном направлении и сложенный гельветско-тортонскими карбонатами, разорван и смещен влево примерно на 800 м. Вертикальная компонента смещения практически отсутствует. Севернее, возле г. Африн, она появляется в виде резкого уступа с поднятым восточным крылом, но изучение его трещиноватости указывает по-прежнему на преобладание сдвиговых перемещений.

В северном направлении происходит переакцентировка значений двух главных ветвей Левантской зоны, обрамляющих впадину Эль-Габ. На юге более выразителен западный разлом. По нему, как уже отмечалось, произошли большие по амплитуде позднечетвертичные сдвиговые перемещения. Больше и амплитуда новейших вертикальных подвижек. О них позволяет судить разница гипсометрических отметок поверхности: 1300—1400 м на западном борту впадины, около 600 м на восточном борту и 200 м на дне впадины. По геофизическим данным, подошва новейших отложений впадины находится на глубинах до первых сотен метров. Поэтому можно полагать, что новейшее превышение западного борта над днищем составляет 1500 м, а восточного — 800 м, тогда как превышение западного борта над восточным достигает местами 800 м. К северу разница высотного положения крыльев уменьшается. Западная ветвь вблизи современной турецко-сирийской границы (оз. Аль-Умк) затухает, а восточная становится главенствующей и продолжается на север, смыкаясь с новой ветвью, следующей на северо-северо-восток от г. Антакья (см. рис. 3).

Чтобы оценить суммарное новейшее смещение на сирийском отрезке Левантской зоны, рассмотрим геологическое строение крыльев. На севере, вблизи турецко-сирийской границы, структурные зоны простираются в северо-восточном направлении. К западу от впадины Эль-Габ с севера на юг выделяются блок Бассит, зона Бурх-Ислам и прогиб Нахр-эль-Кебир, выклинивающийся к северо-востоку. В блоке Бассит преобладают породы офиолитового комплекса, которые участвуют в строении серии тектонических чешуй, несогласно перекрытых отложениями маастрихта и палеогена. Зона Бурх-Ислам сложена

в основном карбонатной толщей палеогена мощностью до 1000 м, смятой в крупные простые складки и несогласно перекрытой маломощной гельветской толщей, обычно залегающей полого. В прогибе Нахр-эль-Кебир палеогеновые отложения сравнительно маломощны, но достигают большой мощности (до 2500 м) неогеновые отложения. Широко распространены тортонские и гельветские слои, причем последние залегают на подстилающих толщах с размывом и несогласием.

По границе зон Бурх-Ислам и Бассит с прогибом Нахр-эль-Кебир протягивается зона разломов Латакия — часть выделенной В. П. Поникаровым и его коллегами Латакийско-Килисской системы разломов [5]. Зона состоит из кулисного ряда разломов, простирающихся на северо-северо-восток и оперяющих крупный линеамент северо-восточного простиранья, который на значительном протяжении совпадает с долиной р. Эль-Кебир и на западе выражен в рельефе уступом с поднятым северо-западным крылом. Один из разломов зоны вскрыт возле с. Салыб-Ястин. По нему офиолиты надвинуты на гельветские мергели, и, судя по ориентировке борозд скольжения, присутствовала левосдвиговая компонента перемещений.

В железнодорожной выемке и прибрежном обрыве на южной окраине г. Латакия палеогеновые карбонаты нарушены надвигами, наклоненными на северо-запад под углами 30—35°, причем ориентировка борозд скольжения на их поверхностях указывает и здесь на значительную левосдвиговую компоненту перемещений. Палеогеновая толща рядом с надвигами запрокинута и перекрыта с несогласием в 100° гельветскими отложениями. Они образуют небольшую синклиналию, которая на берегу моря несогласно перекрыта древнечетвертичными песчаниками. На простирании разломов песчаники содержат крупные глыбы гельветских и палеогеновых пород, свидетельствующие о разрушении геоморфологически выраженного разломного уступа. Наконец, здесь же на продолжении поднятого крыла описываемого пучка разломов в разрезе I морской террасы (высота 3,5—4 м) найдены обломки античной керамики, что указывает на продолжение поднятия в историческое время со скоростью не менее 2 мм/год. Таким образом, основная фаза надвигания приходится на предгельветское время, когда произошла складчатость в зоне Бурх-Ислам и дополнительные деформации в блоке Бассит. Более слабые перемещения имели место позднее вплоть до современной эпохи.

К востоку от впадины Эль-Габ, в районе Курд-Дага, выделяются северо-западная зона офиолитов, юрских и меловых отложений и юго-восточная зона маастрихт-палеогеновых пород. В северо-западной зоне маастрихтские отложения несогласно перекрывают подстилающие образования, для которых характерны сложные деформации офиолитов и общее чешуйчатое строение, но, в свою очередь, полого смяты и нарушены разрывами. В юго-восточной зоне маастрихт-палеогеновые породы с размывом перекрыты нижнемиоценовыми отложениями. Характерны простые складки и небольшие разрывы. С юго-востока зона ограничена линеаментом Африн, который выражен на местности эродированным уступом с поднятым северо-западным крылом.

Несмотря на некоторые различия в строении, можно сопоставить северо-западную зону Курд-Дага с блоком Бассит, а юго-восточную — с зоной Бурх-Ислам. Линеамент Африн представляется продолжением зоны разломов Латакия. Если так, то все эти зоны, в которых интенсивное складко- и разрывообразование завершилось в предгельветское время, затем оказались сдвинутыми по Левантской зоне влево на 20—25 км.

Южнее с. Эль-Бейда на юрских и меловых толщах крыльев Левантской зоны несогласно и полого залегают покровы неогеновых базальтов. Основные поля их распространения, и в частности северная граница, на западном и восточном крыльях смещены друг относительно друга влево примерно на 10 км. Это можно было бы объяснить не горизонтальными движениями, а особенностями расположения вулканических аппаратов, течения базальтовых потоков и их

последующей эрозией (а такая эрозия действительно имела место, особенно на западном крыле), если бы не два обстоятельства. Во-первых, на восточном крыле в районе с. Хадди и южнее (см. рис. 3) широко распространены базальтовые дайки преимущественно северо-западного простирания, а на западном крыле они не обнаружены, будучи, вероятно, сдвинуты к югу. Во-вторых, на космических снимках «Ландсат» северной части поля базальтов и рядом с ним в юрских и меловых породах дешифрируется кольцевая структура диаметром около 20 км. Две ее части, разделенные разломами зоны, смещены по ним влево также примерно на 10 км. Выявленные левосдвиговые смещения превосходят вертикальные в 10 и более раз.

ВОЗРАСТ СИРИЙСКОГО ОТРЕЗКА ЛЕВАНТСКОЙ ЗОНЫ

Тот факт, что смещенные разломами Левантской зоны структуры окончательно сформировались к гельветскому веку, ограничивает возраст смещений поздним миоценом, плиоценом и четвертичным периодом.

Неогеновые платобазальты слагают плоские горные вершины обрамления зоны. Поверхность платобазальтов полого понижается к западу и востоку. Южнее с. Аин-Хлакым мощность базальтов возрастает, и они слагают борт Хомской новейшей впадины. Какого-либо возрастания мощности базальтов к разломной долине и внутри нее не отмечается. При высокой подвижности базальтовых потоков, распространявшихся на расстояния до десятков километров, это свидетельствует об отсутствии геоморфологически выраженной разломной долины в эпоху излияния платобазальтов.

В центральной и южной частях поля платобазальтов их мощность, вероятно, достигает нескольких сот метров. На северном фланге она меньше, хотя и здесь обособлено более десяти отдельных покровов. Представление о них дает разрез платобазальтов в урочище Сарая на восточном крыле Левантской зоны (рис. 5). Все покровы имеют сильно измененную выветрелую поверхность, нередко эродированную. Степень изменения базальтов заметно уменьшается вверх по разрезу. Очевидно, их формирование занимало значительный интервал времени. Об этом свидетельствуют и три определения радиологического возраста базальтов калий-аргоновым методом. Они дали цифры 5,8; 7,5 и 10 млн лет [7].

Среди отложений самой рифтовой долины описаны три комплекса пород. Первый представлен разрезами возле сел Эйн-Хлакым и Ашек-Омар мощностью до 100 м (см. рис. 5). Они содержат много конгломератов, состоящих преимущественно из обломков карбонатных и кремнистых пород мелового возраста в небольшом количестве представлена галька вышеуказанных базальтов. Конгломераты чередуются с базальтовыми туфами и подчиненными прослоями гравелитов, песчаников, глинисто-алевритовых пород и редких мергелей. Все эти породы достаточно уплотнены, а вблизи разломов Левантской зоны подверглись динамометаморфизму. К ним по характеру терригенной и карбонатной фракций близки разрезы возле развалин античной Апамен, которые, однако, уплотнены слабее и лишены туфовой фракции. По-видимому, центры извержений располагались южнее. Возможно, их реликтами являются небольшие базальтовые тела, вытянутые вдоль разломов Левантской зоны и отличающиеся от платобазальтов. Характер описанных разрезов свидетельствует об аллювиально-пролювиальном, редко озерном генезисе отложений, которые формировались в условиях расчлененного рельефа, возникшего в результате подвижек по разломам зоны. В верхах разреза Ашек-Омар найдены фаунистические остатки отнесенные сирийскими палеонтологами к плиоцену.

Средний относительно маломощный (15—20 м) комплекс обнажен в северной части впадины Эль-Габ — возле г. Джиср-Эш-Шугур и с. Нахр-эль-Ази (см. рис. 5). Он представлен в нижней части мергелями и лигнитами с прослоями туфов, а выше — базальтами местных вулканов. Очевидно, в это

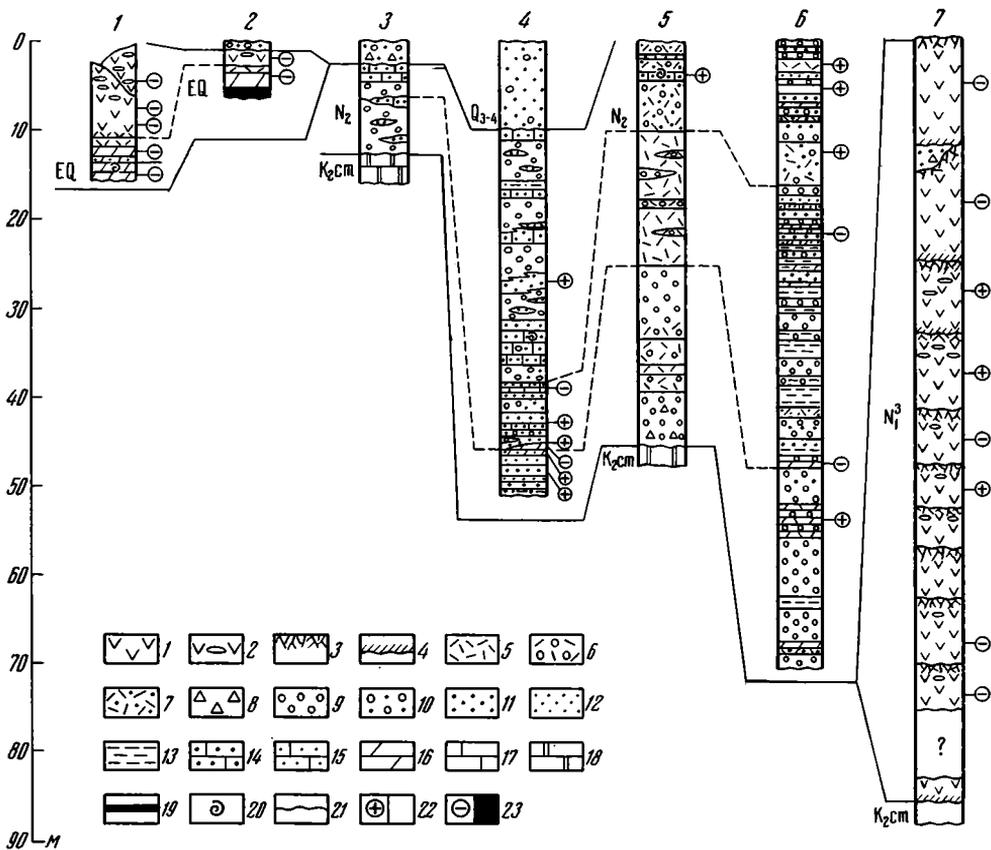


Рис. 5. Разрезы новейших отложений сирийского отрезка Левантской зоны разломов: 1 — Джиср-Эш-Шугур, 2 — Нахр-эль-Ази, 3, 4 — Афамия (Апамя), 5 — Ашек-Омар, 6 — Эйн-Хлакым, 7 — Сарайя

1 — базальт; 2 — пористый базальт; 3 — выветрелая и трещиноватая верхняя часть базальтового потока; 4 — закаленный базальт в основании потока; 5 — туф; 6 — туфобрекчия; 7 — туфопесчаник; 8 — брекчия; 9 — конгломерат; 10 — гравелит; 11 — песчаник; 12 — алевролит; 13 — глина; 14 — известковый песчаник; 15 — известковый алевролит; 16 — мергель; 17 — мергелистый известняк; 18 — известняк; 19 — лигнит; 20 — фаунистические остатки; 21 — поверхность несогласия; 22—23 — намагниченность: 22 — прямая, 23 — обратная (слева — на рис. 5, справа — на рис. 6, 7)

время в северной части разломной долины рельеф был в целом относительно выровненным. Существовали озера с отдельными вулканическими постройками. Пресноводная фауна из мергелей разреза Джиср-Эш-Шугур определена сирийскими палеонтологами как плейстоценовая.

Третий комплекс сложен аллювием и делювием современного дна и склонов впадины Эль-Габ мощностью до первых десятков метров. Возможно, к нему же относятся некоторые наиболее сохранившиеся базальтовые вулканы северной части впадины и ее горного обрамления. Рельеф разломной долины в это время был близок к современному.

Последний комплекс достаточно очевидно датируется голоценом, поздним и, возможно, средним плейстоценом. Для обоснования возраста остальных комплексов были привлечены определения остаточной намагниченности горных пород, выполненные и проанализированные В. М. Трубихиным в Геологическом институте АН СССР. Образцы коллекции распиливались на стандартные кубики с ребром 2 см и измерялись на магнитометре JR-4 (ЧСФР). Все образцы прошли стандартную термоочистку последовательным нагреванием на 100 и 200° в немагнитном пространстве. Большинство образцов дали хорошие резуль-

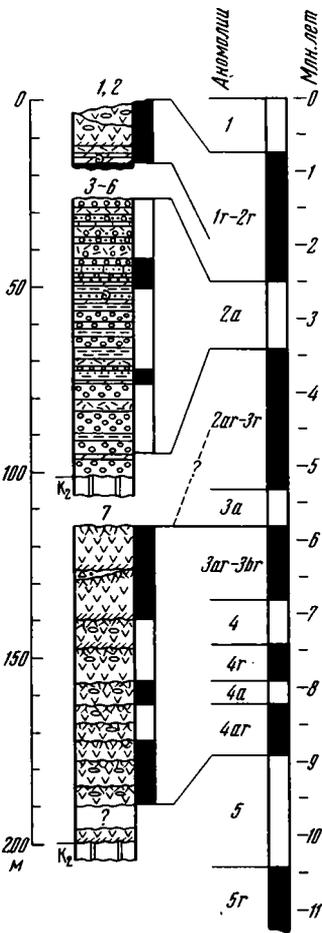


Рис. 6

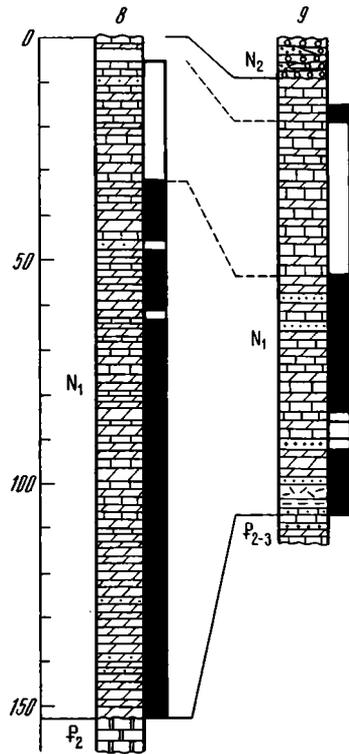


Рис. 7

Рис. 6. Палеомагнитная характеристика разрезов новейших отложений Левантской зоны разломов
Условные обозначения см. на рис. 5

Рис. 7. Разрезы нижнемиоценовых отложений западного крыла Левантской зоны разломов
возле с. Жанудие (8) и восточного крыла возле с. Миданки (9)
Условные обозначения см. рис. 5

гаты, позволившие уверенно выделить знак полярности и составить палеомагнитную стратиграфическую колонку. Правда, количество образцов недостаточно для окончательных выводов. Поэтому предложенные варианты сопоставления с мировой магнитохронологической шкалой следует рассматривать как предварительные.

Различные лавовые покровы разреза 7 (Сарайя) дали разные значения намагниченности (рис. 6). Учитывая смену знаков намагниченности и приведенные выше определения радиологического возраста базальтов, их последовательность логично сопоставить с магнитными аномалиями от 3ar — 3br до 4ar, охватывающими интервал времени от 5,8 до 8,9 млн. лет. Возможно, хотя и менее вероятно, что верхний лавовый покров, существенно меньше измененный, чем нижележащие, сопоставим с магнитной аномалией 2ar — 3r, т. е. близок по возрасту к 4 млн. лет.

Терригенные и туфогенные отложения разрезов 4—6 (см. рис. 5, 6) коррелируются между собой как по вещественному составу, так и по намагниченности отдельных горизонтов. Преобладает прямая намагниченность с двумя обратно намагниченными горизонтами. Эти разрезы достаточно уверенно сопоставляются с магнитной аномалией 2а (палеомагнитной эпохой Гаусса), имеющей возраст 2,5—3,4 млн. лет, с чем согласуются и единичные фаунистические определения. Вулканогенно-осадочные разрезы 1—2 характеризуются обратной намагниченностью и, с учетом их положения во впадине Эль-Габ и плейстоценового возраста фаунистических определений, могут быть сопоставлены с магнитной аномалией 1r — 2r, т. е. с эпохой Матуяма (0,7—2,5 млн. лет), причем, вероятнее всего, с ее плейстоценовой частью, более молодой, чем 1,8 млн. лет.

Таким образом, разломная долина в Левантской зоне на территории Сирии проявилась заполнением ее осадками не ранее 3,5 млн. лет назад, а может быть и 4 млн. лет назад никаких признаков зоны разломов не отмечается ни в ориентировке цепочек базальтовых вулканов, ни в особенностях рельефа, определяющих течение лавовых потоков. Поэтому заложение сирийского продолжения Левантской зоны и соответственно возможное начало сдвиговых перемещений по ней следует относить к самому концу миоцена — началу плиоцена (5,5—6 млн. лет назад), а начало смещения поля платобазальтов, вероятно, к несколько более поздней эпохе, начавшейся, однако, не позднее, чем 3,5 млн. лет назад. Отсюда средняя скорость плиоцен-четвертичного сдвига по Левантской зоне определяется в 3,5—4 мм/год.

О ВОЗМОЖНОМ ВРАЩЕНИИ СТРУКТУР ВОСТОЧНОГО КРЫЛА ЛЕВАНТСКОЙ ЗОНЫ

Левантская и Восточно-Анатолийская зоны разломов простираются по-разному: первая меридионально, а вторая на северо-восток. Они сопрягаются в районе г. Антакья под углом около 30°. Из-за указанного изгиба крылья Левантской зоны в ее северной части оказались в различной геодинамической обстановке и могли испытать дополнительные деформации. Чтобы проверить это предположение, из двух разрезов нижнемиоценовых отложений, расположенных в разных крыльях зоны разломов — на юго-восточных обрамлениях зон Бассита и Курд-Дага, — были отобраны пробы для определения ориентировки элементов остаточной намагниченности. Первый разрез находится возле с. Жанудие северо-западнее г. Джиср-Эш-Шукур, а второй — возле с. Миданки на правом берегу р. Африн (рис. 7). Оба разреза начинаются массивными среднеэоценовыми известняками, местами содержащими большое количество нуммулитов. Выше в первом разрезе имеет место значительный перерыв, и на известняках со скрытым несогласием залегают аквитанские слои. Они, как и более молодые нижнемиоценовые отложения, представлены мергелями с пластами мергелистых известняков и редко мергелистых алевролитов. Во втором разрезе диапазон стратиграфического перерыва меньше. На известняках с размывом, базальными конгломератами и песчаниками залегают слои верхнего эоцена и олигоцена. Наряду с преобладающими мергелями и мергелистыми известняками в них присутствуют прослои алевролитов, песчаников, редко конгломератов. Есть они и в низах аквитана, где появляются туфогенные песчаники с линзами конгломератов и глыбами коралловых известняков — вероятно, перетолженных образований олигоцена. Вышележащая часть нижнего миоцена сходна с первым разрезом.

Палеомагнитные измерения нижнемиоценовых отложений выполнялись по той же методике, что и рассмотренных выше позднемиоценовых платобазальтов и плиоцен-четвертичных отложений разломной долины. Однако качество нижнемиоценового материала гораздо хуже. При термоочистке для ряда образцов не удалось уверенно выделить направление древнего геомагнитного поля.

