Академия наук СССР ТРОТНКТОНИКА



ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1974

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

выходит 6 раз в год

ЯНВАРЬ — ФЕВРАЛЬ

МОСКВА

№ 1, 1974 г.

содержание

П. Л. Безруков. Осадочные формации Индийского океана и их связь с тектоникой В. А. Красилов. Палеонтология и мобилизм К. И. Шапошникова. Тектоника Центральной Кубы	3 18 29
М. З. Глуховский, Е. А. Синцерова. Тектоника и магматизм района сочленения	1.1.
 Станового и пыркандинского глубинных разломов Ф. Х. Зуннунов, М. А. Ахмеджанов, О. М. Борисов, Т. Эргашев. Геолого-геофи- зическая молель земной коры Западного Узбекистана (Южный и Срединный 	44
Тянь-Шань)	59
С. Д. Соколов. Тектонический меланж Амасийского района (Малый Кавказ) Ш. А. Адамия, И. П. Гамкрелидзе, Г. С. Закариадзе, М. Б. Лордкипанидзе. Ад- жаро. Триадерский прогиб и проблема образования слубоководной владины	69
Черного моря	78
Г. Д. Белоусов. Место структурных форм в процессе складкообразования (на	
примере южного крыла Сванетского антиклинория)	95
И. Л. Жуланова. Тектоника и история формирования метаморфических комплек- сов северной части полуострова Тайгонос	111

Краткие сообщения

В. И. Громин. Оценка развития экспериментальной тектоники по публикациям 124

GEOTECTONICS

JANUARI - FEBRUARV

MOSCOW

№ 1, 1974 г.

CONTENTS

P. L. Bezrukov. Sedimentary formations of the Indian Ocean and their relation to	-
tectonics	3
V. A. Krasilov. Paleontology and mobilism	- 18
K. J. Shaposhnikova, Tectonics of Central Cuba	29
M 7 Glukovsky E A. Sintzerova, Tectonics and magmatism in the junction area	
of Stanovoj and Tyrkandinsk deen faults	44
F Kh Zunning M A Akhmedzhangy O M Borisov T Ergashey A geological	••
graphysical model of the crust in Wastern Uzbekisten (Southern and Model)	
Time Cham and Median Median Countern and Median	FO
Then Shally	
S. D. Sokolov. lectonic melange of the Amasilsk region (Lesser Caucasus)	09
Sh. A. Adamia, I. P. Gamkrelidze, G. S. Zakariadze, M. B. Lordkipanidze. The Adz-	
haro-Trialeti depression and the formation problem of the deep-sea basin in	
the Black-Sea	78
G. D. Belousov. The place of structural forms in the folding process (as exempli-	
fied by the southern limb of the Svanetian anticlinorium)	95
I. L. Zhulanova. Tectonics and formation history of metamorphic strata in the com-	
plexes of the northern part of Taigonos peninsula	111

Short Notes

V. I. Gromin. A	Appraisal	of	the	development		of experimental		tectonics		ics	according		ng	to					
puonsnea a	lata	• •		•	• •	•	٠	•	·	٠	•	·		·	•	•	•	•	124

Январь — Февраль

УДК 551.242.2:551.263.036(267)

п. л. БЕЗРУКОВ

ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА И ИХ СВЯЗЬ С ТЕКТОНИКОЙ

Рассматриваются состав и закономерности распространения кайнозойских и позднемезозойских осадочных формаций в Индийском океане по данным глубоководного бурения и другим геологическим материалам. Отмечается существование в океане нескольких параллельных рядов последовательной смены во времени осадочных формаций.

Несколько лет тому назад была сделана попытка выделить основные типы кайнозойских океанских осадочных формаций и показать их распространение на дне Тихого и Индийского океанов (Безруков, 1970; Безруков, Мурдмаа, 1971). В результате поступления в самое последнее время новых обширных геологических материалов, особенно материалов глубоководного бурения на американском судне «Гломар Челленджер», появилась возможность дать более подробную характеристику не только кайнозойских, но и позднемезозойских осадочных формаций океанов, уточнить их состав, возрастные границы, мощности и взаимоотношения. По Атлантическому и Тихому океанам на основании матесиалов бурения уже опубликован ряд работ (Initial Reports..., 1969-1973, и др.) с детальным описанием стратиграфии и литологии разрезов скважин и с палеографическими и тектоническими выводами. По Индийскому океану, где буровые работы проводились только в 1972 г. (рейсы 22-27), этого пока не сделано, но в кратких отчетах о результатах бурения, помещенных в журнале «Geotimes», содержатся важные сведения о строении его осадочной толщи (Borch et al., 1972; Whitmarch et al., 1972; Fisher et al., 1972; Simpson et al., 1972; Davies et al., 1973; Heirtzler et al., 1973). На основе этих данных, а также других имеюшихся материалов, в том числе собранных в 54-м геологическом рейсе «Витязя» (1973 г.), рассмотрим некоторые основные черты формаций Индийского океана.

I

Как известно, термин формация не всеми используется однозначно. Американские геологи этому термину придают больше стратиграфическое значение. Ниже, как и в предыдущей статье, под названием океанские осадочные формации понимаются естественные ассоциации парагенетически связанных между собой осадков и осадочных пород, образовавшихся в определенных крупных тектонических (и седиментационных) областях океанов в условиях мало изменявшейся в течение продолжительного времени физико-географической обстановки.

Время накопления одной формации в разных частях океанов может варьировать в интервале от геологического периода или его части до эры (а в некоторых случаях и несколько больше). Так, карбонатная пелагическая формация в одних районах Индийского океана соответствует четвертичному периоду и плиоцену, в других захватывает миоцен и палеоген (или его часть), а местами возможно и верхи позднего мела.

Смена по вертикали одной океанской формации другой иногда бывает постепенной, но чаще маркируется резкими изменениями литологофациального состава осадков или стратиграфическими перерывами, которые были выявлены в ряде буровых скважин. Небольшие по времени перерывы (масштаба эпохи, века и меньше) иногда наблюдаются в пределах одной формации. Они не раз отмечались при изучении океанских осадков еще задолго до постановки глубоководного бурения. О существовании таких и более крупных перерывов в осадконакоплении на больших глубинах свидетельствует также наличие на поверхности дна в различных областях океанов многочисленных выходов дочетвертиччых отложений — от плиоцена до нижнего мела, а в единичном случае (в Западной Атлантике) — до средней юры.

Заметим, кстати, что, несмотря на грандиозность уже выполненной программы глубоководного океанского бурения, пока не удалось получить в скважинах осадочные породы более древнего возраста по сравнению с обнажающимися местами на дне (т. е., например, ранней юры, триаса и древнее). Это, с одной стороны, говорит об относительной молодости верхней части базальтового ложа океанов, а с другой, делает принципиально возможным изучение океанских осадочных формаций не только по разрезам буровых скважин, но и по естественным обнажениям на дне. Последние, так же как и выходы магматических пород, бывают приурочены к подводным поднятиям и другим районам крайне медленной седиментации или размыва дна, а особенно часто к зонам разломов и резкой тектонической расчлененности. Именно в таких зонах наиболее вероятно нахождение пород древних геологических формаций.

Смена океанских осадочных формаций в **латеральном** направлении бывает связана с изменением тектонической обстановки (структур дна и глубин океана), с удалением от источников поступления терригенного и вулканогенного материала, с различными океанологическими факторами (биологическая продуктивность вод, состав осадкообразующих организмов и т. д.).

В тропической части Индийского океана ранее были выделены (Безруков, Мурдмаа, 1971) осадочные формации пяти крупных классов: 1) эпиконтинентальные (континентальных шельфов и склонов); 2) приконтинентальные (подножий континентальных склонов и окраинных частей океанских котловин, вне пределов современных геосинклинальных поясов); 3) Зондской кайнозойской геосинклинальной системы; 4) пелагические формации талассогенов ¹ (котлован и поднятий ложа океанов); 5) формации системы срединно-океанских хребтов (Индоокеанского подвижного пояса).

В каждом из этих классов формаций, связанных между собой взаимными переходами, выделяются отдельные типы формаций. Возраст их кайнозойский или мезозойско-кайнозойский.

В вертикальном разрезе осадочной толщи ниже глубоководных формаций, но выше базальтового «основания» в некоторых районах океана бурением обнаружены мелководные морские или лагунные отношения, г в отдельных скважинах мощные слои вулканических пеплов. Эти образования либо заведомо принадлежат другим классам формаций (например, вскрытая в Красном море под пелагическими карбонатными осадками миоценовая эвапоритовая формация), либо их формационная принадлежность требует дальнейшего уточнения. Возраст этих более древних («погребенных») формаций в отдельных местах миоценовый, чаще же палеогеновый, поздне- или раннемеловой.

⁴ Термин предложен Ю. М. Пущаровским (1971, 1972) взамен устаревшего термина — талассократоны.



Распространение кайнозойских осадочных формаций на дне Индийского океана 1 - эпиконтинентальные формации; 2 - приконтинентальные формации: терригенные и карбонатно-терригенные; 3-5 - формации кайнозойской геосинклинальной системы: 3 - геосинклинальных желобов, 4 - геоантиклиналей, 5 - геосинклинальных котловин; 6-8 - пелагические формации талассогенов: 6 - карбонатные, 7 - кремнистоглинистые, 8 - глинистые; 6 и. 9 - формации срединно-океанских хребтов: 6 - карбонатные, 9 - вулкано-эдафогенные (показаны с искажением масштаба); 10 - коралловые субформации: эпиконтинентальные, геоантиклиналей и талассогенов; 11 контуры срединно-океанских хребтов; 12 - оси срединно-океанских хребтов; 13 буровые скважины и их номера.

Римскими цифрами обозначены океанские впадины: І — Аравийская, II — Сомалийская, III — Мозамбикская, IV — Мадагаскарская, V — Маскаренская, VI — Крозе, VII — Центрально-Индийская, VIII — Кокосовая, IX — Западно-Австралийская, X — Северо-Австралийская, XI — Кювье, XII — Пертская.

Буквами обозначены океанские хребты и поднятия: А — Мадагаскарский хребет; Б — Маскаренский хребет; В — срединно-океанские хребты; В₁ — Западно-Индийский, В₂— Центрально-Индийский, В₃ — Западно-Индийский, Г — Австрало-Антарктическое поднятие, Д — Мальдивский хребет; Е — Восточно-Индоокеанский хребет; Ж — Кокосовое поднятие; З — Западно-Австралийское поднятие; И — поднятие Натуралистов

Ниже мы очень кратко остановимся на формациях второго, третьего и пятого упомянутых классов (совсем не касаясь первого, т. е. эпиконтинентальных формаций) и подробнее рассмотрим формации четвертого класса (талассогенов), по которым получено больше новых материалов. Распространение кайнозойских формаций на дне Индийского океана отражено на схематической карте (рисунок), которая уточняет ранее опубликованную карту. На ней показано и местоположение буровых скважин.

П

К классу приконтинентальных формаций нами относится карбонатнотерригенная, существенно турбидитная формация абиссальных равнин периферических частей океана, развитая на глубинах 2,5—5,5 км.

В наиболее полном виде она вскрыта бурением в Бенгальском заливе в скважине 218 (на глубине 3749 м) и в Аравийском море в скважине 222 (на глубине 3546 м). Первая из этих скважин пройдена ниже поверхности дна на 773 м (до среднего миоцена), а вторая — на 1300 м (до верхнего миоцена). Формация сложена многократно чередующимися гемипелагическими глинами, алевритами и песками, нередко с типичными текстурами турбидитов, и известковыми пелагическими илами. Терригенные осадки представляют собой выносы великих индийских рек. В обеих скважинах основание формации не было достигнуто; по сейсмическим данным ее мощность ближе к континенту измеряется несколькими километрами (Непрочнов, 1964). Недавно установлено (Сиггау, Мооге, 1971), что в северной части Бенгальского залива мощность осадочной толщи может превышать 12 км, но какая ее часть принадлежит данной глубоководной формации, пока неизвестно (возможно внизу она сложена мелководными отложениями). Начало образования описываемой формации, по-видимому, было связано с поднятием Гималаев в миоцене. В разрезах олигоцена и эоцена в скважинах к югу от Бенгальского залива терригенные осадки не встречены.