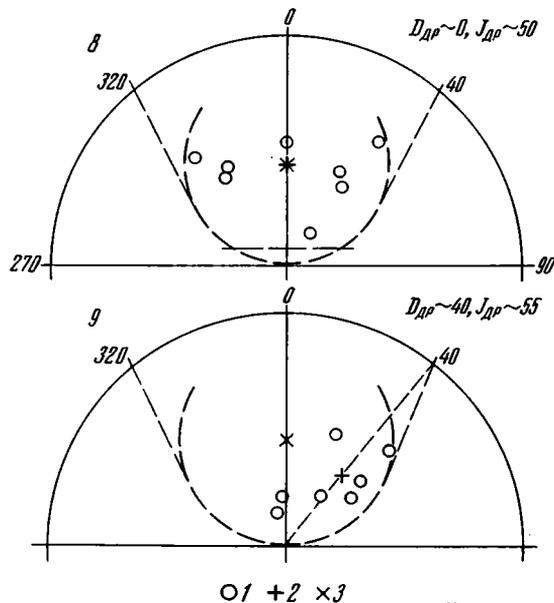


Рис. 8. Направления вектора остаточной намагниченности нормально намагниченных пород разрезов нижнемиоценовых отложений 8 и 9 (см. рис. 7)
 1 — единичные определения; 2 — «центр тяжести» единичных замеров; 3 — направление вектора раннемиоценового геомагнитного поля для рассматриваемого региона

Тех же образцов из нижнего миоцена, которые можно было расценить как пригодные для палеомагнитных интерпретаций, оказалось достаточно для того, чтобы в общей форме говорить о знаке полярности, но недостаточно для уверенной статистической обработки. Тем не менее некоторые предварительные суждения могут быть высказаны.

Во-первых, в обоих разрезах нижнего миоцена различаются верхняя нормально намагниченная часть и нижняя обратно намагниченная с двумя нормально намагниченными эпизодами. Это позволяет более уверенно коррелировать разрезы. Вместе с тем в разрезе западного крыла зоны мощность нижних, аквитанских горизонтов существенно больше, возможно, в связи с более интенсивным осадконакоплением (и прогибанием?).

Во-вторых, обнаруживается различие разрезов в ориентировке намагниченности. На рис. 8 приведены распределения на сфере нормально намагниченных образцов из обоих разрезов. Разрез западного крыла показывает направление вектора, совпадающее с направлением древнего геомагнитного поля для данного региона (склонение $0-5^\circ$, наклонение около 50°), а в разрезе восточного крыла фиксируется отклонение от древнего направления геомагнитного поля на $35-40^\circ$ (склонение 40° , наклонение 55°). Это может быть расценено как указание на возможный позднейший поворот восточного крыла зоны по часовой стрелке на $35-40^\circ$.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Левантская зона разломов на территории Сирии является левым сдвигом с вертикальной (сбросовой) составляющей смещения, уступающей сдвигу в 10 раз и более. Общая величина новейшего сдвига достигает $20-25$ км. Интересно в связи с этим, что на израильском отрезке зоны А. Квеннел [11] оценил суммарное левосдвиговое смещение в 107 км, считая его проявлением двух фаз подвижек: миоценовой (согласно современному делению — раннесреднемиоце-

новой) на 64 км и плиоцен-четвертичной, включающей в современном понимании и поздний миоцен, на 43 км. Р. Фройнд [9], оценивший общее смещение на территории Израиля в 60—80 км, допускал более длительное время подвижек, но был близок к А. Квеннелу в определении величины позднемиоцен-четвертичных смещений. Таким образом, различие суммарных амплитуд сдвига на израильском и сирийском отрезках зоны связано с существенно меньшей длительностью перемещений на территории Сирии. Здесь представилась редкая возможность определить возраст пород, возникших как в структурах сформированной зоны, так и до ее появления. Это позволило ограничить время заложения и развития сирийского отрезка зоны последними 5,5—6 млн. лет. В результате средние скорости сдвига на сирийском (3,5—4 мм/год) и израильском (около 4 мм/год) отрезках оказались соизмеримыми. Мало различаются на этих отрезках и скорости голоценовых перемещений: 5—6 мм/год в Сирии [1] и 7,5 мм/год в Израиле [13].

Изложенные факты вызывают, однако, следующий вопрос: куда продолжался до конца миоцена израильский отрезок Левантской зоны, левосдвиговое смещение по которому превысило 60 км? Этот вопрос требует специального рассмотрения, выходящего за рамки статьи. Поэтому наметим лишь возможные пути решения. Как отмечалось выше, простирающиеся на северо-восток и расчлененные плиоцен-четвертичным продолжением Левантской зоны структуры северо-западной Сирии возникли в результате интенсивных позднемиоценовых деформаций и были существенно «доработаны» в среднемиоценовое, точнее, предгельветское время. В среднем миоцене усложнились ранее сформированные структуры, возникли новые складки и простирающиеся вдоль них левые надвиго-сдвиги зоны Латакия — Африн. На востоке они продолжались краевыми складками и надвигами Восточного Тавра, непосредственно переходившими в зону Главного надвига Загроса. Можно допустить, что в это время Левантская зона севернее широты г. Бейрут проходила по дну Средиземного моря вдоль континентального склона и вблизи г. Латакия смыкалась с указанной зоной разломов и складок, образуя единое с ней структурное обрамление Аравийской плиты.

Отчасти одновременно с этой складчато-разломной зоной, но главным образом позднее, в конце миоцена, интенсивно развивалась складчато-разрывная система Пальмирид, ответвлявшаяся от Левантской зоны на территории Ливана и юго-западной Сирии. Вдоль разломов пальмирского направления происходили не только надвиговые, но и левосдвиговые перемещения [1]. Продолжаясь на северо-восток, эти разломы непосредственно смыкались с Главным надвигом Загроса и в позднем миоцене обособляли северо-западную часть Аравийской плиты (Алеппский блок). В плиоцен-четвертичное время с ослаблением движений в Пальмиридах возникло современное продолжение Левантской зоны на северо-западе Сирии. Подобные миграции границ плит — явление отнюдь не уникальное [6].

Плиоцен-четвертичный возраст северной части Левантской зоны дает основание предполагать столь же молодой возраст продолжающей ее на северо-восток Восточно-Анатолийской зоны разломов. Одновременные левосдвиговые перемещения по обеим зонам при различии их простираций привели к вращению восточного крыла северной части Левантской зоны по часовой стрелке. Продолжаясь на северо-восток, Восточно-Анатолийская зона разломов пересекается с Северо-Анатолийской правосдвиговой зоной. Судя по выражению зон на космических снимках, ни одна из них в области пересечения не смещает заметно другую. Но каждая из зон искривлена в направлении сдвига по другой зоне. Это может свидетельствовать о соизмеримых скоростях горизонтальных движений по обеим зонам и подтверждает их относительную геологическую молодость, из-за которой амплитуды смещений в области пересечения еще не достигли значительной величины.

Список литературы

1. Трифонов В. Г., Макаров В. И., Кожурин А. И. и др. Аэрокосмическое изучение сейсмоопасных зон. М.: Наука, 1988. 134 с.
2. Вегманн Е. Общий обзор // Живая тектоника. М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1957. С. 8—42.
3. Дикси Ф. Великие Африканские разломы. М.: Изд-во иностр. лит., 1959. 124 с.
4. Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.
5. Поникаров В. П., Казмин В. Г., Козлов В. В. и др. Сирия. Л.: Недра, 1968. 216 с.
6. Трифонов В. Г. Позднечетвертичный тектогенез. М.: Наука, 1983. 224 с.
7. Adjatian J., Jamal N. E. Geological map of Syria. Scale 1:50000. Explanatory notes of Qalaat Al Housen sheet NI 37-M-3-d. Damascus: Ministry of petroleum and mineral resources, 1983. 38 p.
8. Ambraseys N. N. Earthquake engineering and structural dynamics // Engineering seismology. 1988. V. 17. P. 1—105.
9. Freund R. A model of the structural development of Israel and adjacent areas since upper cretaceous times // Geol. Mag. 1965. V. 102. № 3. P. 189—205.
10. Horowitz A. The Quaternary of Israel. N. Y.: Acad. press, 1979. 394 p.
11. Quennell A. M. Tectonics of the Dead sea rift // Association de Servicios Geolocos Africanos. Actas y Trabajos de las Reuniones Celebradas en Mexico en 1956. Mexico, 1959. P. 385—405.
12. Seymen L., Aydin A. The Bingöl earthquake fault and its relation to the North Anatolian fault zone // Turkey Miner. Res. and Explor. Inst. Bull. 1972. № 79. P. 1—8.
13. Zak J., Freund R. Recent strike-slip movements along the Dead sea rift // Isr. J. Earth Sci. 1965. V. 15. P. 33—37.

Геологический институт АН СССР,
Москва, 109017;

Поступила в редакцию
4.1.1990

Генеральное учреждение по геологии
и минеральным ресурсам САР,
Сирийская нефтяная компания, Дамаск,
САР

УДК 551.24:550.348.436(262)

© 1991

КОВАЧЕВ С. А., КУЗИН И. П., СОЛОВЬЕВ С. Л.

**ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МИКРОЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ
ВО ФРОНТАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЭЛЛИНСКОЙ ДУГИ ПО НАБЛЮДЕНИЯМ
ДОННЫХ СЕЙСМОГРАФОВ**

Пять высокочувствительных донных сейсмографов были установлены в июле 1988 г. юго-восточнее о-ва Крит на глубинах от 1700 до 4000 м, в основном на островном склоне желоба Плиния, и проработали 7 сут. Зарегистрировано 1000 подземных толчков, найдены гипоцентры для 146 землетрясений. Подтверждена высокая концентрация сейсмических очагов вдоль восточного обрамления о-ва Крит, обнаруженная в результате донного сейсмологического эксперимента 1987 г., что может предвещать ожидаемое сильное землетрясение в восточной половине Крита. Обнаружено кулисообразное строение зоны Беньюфа: ее отдельные фрагменты соответствуют желобу Плиния и смещенному на 50 км на юг и на восток желобу Страбона. Из распределения гипоцентров землетрясений по глубине следует, что астеносфера во внешней части Эллинской дуги расположена ближе к земной поверхности (90—110 км), в ее тылу (100—120 км).

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Около 80—90% землетрясений возникает под дном океанов и морей. Разрешающая способность наземных сейсмических наблюдений недостаточна для получения вполне достоверных и детальных представлений о пространственном распределении очагов землетрясений, особенно небольшой энергии, в океанских и морских сейсмоактивных зонах [3, 4]. В связи с этим представляется перспективным развитие донных сейсмических наблюдений. В частности, изучение сейсмичности высокоактивных областей Средиземного моря, имеющих сложное строение, позволяет выявить особенности их современной динамики и пролить свет на общие закономерности эволюции Земли.

Первый эксперимент, состоящий в апреле 1987 г. в Критском море (южная часть Эгейского моря), привел к обнаружению высокой микросейсмической активности земной коры тыловой части Эллинской дуги [6], которая до эксперимента считалась асейсмичной. Этот эксперимент подтвердил низкую добротность земной коры в Критском море, видимо, обусловленную господствующей здесь обстановкой тектонического растяжения. Вместе с тем была обнаружена повышенная концентрация очагов микроземлетрясений как в земной коре, так и в верхней мантии (до глубины 60 км) у юго-восточного обрамления о-ва Крит. В соответствии с представлениями греческих сейсмологов [13] этой район расположен на границе высокоактивного в сейсмическом отношении и слабоактивного (к востоку от Крита) блоков земной коры и верхней мантии. Предполагается, что в течение 1986—2006 гг. здесь с вероятностью не менее 0,8 может возникнуть сильное землетрясение ($M \geq 6,5$). В то же время в работе [1] высказано предположение, что сильные землетрясения в островных дугах возникают после «оживления» поперечных разломов, разбивающих дуги на отдельные блоки-«клавиши».

Принимая во внимание все эти данные, было сочтено целесообразным провести детальные исследования особенностей микросейсмичности к юго-востоку от о-ва Крит. Соответствующие исследования были выполнены в начале июля 1988 г.; их основные результаты составляют предмет настоящей публикации.

В структурном отношении донный полигон был приурочен к фронтальной

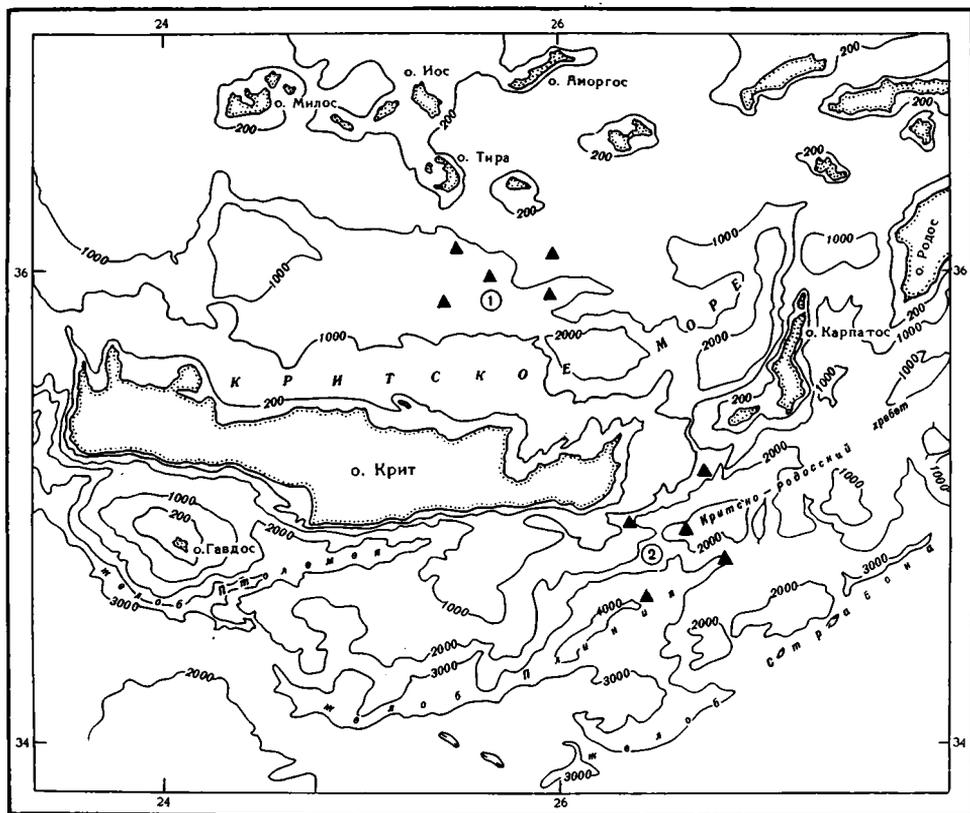


Рис. 1. Батиметрическая схема района работ
 1 — Эгейский полигон (1987 г.), 2 — Критский полигон (1988 г.), треугольники — донные станции

области центрального сегмента Эллинской дуги. Особенностью этого сегмента является наличие эшелонированной системы глубоководных желобов, кулисообразно подставляющих друг друга [12]. В направлении с северо-запада на юго-восток располагаются: а) желоб Птолемея к югу от западной части Крита, являющийся юго-восточным замыканием Ионического желоба; б) желоб Плиния к югу от восточной части Крита, протягивающийся примерно до меридиана о-ва Карпатос; в) желоб Страбона, смещенный приблизительно на 50 км к югу от желоба Плиния и протягивающийся на восток до побережья Малой Азии (рис. 1). Такое расположение глубоководных желобов перед центральной частью Эллинской дуги является единственным в своем роде, ибо не имеет аналогий в других островных дугах Средиземного моря и Тихого океана. В связи с этим особый интерес представляет выявление особенностей пространственного распределения очагов слабых землетрясений при кулисообразном смещении желобов.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЭКСПЕРИМЕНТА

Пять высокочастотных (10 Гц) донных станций (ДС), из которых три являлись самовсплывающими [5], а две — с поверхностным буюм, были расставлены на островном склоне желоба Плиния (западная, центральная и северная) и вблизи его оси (южная и восточная, см. рис. 1, 2). Глубины в местах расстановки ДС на островном склоне составляли 1700—1800 м, в желобе Плиния — от 3000 (восточная) до 4000 м (южная ДС). Описание принципа действия и частотных характеристик донных станций приведено в работах [5, 16].

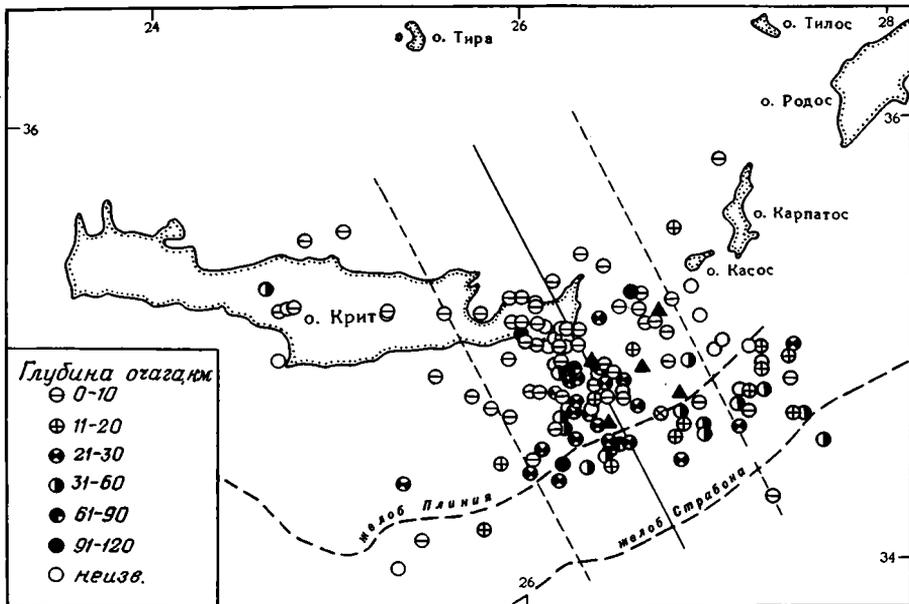


Рис. 2. Эпицентры микроземлетрясений, определенные по наблюдениям донных сейсмографов на Критском полигоне. Темные треугольники — донные станции; пунктиром очерчена область, гипоцентры которой нанесены на вертикальный разрез; AA' — осевая плоскость; жирный пунктир — оси желобов

В течение недели донными станциями было зарегистрировано около 1000 микроземлетрясений, из них записано тремя и большим числом станций около 150 землетрясений. Положения гипоцентров определены для 146 микроземлетрясений. Хотя магнитуды слабых землетрясений (M_L) специально не определялись, по опыту работ 1987 г. можно считать, что их значения находились в диапазоне примерно от $-0,5$ до $3,0$.

ОБРАБОТКА ЗАПИСЕЙ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Записи сейсмографов характеризуются довольно высоким для донных условий уровнем помех разного происхождения и слабой динамической выразительностью вступлений волн Р на вертикальном канале, что осложняло снятие с записей времен фаз Р. Однако накопленный авторами опыт интерпретации записей донных сейсмографов помог преодолеть эти трудности.

На о-ве Крит расположены две постоянно действующие станции Национальной сейсмической службы Греции — Вамос и Неаполис. Кроме того, через два дня после начала донного эксперимента сейсмологами Греции и Франции было расставлено на острове много временных портативных сейсмографов. Однако как постоянные, так и временные сейсмографы на о-ве Крит из-за существенно более высокого уровня короткопериодных сейсмических шумов на суше работали с увеличением на 1—2 порядка меньшим, чем донные сейсмографы, и регистрировали лишь отдельные подземные толчки из числа записанных сетью ДС. Поэтому привлечение наблюдений наземных греческих станций к определению гипоцентров землетрясений оказалось невозможным.

На первом этапе гипоцентры находились вручную, методом полей времен Ю. В. Ризниченко [2], а на втором — с помощью ЭВМ по стандартной программе NUPO-71 [10] (для одной и той же модели среды, которая описывается далее). Следует иметь в виду, что при малом числе пунктов наблюдений применение ЭВМ не дает принципиальных преимуществ, а метод Ю. В. Ризниченко очень эффективен для правильной оценки глубины гипоцентра, но при ручном определении глубины могут принимать лишь дискретные значения,

Скоростная модель среды, принятая при интерпретации сейсмологических материалов Критского полигона

Литосфера	Слой	Мощность слоев, км	Скорость сейсмических волн, км/с		V_P / V_S
			V_P	V_S	
Земная кора	Рыхлые осадки	0,5	1,8	0,9	2,0
	Уплотненные осадки (осадочно-вулканогенный слой)	4,0	4,3	2,4	1,79
	«Гранитный» слой	17	6,0	3,5	1,715
	«Базальтовый» слой	8,5	6,6	3,8	1,74
Верхняя мантия		95	7,8	4,5	1,73

определяемые построенными палетками. В данном случае годографы фиктивных волн, т. е. годографы разностей времен пробега S и P-волн, были рассчитаны для глубин 2, 5, 10, 15, 20, 25, 30, 45, 60, 75, 90, 105 и 120 км. Для нахождения гипоцентров использовались палетки круговых изохрон, параметром которых являлась глубина очага. Палетки строились на основе плоскостных проекций годографов для соответствующих глубин. Определенение гипоцентра заключается в подборе палетки, удовлетворяющей наблюдаемым временам пробега для всех ДС. В этом случае центр палетки определяет на планшете положение эпицентра землетрясения, а ее параметр — глубину гипоцентра.

Расхождения в положении гипоцентров, определенных вручную и на ЭВМ, в преобладающем большинстве случаев не превышали ± 5 км, т. е. дискретности системы палеток.

Среда моделировалась плоскостной земной корой, принятой по данным ГСЗ для района о-ва Крит [11], и верхней мантией, скорости в которой, равные граничным у Мохо, считались постоянными до 125 км (см. таблицу).

Эта модель соответствует расстановке ДС, т. е. островному склону желоба Плиния. Как следует из таблицы, общая мощность земной коры была принята равной 30 км, средняя скорость продольных волн в ней 5,6, поперечных — 3,2 км/с. Таким образом, средние скорости сейсмических волн в модели земной коры для островного склона желоба оказались практически такими же, как и в модели для Критского моря [6]. Вместе с тем мощность земной коры была принята на 5 км больше, скорости волн в верхней мантии — несколько меньше (на 0,1 км/с для P-волн и на 0,05 км/с для S-волн), а верхняя часть консолидированной части коры — более мощной и высокоскоростной, чем в Критском море.

Как и в предыдущих случаях [6, 7], по сейсмологическим данным [14, 15] можно было допускать существование в верхней мантии волновода мощностью не менее 70 км, начиная с глубины 125 км. Предполагаемые значения скоростей в волноводе — около 7,6 км/с для P-волн и 4,4 км/с для S-волн [8]. Однако ввиду очень малого числа зарегистрированных землетрясений с очагами на глубине более 100 км годографы для глубин очагов свыше 120 км не рассчитывались.

Литосфера в зоне любой островной дуги гетерогенна; общеизвестно, что ее скоростные размеры меняются вкрест дуги. Использование для нахождения гипоцентров землетрясений плоскостной модели среды — вынужденная мера, отвечающая достигнутому этапу развития сейсмологии, а также малому числу сейсмографов, которые оказались возможным использовать в эксперименте. Впрочем, что касается координат эпицентров, то уместно отметить, что учет конкретного строения литосферы под каждой сеймостанцией и в районе каждого гипоцентра при обработке аналогичных наблюдений ДС в юго-восточной части Тирренского моря совместно с наблюдениями наземных станций [9, 16] снизил погрешности определения координат эпицентров с 2—8 до 1—3 км, но не повлек за собой систематических смещений эпицентров. Что касается

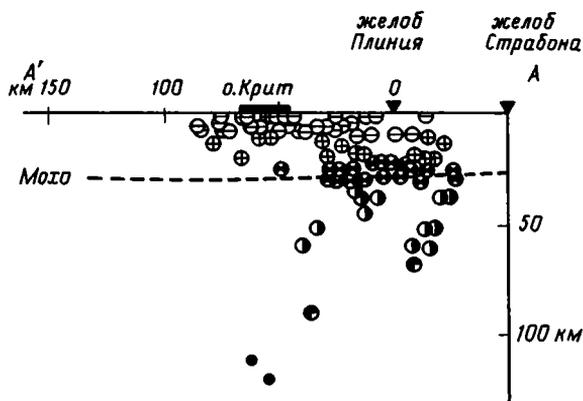


Рис. 3. Вертикальный разрез через гипоцентральную область по плоскости AA' (см. рис. 2)

Темные треугольники — положение осей глубоководных желобов. Погрешность определения глубин гипоцентров не превышает ± 5 км в земной коре и ± 5 – 10 км в мантии

глубин гипоцентров, то, как будет показано далее (см. рис. 3), подкоровые очаги были зарегистрированы практически внутри расстановки ДС, т. е. в среде со сравнительно устойчивыми параметрами, а именно пространственное распределение этих очагов и рассматривается в статье.

ОСНОВНОЙ РЕЗУЛЬТАТ ЭКСПЕРИМЕНТА

На рис. 2 приведена карта определенных эпицентров микроземлетрясений с дифференциацией их очагов по глубине. Погрешность определения глубин, по нашим оценкам, составляла 2–5 км в лучшем случае (при малых значениях $S-P$), возрастая до 10 км, когда разность $S-P$ на ближайшем к эпицентру станции увеличивалась до 10 с и более.

Из рис. 2 следует, что под островным склоном желоба Плиния, где мощность земной коры около 30 км, вся земная кора сейсмична. При этом весьма трудно судить об особенностях распределения сейсмичности по глубине. Можно отметить, что в районе восточного фланга Крита в основном преобладают мелкофокусные землетрясения (глубины гипоцентров 2–10 км), а вблизи оси желоба Плиния и к югу от него землетрясения возникают на глубинах от 11–20 до 21–30 км. Кроме того, в тылу желоба Страбона (во фронтальной части желоба Плиния) зарегистрированы мантийные землетрясения на глубинах до 90 км, что весьма необычно с позиций существующих представлений. Согласно этим представлениям, вблизи оси желоба должна преобладать мелкофокусная сейсмичность с постепенным заглублением очагов в направлении к островной дуге. Под островным склоном желоба Плиния зарегистрированы «свои» мантийные землетрясения с гипоцентрами на глубинах примерно от 40 до 120 км.

Распределение гипоцентров микроземлетрясений по глубине для участка эпицентральной зоны шириной 100 км с их проецированием на осевую вертикальную плоскость AA' , секущую вкrest простириания структуры центральной части Эллинской дуги, показано на рис. 3. Здесь более наглядно выделяются особенности распределения гипоцентров микроземлетрясений по глубине, отмеченные при рассмотрении карты эпицентров. Представляет большой интерес наличие двух параллельных полос гипоцентров мантийных землетрясений, наклоненных в направлении Крита под углом примерно 60° . Каждая из полос приурочена к конкретному желобу: внешняя — к желобу Страбона (глубины сейсмических очагов до 70 км), внутренняя — к желобу Плиния (глубины до 120 км). Эти полосы, если их существование подтвердится в дальнейшем,

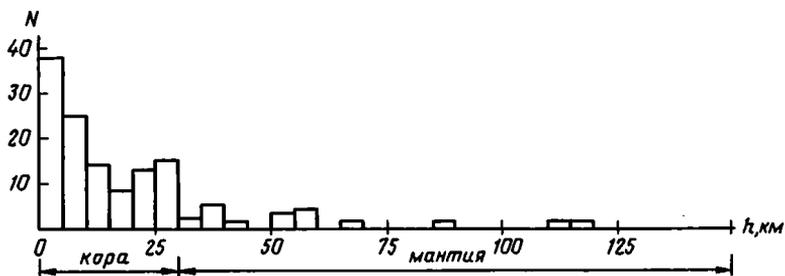


Рис. 4. Распределение очагов зарегистрированных землетрясений по глубине

можно рассматривать как эшелонированные участки зоны Беньофа, соответствующие названным желобам.

Таким образом, можно сделать вывод, что кулисообразное расположение желобов перед центральной частью Эллинской дуги является не только поверхностным геоморфологическим признаком, но имеет «корни» в верхней мантии. Необходимо подчеркнуть, что это новый результат в изучении особенностей пространственного распределения очагов землетрясений в пределах сложного участка Эллинской дуги, который мог быть получен только на основе детальных исследований с донными станциями. При более грубом подходе, без учета особенностей структурной обстановки, можно сделать заключение о расплывчатой форме зоны Беньофа на глубинах до 70 км и большей ее компактности глубже 70 км с выполаживанием угла наклона примерно до 45° (см. рис. 3).

Интересно отметить, что чешские исследователи [17], обобщая данные по сейсмичности Эллинской дуги за 80 лет, полученные наземными станциями на материке и островах, пришли к выводу о существовании в восточной части Эллинской дуги (к востоку от о-ва Крит) дополнительной сейсмоактивной зоны в тылу зоны Беньофа, ориентированной параллельно ей, но смещенной примерно на 30—50 км по вертикали вверх. Этот результат также подтверждает эшелонирование зоны Беньофа, выявленное по детальным наблюдениям с донными станциями. Для устранения всяких сомнений необходимы дополнительные исследования сейсмичности в пределах Эллинской дуги.

ДРУГИЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МИКРОЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Рисунок 2 показывает, что в период проведения донного эксперимента продолжалась концентрация сейсмичности вдоль предполагаемого субмеридионального разлома, ограничивающего с востока о-в Крит. Поэтому сделанное ранее заключение о, возможно, происходящей сейчас интенсивной подготовке сильного землетрясения в восточной половине о-ва Крит остается в силе.

Распределение гипоцентров зарегистрированных микроземлетрясений по глубине иллюстрирует рис. 4, из которого следует, что сейсмическая активность земной коры неоднородна. Наибольшее число землетрясений возникло на глубинах до 5 км (около 30% всех землетрясений), затем наблюдается постепенное уменьшение числа землетрясений с минимумом в интервале 15—20 км, где возникло примерно в 5 раз меньше землетрясений, чем на глубинах до 5 км. В нижней части земной коры (20—30 км) число землетрясений возрастает примерно в 2 раза по отношению к их числу в интервале 15—20 км. Доля землетрясений в земной коре составляет около 85% от общего их числа. В верхней мантии произошло всего 15% землетрясений; относительно более активными были интервалы глубин 35—40 и 50—60 км.

Для сравнения можно привести следующие цифры по югу Эгейского моря

при том же объеме выборки (132 землетрясения): доля коровых очагов составляла 75%, мантийных — 25%, в том числе на глубинах до 60 км около 8% (на Критском полигоне 11%), глубже 60 км — примерно 18% (на Критском полигоне 3%).

Таким образом, в районе к юго-востоку от о-ва Крит, как и ожидалось, более сейсмична земная кора и верхняя часть мантии. В то же время мантия глубже 60 км менее сейсмична. Этот и другие выводы весьма относительны вследствие высокой степени пространственно-временной флуктуации микроземлетрясений, известной из обширной сейсмологической практики. Вместе с тем общей особенностью сейсмичности земной коры Критского и Эгейского полигонов является пониженная активность в интервале глубин 15—20 км.

ВЫВОДЫ

1. В результате анализа пространственного распределения гипоцентров микроземлетрясений ($M_L = -0,5—3,0$) подтверждено, что во фронтальной части центрального сегмента Эллинской дуги в пределах земной коры возникает больше землетрясений (85%), чем в тылу дуги (75%). Вместе с тем активность верхней мантии на глубинах 60—120 км значительно выше — примерно в 6 раз — во внутренней части дуги.

2. Кулисообразное расположение желобов Плиния и Страбона к юго-востоку от о-ва Крит должно определяться глубинными факторами: согласно кратковременным донным наблюдениям с высокочувствительной сейсмологической аппаратурой ему соответствует кулисообразное расположение зон Беньофа.

3. Подтверждена обнаруженная в результате донного эксперимента 1987 г. высокая концентрация микросейсмичности вдоль предполагаемого субмеридионального разлома, ограничивающего с востока о-в Крит, что может быть признаком начавшейся подготовки сильного землетрясения в восточной половине о-ва Крит.

4. В целом распределение гипоцентров микроземлетрясений по глубине имеет много общего для фронтальной и тыловой частей центрального сегмента Эллинской дуги. Это можно рассматривать как подтверждение единства глубинных процессов и их поверхностного выражения в разных частях Эллинской дуги.

Список литературы

1. Лобковский Л. И., Баранов Б. В. Клавишная модель сильных землетрясений в островных дугах и активных континентальных окраинах // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275. № 4. С. 843—847.
2. Ризниченко Ю. В. Методы массового определения координат очагов близких землетрясений и скоростей сейсмических волн в области расположения очагов // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1958. № 4. С. 425—437.
3. Соловьев С. Л. История и перспективы развития морской сейсмологии. М.: Наука, 1984. 152 с.
4. Соловьев С. Л. Сведения о строении сейсмофокальных слоев типа Курило-Камчатского, полученные с помощью донных сейсмических станций // Тихоокеан. геология. 1987. № 4. С. 35—44.
5. Соловьев С. Л., Контарь Е. А., Дозоров Т. А., Ковачев С. А. Глубоководная донная самовсплывающая сейсмологическая станция АДС-8 // Физика Земли. 1988. № 9. С. 75—85.
6. Соловьев С. Л., Ковачев С. А., Кузин И. П., Тассос С. Сейсмичность земной коры южной части Эгейского моря (по результатам донных сейсмологических наблюдений) // Докл. АН СССР. 1989. Т. 305. № 5. С. 1085—1089.
7. Соловьев С. Л., Ферри М., Кузин И. П., Ковачев С. А. Сейсмичность земной коры юго-восточной части Тирренского моря (по результатам совместных донных и наземных наблюдений) // Докл. АН СССР. 1989. Т. 305. № 6. С. 1339—1343.
8. Berry M. T., Knopoff L. Structure of the upper mantle under the western Mediterranean basin // J. Geophys. Res. 1967. V. 72. № 14. P. 3613—3626.
9. Ferri M., Guerra I., Kovachev S. A., Kuzin I. P., Luongo G., Soloviev S. L. Osservazioni sismografiche nel Tirreno Meridionale mediante OBS e stazioni temporanee a terra. Atti del 6° Convegno Annuale del Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida. Roma, 1987. P. 235—246.
10. Lee W. H. K., Lahr J. C. HYPO-71 (revised): a computer program for determining hypocenter,

- magnitudes and first motion pattern of local earthquakes // U. S. Geol. Surv. Open File Rep. 1975. P. 75—311.
11. *Makris J.* Geophysical investigations of the Hellenides // *Hamburger Geophysikalische Einzelschriften*. 1977. H. 84. 124 s.
 12. *Papazachos W. C., Comninakis P. E.* Geophysical and tectonic features of the Aegean arc // *J. Geophys. Res.* 1971. V. 76. № 35. P. 8517—8533.
 13. *Papazachos B. C., Comninakis P. E.* Long-term earthquake prediction in the Hellenic trench-arc system // *Tectonophysics*. 1982. V. 86. № 1/9. P. 3—16.
 14. *Payo G.* Crustal structure of the Mediterranean sea by surface waves. Pt I: Group velocity // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1967. V. 57. № 2. P. 141—172.
 15. *Payo G.* Crustal structure of the Mediterranean sea. Pt II: Phase velocity and travel times // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1969. V. 59. № 1. P. 23—42.
 16. *Soloviev S. L., Kuzin I. P., Kovachev S. A., Ferri M., Guerra I., Luongo D.* Microearthquakes in Tyrrhenian Sea as revealed by joint land and sea bottom seismographs // *Marine Geol.* 1990. V. 94. P. 131—146.
 17. *Vanek J., Hanus V., Christova C., Simenova S.* Morphology of the Wadari — Benioff zone in the Hellenic arc // *J. Geodynamics*. 1987. V. 8. № 1. P. 79—93.

Институт океанологии АН СССР,
Москва, 117218

Поступила в редакцию
20.IX.1989

УДК 551.24:551.4.04(470.1)

© 1991

**КОЛПАКОВ Н. И., ЛЯХОВСКИЙ В. А., МИНЦ М. В.,
СМОЛЬЯНИНОВА Е. И., ШЕНКМАН Е. Я.****ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА НЕКОТОРЫХ РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩИХ
ПРОЦЕССОВ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА**

Рассмотрены результаты численного моделирования процессов рельефообразования, приводящих к формированию зон локальных поднятий в окрестности ряда высокоплотных структур Кольского полуострова. Установлено, что в данных условиях определяющим фактором формирования рельефа исследуемых структур является тектоническое воздействие — горизонтальное сжатие. Результаты моделирования позволяют предположить, что величина сжатия на Кольском полуострове убывает в восточном направлении. Показано, что помимо тектоники важными факторами, влияющими на процесс рельефообразования, являются также морфологические и плотностные параметры структур, а также реологические свойства слагающих их пород. Именно эти факторы определяют особенности рельефообразующих процессов структур, находящихся в сходных тектонических условиях.

ВВЕДЕНИЕ

Геодинамика рельефообразующих процессов, в частности новейших и современных, представляет собой не только теоретический, но и значительный практический интерес: учет тенденций и амплитуд движений, а также тенденций геологического развития необходим при проектировании, строительстве и эксплуатации долговременных инженерных сооружений, при оценке горно-геологических условий добычи полезных ископаемых и т. п.

Вся проблема охватывает широкий круг разнообразных тектонических явлений, в число которых входят рельефообразующие процессы в областях древних кристаллических щитов. В статье анализируются некоторые достаточно типичные ситуации, относящиеся к формированию рельефа Кольского полуострова.

В геологической литературе прочно утвердилось представление, что в условиях селективного выветривания в высоких широтах базитовые породы с повышенной и высокой плотностью образуют, как правило, положительные формы рельефа в силу их устойчивости к воздействию агентов выветривания. Наблюдаемое размещение крупных массивов однотипных базитовых пород в пределах как положительного (массив Печенгских тундр), так и отрицательного (Имандра-Варзугская зона) рельефа свидетельствует о том, что в его формировании участвуют помимо селективного выветривания и другие существенные факторы [9]. Так, согласно Б. И. Кошечкину, главнейшие особенности рельефа Кольского полуострова определяются новейшими движениями земной коры. Региональные движения на востоке Балтийского щита в позднем плейстоцене и в голоцене складывались из медленных и равномерных восходящих движений собственно тектонической природы и более быстрых знакопеременных гляциоизостатических движений. Последним сопутствовали локальные движения — преимущественно в форме поднятий. Средняя скорость регионального поднятия рельефа восточной части Балтийского щита за последние 10 000 лет составила 6,5—10 мм/год [3]. Области наиболее интенсивных локальных поднятий на территории Кольского полуострова связаны с низкогорными и холмогорными рельефами Печенгских, Туадаш-, Сальных, Кандалакшско-Колвицких, Хибинских, Ловозерских тундр и Главного хребта (рис. 1). По оценке того же автора скорости локальных поднятий массивов Печенгских и Сальных тундр достигают

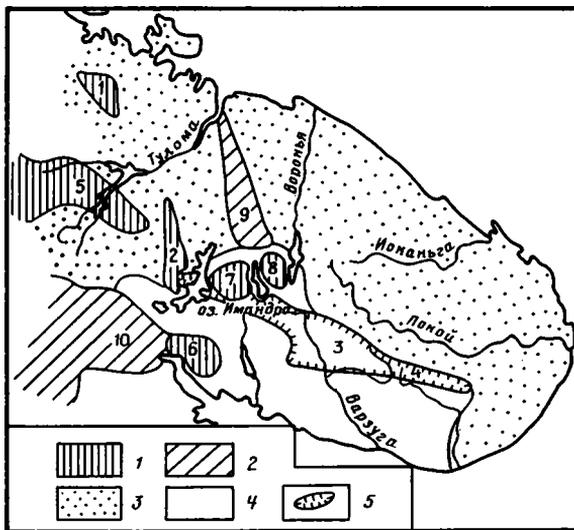


Рис. 1. Расположение областей новейшего поднятия на территории Кольского полуострова, по [3] с изменениями

1—4 — структуры: 1 — высокой; 2 — умеренной; 3 — малой; 4 — очень малой интенсивности поднятия; 5 — зона Имандра — Варзуга. Цифры на схеме: 1—4 — зеленокаменный пояс (1 — Печенгский отрезок; 2 — Главный хребет; 3, 4 — зона Имандра — Варзуга: 3 — Центральный, 4 — Пурначский участки; 5 — Сальные и Туадаш-, 6 — Кандалакшско-Колвицкие тундры; 7 — горы Хибины; 8 — горный массив Луяврурт (Ловозерский массив); 9 — Центрально-Кольская, 10 — Ковдорско-Куоляярвинская (Беломорская) зоны

50—70% от скорости регионального поднятия, Кандалакшско-Колвицких тундр — 40—60%, Ловозерских и Хибинских тундр — 15—35%. Большинство дифференцированно воздымавшихся на голоценовом этапе локальных структур (Печенгские, Туадаш-, Сальные, Кандалакшско-Колвицкие тундры и Главный хребет) коррелируют с остаточными положительными аномалиями поля силы тяжести и образуются на поверхности относительно плотными породами: базитами или гранулитами. В отличие от вмещающих пород, массивных или смятых в сложные пересекающиеся складки, породы этих структур образуют расслоенные пластинообразные тела, или стратифицированные (Печенгские тундры), или образующие системы тектонических покровов (Туадаш-Сальные и Кандалакшско-Колвицкие тундры, а также, по имеющимся данным, и Главный хребет). Другая группа локальных поднятий отвечает положению массивов ультраосновных — щелочных пород, сопровождающихся отрицательными аномалиями силы тяжести (Хибинские и Ловозерские тундры). Б. И. Кошечкин [3] полагает, что механизм восходящих движений, ответственных за формирование структур первой группы, связан с подтоком плотных подкоровых масс. Для второго случая представляется вполне удовлетворительной гипотеза о поднятии массивов за счет дефицита плотности ($0,08—0,22 \text{ г/см}^3$ в соответствии со средней плотностью пород массивов $2,68 \text{ г/см}^3$ и плотностью пород обрамления $2,75—2,9 \text{ г/см}^3$) и под влиянием выжимания силами бокового давления в приконтактной зоне. Процессу выжимания (всплывания) должна способствовать коническая (суживающаяся вниз) форма массивов.

Согласно альтернативной точке зрения [9], основные черты рельефа современной земной поверхности обусловлены особенностями и геологического строения, и историей геологического развития за весь предшествовавший период (в частности, для Кольского полуострова — в течение докембрия и фанерозоя).

Оценивая вероятную роль названных факторов рельефообразования, следует признать, что избирательная денудация горных пород, обладающих раз-

Название структуры	Географическое положение на Кольском полуострове	Поперечный размер, км	Мощность в разрезе, км	Углы падения бортов в разрезе, градусы	Плотности пород структуры / вмещающих пород	Тенденция развития рельефа
Печенга	Северо-западная часть	50	8—10	60 45	2,94/2,7	↑
Главный хребет Центральный участок зоны Имандра — Варзуга — Пурнач	Центральная часть	30	4—5	70—80 30	2,86/2,67	↑
		50—60	4—5	60 30	2,86/2,67	↓
	Восточная часть					
		15	4	80—90 60	2,86/2,72	↓

личной устойчивостью к воздействию поверхностных процессов разрушения, является, по-видимому, одним из важных факторов, определяющих связи форм рельефа с особенностями геологического строения региона. Вместе с тем с этим фактором связаны преимущественно формы рельефа более высоких порядков, тогда как основные черты орографии региона независимы от него. В условиях достаточно активных новейших и современных движений и интенсивных процессов физического выветривания и денудации формирование крупных положительных форм рельефа неизбежно требует участия в процессах рельефообразования тех или иных эндогенных факторов, которым, по-видимому, и должна принадлежать определяющая роль. Однако предположение о подтоке плотных подкоровых масс [3] вряд ли может быть принято не только из общих соображений, но и с учетом того, что фактическая мощность плотных базитов, выполняющих Печенгскую структуру, согласно результатам бурения Кольской сверхглубокой скважины, полностью определяет размеры наблюдаемой положительной аномалии поля силы тяжести (до бурения этой скважины предполагалось, что величина гравитационной аномалии определяется также и поднятием плотных пород «базальтового слоя» земной коры) [2, 6, 7].