В Сомалийской котловине карбонатно-терригенная формация в скважине 234 (глубина 4738 м) пройдена на 247 м (до верхнего олигоцена), а в скважине 241 (глубина 4054 м) — на 1174 м (до сеномана). Основание формаций также не достигнуто. В скважине 241 в верхней ее части (плейстоцен — верхний миоцен) среди гемипелагических глин встречены прослои не только карбонатных, но и кремнистых диатомовых и радиоляриевых илов; ниже в толще глин отмечены перерывы между средним эоценом и олигоценом и между маастрихтом и палеоценом. Длительное накопление терригенных осадков участники бурения связывают с неоднократными эпейрогеническими поднятиями Восточной Африки (Simpson et al., 1972). В Мозамбикской котловине в скважине 248 (глубина 4994 м) терригенная формация имеет мощность 407 м и подстилается палеоценовыми коричневыми глинами, налегающими на базальты. В других периферических районах океана глубоководные терригенные формации по вертикали мало изучены.

Терригенные отложения приконтинентальных формаций образовались в результате приноса обломочного и глинистого материала со стороны континентального склона не только мутьевыми потоками (турбидиты), но также медленными поверхностными и глубинными течениями (Безруков, Мурдмаа, 1971). Пока не выяснено, присутствуют ли среди этих отложений в Индийском океане осадки геострофических «контурных» течений, распространявшихся параллельно изобатам (вдоль подножья континентального склона), аналогичные описанным в Северной Атлантике (Heezen et al., 1966). Для подобных осадочных образований в отличие их от толщ турбидитов Б. Хейзеном и С. Холлистером недавно предложено название «контуриты» (Heezen, Hollister, 1971). Другие исследователи считают, что они не имеют существенного значения (Stanley et al., 1971).

Рассматриваемые глубоководные формации, аналоги которых развиты в окраинных частях всех океанов, мы пока условно называем приконтинентальными за отсутствием разработанной классификации тектонических структур континентальных подножий. Некоторые ученые (например, Mitchell, Reading, 1969) считают, что они соответствуют миогеосинклиналям, но по первоначальному определению Штилле (Stille, 1940) этот термин относится к внешней зоне геосинклинальных систем (ортогеосинклиналей), расположенной между эвгеосинклинальных систем (ортогеосинклиналей), расположенной между эвгеосинклиналью и платформой. Формации же данного класса во многих районах океанов, например против побережий Африки, распространены вообще вне пределов тех подвижных поясов, которые уверенно можно считать современными геосинклиналями.

К классу геосинклинальных формаций относятся формации кайнозойского геосинклинального пояса северо-восточной окраины Индийского океана. В этот пояс входят котловина Андаманского моря, впадины Ментавей и Балийская, Яванский глубоководный желоб. Тиморский прогиб (а также разделяющие их геоантиклинальные структуры). О строении осадочных толщ этих депрессий пока можно судить только по данным изучения колонок грунтовых трубок и по материалам сейсмопрофилирования. Эти данные указывают на широкое распространение в депрессиях дна терригенных и вулканогенных обломочно-глинистых формаций флишоидного типа с многочисленными прослоями турбидитов, а на поднятиях — карбонатных осадков. На южном склоне Тиморского прогиба в скважине 262 вскрыта толща кремнисто-известковых и мергелистых илов четвертичного и позднеплиоценового возраста, мощностью 414 м, сходных с осадками пелагической карбонатной формации (см. ниже) и залегающих с перерывом на мелководных доломитизированных известняках. Для характеристики геосинклинальных формаций разрез этой одной скважины мало показателен. Следует отметить только очень большие скорости осадконакопления.

К формациям системы срединно-океанских хребтов ранее были отнесены (Безруков, Мурдмаа, 1971): 1) карбонатная формация, развитая на поверхности и склонах этих хребтов и в депрессиях внутри них, и 2) вулканокластическая, местами залегающая ниже этой формации на дне глубоких тектонических ущелий, рассекающих срединно-океанские хребты; позднее она была названа вулкано-эдафогенной формацией ¹ (Исследования по проблеме..., 1972).

Первая из этих формаций по литологическому составу близка к карбонатной пелагической формации талассогенов и отличается от нее только по особенностям распространения, меньшим мощностям и обилию карбонатных турбидитов; поскольку этих признаков, по-видимому, недостаточно для четкого разграничения указанных формаций, ниже они рассматриваются совместно, как единая карбонатная пелагическая формация. В подошве породы этой формации нередко обогащены окислами железа и марганца эксгалационного происхождения.

Вулкано-эдафогенная формация, состоящая кроме вулканокластического материала из продуктов подводного размыва и тектонического дробления метаморфических и интрузивных пород, в том числе гипербазитов (Мурдмаа, 1968), в основном приурочена к замкнутым депрессиям (грабенам), связанным с крупными поперечными разломами в хребтах (а не только к продольным рифтовым долинам, как предполагалось ранее). Поэтому ее не следует называть рифтовой формацией. Осадки данной формации залегают прерывисто, чередуясь с подводными обнажениями. Мощность ее, по-видимому, не превышает нескольких десятков метров. Бурением она пока нигде не пройдена.

Отметим попутно, что, вопреки широко распространенным представлениям, выходы гипербазитов в области срединно-океанских хребтов как в Атлантическом, так и в Индийском океанах в подавляющем большинстве случаев также приурочены не к продольным рифтовым долинам, а к поперечным (трансформным) разломам. В Атлантическом океане наиболее яркие примеры этому дают широтные разломы скал Св. Петра и Павла, Романш и Чейн (Bonatti et al., 1970; Thompson, Melson, 1972), в Индийском океане — разломы, пересекающие Аравийско-Индийский хребет, — Вима, Витязя и другие (Исследования по проблеме..., 1972). Вследствие ориентировки этих разломов под углом к оси хребта выходы ультраосновных пород наблюдаются не только

¹ Эдафогенными (от греческого слова — эдафос — дно), по предположению В. П. Петелина (1971), названы осадки, образовавшиеся в результате подводного разрушения коренных пород дна океана.

в депрессиях, но и на гребие Аравийско-Индийского хребта, где они впервые и были обнаружены (Чернышева, Безруков, 1966). В Атлантическом океане выходы ультраосновных пород, приуроченные к трансформным разломам, местами удалены от оси Срединно-Атлантического хребта на сотни километров, например на хребте Пальмер (Сапп Funnell, 1967), в зоне разлома Гиббс (Hekinian, Aumento, 1973) и в некоторых других районах. С продольными рифтовыми долинами в срединно-океанских хребтах связаны преимущественно вулканические породы — толеитовые базальты. В 54-м рейсе «Витязя» в восточной части Индийского океана обломки гипербазитов были найдены в нескольких зонах разломов далеко за пределами системы срединно-океанских хребтов (см. ниже).

Среди пелагических формаций Индоокеанских талассогенов выделяются три: 1) карбонатная, 2) глинисто-кремнистая и 3) глинистая (эвпелагическая). Они связаны постепенными переходами как между собой, так и с терригенными формациями, но различаются достаточно огчетливо.

Карбонатная пелагическая формация имеет в Индийском океане счень широкое распространение на глубинах от 1000 до 4700—5000 м, т. е. выше критической (компенсационной) глубины карбонатонакопления. Она покрывает все подводные хребты и другие поднятия и сложена в основном известковыми фораминиферовыми и наннопланктонными (кокколитовыми) песчано-алевритовыми и пелитовыми илами, мелоподобными известняками, мергелями и мергелистыми глинами. При глубоководном бурении непрерывные (или почти непрерывные) разрезы формации получены в 23 скважинах⁴, причем основание ее (там, где оно было вскрыто) в двух скважинах опускается в плиоцен, в десяти в миоцен, в двух — в олигоцен, в пяти — в эоцен, в четырех — в палеоцен.

Внутри формации, судя почти по всем скважинам, выделяется несколько более или менее мощных пачек, различающихся по литологическому составу. Некоторые из них местами содержат прослои известковых турбидитов, кремней, вулканических пеплов. Но в целом это однотипная, хотя и не вполне одновозрастная (особенно в нижних частях) формация. Единство ее выражается в резком преобладании в ней планктоногенных известковых осадков, отлагавшихся в условиях океанской пелагиали, выше компенсационной глубины карбонатонакопления, при относительно малом поступлении терригенного глинистого и обломочного материала.

Во время отложения осадков данной формации глубины океана претерпевали изменения, местами, вероятно, очень большие, так же как они варьируют в областях современного пелагического карбонатонакопления. Но предполагать сколько-нибудь существенные колебания абсолютного уровня карбонатной компенсации пока нет оснований (по крайней мере для кайнозойской эры).

В подошве карбонатной пелагической формации, там где она была достигнута, в нескольких скважинах (231, 233, 236, 238, 251) вскрыты базальты, местами (скважина 253) отделенные от известковых илов толщей вулканических пеплов с тонкими прослоями осадков, содержащих мелководную фауну эоцена. В ряде скважин (214, 216, 217, 219, 220, 246, 254) в основании формации обнаружены явно мелководные отложения (глауконитовые пески, фосфориты, бентогенные известняки, конгломераты и другие обломочные породы палеогенового или позднемелового возраста). В одной скважине (214) на Восточно-Индоокеанском хребте ниже их встречены лагунные терригенные осадки, а под ними комплекс угленосных и вулкано-кластических осадков, переслаи-

¹ Не считая четырех скважин в Красном море.

вающихся с базальтовыми покровами (палеоцен). В четырех скважинах (223, 224, 232, 250) под карбонатной формацией вскрыта толща гемипелагических глин, возможно, также более мелководных, по сравнению с известковыми илами. Отложений заведомо более глубоководных, чем эти илы (типа «красных» эвпелагических глин), под осадками данной формации не обнаружено. Исключением является скважина 212, в которой в толще кайнозойских и верхнемеловых карбонатных отложений вскрыто четыре пачки цеолитовых глин. К разрезу этой скважины мы вернемся ниже.

В целом можно сделать вывод, что накопление карбонатной пелагической формации на обширных пространствах дна происходило на фоне общего его опускания, которое интенсивно проявилось в палеогене и продолжалось в неогене. Мощность карбонатной формации в буровых скважинах изменяется в широких пределах — от 100 до 700 *м*, а возможно и более.

Глинисто-кремнистая пелагическая формация в отличие от карбонатной распространена в глубоких котловинах, на современных глубинах океана более 5000 м, т. е. ниже компенсационной глубины карбона-1онакопления. Формация сложена в основном кремнистыми диатомоворадиоляриевыми илами и слабокремнистыми глинами. Скелеты диатомей и радиолярий нередко присутствуют в изобилии и в осадках карбонатной формации, но количественно они там обычно подавлены известковым биогенным материалом (хотя иногда встречаются илы переходтипа — диатомово-радиоляриево-кокколитово-фораминиферовые). ного Другим отличием данной формации от предыдущей является приуроченность ее главным образом к приэкваториальному широтному поясу высокой биологической продуктивности вод, южная граница которого находится на 16—18° ю. ш. Южнее диатомово-радиоляриевые осадки фациально замещаются эвпелагическими «красными» глинами. Последние местами встречаются и внутри области распространения диатомово-радиоляриевых илов, сменяя их вниз по разрезу. К югу от Цейлона в Центральной котловине под радиоляриевыми илами нами ранее были встречены на станции 4609 терригенные пиритоносные черные глины, а на станции 4599 — карбонатные породы (Безруков, 1961). Радиоляриевые илы станции 4599 в нижней части относятся к позднему миоцену (Петрушевская, 1972), а подстилающие их с перерывом карбонатные породы — к эоцену.

При глубоководном бурении разрезы глинисто-кремнистой формации получены в шести скважинах — 211, 213, 215, 252, 260 и 261 (на глубинах океана 5032—5709 м), причем ее нижняя граница чаще располагается в миоцене, а в скважине 261 — в плиоцене. Одна из скважин (252) пройдена в котловине Крозе, на 37° ю. ш., т. е. значительно южнее приэкваториального пояса диатомово-радиоляриевых илов, но севернее приантарктического пояса кремнистых осадков¹. Основание формации здесь не было достигнуто. По-видимому, в этом районе находилась зона подъема вод и высокой биологической продуктивности, возникшая еще в домиоценовое время. Была ли она связана с холодным приантарктическим течением остается не выясненным.

Следует подчеркнуть, что весь аморфный кремнезем осадков данной формации имеет биогенное происхождение, и предполагать связь кремненакопления в океане с синхронной вулканической деятельностью и с хемогенным осаждением нет никаких оснований.

Ниже глинисто-кремнистой формации в нескольких скважинах (213, 215, 260 и 261) вскрыты известковые илы, в ряде случаев отделенные от ьих цеолитовыми глинами (скважины 213, 215, 260). Базальты непосред-

⁴ На поверхности дна диатомово-радиоляриевые илы здесь пока не были отмечены, Возможно верхнечетвертичные осадки в кернах скважины отсутствуют.