В целом предлагаемые механизмы рельефообразования представляются дискуссионными.

Для выяснения возможных причин формирования возвышенного рельефа в зонах распространения плотных горных пород было предпринято численное моделирование влияния геодинамических факторов на ряд структур. В качестве типовых участков были использованы Печенгская структура и Главный хребет, где плотные базиты образуют возвышенности («тундры»), а также Центральный и Пурначский участки зоны Имандра — Варзуга, где аналогичные геологические комплексы выполняют пониженные участки современного рельефа (таблица).

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

С помощью численного моделирования исследовались движения, возникающие за счет плотностных неоднородностей и регионального поля напряжений. Время рельефообразующих процессов для исследуемого региона больше времени релаксации упругих напряжений, которое определяется в рамках модели вязкоупругой среды как отношение эффективной вязкости к модулю сдвига. Многие авторы при геодинамическом моделировании принимают среднюю вязкость коры равной 10^{22} — 10^{24} Па·с [4], модуль сдвига — 10^{11} — 10^{12} Н/м², откуда время релаксации упругих напряжений получается равным 10^4 — 10^6 лет. Эта оценка оправдывает решение задачи в рамках реологии вязкой жидкости. При моделировании движений в земной коре учтено наличие границы М предположительно реологической природы. Такой подход опирается на ряд исследований, в соответствии с которыми эта граница является уровнем, ниже которого горные породы переходят в состояние высокотемпературной ползучести [8]. В расчетах принято: средняя вязкость коры выше М — 10^{23} Па·с, ниже М —

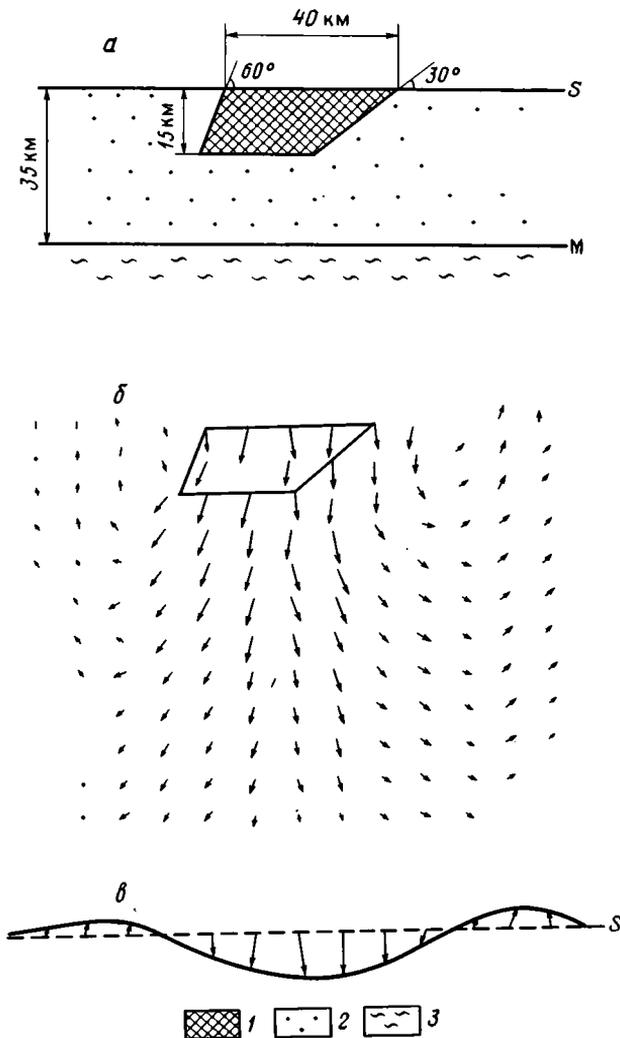


Рис. 2. Исходная моделируемая ситуация (а), поле скоростей течений (б) и соответствующая эволюция рельефа дневной поверхности (в) при отсутствии внешних тектонических сил
 1—3 — плотность в г/см³ и эффективная вязкость в Па·с: 1 — 3 и варьировалась, 2 — 2,7 и 10²³, 3 — 3,2 и 10²². S, M — поверхности: S — дневная, M — Мохо

10²² Па·с, плотность ниже M — 3,3 г/см³. Неоднородности земной коры в рамках решаемых модельных задач отражаются изменениями плотности и эффективной вязкости среды. Эффективная вязкость для участков расслоенных пород принята равной 10²⁰ Па·с.

Численная схема строилась на основе применения метода конечных элементов в двумерной постановке. Для обеспечения условий несжимаемости использован метод штрафных функций. Возникающая в задаче система линейных уравнений решалась методом сопряженных градиентов. Точность аппроксимации, определяемая количеством элементов, и двумерная постановка задачи позволили сопоставить результаты расчетов лишь на качественном уровне. В качестве исходной модели рассчитаны скорости движения материала для следующей ситуации. В верхней части анализируемого разреза помещено более плотное (3 г/см³) относительно вмещающих пород (2,7 г/см³) тело (рис. 2, а). Граничные условия: на нижней и боковых границах области скорости движения среды равны нулю, верхняя граница — свободная. В такой ситуации возни-

кает поле скоростей движения (см. рис. 2 б), способствующее образованию пониженного рельефа над более плотным включением (см. рис. 2, в). Процесс погружения в случае, показанном на рис. 2, а, происходит со скоростью порядка 1 мм/год, причем эта скорость не зависит существенно от формы включения и его эффективной вязкости. Следовательно, перечисленные выше геологические массивы, образованные более плотными породами, чем вмещающие, не только не могут удерживать положительный рельеф, но и сохранять приповерхностное положение в течение длительного времени без дополнительного механизма, препятствующего процессу погружения.

По мнению многих исследователей, Кольский полуостров находится в настоящее время в состоянии общего сжатия, что соответствует результатам измерений напряженного состояния в рудниках [5] и данным бурения Кольской сверхглубокой скважины [1]. Рассматриваемые структуры по-разному ориентированы во внешнем поле региональных напряжений. Однако при наличии общего сжатия в любом произвольном сечении всегда будет сжимающая компонента, хотя и не максимальная по значению.

Была проведена серия расчетов, в которых проанализировано влияние сжатия на тенденцию эволюции рельефа в окрестности тяжелого включения. Установлено, что за счет сжатия массивов горных пород с положительным перепадом плотности могут образовываться возвышенные формы рельефа (рис. 3). В зависимости от размеров массива, перепадов плотности и вязкости, а также от его геометрических особенностей требуется различное по величине сжатие, необходимое для подъема более плотного тела. Так, наблюдаемые скорости вертикальных движений для тела с параметрами, близкими к Печенгской структуре, обеспечиваются при сжатии порядка 1 кбар; аналогичный подъем структуры типа Главного хребта за счет меньшей избыточности массы происходит при сжатии, примерно в 3 раза меньшем.

Скорость рельефообразования определяется не только величиной сжатия, но и другими факторами. Среди них прежде всего следует выделить особенности формы массива (в двумерной постановке — наклоны бортов). Чтобы показать влияние изменения наклона ограничивающих поверхностей массива на скорость изменения рельефа, проведены расчеты для ситуаций, имитирующих наклонный разлом (см. рис. 3, а, б). При пологих углах падения (см. рис. 3, а) преобладает горизонтальное движение, приводящее к надвиганию одного борта разлома на другой. Рельеф растет относительно медленно. При крутых падениях (см. рис. 3, б), напротив, преобладают вертикальные смещения, способствующие значительному росту рельефа. Таким образом, над телом, имеющим различные углы падения на противоположных бортах, будет формироваться асимметричный рельеф (см. рис. 3, в). На характер формирующегося рельефа и интенсивность процесса рельефообразования влияет в значительной мере и степень реологической расслоенности пород, слагающих исследуемую структуру. В численном моделировании это — распределение значений эффективной вязкости. Рисунок 3, в, г, д иллюстрирует разнообразие форм рельефа, образующихся при сжатии в случаях, когда по краям массива заданы узкие расслоенные зоны разной глубины и наклона (в, г) или когда весь массив представлен расслоенными породами (д). Следует обратить внимание на то, что общий подъем массива как единого целого происходит лишь в случае, когда весь исследуемый массив представлен расслоенными породами, т. е. средой с пониженной эффективной вязкостью. Этот результат хорошо согласуется с геологическими данными о том, что все исследуемые структуры сложены сильно расслоенными породами, которые, как правило, обладают и высокой плотностью.

На особенности движения влияет также строение более глубоких слоев. На рис. 4, а, б показаны варианты расчетов, в которых учтено наличие субгоризонтальной реологической границы. Эту границу до бурения Кольской сверхглубокой скважины считали границей Конрада, т. е. разделом между «гранитным» и «базальтовым» слоями земной коры. Наиболее вероятно, что она соот-

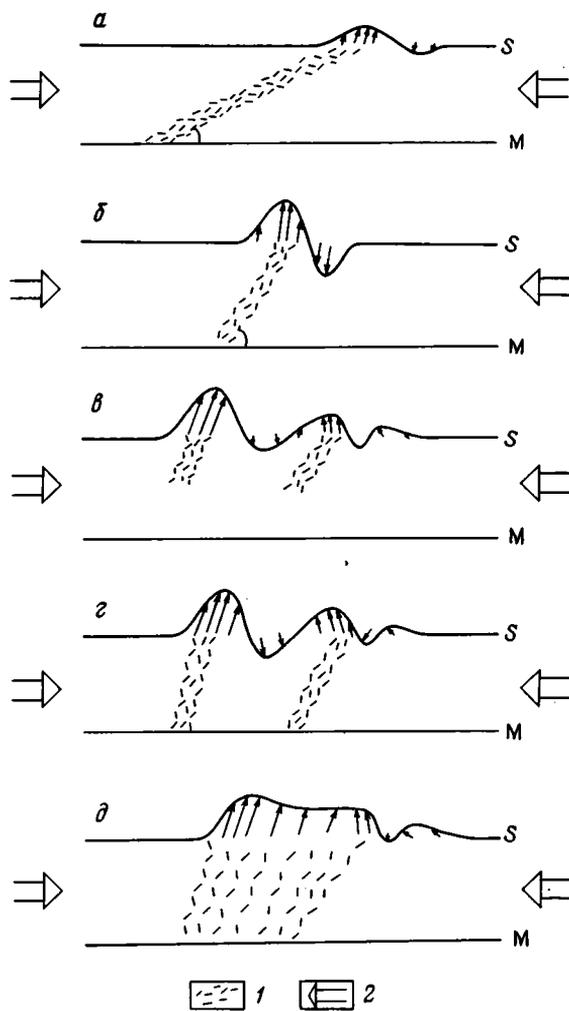


Рис. 3. Тенденции эволюции рельефа: *а, б* — при различных углах падения зон разломов, *в, г, д* — различной геометрии зон пониженной эффективной вязкости
 1 — зоны разломов; 2 — направление сжатия. S, M — поверхности: S — дневная, M — Мохо

ветствует изменению трещиноватости горных пород и регистрируется в качестве субгоризонтальной сейсмической поверхности, проходящей на глубине 7—10 км и вскрытой скважиной [2]. Граница имеет специфический рельеф: под более плотными породами Печенгской структуры она располагается на меньшей глубине, чем в окружающем массиве. Положительный рельеф границы и ее связь с напряженным состоянием массива согласуются с представлениями о влиянии трещиноватости и напряженного состояния среды на ее физические свойства [6, 7].

Наличие ниже границы Конрада слоя пониженной трещиноватости учитывалось увеличением задаваемой величины эффективной вязкости среды. Проведенные расчеты показали, что присутствие этой границы увеличивает неравномерность подъема структуры при различных величинах регионального сжатия (на рис. 4, *а* сжатие в 25 раз меньше, чем на рис. 4, *б*). Это согласуется с расположением основных возвышенностей в рельефе Печенгской структуры в ее юго-западной части. Аналогичная картина наблюдается и в районе Главного хребта.

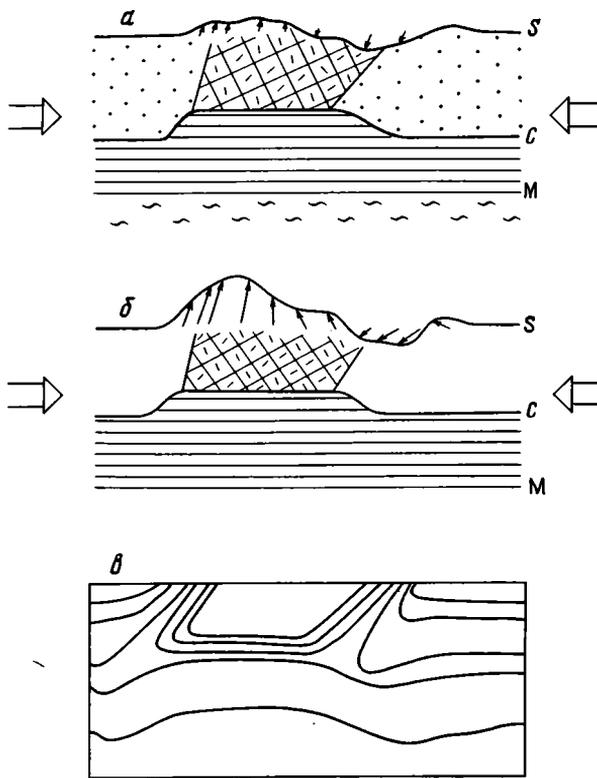


Рис. 4. Эволюция рельефа при наличии жесткой реологической границы в условиях горизонтального сжатия: *a* — 40 бар, *б* — 1 кбар, *в* — τ/P для случая *б* (условные обозначения см. на рис. 3)

На рис. 4, *в* приведены изолинии отношения сдвиговой компоненты тензора напряжений к литостатическому давлению. В результате взаимодействия регионального сжатия с плотностной неоднородностью в окрестности массива происходит образование зоны концентрации сдвиговых нагрузок, способствующих расщеплению пород на его границах (применительно к нашей модели это зоны пониженной эффективной вязкости), что также находится в согласии с данными геологических наблюдений на всех анализируемых объектах.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное моделирование позволяет заключить, что ведущими факторами, определяющими формирование положительных или отрицательных форм рельефа различной интенсивности, по-видимому, являются региональные геодинамические условия и локальные варианты их проявления. Сопоставление особенностей рельефообразования в пределах рассмотренных структур свидетельствует о том, что все они развиваются в обстановке сжатия, однако степень сжатия, вероятно, уменьшается в восточном направлении (породы Печенгской структуры и Главного хребта поднимаются, тогда как центральная и восточная части Имандра-Варзугской зоны испытывают относительное погружение). Вероятно, аналогичными причинами можно объяснить особенности рельефа других гранит-зеленокаменных областей древних щитов, зависящая от характера расслоенности, обуславливают различную выраженность в рельефе структур, находящихся в сходных геодинамических условиях (Печенга и Главный хребет).

В более широком плане можно сделать вывод о том, что степень расчленения рельефа в пределах щитов, по-видимому, определяется наличием и интенсивностью тектонического сжатия и, в свою очередь, является показателем степени этой интенсивности при идентичных параметрах (перепад плотностей пород, степень расслоенности и морфология массивов). Иными словами, именно общее сжатие, вероятно, является одним из основных факторов, препятствующих «нормальной» плотностной дифференциации коры, т. е. обеспечивающих присутствие относительно высокоплотных геологических объектов в пределах верхней части земной коры, в том числе на уровне современного эрозионного среза.

Список литературы

1. Губерман Д. М., Варшавский А. Н., Кузнецов Ю. И., Медведев Р. В. Изучение напряженного состояния околоствольного массива сверхглубоких скважин // Сверхглубокое континентальное бурение и глубинные геофизические исследования: Тезисы докладов. Международный семинар 23—29 марта 1988 г. Ярославль: ПГО «Недра», 1988. 50 с.
2. Кольская сверхглубокая / Гл. ред. Козловский Е. А. М.: Недра, 1984. 490 с.
3. Кошечкин Б. И. Голоценовая тектоника восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1979. 158 с.
4. Магницкий В. А., Артюшков Е. В. Некоторые вопросы динамики Земли // Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978. С. 487—525.
5. Марков Г. А. Тектонические напряжения и горное давление в рудниках Хибинского массива. Л.: Наука, 1977. 200 с.
6. Миц М. В., Колпаков Н. И., Ланев В. С. и др. К вопросу о природе внутрикоровых субгоризонтальных сейсмических границ (интерпретация результатов бурения Кольской сверхглубокой скважины) // Докл. АН СССР. 1987. Т. 296. № 1. С. 71—76.
7. Миц М. В., Колпаков Н. И., Ланев В. С., Русанов М. С. О природе субгоризонтальных сейсмических границ в верхней части земной коры (по данным Кольской сверхглубокой скважины) // Геотектоника. 1987. № 5. С. 62—72.
8. Николаевский В. Н. Граница Моноровичича как предельная глубина хрупко-дилатансионного состояния горных пород // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249. № 4. С. 817—821.
9. Рубинраут Г. С. Морфотектоника Кольского полуострова. Апатиты: Геологический ин-т КНЦ АН СССР, 1987. 74 с.

Геологический институт АН СССР,
Москва 109017;

ПГО «Аэрогеология», Москва,
103104;

Институт минералогии, геохимии и
кристаллохимии редких элементов,
Москва, 113127

Поступила в редакцию
18.XII.1989

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.254 (235.216.1)

© 1991 г.

ЛОШМАНОВ Е. В.

ТЕРРИГЕННЫЙ МЕЛАНЖ БАССЕЙНА Р. ЧУГАМ (ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)¹

В структуре Южного Тянь-Шаня важное место занимают сложно построенные тектонические комплексы — меланжи, широко распространенные в этой покровно-складчатой области.

В последние годы все большее внимание уделяется изучению строения и формирования меланжей. Большинство работ посвящено серпентинитовому меланжу [3, 4, 6], который детально изучался во многих районах его распространения, — это канский серпентинитовый меланж, акбентский полимиктовый серпентинитовый меланж и др.

Однако в Южном Тянь-Шане серпентинитовый меланж не является единственным представителем подобных тектонических образований. В алайской части Южного Тянь-Шаня, в зоне Высоких предгорий, широко распространен так называемый терригенный меланж, формирование которого связано с тектонической переработкой силурийского терригенного комплекса пород.

По сложности строения и по распространению терригенный меланж не уступает серпентинитовому.

Толщи терригенного меланжа образуют субширотную фрагментарную зону, протягивающуюся вдоль северного склона Алайского хребта в районе 40-й параллели более чем на 200 км (рис. 1). Обнажения этих образований известны в бассейнах рек Сох — так называемый тульский терригенный меланж, названный по пос. Туль, располагающемуся в этом районе, Ак-Суу, Исфайрамсай [1], Киргиз-Ата, Акбура. В бассейне р. Акбура выделяются чугамский и карагурский терригенные меланжи, названия которым даны по притокам рек Акбура — Чугам и Карагур.

Предлагаемая статья посвящена вопросам строения и формирования чугамского терригенного меланжа, представляющего небольшую, но весьма характерную часть этой крупной региональной зоны (см. рис. 1).

В бассейне р. Чугам (рис. 2) терригенный меланж представляет собой хаотическую тектоническую смесь, или микстит, в составе которого выделяются матрикс и тектонические включения или глыбы разнообразного состава, возраста и размеров.

Матриком меланжа служат силурийские породы, представленные черными кремнисто-глинистыми, глинистыми и углито-глинистыми сланцами, алевролитами и реже песчаниками [2]. Возраст этих пород, определяемый на основании фауны граптолитов, датируется, как лландоверрийский, венлокский и лудловский.

По имеющимся сейчас сборам граптолитов лландоверрийский ярус охарактеризован фауной трех граптолитовых зон: *vesiculosus*, *gregarius* и *spiralis*, которые относятся к нижнему, среднему и верхнему подъярусам соответственно. Для венлокского яруса определены граптолиты зоны *lundgreni* — *testis*, которые относятся к верхнему подъярсу. Лудловский ярус представлен отложениями нижнего и верхнего подъярусом. В отложениях нижнего подъяруса собрана фауна трех граптолитовых зон: *nilssoni* — *scanicus*, *nilssoni* — *colonus* и *scanicus* — *chimaera*, из верхнего лудлова определены граптолиты зоны *formosus* / *spineus*¹.

Породы, слагающие матрикс терригенного меланжа, практически везде деформированы, но распределение деформации неоднородно. Наиболее тонкозернистые разности местами так тектонически переработаны, что имеют зеркальный блеск на поверхностях скола. Иногда в породах матрикса удается наблюдать мелко- и среднеамплитудные складки.

Очень часто там, где в сланцах и алевролитах имеются прослои калькаренитов, интенсивно проявлен будинаж (рис. 4, а). Это породы преимущественно венлока — лудлова. Часто можно наблюдать целые пакки мощностью несколько сотен метров, где прослои калькаренитов полностью будинированы и образуют разобщенные включения в алевролитовом матриксе. Во многих случаях отдельные будины нарушены трещинами, в которых нагнетается материал матрикса (см. рис. 4, б). Подобные толщи довольно широко распространены и описывались многими исследователями. Д. Кован показал широкое распространение таких образований во Францисканской формации на западе Северо-Американского континента и отнес их к самостоятельному типу меланжей [7].

¹ Определения фауны граптолитов сделаны Т. Н. Корень (1988 г.).

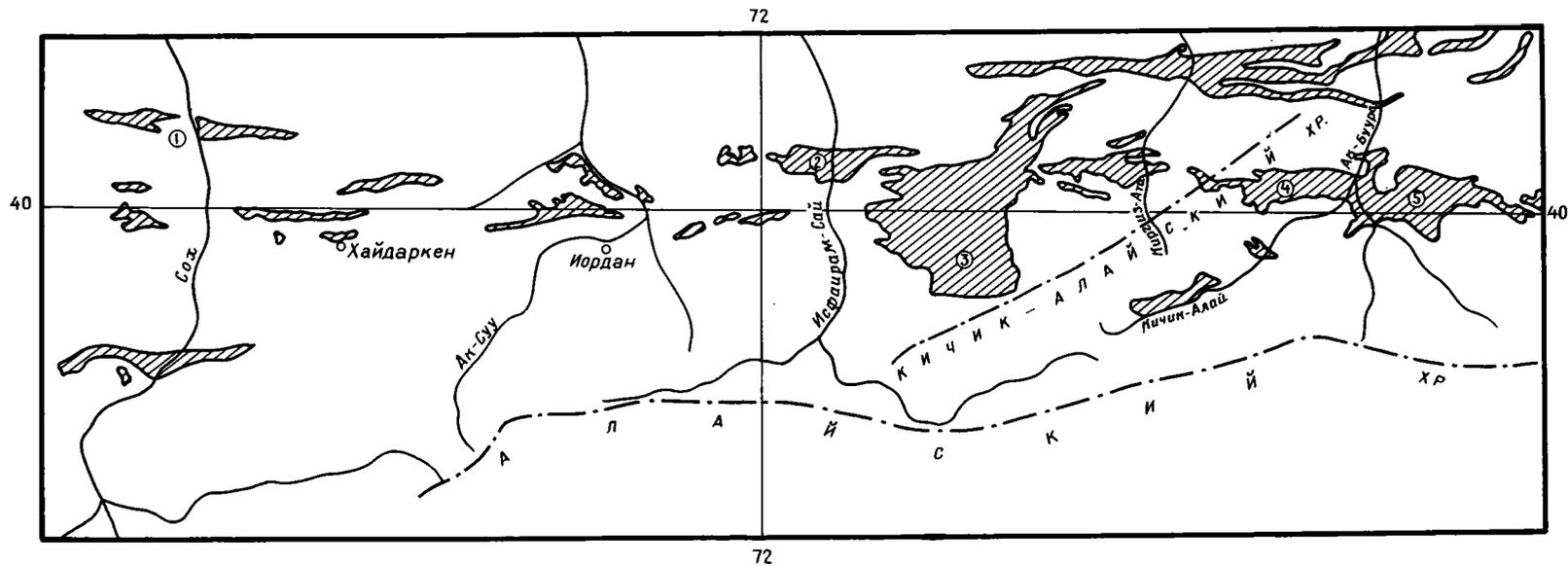


Рис. 1. Схема расположения терригенных пород силура в междуречье Сох — Акбура
 Цифры в кружках: 1 — тульский терригенный меланж, 2 — терригенный меланж р. Исфайрамсай, 3 — Тегермачский покров,
 4 — чугамский терригенный меланж, 5 — карагурский терригенный меланж

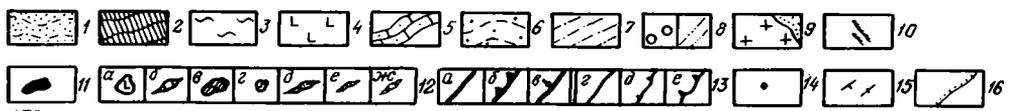
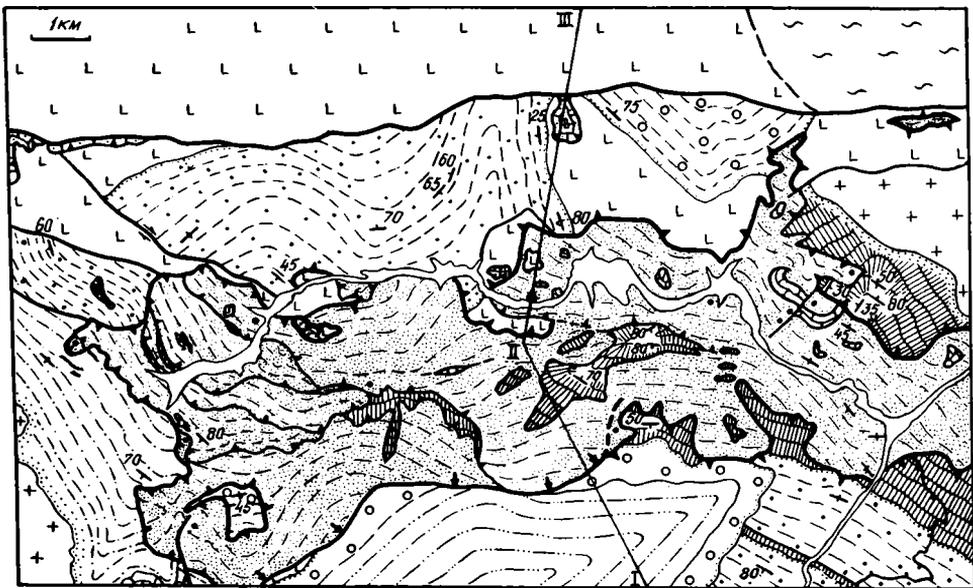


Рис. 2. Схема геологического строения района р. Чугам

1 — силурийские сланцы, алевролиты и песчаники (S_{1-2}); 2 — кремнистые породы тамашинской свиты девона — нижнего карбона ($D-C_1 tm$); 3 — зеленые сланцы канской серии; 4 — эффузивы основного состава киргизатинской серии нижнего — среднего девона (D_{1-2kz}); 5 — известняки девона — нижнего карбона ($D-C_1$); 6 — песчаники, алевролиты, реже конгломераты чугамской свиты нижнего — среднего карбона (C_{1-2cg}); 7 — терригенные породы толубайской свиты верхне-московского подъяруса среднего карбона (C_{2m2il}); 8 — позднепалеозойские молассовые образования: а — конгломераты, реже песчаники и алевролиты, б — песчаники и алевролиты среднего — верхнего карбона (C_{2-3}); 9, 10 — раннепермские (P₁): 9 — гранитоидные интрузии, 10 — дайки кислого состава; 11 — серпентиниты; 12 — глыбы в меланже: а — основные эффузивы киргизатинской серии, б — известняки силура? — нижнего девона, в — кремнистые породы тамашинской свиты, г — зеленые сланцы, д — терригенные породы толубайской свиты, е — черные кремни — фтаниты и ж — черные известняки венда? — кембрия?; 13 — разрывные нарушения (а — в — основные, г — е — второстепенные), а, г — крутые разломы, б, е — надвиги, в — тектонические контакты типа бульдозинг, д — взбросы; 14 — места находок фауны граптолитов; 15 — элементы залегания; 16 — стратиграфические контакты. I—II—III — линия разреза, изображенного на рис. 3

Заканчивая описание матрикса меланжа, нужно подчеркнуть важное значение для расшифровки его строения палеонтологических данных. Довольно широкое в рассматриваемом районе распространение граптолитовой фауны в отложениях силура позволяет проводить детальное расчленение этих толщ.

Тектонические глыбы и пластины в меланже, как уже отмечалось выше, разнообразны по составу, размерам и возрасту (см. рис. 2, 3). Среди них выделяются: 1) Лавы основного состава, часто с шаровой отдельностью и миндалекаменным строением. В отдельных пластинах наблюдается интенсивное расслаивание. Размеры глыб и пластин составляют от первых метров до 250—300 м, толщина достигает нескольких десятков метров. По составу, строению и внешнему облику эти породы сопоставимы с породами киргизатинской серии [5] раннесреднедевонского возраста, широко распространенными в алайской части Южного Тянь-Шаня. 2) Кремни и кремнистые сланцы зеленовато-серые, слоистые. В них часто наблюдаются сложные малоамплитудные складки. Глыбы и пластины этих пород особенно широко представлены в меланже. Размеры глыб варьируют от первых метров до 2 км. Иногда наблюдаются глыбы кремнистых пород, имеющие форму вертикального клина, проникающие в терригенную толщу силура на несколько сотен метров. Кремнистые породы, слагающие эти глыбы, аналогичны породам тамашинской свиты [5], возраст которой находится в интервале девон — ранний карбон. Нужно отметить, что первоначально терригенные породы силура и кремнистые породы девона — нижнего карбона составляли единую глыбовоководную толщу. Нормальные стратиграфические взаимоотношения между ними можно наблюдать в нескольких километрах к югу от рассматриваемой толщи меланжа, в бассейне р. Кичик-Алай Восточный. На этом участке породы силура, представленные граптолитовыми сланцами

и алевролитами с прослоями калькаренигов, сменяются пачкой переслаивающихся известняков и кремней, которая, в свою очередь, сменяется толщей кремнистых пород таманской свиты девона — нижнего карбона. В связи с этим можно предположить, что в процессе меланжирования происходит расчешуивание единой терригенно-кремнистой толщи, кремнистые породы претерпевают раздробление, и отдельные глыбы и пластины зажимаются в более пластичном терригенном матриксе силурийских пород. 3) Отдельную группу образуют черные иногда слоистые кремни — фтаниты. В основном это мелкие, до первых метров, глыбы, иногда достигающие нескольких десятков и сотен метров. Возраст фтанитов предположительно венд-кембрийский [1, 5]. 4) Зеленосланцевые породы. Они представлены продуктами изменения глинисто-песчанистых пород. Это хлорит-серицитовые породы с не полностью разложившимся глинистым веществом, кварц-хлорит-



Рис. 3. Геологический разрез по линии I—II—III на рис. 2
Условные обозначения см. на рис. 2

серицитовые породы также с остатками глинистого вещества, метапесчаники, сложенные обломками кристаллов кварца и плагиоклаза с хлорит-серицитовым цементом. В бассейне р. Чугам глыбы, сложенные этими породами, встречаются крайне редко. Размеры глыб небольшие — первые десятки метров. Аналогом этих пород могут служить зеленосланцевые породы канской серии; 5) известняки. В рассматриваемом районе глыбы известняков распространены довольно широко. Размеры их часто достигают 100—200 м. Известняки неслоистые, лишь в отдельных глыбах удается наблюдать прослой кремней в известняках. Из нескольких глыб известняков была собрана фауна брахиопод силурийского (?) — раннедевонского возраста. 6) Терригенные породы, представленные песчаниками и алевролитами с остатками растительности и иероглифами на поверхностях напластования. Породы, слагающие эти глыбы, аналогичны породам толубайской свиты верхнемосковского подъяруса среднего карбона.

Особо нужно отметить глыбы биотит-кварц-плагиоклазовых песчаников, черных известняков и фтанитов. Их положение и взаимоотношение с матриксом не дают однозначного решения вопроса о способе их поступления в меланж. В настоящее время можно предположить три варианта: 1) глыбы песчаников, черных известняков и фтанитов не входили в первоначальный разрез силурийских пород, и поступление их в меланж чисто тектоническое; 2) глыбы указанных пород представляли первоначально прослой или седиментационные линзы среди черносланцевых пород силура и в результате тектонических деформаций были буднированы и растащены; 3) глыбы указанных пород представляют собой ололиты более древних пород по отношению к матриксу. Пока однозначного ответа на этот вопрос нет.

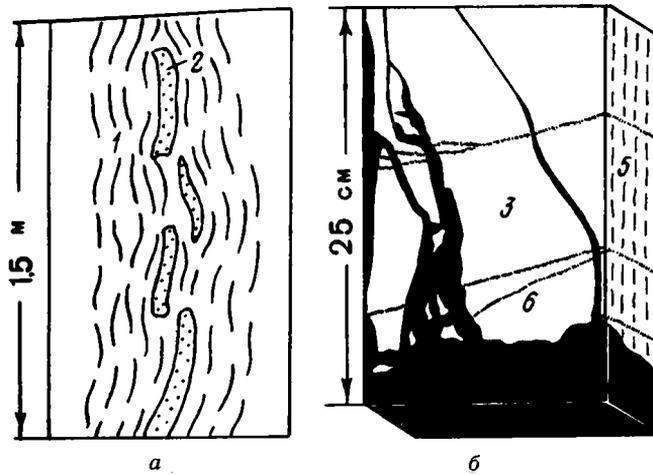
В целом для сланцевого меланжа р. Чугам свойственна хаотичность строения, присущая практически всем типам меланжей. Тектонические глыбы и пластины в количественном отношении распространены в полосе меланжа чрезвычайно неравномерно.

Образование терригенного меланжа как в бассейне р. Чугам, так и вообще в алайской части Южного Тянь-Шаня связано с покровообразованием. В покровообразовании участвуют карбонатные, кремнисто-карбонатные, терригенные и эффузивные породы силура — карбона (рис. 3).

Пластины терригенных силурийских пород, попадая в основание мощных аллохтонных пластин различных палеозойских образований, претерпевают расчешуивание. Мощность отдельных чешуй может составлять несколько сот метров. Терригенные силурийские породы являются не только пассивным основанием, по которому происходит перемещение покровов, но также и сами претерпевают значительные горизонтальные перемещения. Так, в верховьях ручья Кызыл-Кум, являющегося притоком р. Чугам, наблюдается практически горизонтальное тектоническое перекрытие породами силура терригенного комплекса пород толубайской свиты верхнемосковского подъяруса среднего карбона (см. рис. 2).

В процессе расчешуивания толщи силурийских пород происходил захват отдельных пластин и глыб из подстилающих образований. Также глыбовый материал мог поступать в меланж за счет раздробления фронтальных частей покровов.

Одновременно с горизонтальным перемещением покровов жестких палеозойских пород происходит их вдавливание в толщу силурийских образований. Так что наряду с горизонтальной присутствием и вертикальная составляющая перемещения, которая также играет немаловажную роль в образовании меланжа. Перемещающийся и одновременно вдавливающийся покров как бы выдавливает подстилающие его силурийские породы, в результате чего во фронтальной части покрова образуется тектонический вал. В связи с этим видимые соотношения могут привести к неправильным выводам. Силурийские породы, слагающие тектонический вал, могут запрокидываться на фронтальную часть покрова, создавая таким образом видимость обратного чередования тектонических пластин.



а

б

Рис. 4. Будинаж и дробление прослоев калькаренитов в силурийских толщах
 а — фрагмент обнажения; 1 — сланцево-алевролитовые породы; 2 — калькаренинты; б — образец:
 3 — калькаренинты; 4 — сланцево-алевролитовые породы (темный фон); 5 — слоистость; 6 — жилки
 кальцита

Широкое распространение оползней четвертичного возраста, часто весьма крупных, зачастую осложняет правильную интерпретацию. Если это достаточно свежие оползни, то их легко выделять. Здесь хорошо видна и плоскость оползания, и конусообразное тело самого оползня. Если же тело оползня уже достаточно сильно размыто, то выделить его сложнее, но все же по наличию достаточно мелких обломков силурийских пород, слагающих тело оползня, и по наличию интенсивно перемешанной разновозрастной граптолитовой фауны это сделать можно.

Усложнение структуры меланжа происходит за счет протрузий более пластичных разностей силурийских пород и раздробления ими более жестких разностей, как это происходит в силурийских терригенных породах, имеющих прослой калькаренитов (см. рис. 4), только в более крупном масштабе. Зарождение и формирование терригенного меланжа связано с герцинским этапом тектонической активизации, когда происходили основные горизонтальные перемещения в Южном Тянь-Шане. Но нельзя не учитывать влияния альпийской тектоники. В этот этап вновь возобновляются движения покровов, усложняется и структура самого меланжа, происходит поступление в него нового глыбового материала.

Структурно-геологические исследования, проведенные в бассейне р. Чугам, позволяют с уверенностью сказать, что движение тектонических покровов в этом районе происходило и, вероятно, происходит в южном направлении. Об этом свидетельствуют тектонические контакты толщ меланжа с молассовыми отложениями верхнего палеозоя, представленными конгломератами, песчаниками и алеволитами, а также с отложениями мезозойско-кайнозойского чехла (в верховьях р. Акбура). Как правило, на северном борту впадин верхнепалеозойских пород конгломераты и песчаники залегают вертикально, либо запрокинуты. Залегание пород на южном борту значительно положе, до 45°, с падением к северу. Аналогичные взаимоотношения наблюдаются и со впадинами, выполненными мезозойско-кайнозойскими породами (Ходжакеленская впадина). Такие контакты связаны с процессом бульдозинга.

Таким образом, терригенный меланж р. Чугам является полихронным тектоническим образованием, сформировавшимся в несколько этапов тектонической активизации. Расшифровка строения терригенного меланжа и выяснение его тектонического положения дают дополнительную информацию о направлении движения покровов палеозойских пород, о существенном влиянии альпийской тектоники на формирование структуры Южного Тянь-Шаня.

В связи с региональным распространением терригенного меланжа в алайской части Южного Тянь-Шаня его необходимо учитывать во всех тектонических построениях для данной территории.

Список литературы

1. Бискэ Ю. С. Сланцевый меланж и тектонические покровы Южной Ферганы // Вестн. ЛГУ. Геология и география. 1983. № 6. Вып. 1. С. 40—46.
2. Корень Т. Н., Клишевич В. Л., Риненберг Р. Е. Опорный разрез верхнего силура и нижнего девона Южной Ферганы // Сов. геология. 1986. № 11. С. 62—75.
3. Куренков С. А. Тектоника офиолитовых комплексов Южного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1983. 96 с.
4. Поршняков Г. С. Герцинды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л.: ЛГУ, 1973. 215 с.
5. Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии (объяснительная записка к геологической карте масштаба 1:500 000). Кн. 1. Фрунзе: Илим, 1982. 371 с.
6. Христов Е. В., Христова М. П. Структурное положение и особенности строения офиолитов восточной части Южно-Тяньшаньского пояса // Геотектоника. 1978. № 5. С. 72—84.
7. Cowan D. S. Structural styles in Mesozoic and Cenozoic melanges in the western Cordillera of North American // Geol. soc. Amer. Bull. 1985. V. 96. № 4. P. 451—462.

Геологический институт АН СССР,
 Москва, 109107

Поступила в редакцию
 30.VI.1989

ДИСКУССИИ

УДК 551.24:001.35

ДЕРЯБИН Н. И.

**Некоторые замечания к статье Новиковой А. С., Шипанского А. А.
«ТЕКТОНИКА РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ БАССЕЙНОВ
КУРСКО-КРИВОРОЖСКОГО И ХАМЕРСЛИ — НАББЕРУ
(ЗАПАДНАЯ АВСТРАЛИЯ)»**

На основании сопоставления стратиграфических разрезов в статье [5] приводится анализ геодинамических обстановок формирования докембрия железисто-кремнистых осадков двух крупных бассейнов Западной Австралии и Восточно-Европейской платформы и делается вывод о сходной тектонической обстановке их развития, связанной с возникновением деструктивных (рифтогенных) структур и их латеральных структурно-формационных рядов: поднятия, сложенные архейскими гранит-зеленокаменными образованиями; линейные прогибы рифтогенного типа; гранито-гнейсовые купола и межкупольные формы, сложенные карбонатно-терригенными и железисто-кремнистыми отложениями шельфового (миогеосинклиналиного) типа. В результате анализа проявлений железисто-кремнистых осадков во времени и пространстве делается вывод о формировании серии Хамерсли и саксаганской свиты на одном стратиграфическом уровне в различных структурно-формационных зонах, первой — в шельфовой, второй — в рифтовой, что отразилось в характерных чертах литологического состава осадков.

Основываясь на фактическом материале (рис. 1), автор считает, что динамика развития железисто-кремнистых осадков в структурах докембрия была несколько иной. На Украинском щите и в бассейне КМА имеется множество примеров независимого локального развития железисто-кремнистых осадков в рифтовых структурах с характерными признаками накопления хемогенно-осадочных глубоководных флишодных толщ турбидитового строения, содержащих до 11 ритмов и состоящих из чередования сланцевых и железисто-кварцитовых слоев, и в прогибах подвижных зон с мелководными осадками (до 4 ритмов), включающими снизу вверх пласты железистых кварцитов, кальцифиров, кристаллосланцев и гнейсов. К первым, позднеархейским, относятся железисто-кремнистые осадки на месторождениях Чертомлыкском, Южно-Белозерском, Гуляйпольском, а ко вторым, раннепротерозойским, отложения Молдовского, Слюсаревского (в Побужье), Мариупольского, Корсак-Могилы (в Приазовье) месторождений. Классическим сочетанием этих двух типов структур являются Криворожский, Кременчугский и Правобережные позднепротерозойские протоавлакогены с наложенными на них миогеосинклиналиными раннепротерозойскими прогибами (рис. 2). Формирование железисто-кремнистых осадков происходило здесь на двух стратиграфических уровнях: на верхнеархейском в железорудной сланцевой формации саксаганской свиты, развивавшейся в рифтогенной структуре, и на нижнепротерозойском в железорудной кварцитовой формации гданцевско-радионовской свиты в протомиогеосинклинали. Хемогенные осадки гданцевско-радионовской свиты залегают на железисто-кремнистых осадках саксаганской свиты с угловым и стратиграфическим несогласием.

Отложения позднеархейского структурного яруса формировались в локальных зеленокаменных полосах, обрамляющих раннеархейские гранито-гнейсовые купола. Нижняя часть разреза этих отложений представлена вулканогенными породами основного и ультраосновного состава, а верхняя — хемогенными железисто-кремнистыми осадками. Эти осадки, по нашим представлениям, явились следствием зарождения в рифтовых зонах подкорковых очагов гранитизации, от которых поступали ювенильные растворы фронта дегазификации в каньонообразные замкнутые бассейны. Об этом свидетельствуют зоны импрегнитовых пород с мощными ореолами метасоматитов швов фильтрации в основании конской и саксаганской свит, а также их секущие ветви в стволовых частях рифтов (скелеватская свита). Заканчивался позднеархейский структурный ярус становлением в зонах фильтрации растворов автохтонных и аллохтонных гранитов сурско-токовского комплекса (2,8 млрд. лет) и консолидацией гранит-зеленокаменных протоавлакогенов.