ственно ниже кремнисто-глинистой формации ни в одной из скважин не обнаружены. В скважине 211 в Кокосовой котловине под радиоляриевыми илами встречены миоценовые гемипелагические глины с прослоями турбидитов (по-видимому, сюда распространялись выносы Ганга). В целом отложение данной формации в неогене и плейстоцене сопровождалось погружением дна океана. Мощность глинисто-кремнистой формации в буровых скважинах колеблется от 50 до 250 *м* и более.

В 54-м и более ранних рейсах «Витязя» в верхней части глинистокремнистой формации неоднократно были обнаружены тонкие прослойки известковых турбидитов (кокколитово-фораминиферовых песков или илов) на глубинах, значительно превышающих критическую глубину карбонатонакопления. Обычно они находились близ подножий крупных поднятий, с которых карбонатный материал периодически сносился мутьевыми потоками.

Глинистая формация талассогенов (формация эвпелагических или «красных» глин), так же как и глинисто-кремнистая, распространена на дне океанских котловин, на глубинах более 4700—5000 м (а максимально до 6000 м). Она сложена в основном бескарбонатными глинами темнокрасновато-коричневого цвета, нередко обогащенными цеолитами. При высоком их содержании эти глины местами (чаще в Тихом океане) переходят в цеолититы. В отличие от предыдущей формации эвпелагическая глинистая формация развита главным образом в малопродуктивных зопах океанов, и поэтому она палеонтологически обычно «немая». Из органических остатков в ней, кроме редких радиолярий и донных фораминифер, встречаются иногда в больших количествах зубы акул и костный детрит. Для эвпелагических глин характерны предельно низкие скорости седиментации— менее 1 мм в 1000 лет (Лисицын, 1972).

При бурении в Индийском океане описываемая формация в типичном виде была вскрыта в скважинах 256 и 257, к западу от Австралии (на глубинах 5361 и 5278 м). Мощность ее в этих скважинах — 238 и 170— 200 м. В обеих скважинах из-за отсутствия органических остатков возраст глин определен с некоторой долей условности. Предполагается, что они соответствуют всему кайнозою и позднему мелу, но внутри формации возможны перерывы. Ниже над базальтами залегают мелоподобные известняки альбского возраста. Таким образом, смена осадков в разрезах скважин отражает опускание дна океана в позднем мелу.

На западе Индийского океана, в южной части Мадагаскарской котловины, в скважине 245 (на глубине 4857 *м*) миоценовые коричневые глины, принадлежащие той же формации, подстилаются мощной толщей карбонатных пелагических илов палеогена. Изменение состава осадков здесь отражает погружение дна океана в конце палеогена или начале неогена.

Весьма интересной оказалась скважина 212 в наиболее глубокой части Западно-Австралийской котловины (на глубине 6243 м). В ней вскрыт разрез от плиоцена до верхнего мела включительно (четвертичные отложения отсутствуют) общей мощностью 521 м. Разрез представлен известковыми наннопланктонными и фораминиферовыми осадками с четырьмя пачками коричневых цеолитовых глин (в нижнем плиоцене, под нижним миоценом, в основании эоцена и под верхним маастрахтом) мощностью в среднем по 30 м. Нижняя из них залегает на базальтах. Преобладание в разрезе известковых пелагических осадков, при современной глубине океана в месте бурения значительно превышающей компенсационную глубину карбонатонакопления, остается неясным. Участники бурения предположительно связывают его со сносом карбонатного материала на дно котловины донными течениями или оползнями из района, расположенного выше уровня карбонатной компенсации (т. е., очевидно, с востока) (Borch et al., 1972). Это объяснение представляется одним из возможных для верхней части разреза, но его трудно принять

для всего разреза кайнозоя и верхнего мела. Напрашивается предположение, что опускание дна Западно-Австралийской котловины, начавшееся еще в позднем мезозое, носило сложный, прерывистый характер, что и вызвало чередование в разрезе данной скважины карбонатных и бескарбонатных отложений, а также наличие нескольких стратиграфических перерывов.

В расположенной несколько восточнее скважине 260 в отложениях палеогена и мела отмечено чередование известковых осадков с цеолитовыми глинами и радиоляриевыми илами, возможно обусловленное теми же причинами. В более южных районах Западно-Австралийской котловины прослои известковых илов наблюдались нами ранее в двух колонках плейстоценовых красных глин на глубинах 5790 и 5638 *м* (Безруков, 1961).

Ш

До сих пор мы говорили преимущественно о формациях, накопление которых хотя и началось в разное геологическое время, но продолжалось без резких изменений в составе осадков до четвертичного периода включительно. Ниже этих формаций, на разных стратиграфических уровнях залегают более древние формации, вскрытые во многих скважинах, а на поверхность выходящие лишь в зонах крупных тектонических нарушений или размыва дна.

К ним относятся, прежде всего, древние карбонатные пелагические формации, подстилающие глинисто-кремнистую и глинистую эвпелагическую. По литолого-фациальному составу осадков они имеют большое сходство с вышеописанной карбонатной формацией того же типа, поскольку в них также преобладают наннопланктонные мелоподобные известковые породы, образовавшиеся выше компенсационной глубины при относительно малом поступлении терригенного материала. В западной части Индийского океана (скважина 245) возраст древней карбонатной пелагической формации палеоцен-среднезоценовый, в центральной части океана (скважины 213 и 215) - палеоцен-раннезоценовый, а в восточной части — позднемеловой (скважина 258) и раннемеловой (скважины 256, 257 и 260). Можно было бы предположить, что это единая, хотя и не одновозрастная формация, но поскольку ни в одной из скважин не получено непрерывного разреза карбонатных осадков от нижнего мела до палеогена (и выше), сейчас приходится говорить минимум о двух древних карбонатных пелагических формациях — палеогеновой и меловой. Местами возможно выделение формаций поздне- и раннемелового возраста.

Стратиграфические перерывы в кровле этих формаций нередко бывают значительны. Так, в скважине 258 верхнемеловая карбонатная формация отделена от верхнекайнозойской перерывом продолжительностью около 70 млн. лет. В скважине 255 между кампанскими и эоценовыми известняками отмечено угловое несогласие.

Мощность древних карбонатных пелагических формаций колеблется в пределах нескольких десятков метров, а в скважине 245 превышает .300 *м*. В нескольких местах осадки этих формаций почти непосредственно налегают на базальты.

Известковые осадки, принадлежащие возможно древним карбонатным формациям (палеогенового и позднемелового возраста), ранее были найдены во многих пунктах и на поверхности дна — вблизи Западно-Австралийского хребта, к юго-востоку от Южной Африки и в других районах (Funnell, 1971; Riedel, 1971). Ряд выходов на дне палеогеновых карбонатных, а также кремнистых пелагических илов (по данным определения В. В. Мухиной кокколитов и диатомей) был обнаружен в 54-м рейсе «Витязя» к востоку от Восточно-Индоокеанского хребта. Ниже глубоководных пелагических формаций, как уже отмечалось, в нескольких буровых скважинах вскрыты более мелководные или заведомо мелководные отложения. Сведения о их составе пока ограничены, а формационная принадлежность не везде достаточно ясна. Некоторые из них близки к классу эпиконтинентальных океанских ссадочных формаций (шельфов или верхних частей континентальных склонов). Возраст и состав этих отложений в разных районах Индийского океана различны.

В западной части океана это преимущественно терригенные алевритовые глины, алевролиты, глауконитовые пески и известняки палеогенового возраста (скважины 219, 223, 235, 246). В одной из скважин (246) среди глауконитовых песков встречены фосфориты, что позволяет более уверенно считать эти отложения мелководными. Близ побережья юго-восточной Африки в скважине 249 под карбонатной пелагической формацией верхнего мела вскрыта толща глин, алевритов и бентогенных известняков нижнего мела. Мощность рассматриваемых отложений в среднем около 100 *м*. Под ними обычно залегают базальты.

В районе Восточно-Индоокеанского хребта древние мелководные отложения представлены полимиктовыми и глауконитовыми песками, местами с включениями фосфоритов, глинами, алевролитами, конгломератами, вулканическими пеплами. Возраст этих отложений палеогеновый (скважины 214, 253, 254) или позднемеловой (скважины 216 и 217). Ниже их залегают базальты, а в скважине 214— лагунные и континентальные терригенные отложения с прослоями вулканических пеплов и лигнитов.

Древние мелководные осадки, по-видимому, палеогенового возраста (гравелиты, конгломераты, раковинные известняки с включениями фосфата) были встречены и в 54-м рейсе «Витязя» на нескольких подводных горах Кокосового поднятия.

В восточной части океана, прилегающей к Австралии, отложения мелководного облика, располагающиеся в основании осадочной толщи над базальтами, имеют раннемеловой возраст (скважины 258, 259, 263). Отложения эти представлены черными, коричневыми и зеленоватосерыми глинами, глауконитовыми песками и гравием с обломками раковин. Мощность их колеблется от десятков до нескольких сотен метров. Фациальная обстановка накопления этих отложений менее ясна. По-видимому, среди них присутствуют и глубоководные осадки (цеолитовые глины).

Среди областей распространения вышеописанных пелагических формаций на крупных поднятиях дна, вершины которых достигают поверхпости океана (например, на Мальдивском и Маскаренском хребтах, на Кокосовых островах и др.), развита кайнозойская мелководная рифосая кораллово-водорослевая формация, на характеристике которой мы не будем останавливаться. На коралловых атоллах Индийского океана, в противоположность некоторым атоллам Тихого океана (Фунафути, Бикини и др.), бурение еще не производилось. Поэтому строение и мощности этой формации, а также возраст ее нижней части точно не опрелелены. При глубоководном бурении в Индийском океане достоверные аналоги кораллово-водорослевой формации под пелагическими формациями пока не обнаружены.

После рассмотрения главнейших типов мезозойско-кайнозойских осадочных формаций Индийского океана следует сделать некоторые выводы об их взаимоотношениях во времени и в пространстве. Естестченно, что эти выводы могут носить сейчас лишь предварительный характер, так как результаты глубоководного бурения пока опубликованы в крайне сжатом виде, а многие крупные структуры дна океана (Яванский желоб, почти вся Центральная котловина, большие части кпадин Бенгальского залива и Аравийского моря, склоны ряда подводных хребтов и др.) еще не охвачены бурением. Но прежде необходимо кратко остановиться на магматических породах основания осадочной толщи.

Во многих скважинах в основании толщи осадочных пород вскрыты толеитовые базальты и другие вулканические породы (диабазы, спилитизированные базальты, трахибазальты, базальтовые брекчии, туфы), образующие покровы, силлы и дайки. Среди них наиболее часто присутствуют базальтовые подушечные лавы (пиллоу-лавы), представляющие собой продукты подводных излияний. Они ранее неоднократно находились и на поверхности дна океана — на срединно-океанских хребтах и у подножья Восточно-Индоокеанского хребта.

В нескольких скважинах на границе осадочных пород с вулканичес кими породами отмечено их переслаивание. В скважине 238 на склоне Центрально-Индийского хребта базальты пройдены на максимальную мощность —80,5 *м*. В них найдены включения метаморфизованных осадков с реликтами фораминифер и радиолярий.

Общая мощность базальтоидной серии (формации) пока неизвестна. По-видимому, в значительной своей части эта серия соответствует «второму» геофизическому слою (со средними скоростями 4,5— 5,5 км/сек). По сейсмическим данным мощность «второго» слоя в Индийском океане измеряется несколькими (2—4) километрами.

Вполне возможно, что внутри базальтоидной формации присутствуют и осадочные породы (скорее всего метаморфизованные). Подробнее этот вопрос обсуждается в другой статье (Пущаровский, Безруков, 1973). Результаты драгировок, проведенных в 54-м рейсе «Витязя» в нескольких зонах разломов (к востоку от Восточно-Индоокеанского хребта), указывают на присутствие внутри данной формации лакже более или менее крупных тел интрузивных пород основного и ультраосновного состава, а также метаморфических пород (Безруков, 1973; Кашинцев, 1973).

Судя по палеонтологическим данным, относящимся к базальным слоям осадочной толщи, возраст верхней части серии вулканических пород изменяется на площади дна Индийского океана в большом диапазоне: от неогенового (в области срединно-океанского подвижного пояса) до раннемелового или позднеюрского (к западу и к северу от Австралии и к востоку от Южной Африки)⁴.

В большинстве скважин, пройденных в глубоких котловинах океана и на Восточно-Индоокеанском хребте, возраст кровли базальтов палеогеновый и позднемеловой. Вместе с тем в пределах этих структур возможно нахождение подводных вулканов, образовавшихся и в позднем кайнозое. О возрасте более глубоких частей базальтоидной серии в глубоких океанских котловинах пока можно строить лишь предположения; по всей вероятности, они относятся к верхнему и среднему мезозою.