Отложения же раннепротерозойского структурного яруса в зонах перехода к подвижным поясам к западу и востоку от Среднеприднепровского гранит-зеленокаменного (архейского) кратона имели локальное развитие в замкнутых линейных прогибах с переходом на более обширные «подвижные площади», вовлекаемые в геосинклиналиное развитие (Кировоградская и Приазовская области). Соседние же с ними площади архейских сегментов, сложенных протометаморфическим гранулит-базитовым слоем, спаянным гранит-зеленокаменными поясами, играли роль срединных массивов. Формирование миогеосинклиналиных прогибов, представленных замкнутыми мелководными бассейнами, обуславливалось началом заложения подкорковых очагов раннепротерозойской гранитиза-

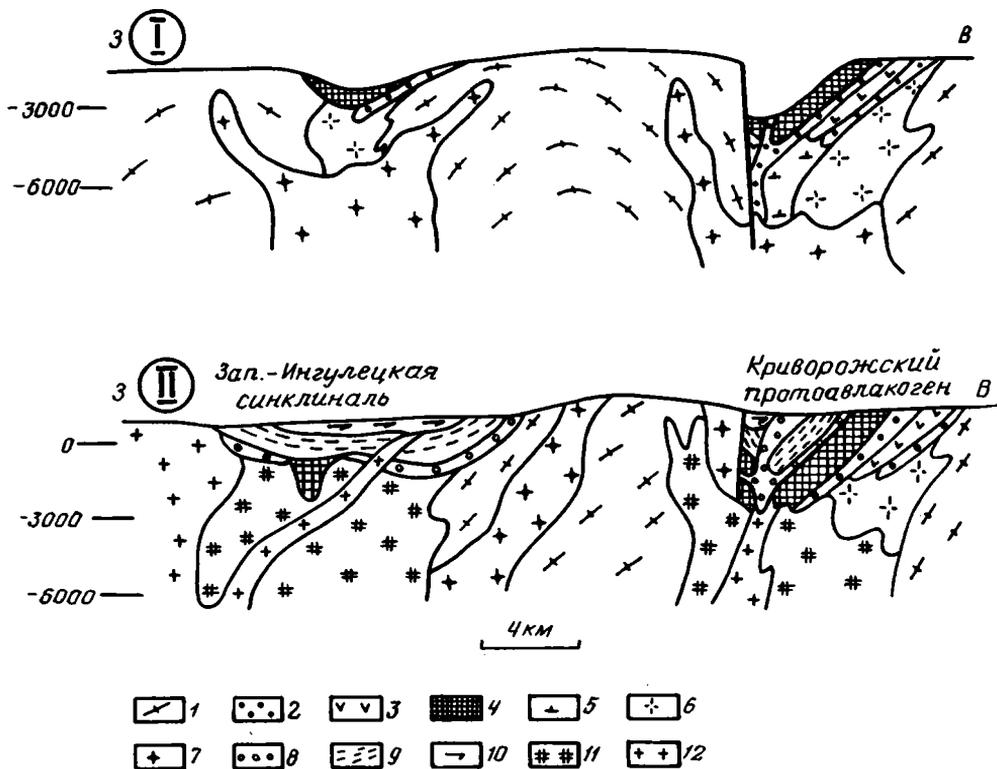


Рис. 1. Геологические разрезы позднеархейского (I) и раннепротерозойского (II) структурных ярусов средней части Кривбасса

1 — плагиограниты раннеархейские; 2—7 — позднеархейский структурный ярус: 2 — импрегнитовые и метасоматические породы скелеватского комплекса, 3 — амфиболиты конкской свиты, 4 — железисто-кремнистые кварциты и сланцы саксаганской свиты, 5—7 — граниты позднеархейские: 5 — плагиограниты, плагиопорфиры сурского комплекса, 6 — порфиробластические демуринского комплекса, 7 — мокромосковские и токовские; 8—12 — раннепротерозойский структурный ярус: 8 — импрегнитовые кварциты, метабрекчии и метасоматиты глееватского комплекса, 9 — железистые кварциты, мраморы, кристаллосланцы и гнейсы гданцевско-родиноновской свиты, 10 — биотитовые гнейсы чечелевской свиты; 11 — боковянские и 12 — кировградские граниты

ции с развитием секущих зон фильтрации ювенильных растворов, сложенных импрегнитовыми силексито-брекчиями, кварцито-брекчиями и кислотными метасоматитами (см. рис. 2).

Стратиграфическое сопоставление разрезов бассейнов Хамерсли — Наббери и Курско-Криворожского, по имеющимся данным, представляется в следующем виде (таблица).

Для доказательства предлагаемого структурного развития Кривбасса, как справедливо отмечают в своем ответе на наши замечания А. С. Новикова и А. А. Щипанский, а также Г. И. Каляев, необходимо пересмотреть укоренившиеся представления о раннепротерозойском возрасте саксаганской свиты и ограничить разрез криворожской серии лишь только этой верхнеархейской свитой. Вышезалегающую же гданцевскую свиту следует отнести по всем ее признакам к ингулецкой серии. В свое время основанием для стратиграфического положения саксаганской свиты являлся модалный радиологический возраст галенитов из цемента и обломков псевдоконгломератов нижезалегающей скелеватской свиты — 2100 ± 200 млн. лет. При этом другая группа галенитов с модалным возрастом в 2700 ± 200 млн. лет в расчет не принималась [17]. В настоящее время при графической обработке изотопных составов свинцов скелеватской свиты при строгой линейной корреляции свинцово-изотопных отношений многостадийной уран-свинцовой системы появилась возможность получить информацию о максимальном и минимальном значениях времени введения урана в породы скелеватской свиты. Расчетные значения возраста колеблются в пределах от 2716 ± 20 до 2340 ± 20 млн. лет [9]. Галениты скелеватской свиты по возрасту коррелируются с галенитами осадочных толщ зеленокаменных структур Среднего Приднепровья, где позиция серебро-висмут-теллуридных ассоциаций датируется вполне определенно верхами верхнего архея [2]. Проявление многостадийности сульфидной и другой минерализации в скелеватской свите, инъекционно-полосчатое строение разреза ее пород и секущее их положение исключают терригенно-осадочный их генезис. Эти образования нами относятся к гидротермальному (импрегнитовому) комплексу пород каналов фильтрации глубинных растворов. В сравнении с вмещающими их осадками саксаган-

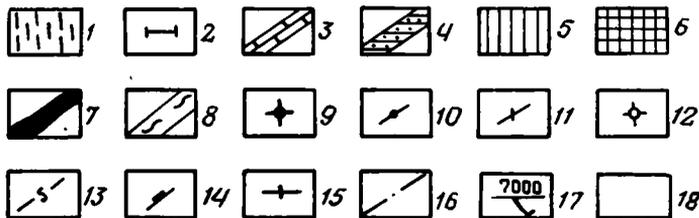
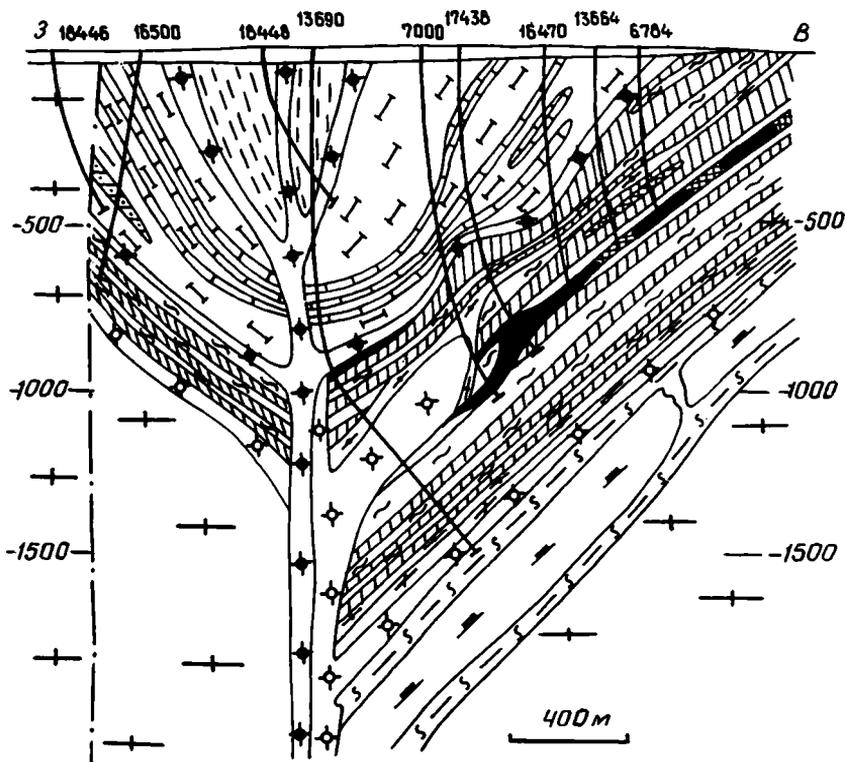


Рис. 2. Геологический разрез Криворожского протоавлакогена (ПУ им. К. Либкнехта)
 1—4 — отложения раннепротерозойского прогиба: 1 — полевошпат-кварц-биотитовые сланцы, 2 — графит-кварц-биотитовые, гранат-амфибол-кварц-биотитовые сланцы, 3 — доломитовые мраморы, 4 — куммингтонит-магнетитовые кварциты; 5—8 — осадки верхней части разреза позднерейского структурного яруса, саксаганская свита: 5 — кварциты куммингтонит-магнетитовые, сидероплезит-куммингтонит-гематит-магнетитовые (бедные руды), 6 — кварциты гематит-магнетитовые (богатые руды), 7 — гётит-мартитовые руды саксаганского типа, 8 — кварц-хлорит-серицитовые, кварц-куммингтонит-биотитовые сланцы; 9—13 — гидротермальные и метасоматические породы каналов фильтрации глубинных растворов: 9 — импрегнитовые гломеробластовые кварциты и метабрекчи, псевдоконгломераты протогеосинклинальные, 10—12 — импрегнитовые породы проторифтогенные: 10 — тальк-карбонат-хлоритовые сланцы, 11 — кварц-серицитовые узловатые сланцы, 12 — гломеробластовые кварциты, кварцитовые брекчи, 13 — алюмокварциты, кварц-актинолит-серицитовые сланцы; 14 — амфиболиты новокриворожско-конской свиты; 15 — плагиограниты днепропетровского комплекса; 16 — тектонические нарушения; 17 — скважины; 18 — покровные отложения

Тектонический режим	Хамерсли — Набереу	Украина		КМА		
		серии	свиты	серии	свиты	
Геосинклинальный, PR ₁	Вайлю	Ингуло-ингулецкая, бугская, центральноприазовская	Чечелеевская, каратышская		Оскольская	Белгородская, курбакинская, Роговская, яковлевская
	Хамерсли, Фортецькю		Гданцевско-родионовская, хошеватозавальевская, сачкинская, темрюкская			
Рифтогенный, AR ₂		Конкско-верховцевская Криворожская	Гуляйпольская, белозерская, саксаганская Конская		Михайловская Курская	Коробковская, Лебединская, александровская

ской свиты импрегнитовые породы характеризуются следующими особенностями [4]. В кровле и подошве этих пород развиты метасоматические образования (скарны, гидросиликатные метасоматиты, алюмокварциты (рис. 3). Контакты с вмещающими их породами постепенные, извилистые, неровные, приуроченные к зонам стратиграфических перерывов, часто совпадающих со швами субогласных (Восточный, Саксаганский) и секущих (Юго-Восточный) разломов. Наблюдается проявление вместо слоистости и ритмичности параллельной полосчатости, выраженной изменением в породах содержания кварца, слюд различных генераций, также размеров обломков в прослоях кварцитов, развитием свилеватости, очковых, сегрегационных текстур. Ориентированные в одном направлении обломки кварцитов в сечении имеют каплевидную, крылоподобную форму с округлыми тупыми ограничениями, с одной стороны, и рваными зауженными — с другой, где наблюдаются часто извилистые оперения с проникновением в кварциты жилки серицита, биотита и хлорита. В них присутствует также вкрапленность графита, топаза, турмалина, циркона и жилки (до 20% объема пород) кварц-карбонатного состава. В псевдопесчаных вдоль потока растворов образуются структуры направленной коррозии и кристаллизации с сегрегационно-полосчатыми текстурами, с ориентированно-линзовидными бородами зернами кварца, кливажом течения и разрыва. В зернах кварца наблюдается обилие газожидких включений. Среди этих пород выделяются две субформации: кварцитовая, образующаяся в кислотном гидротермальном полужикле, и щелочно-сланцевая (серицитовые, тальк-карбонатные, карбонат-хлоритовые сланцы) — в щелочном гидротермальном полужикле. Зерна циркона по габитусу не совпадают с аксессуарами из гранитов раннего архея, абсолютный же их возраст соответствует позднему архею — 2,7 млрд. лет. Содержание микроэлементов: Cu, Zn, Pb, Mo, Nb, Zr — повышены до 10 раз в сравнении с осадками саксаганской свиты. Изотопный состав серы из пиритов соответствует метеоритному стандарту $\delta^{34}\text{S} = -0,5\%$, в то время как сера пиритов осадочных пород саксаганской свиты обогащена легким изотопом $\delta^{34}\text{S} = -5,1\%$ [6].

Формирование псаммитовых и псефитовых структур импрегнитовых кварцитов объясняется инъекциями щелочно-кремнистых коллоидных растворов в раскрывающиеся полости разломов с кристаллизацией в тыловых (мономинеральных) метазонах гидротермально-инфильтрационных колонок кварцитов с колломорфными структурами агрегатов кварцевых зерен. При неоднократном раскрытии разломных полостей — каналов фильтрации растворов, принимая во внимание проявление тектонорезонансного эффекта [3], происходило брекчирование и шелушение импрегнитовых кварцитов с последующей их флюидальной переработкой, включая омывание и перемещение зерен кварца и обломков кварцитов в направлении потока растворов, о чем свидетельствует ориентировка их обломков. В итоге возраст вышелегающих хомогенно-осадочных железисто-кремнистых пород саксаганской свиты, вмещающих верхнеархейский скелеватский комплекс пород, не может быть моложе позднего архея. Об этом свидетельствуют и изотопные данные, полученные по цирконам из сланцев саксаганской свиты из Анновского карьера на севере и из скважины 17980 на юге Кривбасса (Шербак Н. П. и др. 1985, фондовые материалы ИГФМ), определяющие их возраст в 2,8 млрд. лет. Строение стратиграфического разреза верхнего архея с развитием в его нижних частях вулканических, а в верхней — гидротермально-осадочных серий пород является типичным для рифтогенных зеленокаменных структур Среднего Приднепровья. Так, верхняя часть этого разреза проявлена не только в Правобережной, Криворожской, Кременчугской структурах краевой части кратона, но и в

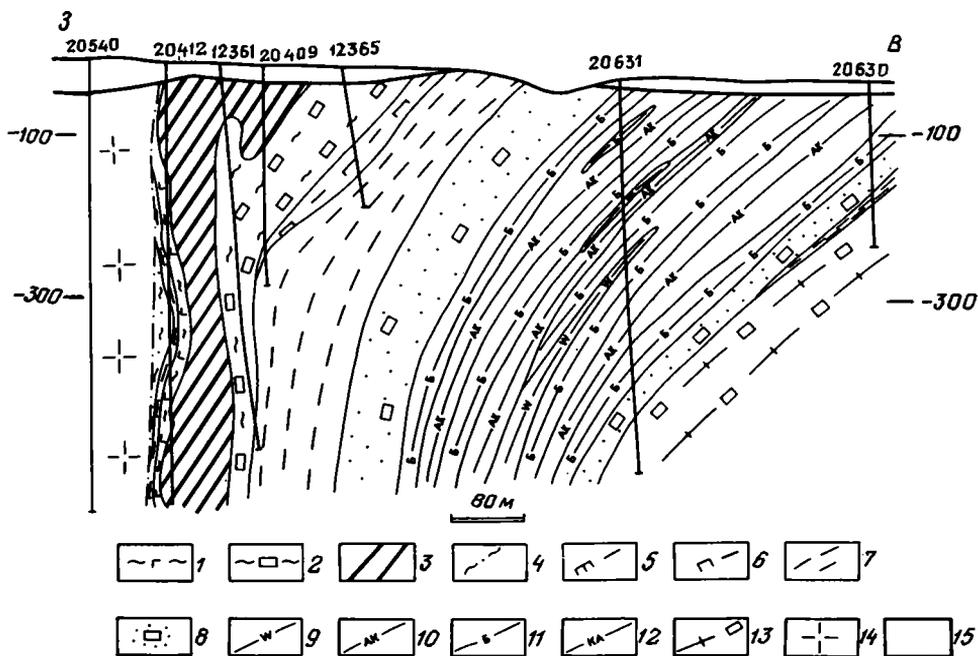


Рис. 3. Геологический разрез скелеватской свиты (комплекса) южной части структуры Кривбасса (Рахмановский участок)

1—3 — саксаганская свита: 1 — кварц-биотит-серцитовые сланцы, 2 — кварц-биотит-куммингтонитовые сланцы, 3 — железистые кварциты, куммингтонит-магнетитовые руды; 4 — гданцевская свита, кварц-биотит-графитовые сланцы; 5—8 — импрегнитовые породы скелеватского комплекса: 5—7 — сланцы: 5 — тальк-графит-хлорит-карбонатные, 6 — тальк-карбонат-хлоритовые, 7 — биотит-серцитовые, 8 — серцитовые гломмеробластовые кварциты; 9 — вторичные алюмокварциты; 10—12 — гидросиликатные метасоматиты: 10 — плагиоклаз-серцит-актинолитовые, 11 — плагиоклаз-актинолит-биотитовые, 12 — плагиоклаз-актинолит-карбонатные; 13 — мигматиты сурского-ковского комплекса; 14 — плагиограниты днепропетровского комплекса; 15 — покровные отложения

зеленокаменных структурах его средней части (белозерская свита): Верховцевской (Тепловский участок), Конкской (Киплотинский и Веселянский участки), Белозерской (Переверзевский и Северо-Белозерский участки). В противоположность взглядам Каляева Г. И. о едином рифтогенном архейском бассейне и других исследователей [1] о существовании в позднем архее палеоокеана, протоконтинентов, зон субдукций и островных дуг (на площади зеленокаменных протоавлакогенов), нами констатируется наличие локальных линейных (глубоководных) замкнутых кислотно-щелочных бассейнов. Об этом свидетельствует неоднородность состава их разрезов, обусловленная индивидуальными гидротермальными режимами глубинных растворов в каждом конкретном бассейне, а также дефицит воды, объясняемый отсутствием кислородной атмосферы. Криворожско-Правобережно-Кременчугская зона также состояла из множества локальных кулисно расположенных бассейнов, имеющих в плане форму знака интеграла, — результат сбросово-сдвиговых тектонических движений по разломам.

Доказательствами проведения границы архей — ранний протерозой по контакту саксаганской и гданцевской свит (кроме возраста осадков) являются следующие факты. Гданцевская свита в Кривбассе и ее прототип — родионовская свита в Ингулецкой (западной) полосе в сравнении с саксаганской свитой имеют совершенно различные разрезы.

В саксаганской (белозерской) свите любой маргарит осадконакопления включает два горизонта пород: сланцевый и железисто-кварцитовый, а в гданцевско-родионовской свите — четыре горизонта: микросланцевый (кристаллосланцевый), железисто-кварцитовый, кальцифицированный и кварц-полевошпатовый пород (гнейсовый). В противоположность породам саксаганской свиты здесь породообразующими минералами становятся плагиоклаз и графит. На целый порядок утяжеляется изотопный состав серы в пиритах: $\delta^{34}\text{S} = +15\%$ [6]. Степень же метаморфизма пород гданцевской свиты по сравнению с породами саксаганской свиты в центральной (наименее подверженной наложенному метаморфизму) части Кривбасса значительно ниже, она поднимается в микросланцах (метапелитах) лишь до низкой, хлорит-эпидотовой, его ступени.

Вопрос о том, является ли Криворожская структура передовым прогибом (по Каляеву Г. И.) или раннепротерозойским пограничным подвижным поясом (по Новиковой А. С., Щипанскому А. А.), утвердительно решается в пользу последнего мнения, с той лишь разницей, что этот погранич-

ный пояс не имел зонального структурно-фациального строения. История его заложения нам представляется в следующем виде. В позднем архее этот пояс находился внутри архейского кратона. Заложение локальных линейных с глубоководными бассейнами зеленокаменных протоавлакогенов (Криворожского, Зеленореченского, Желтореченского, Кременчугского и десятков других в этой полосе) было обусловлено расширением (растяжением) земной коры с образованием межкупольных раздвигов. Этот период характеризовался относительно спокойной тектонической обстановкой с проявлением лишь сбросов и раздвигов по разломам и формированием гравитационной (оползневой) складчатости на крыльях протоавлакогенов. В раннем протерозое в связи со сжатием земной коры тектонический режим изменился. Происходила дифференциация тектонических движений на отдельных блоках архейского кратона. Так, Среднеприднепровская область испытывала инверсию с частичным закрытием позднеархейских зеленокаменных структур, а смежные области: Кировоградская, Орехово-Павлоградская (зона), Восточно-Приазовская погружались с формированием в подвижных поясах прогибов, унаследовавших структуры протоавлакогенов. В области перехода между этими структурами в Криворожско-Правобережно-Кременчугской зоне формировались небольшие лагунного типа бассейны, унаследовавшие позднеархейские рифтогенные структуры. Позднее (верхняя часть разреза) здесь сформировался единый бассейн. Эти построения обособываются сходными стратиграфическими разрезами как верхнего архея (конкская, новокриворожская, зеленореченская и саксаганско-артемовская свиты), так и нижнего протерозоя (гданцевско-родионовская свита) [8], развитыми в локальных структурах пограничного пояса. Тектоническая обстановка в раннем протерозое характеризовалась проявлением в небольших масштабах надвиговых движений по разломам, которые ни в коей мере не сопоставимы с вязкими сдвигами и шовной складчатостью, предлагаемыми А. С. Новиковой и А. А. Щипанским. Нужно отметить, что раннепротерозойское железнорудное накопление в гданцевско-родионовской свите было в десятки раз слабее позднеархейского, причем оно проявлялось лишь в тех локальных прогибах, которые унаследовали железнорудные позднеархейские протоавлакогены. Основная причина незначительных масштабов и низкого качества железных руд — появление широких «открытых» бассейнов, в которых происходило рассеивание железа, привносимого растворами при регенерации нижних рудоносных толщ. Что же касается километровых толщ молласовых отложений в верхней части разреза нижнепротерозойских пород Кривбасса (по Каляеву Г. И.), то они фактически отсутствуют. Так, по данным глубокого бурения последних лет (см. рис. 2), на их месте картируются псевдоконгломераты, залегающие в виде крутопадающих тел мощностью до 200 м, секущие породы гданцевской свиты. Строение этих каналов фильтрации глубинных растворов сложное. Гидротермальные конгломератобрекчии в основном имеют кварцевый состав обломков. Реже в составе округлых обломков с базальным плагноклаз-слюдисто-кварцевым цементом попадают все разновидности пород гданцевской свиты. Обломки сланцев и мраморов, как правило, имеют биотитовые реакционные оторочки мощностью до 2 мм. Эти данные свидетельствуют о том, что в полости разломов обломки привносились растворами из нижних частей разреза, в противном случае в их составе преобладали бы обломки гранитов.

На гидротермально-осадочный генезис пород гданцевской свиты указывает и присутствие в графитовых сланцах (по сопоставлению результатов определения изотопных отношений углерода с коэффициентом кахигенности 45—70, что соответствует его абиогенному генезису. Этот вывод подтверждается также присутствием графита среди импрегнитовых пород и его тесной парагенетической связью с турмалином, который имеет явное гидротермальное происхождение.

В итоге изучение древних каналов фильтрации глубинных растворов является первоочередной задачей дальнейших исследований, что поможет более надежно прогнозировать площади проявлений как стратиформных, так и гидротермально-метасоматических руд, содержащих большой перечень металлов.

Список литературы

1. Галецкий Л. С., Пастухов В. Г. Геодинамика и минералогия Украины. Киев: общество «Знание» УССР, 1989. 30 с.
2. Галий С. А., Монахов В. С., Гаева Н. М. и др. Теллуридная минерализация в докембрии Украинского щита // Докл. АН СССР. 1984. Т. 277. № 5. С. 1216—1219.
3. Горяинов П. М., Давиденко Н. В. Тектоно-кессонный эффект в массивах горных пород и рудных месторождений — важное явление геодинамики // Докл. АН СССР. 1979. Т. 247. № 3. С. 1212—1215.
4. Дерябин Н. И. Импрегнитовые породы рудопроводящих каналов Кривбасса // Сов. геология. В печати.
5. Новикова А. С., Щипанский А. А. Тектоника раннепротерозойских железнорудных бассейнов Курско-Криворожского и Хамерсли — Набберу (Западная Австралия) // Геотектоника. 1988. № 3. С. 49—62.
6. Савченко Л. Т., Жуков Ф. П. Исследования вариаций изотопов серы, углерода и кислорода в железисто-кремнистых формациях докембрия европейской части СССР // Геология руд. месторождений. 1987. № 6. С. 26—37.

7. Семенов Н. П., Щербак Н. П., Барницкий Е. Н. и др. Гидрогеологическое обоснование нижней возрастной границы Криворожской серии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 11. С. 18—29.
8. Фоменко В. Ю., Коржнев М. И., Пиковский Е. Ш. и др. Особенности строения железорудной толщи Правобережного района Украинского щита // Геол. журн. 1986. Т. 46. № 1. С. 38—51.
9. Ширинбеков Н. К., Великанов Ю. Ф. Изотопно-геохимические особенности сульфидов переходного от архея к протерозою периода развития Украинского щита // Минералогия рудных месторождений Украины. Киев. Наук. думка, 1984. С. 179—188.

ПГО «Укргеология»,
Киев, 252121

Поступила в редакцию
21.X.1988

УДК 551.24:001.35

НОВИКОВА А. С., ШИПАНСКИЙ А. А.

К ПРОБЛЕМЕ ТЕКТониКИ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ КОМПЛЕКСОВ КУРСКО-КРИВОРОЖСКОГО БАСЕЙНА (ОТВЕТ НА КРИТИКУ Н. И. ДЕРЯБИНА)

1. Вопрос о возрасте и положении в разрезе криворожской и курской серий.

Как известно, разрез криворожской серии является стратотипическим для нижнего протерозоя Восточно-Европейской платформы. Новое понимание положения этой серии в разрезе раннего докембрия региона, предлагаемое Н. И. Дерябиным, требует серьезного обоснования.

Н. И. Дерябин утверждает, что метапесчаники скелеватской свиты (на КМА — стойленской), залегающие, по существующим представлениям, в основании разреза нижнего протерозоя несогласно на архейских гранитоидах, являются метасоматическими. К сожалению, оппонент не привел каких-либо данных о метасоматической природе этих метапесчаников, что было бы очень важно, ибо данные такого рода могли бы действительно привести к коренному пересмотру всех существующих ныне представлений о геологии железорудных формаций Курско-Криворожского бассейна. Однако трудно согласиться с подобным утверждением, так как в «метасоматических» метапесчаниках этих свит в зонах метаморфизма низких ступеней повсеместно наблюдается прекрасно выраженная бластосаммитовая структура. В ряде разрезов эти «метасоматические» метасаммиты по-прежнему чередуются с метапесчаниками, металеволиитами и метапелитами.

Более того, непонятно, почему граница важнейшего историко-геологического рубежа архей — протерозой в ранней истории Земли в Курско-Криворожском регионе проведена по кровле гуляйпольской свиты, коррелируемой с саксаганской и коробковской свитами внутри разреза криворожской и курской серий. Породы железорудных свит и залегающие выше терригенные образования гданцевской, яковлевской и роговской свит метаморфизованы в единой зональности. Таким образом, пока нет достаточных оснований в пользу новой трактовки положения разреза криворожской и курской серий.

2. Вопрос стратиграфической и тектонической корреляции раннепротерозойских криворожской и курской серий с архейскими зеленокаменными разрезами.

Обращаясь к истории развития тектонических представлений о докембрии Курско-Криворожского региона, следует отметить, что попытки параллелизации железорудных формаций зеленокаменных синформ Приднепровья и линейных подвижных поясов криворожско-кремчугского типа встречались неоднократно. Ранее построения такого рода основывались на представлениях о раннепротерозойском возрасте зеленокаменных образований конско-верховцевской и михайловской серий. В последние годы многочисленные данные радиологического датирования пород этих серий и прорывающих их гранитоидов днепровского и яковлевского комплексов однозначно указывают на архейский возраст формаций, в том числе и железорудных, развитых в пределах Приднепровско-Белгородско-Сумской гранит-зеленокаменной области. Таким образом, стратиграфические и тектонические корреляции раннепротерозойских криворожской и курской серий с архейскими зеленокаменными разрезами представляются малоубедительными. Н. И. Дерябин пытается сопоставить эти образования, опуская криворожскую и курскую серии в архей. Однако доказательства, свидетельствующие в пользу этой точки зрения, отсутствуют.

3. Основным вопросом соотношения архейских и раннепротерозойских структур в Курско-Криворожском регионе, от решения которого зависят геодинамические представления, является вопрос о тектоническом понимании границы архей — протерозой.

Попытка подойти к решению этого вопроса намечена в нашей статье, в которой показано особое значение латеральной неоднородности архейской коры на раннепротерозойском этапе тектоногенеза. Мы не разбирали вопросы тектонического развития регионов в архее, но привели некоторые

данные, свидетельствующие о существовании такой неоднородности на позднеархейском временном срезе. Эти неоднородности предопределили укоренившееся в мировой литературе разделение архейских массивов на гранит-зеленокаменные и гранулитогнейсовые области.

В пределах Курско-Криворожского региона нами выделена единая Приднепровско-Белгородско-Сумская архейская гранит-зеленокаменная область, состоящая из блоков Среднего Приднпровья (на Украинском щите) и Белгородско-Сумского (на КМА). Эта область обрамляется системой раннепротерозойских подвижных поясов, заключающих основные запасы железных руд региона, — Криворожско-Кременчугским, Крупецким, Рыльским, Белгородско-Михайловским и Орехово-Павлоградским. Таким образом, эти подвижные пояса являются своеобразными пограничными структурами, отделяющими архейскую гранит-зеленокаменную область от окружающих ее гранулитогнейсовых областей, испытавших интенсивную раннепротерозойскую тектонотермальную переработку.

Анализ тектоники раннепротерозойских пограничных подвижных поясов показывает, что всем им свойственно асимметричное строение, обусловленное сочетанием элементов шовной складчатости, вязких сдвигов, осложненных надвигами и смежными купольными формами. В их интегральных структурах латерально совмещены разные структурно-фациальные зоны. Наиболее полно структурно-фациальная зональность пограничных, или краевых, раннепротерозойских прогибов запечатлена в самой крупной из подобных структур региона — Белгородском синклинии КМА, в меньшей степени — в Криворожско-Кременчугской зоне и почти не сохранилась в Орехово-Павлоградской.

Следует заметить, что на Уральском щите в пределах гранит-зеленокаменной области Среднего Приднпровья раннепротерозойские отложения достоверно не известны. Не свойствен этой области и раннепротерозойский магматизм. Это обстоятельство и порождает неясности в вопросе о тектоническом выражении границы архей — протерозой. В Криворожско-Кременчугской зоне эта граница затухает интенсивными проявлениями шовной складчатости, в результате которой контуры этого пояса сильно нарушены.

В аналогичных структурах КМА сохранились первичные соотношения раннепротерозойских отложений курской серии с архейскими образованиями гранит-зеленокаменной области; они установлены в Западной структурно-фациальной зоне Белгородского синклиния. Образования этой зоны, непосредственно примыкающие к узкой зоне проявления шовной складчатости, отличаются слабым метаморфизмом, заметной ролью мелководных терригенных пород, которые заключают многочисленные невыдержанные горизонты железистых кварцитов. Эти отложения слабо дислоцированы и образуют пологий чехол на эродированном к началу раннепротерозойского осадконакопления архейском гранит-зеленокаменном основании. Очевидно, что этот сохранившийся небольшой фрагмент раннепротерозойского протоплатформенного чехла позволяет раскрыть первичные соотношения протерозойского разреза с архейским гранит-зеленокаменным основанием в Курско-Криворожском регионе.

Наиболее ярко подобные соотношения раннепротерозойских железорудных комплексов и архейских гранит-зеленокаменных образований выражены на Пилбарском блоке Австралии, где отложения системы Маунт — Брюс рассматриваются как тектонотип раннепротерозойских протоплатформенных чехлов. Это обстоятельство во многом определило выбор бассейна Хамерсли — Набберу для сравнительно-тектонического анализа.

В большей же части Курско-Криворожского региона в противоположность Приднепровско-Белгородско-Сумской гранит-зеленокаменной области раннепротерозойский этап тектогенеза завершился мощным актом метаморфизма и сопровождающего его гранитоидного магматизма, интенсивно переработавшего архейские гранулитогнейсовые комплексы. Последние составляли фундамент отложений ингуло-ингулецкой, центрально-приазовской серий и их аналогов на КМА. Таким образом, различие в типах архейского фундамента, на наш взгляд, хорошо объясняет асимметричную зональность строения пограничных железорудных поясов Курско-Криворожского региона.

Кстати отметим, что подобная асимметричная зональность раннепротерозойских железорудных поясов не является феноменом Курско-Криворожского региона. Аналогом структуры такого рода с прекрасно выраженной асимметричной латеральной зональностью является Лабрадорский торг, расположенный на границе архейского кратона Сьюперитор (гранит-зеленокаменной области) и восточной части провинции Черчилл (гранулитогнейсовой области, испытавшей тектонотермальную переработку в конце раннего протерозоя).

Итак, сравнительно-тектонический анализ раннепротерозойских железорудных комплексов выявляет связь этих комплексов с прогибами, закладывавшимися между крупными гетерогенными сегментами архейской коры разного времени консолидации. Это обстоятельство, на наш взгляд, может свидетельствовать в пользу точки зрения об эндогенном источнике железорудного вещества.

О ТЕКТОНИКЕ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ КОМПЛЕКСОВ РАННЕГО ПРОТЕРОЗОЯ

подавляющее большинство железисто-кремнистых формаций раннего докембрия образовалось в архее — раннем протерозое 3800 ± 100 — 1900 ± 100 млн. лет назад. На протяжении этого огромного отрезка времени произошло объединение первичных литосферных блоков в крупные континентальные массивы древних платформ, образовавших основу материков.

В итоге изучения железисто-кремнистых формаций древних платформ установлены две главные эпохи железонакпления: архейская, ограниченная верхней датой 2600 ± 100 млн. лет, и раннепротерозойская с верхним рубежом 1900 ± 100 млн. лет. Первая отвечает времени формирования гранит-зеленокаменных областей, содержащих железисто-кремнистые формации, ассоциирующие преимущественно с вулканитами, вторая — раннепротерозойских зон с мощными железисто-кремнистыми формациями, связанными в основном с осадочными породами. Судя по литературным данным, наличие этих главных возрастных групп со свойственными им определенными тектонотипами железорудных комплексов общепризнано. Они отличаются относительно невысокими ступенями метаморфизма. Здесь не затрагиваются железистые породы гранулитогнейсовых комплексов, поскольку они не обсуждаются в настоящей дискуссии.

В статье А. С. Новиковой и А. А. Шипанского [4] сопоставляются раннепротерозойские комплексы крупнейших железорудных бассейнов — Криворожско-Кременчугского и Хамерсли — Хабберу (Австралия). Затрагиваются и их архейское основание.

Критические замечания Н. И. Дерябина резко дисгармонируют с традиционными взглядами: криворожская серия переведена им в архей. Суть расхождений в значительной мере сводится к этому тезису, и правомочность замечаний, высказанных Н. И. Дерябиным, зависит от того, насколько они отвечают истинным стратиграфическим и структурным соотношениям между отмеченными бассейнами.

Представления о раннепротерозойском возрасте криворожской серии сложились давно. Ныне они отлично обоснованы также изотопными датами и соотношениями с архейскими образованиями. Эти даты в ее нижней, скелеватской свите не превышают рубеж 2600 ± 100 млн. лет, принятый в качестве границы архея и раннего протерозоя. Даты древнее этого рубежа получены U—Th—Pb-методом по цирконам и монацитам из цемента конгломератов и кварцитопесчаников (см. каталог изотопных дат Украинского щита и другие сводки — [5—7]). В пределах залегающей выше саксаганской железорудной свиты, тоже переведенной Н. И. Дерябиным в архей, также не известны архейские даты. Судя по совокупности изотопных данных, нижняя граница криворожской серии не может быть древнее 2,6 млрд. лет, поскольку в цементе конгломератов скелеватской свиты имеются циркон и монацит кластогенной природы с возрастом 2,6—2,7 млрд. лет. С другой стороны, возраст сульфидных прожилков, секущих цемент песчаников той же свиты, около 2,3 млрд. лет. Соответственно нижний рубеж криворожской серии соответствует 2,4—2,6 млрд. лет [5]. Неясно, почему Н. И. Дерябин даже не упоминает эти геохронологические данные. К сожалению, не приведены и данные, подтверждающие тезис о метасоматической природе метапесчаников, на основании которого отвергается осадочное происхождение скелеватской свиты. Ее перемежающиеся слои кварцитопесчаников, метакогломератов, метапелитов и других метаморфизованных терригенных пород детально охарактеризованы в многочисленной литературе [1—3]. Метапесчаники имеют типичные бластоосаммитовые структуры. Конгломераты полимиктовые, с отлично окатанной галькой, с цементом, содержащим окатанные зерна пирита, циркона, хромита и других минералов. Встречаются образования, трактуемые в качестве микрофитолитов.

В свете этого неубедительно утверждение Н. И. Дерябина о развитии в скелеватской свите импрегнированных пород с мощными ореолами метасоматитов и формировании Криворожского железорудного бассейна в позднем архее и раннем протерозое.

Криворожско-Кременчугская зона формировалась в раннем протерозое в качестве передового прогиба. В ее верхних свитах (гданцевской и глееватской) также присутствуют характерные для краевых прогибов послениверсионные раннепротерозойские формации — графито (углисто)-карбонатная (аполагунная) и молассовая, представленная многокилометровой толщей кварцитопесчаников и конгломератов с возрастом около 2000—1800 млн. лет. Они формировались на континентальном основании на западной окраине гранито-зеленокаменной области Среднего Приднепровья. Эта область была консолидирована в архее, о чем свидетельствуют изотопные даты образования ее плагногранитоидов. Позднеархейский гранитоидный магматизм завершил стадию сжатия, охватившую к тому времени рифтогенную область Среднего Приднепровья. Этой стадии отвечают породы ультрабазито-базальтовой ассоциации зеленокаменных поясов. Впоследствии они магматически замещались тоналитами и другими плагногранитоидами в гранито-гнейсовых куполах Среднего Приднепровья.

Н. И. Дерябин распространяет свои построения на Воронежской выступ. Стойленская и коробковская свиты курской серии КМА, являющиеся общепризнанными возрастными аналогами скелеватской и саксаганской свит криворожской серии, также безосновательно переведены в архей.

В настоящее время благодаря работам А. А. Шипанского [8] достаточно определенно выявлено продолжение Приднепровской гранит-зеленокаменной области в северном направлении в пределах архейского Белгород-Сумского блока, который севернее ограничен раннепротерозойской Белгород-Михайловской зоной, насыщенной железисто-кремнистыми формациями Криворожско-Курского тек-

тонотипа. Поэтому следует согласиться с А. С. Новиковой и А. А. Щипанским, выдвигающими представление о тектоническом единстве структурного плана в юго-западной части Восточно-Европейской платформы. Оно выражается в исторической общности раннепротерозойских зон, охватывающих обширный архейский кратон, охватывающий Приднепровский и Белгород-Сумской мегаблоку. Ультрабазиты и метабазиты зеленокаменных поясов в этих мегаблоках первоначально образовались в едином рифтогенном архейском бассейне.

Приведенное в статье А. С. Новиковой и А. А. Щипанского [4] сопоставление тектоники раннепротерозойских железорудных комплексов Курско-Криворожского бассейна и бассейна Хамерсли — Набберу иллюстрирует немало сходных тектонических особенностей этих выдающихся железорудных провинций. Подобие более определенно проявляется при сопоставлении Австралийского бассейна с Белгород-Михайловской зоной Воронежского выступа и еще более убедительно при сравнении его с западным крылом Белгородского синклиниория, где отложения курской и оскольской серий залегают полого и слабо метаморфизированы, как и осадочный чехол бассейна Хамерсли — Набберу. Однако размеры последнего более чем на порядок превышают пологое западное крыло Белгородского синклиниория. Восточнее же в Белгород-Михайловской зоне железистые породы слагают крутопадающие складчатые формы, подобные структурам Криворожско-Кременчугской зоны.

Надо заметить, что нет достаточных оснований согласиться с трактовкой Криворожско-Кременчугской и Белгород-Михайловской зон в качестве рифтогенных структур [4]. Вулканогенную новокриворожскую свиту, лежащую ниже скелеватской свиты, не следует включать в криворожскую серию, поскольку эта свита, по-видимому, является составной частью вулканогенной конкско-верховщевской серии архейского возраста. В связи с этим возникает вопрос, не являются ли метавулканиды серии фортезью (бассейн Хамерсли) частью архейского разреза зеленокаменного основания.

При сопоставлении раннепротерозойских железорудных комплексов разных континентов выявляются такие структурно-исторические особенности, которые свойственны комплексам едва ли не всех древних платформ. По-видимому, с ними нельзя не считаться. К таким комплексам относятся железисто-кремнистые формации осадочного типа: Криворожско-Кременчугский на Украинском щите, Белгород-Михайловский на Воронежском выступе, формации бассейна Хамерсли—Набберу, формации типа оз. Верхнего в серии гурон на Канадском щите, группа итабира в штате Минас — Жерайс на Бразильском щите, формации Куруман в Капской провинции Южной Африки и в районе Сингхбума на Индийском субконтиненте. Перечисленные формации достигают огромной мощности и представляют собой по сути гигантские месторождения железных руд. Всех их роднят общие для них черты геологического разреза: решительное преобладание осадочных пород над вулканическими, заметно убывающими вверх по разрезу; отсутствие или весьма подчиненное значение вулканических компонентов в ритмических толщах железистых пород; и наконец, общая для большинства из них последовательность элементов разреза — наличие груботерригенных толщ в нижней его части и мощных надрудных осадочных образований, в том числе карбонатных и черносланцевых графитосодержащих пород.

Однако имеются и существенные различия между раннепротерозойскими осадочными железорудными комплексами. Одни из них — формации серии гурон, серии итабира и бассейна Хамерсли — Набберу — занимают обширные почти изометричные площади вследствие пологого залегания. Эти формации отложились в обширных бассейнах и отличаются низкими степенями метаморфизма. Они представляют собой платформенные чехлы, сформировавшиеся на резко дислоцированном гранит-зеленокаменном основании. В этих сравнительно древних чехлах отсутствуют более молодые гранитные тела, могущие приводить к образованию диапиров и интенсивных дислокаций.