Над породами базальтоидной формации в ряде скважин преимущественно в окраинных частях океана залегают упомянутые выше мелководные отложения различного возраста — от берриаса (или титона?) до неогена, а там, где они отсутствуют (что наблюдается чаще), непосредственно породы глубоководной карбонатной пелагической формации.

¹ Различия в возрасте кровли базальтов и подошвы осадочной толщи, по-видимому, как правило, невелики. В редких случаях базальты имеют с осадочными породами активный контакт.

На большинстве крупных поднятий (за исключением тех, которые достигают поверхности океана) накопление этой формации продолжалось до четвертичного периода включительно. Следовательно, общий план ее современного распространения на дне океана был заложен уже давно (причем в разных его районах в различное время). В глубоких впадинах океана, углублявшихся в позднем мезозое и кайнозое. накопление карбонатной формации при погружении дна ниже уровня карбонатной компенсации сменилось отложением более глубоководных осадков глинисто-кремнистой и глинистой формаций. В некоторых впадинах, например Западно-Австралийской, в результате неравномерности их прогибания образование карбонатной формации местами возобновлялось, а затем снова прекращалось. Процесс нормального пелагического осадконакопления в Индийском океане периодически прерывался выпадением вулканических пеплов, усилением привноса терригенного материала, переотложением ранее отложившихся осадков мутьевыми потоками, размывом дна сильными придонными течениями и т. д.

Таким образом, в пределах рассматриваемой площади дна Индийского океана намечается существование нескольких параллельных рядов последовательной смены во времени осадочных формаций. Не пытаясь свести все многообразие разрезов осадочной толщи столь обширной части земной коры к каким-то упрощенным схемам, следует все же привести несколько примеров наиболее характерных и наиболее простых вертикальных рядов мезозойско-кайнозойских осадочных формаций Индийского океана (таблица).

Ряд форма- цяй	Формация	№ скважи- ны	Возраст	Ряд форма- ций	Формация	№ скважи- ны	Возраст	
I	 Карбонатная пе- лагическая Карбонатно-тер- ригенная мелко- водная Терригенные ла- гунная и конти- нентальная Базальтоидная * Карбонатная пе- лагическая 	214	$Q - Pg_2$ $Pg_2 - Pg_1$ Pg_1 K_2 $Q - Pg_1$	v	 Базальтоидная Глинистая эвпепелагическая (с перерывами) Карбонатная пелагическая Базальтоидная Глинисто-кремнистая Терригенная ге- мителагическая 	257	K_2 $Q-K_2$ K_1 K_1 $Q-N_2$	
II	 Карбонатно-терригенная мелко- водная Базальтоидная Карбонатная пелагическая Базальтоидная Глинисто-кремнистая 	251 215	Q — N ₁ Q — N ₁ N ₁ — Pg ₃ Q — N ₁	VI	 (с прослоями турбидитов и кремнистых илов) 3. Карбонатная пе- лагическая 4. Базальтоидная 		N₂—N₁ перерыв Mst—Стр∙ Қ₂	
1V	2. Карбонатная пе- лагическая		перерыв Рg ₂₋₁	VII	 Карбонатная пе- лагическая Вулкано-эдафо- генная Базальтоидная 	· **	} Q—N	

Здесь и ниже указан предполагаемый возраст самой верхней части базальтондной формации.
 Разрезы в районах среднино-океанских хребтов.

Приведенные примеры далеко не исчерпывают все случаи направленного развития мезозойско-кайнозойских формаций Индийского океана. Некоторые более сложные примеры упоминались выше (например, разрезы скважин 212, 255, 258 и др.).

Что же является основной причиной, определившей эволюцию осалочных формаций в различных частях океана? Ответить на это сейчас можно только в самой общей форме, так как многие кардинальные вопросы тектонического развития Индийского океана еще недостаточно исследованы.

Недавно Хейзен предложил упрощенную модель закономерной смены во времени состава пелагических осадков Тихого океана, основанную на гипотезе тектоники плит (Heezen et al., 1972). Он указывает, что на поверхности океанской коры, образующейся в рифтовой долине срединно-океанского хребта в связи с ее раздвижением, сначала отлагается покров пелагических карбонатных осадков. Они налегают непосредственно на базальтовые пиллоу-лавы. Накопление карбонатных осадков на расходящихся в обе стороны от хребта и погружающихся плитах продолжается до тех пор, пока последние не опустятся ниже компенсационной глубины. После этого начинается отложение абиссальных красных глин. Если при своем дальнейшем горизонтальном движении океанская плита пересекает экваториальную зону высокой биологической продуктивности и более интенсивного осадконакопления, то выше слоя абиссальных красных глин отлагается слой карбонатно-кремнистых осадков. Затем накопление красных глин продолжается. Хейзен попытался связать скорости осадконакопления и мощности мезозойских и кайнозойских пелагических осадков, отложившихся в западной части Іихого океана, с темпами дрейфа плит океанской коры. Установив, что полного соответствия при этом не получается, он пришел к выводу, что это в значительной мере может зависеть от направления дрейфа плиг относительно продуктивной экваториальной зоны. В целом он считает, уто предложенная им модель объясняет последовательность накопления океанских пелагических осадков (т. е., в нашем понимании, осадочных формаций) в западной части Тихого океана.

Если мы вернемся к Индийскому океану, то следует указать, что по нему подобных обобщений пока не опубликовано. Вместе с тем участники бурения в Индийском океане довольно единодушно принимают гипотезу тектоники плит и, опираясь на нее, пытаются объяснить многие данные бурения.

Анализируя приведенные материалы, на первый взгляд можно прийчи к выводу, что часть вышеописанных вертикальных рядов осадочных формаций хорошо отражает движения океанской коры в соответствии с моделью Хейзена (или с некоторой ее модификацией) на общей основе плитовой тектоники. Это в приведенной таблице относится, прежде всего, к рядам III, IV и V. Присутствие местами над базальтоидной серией мелководных, континентальных или вулканокластических формаций (ряды I, II и VII) казалось бы лишь дополняет модель Хейзена. Однако в ряде других случаев отклонения от этой модели настолько велики, разрезы осадочной толщи в различных частях океана настолько многообразны, что свести их к единой схеме, даже если принять гипотезу тектоники плит, весьма трудно. Тектоническое развитие океана в целом и отдельных его областей, а также окружающих океан континентов было значительно более сложным.

Сейчас можно определенно сказать, что движения земной коры в области Индийского океана в позднем мезозое и кайнозое носили дифференцированный характер (Пущаровский, Безруков, 1973). Они заключались в разновременном раздвижении, погружении и поднятии. отдельных ее крупных блоков, в повторном поднятии и погружении некоторых из них и т. д. В этом лежит одна из причин сложности взаимоотношений океанских осадочных формаций Индийского океана. Другая причина — это тектонические движения в пределах континентальных массивов. Эти движения также были весьма многообразны и не моглине отразиться на составе океанских осадочных формаций. Наконец на состав формаций несомненно оказывали влияние изменения климатических условий, циркуляции океанских вод и их биологической продук**1ИВНОСТИ.** Эти изменения в какой-то мере могли быть связаны с тектоническими движениями крупных блоков литосферы в области как самого Индийского океана, так и смежных континентов.

Дальнейшие исследования стратиграфии, литологии и тектоники дна океана должны приблизить нас и к решению проблемы направленного развития его геологических формаций.

Литература

- Безруков П. Л. Исследования донных осадков северной части Индийского океана.—В сб.: Океанологические исследования (Х раздел программы МГГ), № 4. Изд-во АН СССР, 1961.
- Безруков П. Л. Общие черты осадкообразования в Тихом океане. В кн.: Осадкообразование в Тихом океане, кн. 2. «Наука», 1970.
- Безруков П. Л. Основные научные результаты 54-го рейса э/с «Витязь» в Индийском и Тихом океанах. — Океанология, т. XIII, 1973, в. 5.
- Безруков П. Л., Мурдмаа И. О. Осадочные формации океанов.— В кн.: История Мирового океана. «Наука», 1971.

Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана, т. І. «Наука», 1972.

- Кашинцев Г. Л. Новые данные об изверженных и метаморфических породах северо-восточной части Индийского океана. Океанология, т. XII, 1973, в. 5.
- Лисицын А. П. Карта скоростей накопления осадков Индийского океана. В сб.: Геология и геофизика моря. Геофизические исследования земной коры. Междунар. геол. конгресс, XXIV сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 8. «Наука», 1972.
- Мурдмаа И. О. О некоторых особенностях минерального состава осадков рифтовых зон срединно-океанских хребтов.— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 5.
- Непрочнов Ю. П. Строение и мощность осадочной толщи Аравийского моря, Бенгальского залива и Андаманского моря (33-й рейс э/с «Витязь»). - Тр. ИОАН СССР, 1964, т. 64.
- Петелин В. П. Формирование минерального состава глубоководных осадков. В кн.: История Мирового океана. «Наука», 1971.
- Петрушевская М. Г. Биостратиграфия глубоководных четвертичных осадков по данным радиоляриевого анализа. — Океанология, т. XII, 1972, в. 1.
- Пущаровский Ю. М. Тектонические карты. Обобщение опыта составления. В кн.: Проблемы теоретической и региональной геологии. «Наука», 1971.
- Пущаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. «Наука», 1972.
- Пущаровский Ю. М., Безруков П. Л. О тектонике восточной части Индийского океана. -- Геотектоника, 1973, № 6.
- Чернышева В. И., Безруков П. Л. Серпентиниты с гребня Аравийско-Индий-ского хребта. Докл. АН СССР, 1966, т. 166, № 4. Вопatti Е., Ferrara G., Honnorez J. Equatorial Mid-Atlantic ridge: Pertologie
- and Sr isotopic evidence for an alpine-tipe assemblage.- Earth. and Planet. Sci. Letters, 1970, 9, 247-256.
- Borch C. C., Sclater J. G., Veevers J. J. et al. Deep-sea drilling project. Leg 22 .-Geotimes, 1972, v. 17, No. 6.
- Cann J., Funnell B. M. Palmer ridge, a section through the upper part of the oceanic
- Cann J., Funner D. M. Fanner Frige, a section through the upper part of the oceanic crust? Nature, 1967, v. 217, No. 5077.
 Curray J. R., Moore D. C. Growth of the Bengal deep-sea fan and denudation in the Himalayes.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1971, 82, p. 563—572.
 D.avies T. A., Luyendyk B. P., Rodolfo K. S. et al. Deep-sea drilling project. Leg 26.— Geotimes, 1973, v. 18, No. 3.
 Fisher R. L., Bunce E. T., Cernock P. J. et al. Deep-sea drilling project in Dodo long Leg 24.— Geotimes 1979. v. 17 No. 9.

- land. Leg. 24.— Geotimes, 1972, v. 17, No. 9. Funnell B. M. The occurrence of Pre-Quaternary microfossils in the oceans.— The micropalaeontology of oceans. Cambridge. 1971. Heezen B. C., Hollister C. D., Ruddiman W. F. Shaping of the continental rise
- by deep geostrophic contour currents.— Science, 1966, v. 152, No. 3721. Heezen B. C., Hollister C. D. The face of the deep. New York. Oxford University
- Press, 1971.
- Heezen B. C., McGregor I. D. et al. Deep-sea drilling. Leg 20.—Geotimes, 1972, v. 17, No. 4.
- Heirtzler I. R., Veevers J. J., Bolli H. M. et al. Deep-sea drilling project. Leg
- 27.— Geotimes, 1973, v. 19, No. 4. Hekinian R., Aumento F. Rocks from the Gibbs fracture zone and the Minia sea-mount near 53°N in the Atlantic Ocean.— Marine Geology, 1973, v. 14, No. 1.
- Initial Reports of the deep-sea drilling project. v. I-XVI, 1969-1973.
- Mitchell A. H., Reading H. G. Continental margins, geosynclines and ocean floor spreading.— J. Geology, 1969, vol. 17, No. 6. Riedel W. R. The occurrence of Pre-Quaternary radiolaria in deep-sea sediments.— The
- Micropalaentology of oceans. Cambridge, 1971.

Simpson E. S. W., Schlich R., Leclaire L. et al. Deep-sea drilling project. Leg 25.—Geotimes, 1972, v. 17, No. 11.
Stanley D. J., Sheng H., Pedraza C. P. Lower continental rise east of the Middle Atlantic states: predominant sediment dispersal perpendicular to isobaths.—Geol. Soc. Amer. Bull., 1971, v. 82, No. 6.