Другая группа раннепротерозойских формаций, вмещающих железорудные комплексы, более обширна. Она включает толщи железистых пород Кривого Рога, Кременчуга и Белгород-Михайловского района; железистые породы формации Куруман Южной Африки; железорудные формации Сингхбума в Индии. Они образуют крутозалегающие (за исключением западного крыла Белгородской синклинали) линейно вытянутые складчатые зоны протяженностью в сотни километров. Им свойственны синклиналильные или моноклиналильные формы. Ритмически переслаивающиеся железистые породы накопились здесь, подобно флишу, в беспокойной тектонической обстановке, у подножий древних кордильер, на шельфах бассейнов миогеосинклиналильного типа. Интенсивная складчатость, нередко со складками с вертикальными шарнирами складок, особенно свойственная железистым породам, по-видимому, связана с воздействием на них гранитоидных масс, слагающих купольные или валообразные антиклиналильные формы.

В заключение необходимо заметить, что исследование тектоники докембрийских железорудных комплексов путем их сравнительно тектонического анализа позволяет осветить строение и историю развития древнейших наименее изученных структурных элементов земной коры.

Список литературы

1. Белевцев Я. Н., Сироштан Р. И., Фоменко В. Ю. и др. Геология Криворожских железорудных месторождений. Киев: Изд-во АН УССР, 1962. Т. 1. 448 с. Т. 2. 556 с.
2. Каляев Г. И. Тектоника Украинской железорудной провинции. Киев: Наук. думка, 1965. 189 с.
3. Каляев Г. И., Крутиховська З. О., Жуков Г. В. Тектоника Украинского щита. Київ: Наук. думка, 1972. 300 с.

4. *Новикова А. С., Щипанский А. А.* Тектоника раннепротерозойских железорудных бассейнов — Курско-Криворожского и Хамерсли — Набберу (Западная Австралия) // Геотектоника. 1988. № 3. С. 49—61.
5. *Щербак Н. П., Артеменко Г. В., Бартницкий Е. Н. и др.* // Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита. Киев: Наук. думка. 1989. 141 с.
6. *Щербак Н. П., Злобенко В. Г., Жуков Г. В. и др.* // Каталог изотопных дат пород Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1978. 222 с.
7. *Щербак Н. П., Каляев Г. И.* Тектоника и стратиграфия раннего докембрия // Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. М.: Наука, 1988. С. 17—26.
8. *Щипанский А. А.* Гранитогнейсовые купола в структуре раннего докембрия Курской магнитной аномалии // Геотектоника. 1987. № 6. С. 39—52.

Институт геохимии и физики минералов
АН УССР, Киев, 252005

Поступила в редакцию
27.IV. 1989



УДК 55.092

К 80-ЛЕТИЮ АЛЕКСАНДРА ЛЕОНИДОВИЧА ЯНШИНА

28 марта 1991 г. исполняется 80 лет выдающемуся ученому в области наук о Земле, члену редколлегии журнала «Геотектоника», консультанту президиума АН СССР, Герою Социалистического Труда, лауреату Государственных премий СССР, народному депутату СССР, академику Александру Леонидовичу Яншину.

Типичный представитель и продолжатель классической школы отечественной геологической науки, А. Л. Яншин кроме главного направления своей деятельности — геотектоники выполнил ряд первоклассных работ по стратиграфии и литологии, палеогеографии и гидрогеологии, геоморфологии и четвертичной геологии, генезису полезных ископаемых и истории геологии.

Широко известны прекрасные работы А. Л. Яншина по региональной тектонике (особенно по территории Южного Урала, Туранской плиты, Прикаспийской впадины, югу Сибирской платформы), тектоническому картографированию (международные тектонические карты Европы и мира, тектонические карты Евразии, Северной Евразии, Монголии и др.), теоретической тектонике (учение о молодых платформах, тектонический анализ мощностей отложений, эволюция тектонических процессов, проблемы срединных массивов и гранитоидного магматизма, происхождение современных глубоководных котловин, проблемы геологических формаций, о мировых трансгрессиях и регрессиях, типах тектонических элементов Земли и т. д.).

Чрезвычайно велика научно-организационная деятельность А. Л. Яншина, который долгое время был заместителем директора Института геологии и геофизики СО АН СССР, директором Института литосферы АН СССР, вице-президентом АН СССР, председателем и членом многих советов и комиссий, редколлегий и изданий, руководителем ряда геологических экспедиций и крупных научных исследований. В настоящее время он продолжает быть президентом Московского общества испытателей природы, председателем Научного совета по проблемам биосферы АН СССР, Советского комитета по международной программе «Литосфера», Комиссии по изучению четвертичного периода и др.

Несмотря на огромную занятость научно-организационными вопросами, неумная энергия Александра Леонидовича позволяет ему разрабатывать многие научные проблемы. Прежде всего это традиционные для него вопросы эволюции геологических процессов в истории Земли. Наиболее подробно он рассмотрел эволюцию процессов литогенеза (хлоридного соленакопления, фосфатонакопления, калийного и терригенного осадконакопления), а также эволюцию тектонических и геоморфологических процессов, магматизма, метаморфизма и рудообразования, изменение

геофизических полей. Он продолжает работу над другими теоретическими проблемами (механизм тектонических процессов и типизация тектонических элементов и т. д.) над вопросами тектонической картографии и региональной тектоники. В последнее время А. Л. Яншина занимают самые разнообразные проблемы экологии — от конкретных вопросов защиты отдельных районов экологического бедствия до теоретических исследований в области экологии человека.

Друзья, коллеги и ученики сердечно поздравляют со славным юбилеем дорогого Александра Леонидовича — большого ученого и замечательного человека — и желают ему крепкого здоровья, новых творческих успехов в его кипучей и многогранной деятельности на благо науки и человечества.

*Межведомственный тектонический комитет АН СССР
Редколлегия журнала «Геотектоника»*



УДК 55.092

К 80-ЛЕТИЮ ЛЬВА ИСААКОВИЧА КРАСНОГО

4 апреля 1991 г. исполняется 80 лет члену-корреспонденту АН СССР, лауреату Ленинской премии Льву Исааковичу Красному.

Л. И. Красный родился в 1911 г. в Петербурге в семье учителя. С Ленинградом связаны многие страницы его жизни: учеба в Ленинградском горном институте и в аспирантуре ВСЕГЕИ, защита осажденного города во время Великой Отечественной войны.

Путь Льва Исааковича в науку начался на Дальнем Востоке: в 1936 г. после окончания института он был направлен на работу в Дальневосточное геологическое управление. Он проводит геолого-съёмочные и поисковые работы в наиболее труднодоступных и мало исследованных районах Сахалина, Нижнего Приамурья и Восточного Сихотэ-Алиня. Геологии Сахалина и открытию проявлений олова и вольфрама в Нижнем Приамурье были посвящены его первые опубликованные работы (1937 г.).

В 1956—1971 гг. Лев Исаакович возглавил во ВСЕГЕИ отдел геологии и полезных ископаемых восточных районов. В процессе работы над целым рядом важнейших проблем геологии Востока СССР, сплотив большой коллектив геологов ВСЕГЕИ и многих других организаций, он стал признанным научным лидером и создателем школы региональных геологов-дальневосточников. Важное значение придает он созданию надежной стратиграфической базы в регионе, повышению достоверности биостратиграфического расчленения разновозрастных образований Дальнего Востока. В 1956 и 1965 гг., а в дальнейшем также и в 1978 и 1990 гг. Л. И. Красный возглавляет оргкомитеты Первого, Второго, Третьего и Четвертого Дальневосточных стратиграфических совещаний.

Деятельность Л. И. Красного по разработке практических вопросов укрепления и расширения минерально-сырьевой базы Дальнего Востока была отмечена присуждением ему в 1964 г. Ленинской премии.

В 1970 г. Л. И. Красный избирается членом-корреспондентом АН СССР по Дальневосточному научному центру. Особое внимание в эти годы он уделяет проблемам геологии и минералогии Тихого океана и Тихоокеанского подвижного пояса, региональной геологии Востока СССР, а также вопросам тектонической систематики. Выходят подготовленные под его редакцией и при его участии четырехтомная монография «Геология Северо-Восточной Азии» (1972—1973 гг.), двухтомная монография «Геология Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана (1978), серия карт Тихого океана и Тихоокеанского подвижного пояса масштаба 1: 10 000 000 (1970—1978 гг.): геологическая, гравиметрическая, сейсмичности, нефтегазоносности и угленосности и др., т. 8 — «Восток СССР» (1984 г.) и т. 10 — «Геологическое строение СССР», кн. 1 (1988 г.) десятитомника «Геологическое строение и закономерности размещения полезных ископаемых СССР». В 1977 г. появляется второе издание книги Л. И. Красного «Проблемы тектонической систематики», вызвавшей большой интерес широкого круга геологов. Продолжением этой работы на еще более высоком уровне служит подготовленный в настоящее время под руководством Л. И. Красного иллюстрированный словарь-справочник по тектонике и глубинному строению земли.

Оригинальные идеи Льва Исааковича о блоковой делимости литосферы Земли нашли наиболее полное отражение в книге «Глобальная система геоблоков» (1984 г.). Последующее развитие геоблоковой концепции привело Л. И. Красного к выработке представлений об ангулярных структурах — клинораздвигах и граничных углах (1987 г.) магматогенных георазделах (1989 г.) и магматических «линиях» (1990 г.), сформулированных в ряде публикаций последних лет.

Лев Исаакович Красный — активный участник почти всех форумов, посвященных геологии Востока СССР, Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана, различных всесоюзных и международных совещаний, конференций и симпозиумов. Он ведет большую научно-общественную работу, являясь заместителем председателя Межведомственного тектонического комитета, членом Межведомственного стратиграфического комитета, членом редколлегии журнала «Советская геология», членом ученых советов ВСЕГЕИ и НПО «Океангеология» и т. д. Накануне юбилея Лев Исаакович выступил с инициативой создания Межведомственного комитета по геологической картографии.

Заслуги Л. И. Красного перед Родиной отмечены многими боевыми и трудовыми наградами, среди которых ордена Отечественной войны I и II степеней, «Знак Почета», «Дружбы народов», медали. Среди его учеников немало докторов и кандидатов наук, руководителей производства.

В свой 80-летний юбилей Лев Исаакович полон энергии, творческих замыслов, новых научных идей. Мы поздравляем Льва Исааковича Красного с юбилеем и желаем крепкого здоровья, долгих плодотворных лет жизни и больших успехов в науке на благо нашего Отечества.

Ю. М. Пушаровский, Л. А. Яншин, В. Е. Хаин, Р. Г. Гарецкий, Е. Е. Милановский, В. Д. Наливкин, А. Д. Щеглов, В. К. Путинцев, В. М. Терентьев, В. И. Коваленко, А. А. Моссаковский, А. С. Вольский.

Технический редактор Л. В. Кожина

Сдано в набор 11.01.91 Подписано к печати 04.03.91 Формат бумаги 70×100¹/₁₆
Офсетная печать Усл. печ. л. 9,1 Усл. кр.-отт. 10,9 тыс. Уч.-изд. л. 11,0 Бум. л. 3,5
Тираж 1171 экз. Зак. 938 Цена 2 р. 10 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука»,
103717, ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21.
2-я типография издательства «Наука», 121099, Москва, Шубинский пер., 6.

ВСЕСОЮЗНОЕ АГЕНТСТВО ПО АВТОРСКИМ ПРАВАМ (ВААП)

внимание авторов, обращающихся в ВААП по вопросам выплаты гонорара за перепечатку за рубежом статей, опубликованных в советских журналах

I. ОФОРМЛЕНИЕ СПРАВОК-ЗАЯВЛЕНИЙ

Для получения гонорара автору необходимо оформить и выслать в ВААП справку-заявление автора.

СПРАВКА-ЗАЯВЛЕНИЕ ОФОРМЛЯЕТСЯ:

- на листе бумаги стандартного формата;
 - на пишущей машинке или печатными буквами от руки;
 - на каждое наименование журнала и год его издания;
 - с указанием следующих необходимых для расчета данных:
1. Фамилия, имя, отчество (полностью) — на текущий счет типа «В» — № . . .
 2. Год рождения
 3. Наличие детей (только в свободно конвертируемой валюте),
 4. Домашний адрес (с почтовым индексом, по прописке в паспорте) наименование учреждения банка, в котором открыт счет:
 5. Телефоны (служебный, домашний) — в рублях
 6. Выходные данные статьи: — счет № в отд. сбербанка № расчетный счет № в (наименование банка)
 - наименование журнала
 - год издания
 - раздел или серия (для ДАН, Изв. АН СССР, ВМУ, ВЛУ, ИзВУЗ)
 - том
 - номер
 - страницы статьи
 7. Форма получения гонорара — указать нужное: — почтовым переводом
 - в кассе ВААП
 8. Льготы по подоходному налогу: удостоверение участника (инвалида) Великой Отечественной войны — указать серию, номер удостоверения, когда и каким учреждением выдано.
 9. Дата
 10. Личная подпись

II. СРОКИ ВЫПЛАТЫ ГОНОРАРА

Выплата авторского гонорара начинается через 2 года и заканчивается через 4 года после выхода последнего номера журнала в СССР (например, выплата гонорара за перепечатку статей, опубликованных в журналах в 1988 г., будет производиться с 1 января 1991 г. по 30 декабря 1992 г.).

III. ПОРЯДОК ОТКРЫТИЯ ТЕКУЩЕГО СЧЕТА ТИПА «В» И ПОСЛЕДУЮЩИХ РАСЧЕТОВ

1. Счет типа «В» открывается по месту жительства автора:
 - а) для авторов, проживающих в Москве и Московской области, — во Внешэкономбанке СССР (г. Москва, ул. Чкалова, 14/16);
 - б) для авторов, проживающих в городах Ленинград, Вильнюс, Выборг, Ереван, Измаил, Киев, Кишинев, Львов, Минск, Находка, Новороссийск, Одесса, Сочи, Таллинн, Ужгород, Унгены, Хабаровск, Ялта, — в отделениях Внешэкономбанка СССР;
 - в) для остальных авторов — в банковских учреждениях, занимающихся иностранными операциями, расположенных в столицах союзных республик и областных центрах РСФСР (наименование банка, в адрес которого направлен перевод для открытия счета типа «В», сообщается автору в извещении ВААП).
2. Авторам, проживающим в Москве и Московской области и желающим открыть счет типа «В» в ВЭБ СССР, к справкам-заявлениям необходимо приложить заявление на открытие счета, оформленное в соответствии с образцом.
3. По правилам Внешэкономбанка СССР счет типа «В» открывается с суммы авторского гонорара более 25 инвалютных рублей (после удержания налогов).
4. По открытии счета и получении его номера автор должен оформлять все последующие справки-заявления с указанием номера счета и наименования учреждения банка, где открыт этот счет.
5. Если в справке-заявлении автора указана форма выплаты гонорара «на счет типа «В-новый», а открыть указанный счет ввиду недостижения суммы гонорара 25 инв. руб. не представляется возможным, сумма, срок хранения в ВААП которой истекает, выплачивается автору в рублях в порядке, предусмотренном в п. IV.

IV. ПОРЯДОК ВЫПЛАТЫ АВТОРСКОГО ГОНОРАРА В РУБЛЯХ

Выплата гонорара «в рублях» производится с применением расчетного коэффициента 4,6.

V. ПРИМЕЧАНИЯ

1. Отделения Внешэкономбанка СССР и банки, упомянутые в п. III.1в, по поступлении в их адрес перевода из ВААП вызывают автора в учреждение банка и оформляют открытие счета типа «В» в его присутствии.

Номер открытого счета типа «В» автор должен сообщать в ВААП.

2. Переводные экземпляры журналов направляются иностранными издательствами в редакции советских журналов.

3. Иностранному издателю предоставлено право не перепечатывать до 15% материалов, помещенных в советском журнале.

Образец, не заполнять!

БАНКУ ВНЕШНЕЭКОНОМИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ СССР

От автора ВААП
(фамилия, имя, отчество)

.
(место работы: наименование и

.
адрес организации)

США

доллары США

(страна перепечатки)

(валюта взноса)

З А Я В Л Е Н И Е

Прошу открыть мне текущий счет типа «В» во Внешэкономбанке СССР, г. Москва. Платежи с текущего счета прошу производить на основании письменных распоряжений, подписанных мною (моим доверенным лицом).

Образец моей подписи
Правила Внешэкономбанка СССР по текущим счетам типа «В» мне известны, и я считаю их для себя обязательными.

Мой адрес

Об изменении адреса буду ставить банк в известность в письменной форме.

« 19 г.

.
(подпись владельца счета)

Собственноручную подпись тов. удостоверяю.

М. П. (подпись должностного
лица, заверяющего подпись)

Фамилия, И. О. лица,
заверяющего подпись автора

Справки-заявления направлять

— почтой по адресу: 103670, Москва, К-104, Б. Бронная, 6а, ВААП

— либо в отдел расчетов по журналам — Москва, Малая Бронная, д. 19, ком. 306

Тел.: 203-59-53

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Редакция просит соблюдать следующие правила представления статей.

1. Работа должна быть представлена на русском языке в окончательном виде. В конце статьи приводится полное название учреждения, где работа была выполнена, его почтовый адрес, а также адрес и номер телефона автора.
2. Объем статей не должен превышать 30 страниц и кратких сообщений — 8 страниц, включая машинописный текст, список литературы и иллюстрации.
3. К статье необходимо приложить аннотацию (не более 100 слов), в которой должны быть изложены главные выводы.
4. Текст рукописи, рисунки и фотографии представляются в двух экземплярах.
5. Требования к тексту рукописи.
 - а). Рукопись необходимо печатать на машинке с нормальным шрифтом через 2 интервала, оставляя слева чистые поля шириной 4 см. Обязательно предоставление первого экземпляра машинописи.
 - б). Список цитируемой литературы составляется по алфавиту: сначала — русскому, затем — латинскому. В списке литературы приводятся фамилии и инициалы всех авторов, название статьи и журнала, год издания, том, выпуск, страницы; для книг — название работы, издательство, место и год издания, количество страниц.
 - в). Ссылки на литературу в тексте даются в квадратных скобках, где указывается номер работы в списке литературы.
 - г). Формулы вписываются черными чернилами или тушью. Необходимо тщательно писать индекс и показатели степени, делать четкое различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая прописные буквы двумя черточками снизу, а строчные — сверху; делать четкое различие между О (большим), о (малым) и 0 (нулем). Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие — красным карандашом.
 - д). Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции. В русской транскрипции даются и названия зарубежных географических пунктов.
6. Требования к рисункам.
 - а). Первый экземпляр рисунков необходимо представить вычерченным черной тушью на чертежной бумаге, пригодным к непосредственному типографскому воспроизведению. Рисунки нельзя перегибать, при пересылке по почте необходимо позаботиться об упаковке, предохраняющей рисунки от деформации. Редакция имеет возможность изготовить издательские оригиналы рисунков за счет организации, представляющей статью. В случае необходимости такой работы, следует приложить гарантийное письмо об оплате изготовления рисунков.
 - б). Второй экземпляр рисунков представляется в виде фотокопий.
 - в). Фотографии, иллюстрирующие текст, должны быть отпечатаны на глянцевой бумаге.
 - г). На рисунках (картах, профилях, зарисовках) должны быть указаны масштаб и ориентировка. Сейсмические профили должны иметь масштаб в км. На обзорной схеме или карте необходимо отметить положение других рисунков.
 - д). Необходимо позаботиться о том, чтобы статья была понятна не только специалистам по описываемому району: на рисунках обозначить упоминаемые в тексте тектонические структуры, пункты, свиты. Не следует нагружать рисунки ненужными названиями.
 - е). Максимальный размер рисунка в журнале 12×23 см. Можно предоставить более крупные рисунки (до 50 см по диагонали), которые будут уменьшены при воспроизведении, размер шрифта и нагрузка на рисунках должны допускать уменьшение до указанного выше размера.
 - ж). На обороте каждой иллюстрации подписывается номер рисунка, фамилия автора, название статьи, в случае необходимости указывается верх и низ. Все обозначения на рисунках необходимо разъяснить в подписях.
 - з). Список подрисовочных подписей прилагается на отдельном листе. Места размещения рисунков, таблиц должны быть указаны на полях рукописи, в тексте обязательны ссылки на все рисунки.
7. Редакция высылает авторам отредактированный текст для проверки. Дальнейшее прохождение рукописи контролируется редакцией, которая оставляет за собой право при необходимости проводить незначительное сокращение текста.
8. После выхода статьи в свет автор получает 25 оттисков.

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»

ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ:

ГЕОДИНАМИКА И РАЗВИТИЕ ТЕКТОНОСФЕРЫ. 1991. 15 л. 3 р.

Книга написана ведущими учеными СССР в области геотектоники. Тематика — актуальнейшая проблема развития тектоносферы Земли в целом и континентов и океанов. Фундаментальные разработки, основанные на большом, в значительной степени новом, материале.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, тектонистов, морских геологов.

Попеко В. А., Войнова И. П. ОФИОЛИТЫ КОРЯКСКОЙ СИСТЕМЫ. 1991. 20 л. 4 р.

В монографии рассмотрены строение, состав и история формирования ультрабазитовых, габброидных, базальтоидных комплексов и их ассоциаций. Приведены сопоставления с данными по вещественному составу базальтов, габброидов и ультрабазитов различных районов дна Тихого океана. На основе новых данных обсуждается наиболее вероятная модель формирования литосферы Корякской системы.

Издание предназначено для геологов, литологов, тектонистов, стратиграфов, океанологов.

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

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97; 370001 Баку, ул. Коммунистическая, 51; 690088 Владивосток, Океанский пр-т, 140; 320093 Днепропетровск, пр-т Гагарина, 24; 734001 Душанбе, пр-т Ленина, 95; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289; 420043 Казань, ул. Достоевского, 53; 252030 Киев, ул. Ленина, 42; 277012 Кишинев, пр-т Ленина, 148; 343900 Краматорск, Донецкой области, ул. Марата, 1; 443002 Куйбышев, пр-т Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский пр-т, 72; 117393 Москва, ул. Академика Пилюгина 14, корп. 2; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской пр-т, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.