- Soc. Amer. Bull., 19/1, v. 62, No. 6.
 Stille H. Einführung in den Bau Nordamerikas. Berlin, 1940.
 Thompson G., Melson W. G. The petrology of oceanic crust across fracture zones in the Atlantic Ocean: evidence of a new kind of sea-floor spreading.— J. Geol., 1972, v. 80, p. 526—538.
 Whitmarch R. W., Weser O. E., Ross D. A. et al. Deep-sea drilling project. Leg 23.— Geotimes, 1972, v. 17, No. 7.

Институт океанологии AH CCCP

Статья поступила 17 сентября 1973 г. Me 1

Январь — Февраль

1974 г.

УДК 56:551.242.11

В. А. КРАСИЛОВ

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ И МОБИЛИЗМ

Амфиконтинентальное распространение в большинстве случаев можно объяснить, не прибегая к теории дрифта. Изучение темпов эволюции тех или иных организмов и пространственной дифференциации показывает, что эти процессы тесно связаны с тектогенезом, но чаще всего не дают прямых свидетельств дрифта. В то же время палеобиогеографическое районирование вскрывает закономерности (флористическое сходство полуостровной Индии с континентами южного полушария в палеозое и мезозое; распространение мезозойских геофлор по обе стороны Тихого океана), которые согласуются с отдельными положениями новой глобальной тектоники. Поясное распределение древних растительных группировок вокруг Японского моря указывает на образование последнего в результате дрифта, начавшегося в готериве. Значительное разрастание Азиатского континента к востоку исключается находками наземных растений в девонских прибрежных отложениях Приморья и Японии. Миграция геосинклинального режима в сторону океана, возможно, объясняется дрейфом Сибирской плиты в западном направлении и ее прохождением над «горячей зоной». Модели плитовой тектоники должны полнее учитывать данные бногеографии.

Данные палеонтологии широко использовались для доказательства дрифта континентов в классическом варианте. Сейчас в связи с обсуждением идей новой глобальной тектоники интерес к этим данным снова возрос. Наряду с переоценкой давно известных аргументов наметились некоторые новые подходы к проблеме, которым в основном и посвящена эта статья.

АМФИКОНТИНЕНТАЛЬНОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ

Виды, имеющие прерывистое распространение в пределах бореальной зоны, Л. С. Берг (1934) назвал амфибореальными. Соответственно говорят об амфитропическом и амфипацифическом распространении (Линдберг, 1956). До последнего времени почти все доказательства дрифта основывались на прерывистом распространении современных или вымерших наземных растений (Криштофович, 1941; Вульф, 1944) и животных, которое в общем случае можно назвать амфиконтинентальным. Здесь амфиконтинентальное и амфиокеаническое распространение подробно не рассматривается по двум причинам. Во-первых, несколько обзорных работ на эту тему опубликовано сравнительно недавно (Линдберг, 1970; Axelrod, 1970; Colbert, 1971; Hallam, 1971; Illies, 1965; Keast, 1971; Ujiie, 1971; Van Steenis, Van Balgooy, 1966; Wolfson, 1955, и др.). Во-вторых, возможности данного подхода к проблеме дрифта, на мой взгляд, уже исчерпаны. Практически все растения и очень многие животные способны преодолевать водные преграды. Многие семена (в том числе голосеменных) сохраняют всхожесть после длительного пребывания в морской воде, долго плавают или перепосятся в порах пемзы, прикрепленными к более транспортабельным объектам и т. д. (Ridley, 1930; Carlquist, 1965; Красилов, 1972а).

Конечно, трудно допустить, что, скажем, наземные улитки или динозавры преодолевали обширные водные преграды. Однако вероятность. такого события значительно возрастает, будучи помноженной на миллионы лет (Simpson, 1952). Расселению могли способствовать эпизодически возникавшие «мосты» (теория Гукера) или «дорожки» островов (теория Уоллеса). Почти всегда удается найти альтернативное (по отношению к дрифту) объяснение амфиконтинентального распространения. Поэтому споры вокруг этого вопроса, как правило, заходят в тупик. Например, в 1960 г. Д. Аксельрод (Axelrod, 1960) выступил с обширной работой, в которой ему удалось вполне удовлетворительно интерпретировать ареалы цветковых растений с помощью континентальных «мостов» и «дорожек» (stepping stones). Через десять лет тот же автор (Axelrod, 1970) пришел к выводу, что те же факты можно объяснить только дрифтом континентов. Изменение взглядов известного исследователя под влиянием новых геотектонических идей само по себе не представляет ничего удивительного или предосудительного. Оно, однако, хорошо иллюстрирует наше положение о неоднозначности выводов, основанных на амфиконтинентальном распространении (см. также Keast, 1971).

Если принять, что амфиконтинентальное распространение всегда связано с дрифтом, то придется допустигь, что, например, семейства и роды цветковых южного полушария с такими ареалами появились и расселились до распада Гондваны, т. е. не позднее триаса (Hawkes, Smith, 1965; Melville, 1969). Такие допущения компрометируют теорию дрифта, так как, по данным палеонтологии, цветковые появились лишь в раннем мелу (или в поздней юре), и их ранняя эволюция хорошо отражена геологической летописью.

Еще в 1844 г. Ч. Дарвин пришел к выводу, что прерывистое распространение на южных континентах объясняется появлением вида в северном полушарии с последующей миграцией на юг по континентальным мостам, или «кордильерам». Северные континенты связаны «мостом Беринга», который обычно рассматривают как важнейший миграционный тракт. Его роль, вероятно, преувеличена, так как трудно допустить, что целый парад самых разнообразных животных прошел по «мосту» с весьма ограниченным разнообразием природных условий (Wolfson, 1955). Однако в тех случаях, когда мы находим в северном полушарии ископаемые остатки организмов, распространенных сейчас амфиконтинентально в тропиках или на южных материках, гипотеза Дарвина кажется более правдоподобной, чем дрифт (см., например, Wood, 1972). Известно, что хвойные из семейств араукариевых и подокарповых сейчас обитают исключительно или преимущественно в южном полушарии, причем основные роды этих семейств имеют амфиконтинентальные ареалы. Рудольф Флорин (Florin, 1963, и др.) полагал. что «южные» хвойные всегда (т. е. с позднего палеозоя и до наших дней) были ограничены в своем распространении только одним полушарием и развивались независимо от «северных» хвойных (сосновых, таксодиевых и др.). Опираясь на его выводы, Н. Джардайн и Д. Маккензи (Jardine, McKenzie, 1972) считают историю «южных» хвойных одним из самых ярких доказательств дрифта (хотя сам Флорин был противником теории дрифта). Эти авторы, очевидно, не учитывают новых находок не только араукариевых, но и подокарповых в юре и мелу северного полушария, свидетельствующих о возможности расселения по северному миграционному тракту (Красилов, 1971).

В третичных отложениях Антарктиды обнаружены остатки араукарий, протейных, южного бука и других доминирующих растений южного полушария с амфиконтинентальным распространением. Это позволяет рассматривать Антарктиду как часть миграционного тракта, связывавшего южные континенты (Keast, 1971). Новые геофизические данные свидетельствуют о недавнем соединении Антарктиды с Южной Америкой в районе дуги Скотия (Dalziel, Elliot, 1971).

Открытие глоссоптериевой флоры и листрозавровой фауны в Антарктиде (Grindley, 1963; Colbert, 1971) многие считают важнейшим доказательством дрифта, так как эти растения и животные — основные домиканты гондванских палеоценозов. А. и Г. Мейергофы (Meyerhoff, Meyerhoff, 1972), убежденные противники теории дрифта, пытались ослабить впечатление от этих находок, акцентируя внимание на предположительно водном образе жизни Lystrosaurus и некоторых других сопутствующих ему родов. В то же время ни сторонники, ни противники дрифта, кажется, не заметили, что находки Glossopteris и Lystrosaurus в Антарктиде указывают на возможность расселения по южному миграционному тракту в палеозое и, следовательно, не увеличивают, а уменьшают значение амфиконтинентального распространения этих родов для теории дрифта. Высказывалось предположение, что амфиконтинентальное распространение может служить доказательством дрифта лишь в тех случаях, когда на обоих континентах представлены все звенья соответствующих филогенетических рядов (см., например, Illies, 1965). Однако условность большинства филогенетических реконструкций и возможность параллельного развития снижают значение этого критерия.

темпы эволюции и провинциальность биоты

Новый подход к проблеме дрифта открыла статья Б. Куртена (Kurtén, 1967), в которой он пытался показать, что темпы эволюции наземных позвоночных прямо связаны с фрагментацией сиаля и размерами континентальных блоков. Так, скорость дифференциации мезозойских пресмыкающихся выражается в появлении 20 отрядов за 200 млн. лет, а кайнозойских млекопитающих—30 отрядов за 65 млн. лет. Эти различия в темпах эволюции Б. Куртен объясняет увеличением. числа изолированных континентальных блоков в результате позднемелового-кайнозойского дрифта.

В то же время Куртен указывает, что объем отряда в систематике пресмыкающихся и млекопитающих трактуется по-разному (он пытается уменьшить влияние этого таксономического фактора, но полностью исключить его едва ли возможно). Следует учесть также возможность полифилетического происхождения млекопитающих, т. е. независимого бозникновения двух или нескольких отрядов. Большая дифференциация кайнозойской растительности по сравнению с мезозойской, большее разнообразие экологических ниш и более резкие климатические флюктуации могли способствовать ускорению дифференциации млекопитающих. Все эти факторы должны быть учтены, прежде чем будет сделан скончательный вывод о связи скорости дифференциации с дрифтом.

Дж. Валентайн и Е. Мурс (Valentine, Moores, 1972) показали, что скорость эволюции морских беспозвоночных (выраженная в числе семейств на единицу времени) нарастает от позднего докембрия к силуру, резко уменьшается в перми — триасе и затем снова увеличивается. Это согласуется с фрагментацией сиаля в раннем и среднем палеозое, объединением блоков в перми — триасе и последующим дроблением. Объясняя, каким образом дробление сиаля влияет на развитие морских организмов, эти авторы опираются на теорию, связывающую скорость дифференциации со стабильностью условий. Нестабильные условия покровительствуют генерализованным биологическим типам с ьысоким репродуктивным потенциалом, тогда как стабильные условия способствуют специализации, образованию длинных пищевых цепей и более быстрой эволюции. В соответствии с этим выдвигается предположение, что шельфовые биотопы были наименее стабильными при объединении континентов в Пангею и что при дроблении сиаля стабильность возрастала. Эта интересная гипотеза, вероятно, подвергнется в дальнейшем детализации и критической переоценке. Отметим, что стабильность биотопов способствует главным образом диверсификации исходных биологических типов, тогда как при формировании новых типов организации решающую роль играют новые или незанятые адаптивные зоны, которые, по-видимому, чаще возникают при нестабильных условиях. Связь между стабилизацией шельфов и дроблением континентов пока остается всего лишь предположением.

Многие авторы связывают с дрифтом возрастание провинциальности региональных фаун. По А. Холлэму (Hallam, 1971), раскрытие Северной Атлантики началось в тоаре и ускорилось в позднем мелу. Соответственно в течение юры увеличивается эндемизм моллюсковых фаун (см. также Brookfield, 1970). В раннем мелу фауны фораминифер и наземных позвоночных еще слабо дифференцированы, но в позднем мелу провинциальность возрастает. Р. Реймент (Reyment, 1969) объясняет периодические изменения провинциальности аммонитовой фауны в поздней юре и раннем мелу преддрифтовым «раскачиванием» Африканской и Южноамериканской плит, при котором связь между северной и южной Атлантикой то прерывалась, то восстанавливалась. А. Вольфсон (Wolfson, 1955) полагает, что пантропическая авифауна сформировалась, когда Евразия и Северная Америка располагались в более низких широтах. В результате северного дрейфа континентов эта фауна

Уже в работах, относящихся к началу XX в. (например, Matthew, 1915), отмечается мезозойский облик современной фауны Австралии и Южной Америки, палеогеновый Мадагаскара и плиоценовый Африки. Дж. Фуден (Fooden, 1972) предположил, что эти фауны представляют собой сохранившиеся в результате изоляции осколки позднеюрскораннемеловой (Австралия и Новая Гвинея), позднемеловой (Южная Америка) и палеогеновой (Мадагаскар) фауны Пангеи и что они, таким образом, датируют последовательные эпизоды дрифта.

Можно привести еще ряд аналогичных примеров. Однако они скорее свидетельствуют о связи биогеографической дифференциации с тектогенезом во всех его проявлениях (см., например, Fleming, 1967) и редко содержат однозначные указания на роль дрифта. В частности, распад гомогенных геофлор был обусловлен главным образом усилением контрастности климатов, которое в свою очередь связано с глобальным тектогенезом (Красилов, 19726, и др.). Дифференциация геофлор была максимальной в перми, в конце мела, в плиоцене — плейстоцене и минимальной в конце триаса —начале юры, в середине позднемеловой эпохи, в эоцене и середине миоцена. Зависимость от дрифта здесь не вполне ясна.

РАСПОЛОЖЕНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ЗОН

Р. Чени (Chaney, 1940) составил карту третичных изофлор — линий, соединяющих точки с однотипными ископаемыми флорами (отмечу, что К. Раункиер задолго до Р. Чени назвал подобные линии биохорами). Полагая, что изофлоры приблизительно параллельны изотермам, Р. Чени пришел к выводу, что расположение континентов относительно северного полюса в кайнозое не изменялось. Аналогичные доводы против дрифта выдвигают В. М. Синицын (1972), Мейергофы (Meyerhoff, Meyerhoff, 1972) и др.

Действительно, реконструкция климатической зональности прошлого может стать важнейшим методом проверки мобилистских построений. Однако для такой реконструкции необходима гораздо более точная и детализированная стратиграфическая основа, чем та, которой мы располагаем в настоящее время. В частности, Р. Чени исходил из предположения, что нижние флороносные слои третичных угленосных толщ Арктики (Аляски, Гренландии, Исландии, Шпицбергена и др.) имеют эоценовый возраст. В этом случае заключенные в них захоронения флоры умеренного облика резко контрастируют с эоценовыми флорами средних широт (например, с флорами Уилкокс или Лондонских глин), относящимися к тропической зоне. Однако в последнее время выяснилось, что эти арктические захоронения относятся к палеоцену (Birkenmajer, 1972, и др.) и мало отличаются от палеоценовых флор средних иирот (типа Форт-Юнион или Буреинского Цагаяна). Климатическая зональность в палеогене была настолько слабой (по крайней мере в атлантическом секторе), а положение изофлор настолько неопределенным, что использовать их как довод за или против дрифта практически невозможно.

Мезозойские флоры Гренландии с разнообразными цикадофитами и Scoresbya в рэте — лейасе, с Subzamites и Pseudocycas в нижнем мелу и Artocarpus в сеноне располагались на одной изофлоре со Средней Азией и Южным Приморьем. Эту фитогеографическую аномалию можно связать с предполагаемым северо-западным дрейфом Гренландии в кайнозое. Мезозойские фауны моллюсков также подтверждают близость Гренландии к Евразии. Теплый мезозойский климат Гренландии некоторые авторы объясняют влиянием теплого течения. В. Н. Сакс (1972), обсуждая этот вопрос, указывает, что при фиксированном расположении Гренландии и Скандинавии теплое течение неизбежно сместилось бы к востоку, а Гренландия, как и сейчас, омывалась бы холодным встречным течением. Если теплое течение у берегов Гренландии действительно существовало в мезозое, то это свидетельствует о небольшой ширине пролива между ней и Евразией.

При изучении дифференциации морских мезозойских фаун и флор южного полушария не обнаружено никаких признаков приполярной антибореальной области, что может указывать на расположение южных окраин Гондваны (Патагонии, Антарктиды) в более низких широтах (Вахрамеев, 1971, 1972; Сакс, 1972).

В позднем палеозое симметрия климатических зон относительно современного экватора была очень сильно нарушена. В северном полушарии теплолюбивые морские организмы встречались вплоть до широты Шпицбергена, тогда как в южном — только до параллели 20° ю. ш. Аналогичное смещение показано и для наземных организмов. С. В. Мейен (1969) отмечает, что северная граница тропической зоны занимала устойчивое положение с позднего палеозоя по мел, что свидетельствует о независимости подобных границ от характера рельефа и локальных воздействий. В таком случае сдвиг южной границы тропической зоны к северу в позднем палеозое скорее всего связан с дрейфом Гондваны.

Позднепалеозойское оледенение южных континентов и Индии было и остается важнейшим аргументом в пользу дрифта. Попытки Брукса (Brooks, 1949), Мейергофов и других авторов объяснить оледенение экваториальной зоны с позиций фиксизма нельзя признать удачными. По-видимому, прав метеоролог Г. Ламб, утверждающий, что «фантастические построения, призванные объяснить оледенение каменноугольного периода исключительной высотой современных экваториальных областей (где обнаружены следы ледников) и крайним искажением климатической зональности под влиянием необычно ориентированных океанических течений не могут быть приняты без гораздо более надежных доказательств, чем те, которые приводились до сих пор» (Lamb, 1961, стр. 37).

ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Известный индийский палеоботаник Бирбал Сахни (Sahni, 1936) обратил внимание на отсутствие переходной зоны между глоссоптери-

евой палеозойской геофлорой и катазиатской, с которой она сейчас граничит. Это явление он объяснял существованием широкого водного барьера между полуостровной Индией и Азией, в соответствии с построениями А. Вегенера.

В обсуждение проблемы дрифта вовлекались главным образом позднепалеозойские геофлоры (Мейен, 1969; Schopf 1970, и др). В последнее время В. А. Вахрамеев (1971) показал, что различия между флорами Европы и Северной Америки в мелу возрастают, вероятно, в связи с образованием Атлантического океана. Автор предложил схему юрско-меловых геофлор (Красилов, 1972б), в которой использован энглеровский принцип фитогеографической классификации по доминирующим родам (Engler, 1879—1882). Выделено три геофлоры — арктомезозойская, мадромезозойская и нотомезозойская. Для них характерны соответственно Phoenicopsis, Cycadeoidea и Pentoxylon. Эти роды в значительной мере определяли облик растительности: Phoenicopsis была одним из доминантов мезозойских листопадных лесов, а Сусаdeoidea — своеобразных толстоствольных ксерофильных группировок. Таким образом, геофлоры различались не только флористически, но а геоботанически, по преимущественной приуроченности той или иной растительной формации, а также по «фитоклимату».

Две особенности в размещении юрско-раннемеловых геофлор имеют прямое отношение к проблеме дрифта. Во-первых, Индия, как и в палеозое, оказывается обособленной от остальной части Азии и флористически связанной с южным полушарием, где также распространены Pentoxylales (отметим, что в триасе Индии имеется *Dicroidium* — род, характерный для триасовых флор всех южных континентов). Флоры северного и южного полушарий всегда отличались друг от друга, так как они разделены экваториальным термическим барьером, препятствогавшим расселению внеэкваториальных видов. Поскольку полуостровная Индия в течение сотен миллионов лет была флористически связана не с северным, а с южным полушарии.

Во-вторых, арктомезозойская и мадромезозойская геофлоры распространены по обе стороны Тихого океана. Это контрастирует с современной ситуацией, когда флоры американского и азиатского побережий резко различны. *Phoenicopsis* и сопутствующие ей растения могли расселяться по мосту Беринга, но распространение *Cycadeoidea* представляет более сложную проблему. Есть все основания полагать, что родиной цикадеоидей была Северная Америка, где они достигли наибольшего расцвета. Японские и монгольские цикадеоидеи, как и монгольские рогатые динозавры (Colbert, 1948), очевидно, проникли в Азию из Северной Америки, что было возможно лишь при отсутствии (или значительно меньшей, чем сейчас, ширине) водного барьера в юре и начале мела. Разумеется, против этого довода можно выдвинуть все те возражения, о которых сказано в разделе «Амфиконтинентальное распространение» (см. выше). Однако в данном случае важно, что цикадеоидеи не могли воспользоваться мостом Беринга, так как не встречались р высоких широтах, занятых арктомезозойской флорой.

ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ПАЛЕОЦЕНОЗОВ

В распределении палеоценозов морских донных беспозвоночных и наземных растений нередко обнаруживается отчетливая дифференциация на микропояса, параллельные друг другу и какому-то геоморфологическому элементу, например береговой линии или горной цепи. В случае донных беспозвоночных микропоясность связана с направленным изменением глубины и температуры (Boucot, 1969), а в случае наземных растений — чаще всего с градиентом влажности и солености - (для мангров) почвы. Изучение микропоясной структуры может пролить свет на важные вопросы геологической истории. Проиллюстрируем это на примере распределения меловой растительности вокруг современного Японского моря. Известно, что проблема краевых морей — одна из наиболее сложных и спорных в новой глобальной тектонике. Полагают, что островные дуги образуются при надвигании одной «тонкой» (т. е. не имеющей гранитного слоя) плиты на другую (Inman, Nordstrom, 1971) или когда поглощение литосферы начинается на определенном расстоянии от края континента (Dewey, Horsfield, 1970). Многие авторы считают бассейны типа Японского моря неоокеаническими, образовавшимися в результате дробления края континента и миграции желоба вместе с островной дугой в сторону океана (Murauchi, Den, 1966; Dietz, Holden, 1970; Packham, Falvey, 1971). Кейриг (Karig, 1971), Мацуда и Уэда (Matsuda, Uyeda, 1971; Uyeda, 1971) и другие поддерживают «диапировую» гипотезу происхождения краевых морей.

Биогеографы уже давно указывали на сходство биоты Японских островов с континентальной как на доказательство недавнего образования Японского моря. Однако само по себе это сходство не имеет большого значения, так как водный барьер местами довольно узок, а во время плейстоценовых колебаний уровня Мирового океана он мог быть еще уже. По данным морской палинологии, возвышенность Ямато в плейстоцене поднималась над уровнем моря. Она, таким образом, могла способствовать преодолению водного барьера.

В поздней юре — раннем мелу (валанжине) в Японии Т. Кимура (Kimura, 1963) выделил два пояса растительности — внутренний (флора Тетори) и внешний (флора Рёсеки), граница которых проходит почти вдоль средней линии островной дуги. Около одной трети видов, встреченных во внутреннем поясе, отсутствуют во внешнем. Особенно характерны для внутреннего пояса разнообразные Dictyozamites.

В Южном Приморье отложения берриаса и валанжина — таухинская и ключевская свиты, отвечающие слоям Тетори и Рёсеки Японии — распространены между побережьем океана И верховьями р. Сучан. Они содержат по меньшей мере шесть видов папоротников, ьейтониевых и цикадофитов, характерных для внутреннего пояса Японии и не встреченных во внешнем. Среди них два вида Dictyozamites, представленные множеством экземпляров (Красилов, 1967). По-видимому, берриас-валанжинская флора Приморья принадлежала внутреннему поясу. Обильные остатки растений содержатся в никанских (баррем — альб) угленосных отложениях Приморья, которые залегают на валанжине несогласно, с перерывом, отвечающим, вероятно, большей части готерива. Никанские отложения заполняют две впадины — Сучанскую на востоке и Суйфунскую на западе. В Сучанском бассейне никанские отложения содержат раковины устриц и морские песчаники с Trigonia в верхней части, в то время как Суйфунский разрез целиком континентальный.

В сучанских захоронениях растений доминируют хвойные из семейства таксодиевых. Цикадофиты сравнительно редки. Немногие покрытосеменные со сложными или лопастными листьями найдены ниже и выше тригониевых слоев. Эти захоронения отражают лесную растительность типа приморского редвуда, где доминирует Sequoia. В суйфунских захоронениях того же возраста очень много цикадофитов, включая и Dictyozamites. Хвойные представлены араукариевыми, подокарповыми, Torreya, Cephalotaxus и Athrotaxites. Некоторые из них, ьероятно, были небольшими деревьями или кустраниками, входившими рместе с цикадофитами в вечнозеленые жестколистные сообщества типа современного калифорнийского чапарраля. Несколько покрытосеменных с цельными листьями обнаружены в верхней части разреза. На п-ове Муравьева-Амурского никанские отложения имеют более грубый состав и содержат много остатков сосновых, что указывает на близость области сноса.

Хотя никанская флора существенно отличается от берриас-валанжинской, все же не вызывает сомнений, что суйфунские палеофитоценозы отвечают внутреннему поясу, а сучанские — внешнему.

Обращаясь к возможным причинам поясной дифференциации раннемеловой растительности, мы можем отметить следующее:

1) палеоценозы внутреннего пояса отражают растительность более сухолюбивую (цикадофитово-хвойный «чапарраль»), чем внешнего («редвуд»);

2) известно, что береговые горные хребты вызывают резкие различия в количестве осадков, бросая дождевую тень на расположенную в их тылу территорию; это явление названо Г. Вальтером орографическим эффектом;

3) поскольку геологическое развитие Приморья и Японии контролируется меридиональными разломами, существование хребтов того же направления в прошлом представляется вполне вероятным; альбские грубообломочные отложения конусов выноса в северной части п-ова Муравьева-Амурского показывают, что одноименное поднятие в то время было отчетливо выражено в рельефе.

Таким образом, орографический эффект — наиболее вероятная причина поясного распределения растительности в берриасе — валанжине и барреме — альбе. Растительные микропояса в этом случае намечают расположение горных хребтов, контролировавших осадки. В валанжине эти хребты проходили приблизительно вдоль средней линии Японских островов и бросали дождевую тень на Южное Приморье, которое, следовательно, не было отделено от Японии морским бассейном. В барреме — апте ситуация резко изменилась: хребты теперь располагались между Суйфунской и Сучанской впадинами, на территории последней росли дождевые приморские леса. Японская флора этого возраста (Монобегава) плохо изучена, но также, по-видимому, стносится к внешнему поясу.

Мы приходим к выводу, что в предбарремское время произошло отделение островной дуги (прото-Японских островов) от континента, которому предшествовало общее поднятие и региональный перерыв в осадконакоплении в готериве (известно, что рифтообразование, как правило, следует за общим поднятием). Предположение об образовании прото-Японского моря в готериве хорошо согласуется с данными Каваи и др. (Kawai et al., 1969), датирующими начало дрифта в Тихом океане ранним мелом (около 120 млн. лет. назад), а также с новыми спределениями возраста наиболее древних в Тихом океане осадков хр. Шатского, которые оказались не юрскими, как думали ранее, а меловыми (поздний готерив — ранний баррем: Dooglas, Moullade, 1972).

В то же время следует отметить, что раннемеловое прото-Японское море, было лишь первой стадией образования краевого бассейна. В конце альба к востоку от Сучанского бассейна снова возникли поднятия, затем, по-видимому, последовал второй эпизод рифтообразогания и расширения бассейна.

морская палинология

По данным морской палинологии, насыщенность и разнообразие спорово-пыльцевых спектров с удалением от берега быстро уменьшаются. В глубоководных осадках пыльца наземных растений встречается очень редко. Комплексы из донных осадков обеднены как за счет сортировки при переносе, так и за счет различной устойчивости оболочек пыльцевых зерен по отношению к коррозии. Поэтому высокая насыщенность донных проб и разнообразие состава пыльцы в них свидетельствуют о близости береговой линии. Д. Хабиб (Habib, 1970), установивший в пробах из меловых отложений дна Атлантического океана севернее Багам концентрацию до 42 300 зерен/1 г и видовое разнообразие, не уступающее таковому в континентальных отложениях того же возраста, пришел к выводу, что край континента в мелу находился недалеко от места взятия проб.

Аналогичные соображения позволили Р. Фоксу и Б. Хизену (Fox-Heezen, 1970) установить погружения в районе плато Демерара, где наблюдается несовпадение контуров Африки и Америки. Эти примеры гоказывают перспективность маринопалинологических исследований в решении тектогенетических проблем.

ДАННЫЕ БИОСТРАТИГРАФИИ

Естественно, что геотектонические построения невозможны без биостратиграфической основы. А. Холлэм (Hallam, 1971), Сильвестр-Брэдли (Sylvester-Bradley, 1972) и другие отмечают, что новая глобальная тектоника предъявляет повышенные требования к биостратиграфии, с чем нельзя не согласиться.

С другой стороны, как это явствует из работ Холлэма, Р. Трюмпи (Trümpy, 1971) и др., далеко не все резервы и возможности биостратиграфии используются геотектоникой, а некоторые немаловажные данные вообще не привлекают внимания. Например, много написано о разрастании Азиатского континента к востоку за счет превращения океанической коры в континентальную. Некоторые авторы считают, что разрастание сопровождает дрифт. Основанием для этой гипотезы послужило смещение геосинклинального режима к востоку, которое особенно стчетливо прослеживается в позднем мелу. В конце раннемеловой эпохи мощный наземный вулканизм был приурочен к Хингано-Баджальской зоне. На территории главного синклинория Сихотэ-Алиня господствовал. миогеосинклинальный режим, на юге Приморья в альбе — сеномане увеличивается количество туфогенного материала. В туроне Сихотэ-Алинь охвачен наземным вулканизмом, а миогеосинклинальная зона смещается в район Западно-Сахалинских гор. Эвгеосинклинальный режим сохраняется в восточной части Сахалина. Конец мела ознаменовался распространением наземного вулканизма на западный Сахалин (бошняковская свита).

Аналогичная миграция зон описана и для других периодов. И вместе с тем о значительном разрастании континента к востоку не может быть и речи: в девоне Японии и Приморья обнаружены захоронения наземных растений (Красилов, 1968). Хотя эти захоронения, вероятно, содержатся в морских отложениях, они свидетельствуют о непосредственной близости суши. Таким образом, в девоне край континента находился недалеко от современной береговой линии. По мнению ряда авторов, палеозойская геосинклиналь Японии была заложена на докембрийской континентальной коре (Minato, 1968).

По-видимому, миграция тектонических и вулканических процессов к востоку не связана с разрастанием континента и его надвиганием на океаническую плиту, как принято думать. В последнее время Р. Бостром (Bostrom, 1971) и М. Кэйн (Kane, 1972) выдвинули гипотезу западного смещения литосферы под действием инерционных сил. При этом в силу неоднородности литосферы происходит растрескивание и дифференцированное движение плит. По аналогии с миграцией вулканизма на линейно вытянутых островах типа Гавайских, которая объясняется движением литосферной плиты над «горячей точкой», можно предположить, что миграция структурно-фациальных зон на восточной окраине Сибирской плиты отражает западный дрейф этой плиты и ее прохождение над неподвижной «горячей зоной».

- Берг Л. С. Об амфибореальном (прерывистом) распространении морской фауны в северном полушарии. Изв. ВГО, 1934, вып. 1.
- Вальтер Г. Растительность земного шара. М., «Прогресс», 1968.
- Вахрамеев В. А. Дрейф материков в свете палеоботанических данных. В сб.: Пробл. теор. и региональной тектоники. М., «Наука», 1971.
- Вахрамеев В. А. Мезозойские флоры южного полушария и их соотношение с флорами северных континентов.— Палеонтол. ж., 1972, № 3. В ульф Е. В. Историческая география растений. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1944.
- Красилов В. А. Раннемеловая флора Южного Приморья и ее значение для стратиграфии. М., «Наука», 1967.
- Красилов В. А. Первые находки девонской флоры в Приморье. Докл. АН СССР, 1968, т. 183, № 1.
- Красилов В. А. Эволюция и систематика хвойных.— Палеонтол. ж., 1971, № 1. Красилов В. А. Палеоэкология наземных растений. Владивосток, 1972а.
- Красилов В. А. (Krassilov V. A.) Phytogeographical classification of Mesozoic floras and their bearing on continental drift.— Nature, 1972, v. 237, No. 5349.
- Криштофович А. Н. Палеоботаника. Изд. 3, доп., М., Госгеолиздат, 1941.
- Линдберг Г. У. К вопросу о происхождении прерванных ареалов морской фауны. В сб.: Чтения памяти Л. С. Берга, М. Л., Изд-во АН СССР, 1956.
- Линдберг Г. У. Парадоксальные выводы биогеографии в свете новейших данных океанической геологии и геофизики. — Зоол. ж., 1970, т. 48, вып. 11.
- Мейен С. В. О гипотезе перемещения континентов с точки зрения палеофлористики карбона и перми.— Геотектоника, 1969, № 5.
- Сакс В. Н. Некоторые общие выводы палеогеографии и палеобногеографии мезозойской эры. — В сб.: Проблемы палеозоогеогр. мезозоя Сибири. — Тр. Ин-та геол. и геофиз., 1972, вып. 111.
- Синицын В. М. Эволюция природной зональности северного полушария и проблема перемещения континентов.— Вестн. ЛГУ, 1972, № 12.
- Axelrod D. I. The evolution of flowering plants.- In: Evolution after Darwin, v. 1. Univ. Chicago Press, 1960.
- A xelrod D. J. Mesozoic paleogeography and early angiosperm history.— Bot. Rev., 1970, v. 36, No. 3.
- Birkenmajer K. Tertiary history of Spitsbergen and continental drift.— Acta geol. polon., 1972, v. 22, No. 2.
- Boucot A. J. Practical taxonomy, zoogeography, paleoecology, paleogeography and stratigraphy for Silurian and Devonian Brachiopods.— Proc. Nat. Amer. Paleontol. Conv., 1969, Pt. F.
- Bostrom R. C. Westward displacement of the lithosphere.- Nature, 1971, v. 234, No. 5331.
- Brookfield M. E. Eustatic changes of sea-level and orogeny in the Jurassic .- Tectonophysics, 1970, v. 9, No. 4. Brooks C. E. P. Climates through the ages. London, 1949.

- Carlquist S. Island life.— Publ. Amer. Mus. Nat. Hist., 1965. Chaney R. W. Tertiary forests and continental drift.— Bull. Geol. Soc. America, 1940, v. 51, 469.
- Colbert E. H. Evolution of the horned dinosaurs.— Evolution, 1948, v. 2, No. 2. Colbert E. H. Tetrapods and continents.— Quart. Rev. Biol., 1971, v. 46, 250. Dalziel J. W., Elliot D. H. Evolution of the Scotia Arc.— Nature, 1971, v. 233,
- No. 5317.
- Dewey J. F., Horsfield B. Plate tectonics orogeny and continental growth.— Na-ture, 1970, v. 225, No. 5232.
- Dietz K. S., Holden J. C. Reconstruction of Pangea: breakup and dispersion of continents, Permian to present.- J. Geophys. Res., 1970, 75, 4939.
- Dooglas R. G., Moullade M. Age of the basal sediments on the Shatsky Rise, Western North Pacific Ocean .- Bull. Geol. Soc. America, 1972, 83.
- Engler A. Versuch einer Entwicklungsgeschichte der Pflanzenwelt insbesondere der Florengebiete seit der Tertiarperiode. Leipzig, 1879-1882.
- Fleming C. A. Biogeographic change related to mesozoic orogenic history in the south-west Pacific.— Proc. 11-th Pacif. Sci. Congr., v. 4, 7. Florin R. The distribution of conifer and taxad genera in time and space.— Acta Hor-
- ti Berg., 1963, v. 17, No. 10.
- Fooden J. Breakup of Pangea and isolation of relict mammals in Australia, South America, and Madagascar.— Science, 1972, v. 175, No. 4024. Fox P. J., Heezen B. C. Jurassic sandstone from the tropical Atlantic.— Science, 1970,
- v. 170, No. 3965. Grindley G. W. The geology of the Queen Alexandra Range, Beardmore Glacier, Ross Dependency, Antarctica; with notes on the correlation of Gondwana sequences.— New Zealand J. Geol. Geophys., 1963, v. 6, No. 3.
- Habib D. Middle Cretaceous palynomorph assemblages from clays near the horison Beta deep-sea outcrop.- Micropaleontologist, 1970, v. 16, No. 3.
- Hallam A. Mesozoic geology and the opening of the North Atlantic.-J. Geol., 1971, v. 79, No. 2.

Hawkes J. G., Smith P. Continental drift and the age of anglosperm genera.— Na-ture, 1965, v. 207, No. 4992. Illies J. Die Wegenersche Kontinentalverschiebungstheorie im Lichte der modernen

- Biogeographie. Naturwissenschaften, 1965, Bd 52, No. 18.
- Inman D. L., Nordstrom C. E. On the tectonic and morphologic classification of coasts .-- J. Geol., 1971, v. 79, No. 1.
- Jardine N., McKenzie D. Continental drift and evolution of organisms.- Nature, 1972, v. 235, No. 5332.
- Kane M. F. Rotational inertia of continents: a proposed link between polar wandering and plate tectonics.— Science, 1972, v. 175, No. 4028.
 Karig D. E. Origin and development of marginal basins in the Western Pacific.— J.
- Geophys. Res., 1971, v. 76, No. 11.
- Kawai N., Hirooka K., Nakajama T. Palaeomagnetic and potassium-argon age informations supporting Cretaceous-Tertiary hypothetic bend of the main island japan.— Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1969, v. 6, No. 4. Keast A. Continental drift and the evolution of the biota on southern continents.—
- Quart. Rev. Biol., 1971, v. 4, No. 4. Kimura T. On the Tetori flora. Summary notes on the Itoshiro Flora, with special re-
- ference to the Mesozoic floral provincies of the Japanese Islands.- Fossils, 1963, No. 6.
- Kurtén B. Continental drift and the palaeogeography of reptiles and mammals.- Comment. biol. Soc. scient. fennica, 1967, v. 31, No. 1.
- Lamb H. H. Fundamentals of climate.— In: Descriptive Palaeoclimatology, New York London, 1961. Matsuda T., Uyeda S. On the Pacific-type orogeny and its model extension of the
- paired belts concept and possible origin of marginal seas.- Tectonophysics, 1971, v. 11.
- Matthew W. D. Climate and evolution. New York. Acad. Sci. Spec. Publ., 1915 (1 ed.), 1939 (2 ed.).
- Melville R. Leaf venation patterns and the origin of angiosperms. Nature, 1969, v. 224, No. 5215.
- Meyerhoff A. A., Meyerhoff H. A. The new global tectonics: major inconsisten-cies.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1972. v. 56, No. 2.
- Minato M. Basement complex and Paleozoic orogeny in Japan.- Pacif. Geol. 1968, v. 1.
- Mitchell A. H., Reading H. G. Continental margins, geosynclines and ocean floor spreading.— J. Geol., 1969, v. 77, No. 6. Murauchi S., Den U. Origin of the Japan Sea.— Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.,
- Monthly Colloq., 1966. Packham G. H., Falvey D. A. A hypothesis of the formation of margin seas in the
- Western Pacific .- Tectonophysics, 1971, v. 11.
- Reyment R. A. Ammonite biostratigraphy, continental drift and oscillatory transgressions.— Nature, 1969, v. 224, No. 5215.
- Ridley H. N. Dispersal of plants throughout the world. London, 1930.
- Sahni B. Wegener's theory of continental drift in the light of palaeobotanical evidence.— J. Indian Bot. Soc., 1936, v. 15, No. 5. Schopf J. M. Relation of floras of the southern hemisphere to continental drift.— Ta-
- xon, 1970, v. 19, No. 5.
- Simpson G. G. Probabilities of dispersal in geologic time.— Bull. Amer. Museum. Natur. History, 1952, v. 99.
- Sylvester-Bradley P. C. Geobiology and the future of palaeontology.— J. Geol. Soc., 1972, v. 128, pt. 2.
- Trümp y R. Stratigraphy in mountain belts.— Quart. J. Geol. Soc. London, 1971, vol. 126. Ujiie H. Палеонтология океана. Дрейф континентов с точки зрения палеонтологии.— Кайё кагаку, 1971, т. 3, № 10 (японск). Uyeda S. Possible mechanisms of the development of island arcs and marginal seas.—
- Tectonophysics, 1971, v. 12, 269.
- Van Steenis C. J., Van Balgooy M. Pacific plant areas, vol. 2.— Bloomea Supplm., No. 5.
- Valentine J. W., Moores E. M. Global tectonics and the fossil record. J. Geol., 1972, v. 80, No. 2.
- Wolfson A. Origin of the North American Bird Fauna: critique and reinterpretation from the standpoint of continental drift.— Amer. Midland. Naturalist, 1955, v. 53, No. 2.
- Wood A. E. An Eocene Hystricognathous rodent from Texas: its significance in interpretation of continental drift.— Science, 1972, v. 175, No. 4072.

Биолого-почвенный институт двнц ан ссср Владивосток

Статья поступила 10 ноября 1972 г.

Январь — Февраль

1974 г.

УДК 551.24(729.1)

К. И. ШАПОШНИКОВА

ТЕКТОНИКА ЦЕНТРАЛЬНОЙ КУБЫ

На основании анализа новых геологических и геофизических материалов, изучения физических свойств различных комплексов пород, пересчета гравитационного поля в верхнее и нижнее полупространства делается заключение, что толща эвгеосинклинальных пород, слагающая в основном Центральную Кубу, в настоящее время является крупным тектоническим покровом, надвинутым на южный борт расположенной севернее миогеосинклинали. Чешуйчатые структуры наблюдаются не только в пределах тектонического покрова, но также и в пределах южного борта многеосинклинали. Эти данные следует учитывать при нефтепоисковых работах.

Геологическое строение Кубы очень сложное и остается еще недостаточно расшифрованным. Между тем энание его весьма важно как для углубления представлений о структурном развитии острова и Карибского региона в целом, так и для поисков различных полеэных ископаемых. Особенно актуальной является проблема поисков нефти и газа. Перспективы поисков нефтяных месторождений на Кубе, как правило, связываются с северной прибрежной миогеосинклинальной зоной острова и его шельфом. Тем не менее реальные месторождения нефти известны в более южных районах Кубы, в пределах распространения эвгеосинклинальных пород (месторождения Хатибонико, Каталина, Кристаллес, Гуанабо, Бакуранао, Мотембо и др.). Нефть добывают главным образом из осадочно-вулканогенных и вулканогенных серий. В связи с этим актуальность тектонических исследований острова становится особенно наглядной.

Настоящая работа посвящена анализу строения центральной части острова.

В 1964—1967 гг. автор работала в Кубинском институте минеральных ресурсов и проводила геолого-геофизические исследования в центральных районах Кубы, где было выполнено большое количество геологических маршрутов. Были разносторонне изучены комплексы пород, слагающие как эвгеосинклинальную, так и миогеосинклинальную зоны Кубы, а также зону их сочленения. Для геологической интерпретации гравитационных и магнитных аномалий из различных комплексов пород было отобрано 4420 образцов и определены их плотность и магнитная восприимчивость.

В процессе обработки материалов был сделан пересчет гравитационного поля с помощью ЭВМ в верхнее и нижнее полупространства на несколько уровней. Это дало дополнительный фактический материал для решения поставленной задачи. Пересчет выполнялся в Институте геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР под руководством Г. И. Каратаева.

Представления о геологическом строении, развитии и положении Кубы в Карибском регионе различны.

В настоящее время Карибский регион нередко рассматривают как современную геосинклинальную область. М. С. Марков, И. А. Соловьева, В. Д. Чехович (1967), Т. Доннели (Donnely, 1968), Р. Вейл (Weyl, 1966) предполагают, что эта геосинклиналь возникла в мезозое на коре океанического типа, а о. Куба в ней представляет островную дугу или геоантиклинальное поднятие. Ю. М. Пущаровский (1969) считает, что Куба, пройдя сложную историю геосинклинального развития, завершившуюся в верхнезоценовое — олигоценовое время формированием складчатых структур, сейчас является периферической зоной современной геосинклинали.

Нет единства взглядов и в трактовке геологического строения острова. Многие геологи — Р. Пальмер (Palmer, 1945), А. А. Мейерхоф и Ч. Хаттен (Meyerhoff, Hatten, 1968), Д. Е. Флинт, Х. Ф. Альбеар, П. Гилд (Flint et al., 1948), придерживаются мнения, что в образовании структуры Кубы важная роль принадлежала горизонтальным движениям, в результате которых на острове большое развитие получили покровные структуры и горизонтальные смещения по крупным секущим разломам. В последнее время эти взгляды были поддержаны П. Н. Кропоткиным (1965) и А. Л. Книппер (1967). Иную точку зрения высказали К. М. Худолей, Г. Фуррасола-Бермудес (Furrasola-Bermudes et al., 1964), О. Н. Соловьев, С. А. Скидан (Soloviev et al., 1964), М. С. Марков и др. (1967), Ж. Бютерлин (Butterlin, 1956) и др. Эти исследователи главную роль отводят вертикальным движениям, в частности движениям по глубинным разломам. Многими из них полностью отрицается наличие на территории острова горизонтальных смещений.

Дискуссионным является вопрос о возрасте и тектонической природе основания Кубинской складчатой зоны. Большинство геологов предполагает, что основанием зоны являются метаморфические породы, которые на отдельных участках выходят на поверхность (о. Пинос, горы Тринидад, горы Баракоа).

Разноречивые мнения относительно строения и истории развития Карибского региона объясняются его исключительно сложным тектоническим строением, а также слабой изученностью.

Личные исследования автора и анализ новых геологических и геофизических материалов позволили по-иному решить некоторые вопросы тектонического строения Центральной Кубы. В частности, удалось выявить ряд покровных структур с перемещением крупных масс горных пород на большие расстояния.

ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ

На основе изучения геологических разрезов, магматических проявлений и складчатых структур в пределах Кубы выделяются три главных структурных комплекса: геосинклинальный, охватывающий мезозойские и палеогеновые (доверхнеэоценовые) образования; комплекс миоценовых и частично олигоценовых отложений и комплекс новейших плиоценчетвертичных образований (Пущаровский и др., 1967). Все эти комплексы отделены друг от друга несогласиями.

Помимо этих комплексов на Кубе отмечаются выходы метаморфических пород, развитых на о. Пинос, в горах Тринидад и в провинции Ориенте.

В поле развития геосинклинального комплекса выделяются три тектонические зоны: миогеосинклинальная, эвгеосинклинальная и зона их сочленения.

Миогеосинклинальная зона занимает северное побережье и прилегающий к нему шельф. Она сложена в основном карбонатными и в меньшей степени терригенными и галогенными породами юры, мела, палеогена. Основание миогеосинклинали не обнажается на поверхности и скважинами не вскрыто. Самыми древними отложениями в пределах этой зоны являются верхнеюрские.

Нижней частью разреза верхнеюрских отложений считаются соленосные образования, которые выходят на поверхность в ряде мест в виде диапировых куполов и вскрыты скважинами. Верхи разреза верхнеюрской толщи встречены в скважине Кайо-Коко-2 (на глубине 3078 м) и Кайо-Романо-1 (на глубине 2413 м). Породы представлены доломитами, ангидритами и известняками. Отложения того же возраста можно видеть на поверхности в районе поселков Эсмеральда, Маяхигуа, Минас, Санта-Люсия. Здесь в основном наблюдаются известняки с аммонитами титонского яруса. Эти породы слагают тектонические «окна» среди пород эвгеосинклинального типа. Видимая мощность отложений более 500 м. Средняя плотность верхнеюрских известняков равна 2,65 г/см³, доломитов и ангидритов — 2,80 г/см³, а плотность соленосных отложений

Полный разрез нижнемеловых отложений вскрыт скважинами Кайо-Коко-2 и Кайо-Романо-1. Мощность их равна 2000 м. Разрез нижнего мела сложен монотонной толщей пород: чередование мергелей и известняков, доломитизированных известняков, доломитов и ангидритов; преобладают последние два типа пород. Характерной особенностью этой ангидрито-доломитовой толщи являются ее высокая плотность (2,8 г/см³) и высокая скорость прохождения сейсмических волн (6500 м/сек).

Подошва и кровля нижнемеловых отложений литологически и фаунистически выражены нечетко. С севера на юг мощность плотной ангидрито-доломитовой толщи резко сокращается, и она замещается толщей известняков (Левченко, Рябухин, 1971).

Выше согласно залегают отложения верхнего мела (от сеномана до. маастрихта). В нижней части верхнемеловой толщи наблюдается чередование доломитов и известняков, в более высоких частях разреза преобладают известняки серого и темно-серого цвета, часто с включениями окремнелых известняков. Плотность пород и скорость прохождения сейсмических волн в нижней части разреза такие же, как и у пород нижнего мела, а в верхней части — они значительно уменьшаются (σ = =2,50 *г/см*³ и $V_{\rm n}$ = 4200—4800 *м/сек*). Мощность верхнемеловых отложений достигает 2500 *м*. Кроме разрезов, вскрытых рядом скважин, нижнемеловые и верхнемеловые отложения обнажены на северном побережье острова. Ими сложены значительные площади в горах Сьерраде-Кубитас и в горах Сьерра-де-Хатибонико. Небольшие выходы этих пород известны и в других местах Центральной Кубы.

Палеоценовые отложения залегают на верхнемеловых без видимого несогласия и мало отличаются от них по литологическому составу (известняки, глинистые известняки и мергели). Мощность их достигает 1000 *м*, плотность равна 2,50 *г/см*³.

Нижнеэоценовые и нижняя часть среднеэоценовых отложений завершают разрез геосинклинального комплекса и представлены главным образом известняками с прослоями глинистых пород и песчаников. Средняя мощность этих отложений около 1000 *м*. Плотность их уменьшается до 2,30 *г/см*³.

В конце среднего эоцена и в верхнем эоцене образовалась складчатость. Осадки этого времени в северной части острова часто отсутствуют, либо представлены грубообломочными брекчиями, конгломератами, известковистыми песчаниками, мергелями. Мощность их — до 400 м, плотность равна 2,25 г/см³. На нижележащих породах они залегают несогласно. Севернее, на шельфе породы этого возраста представлены известняками с прослоями доломитов, аргиллитов, песчанистой глины. Мощность их достигает 300 м.

Выше с угловым и стратиграфическим несогласием залегают олигоценовые и миоценовые осадки. Олигоценовые отложения состоят из переслаивающихся мергелей, известняков, писчего мела, песчаников. Миоценовые представлены в основном кавернозными известняками, реже мертелями. Мощность всех этих образований равна 1000 *м*. Плотность пород равна 2,25 *г/см*³.

Четвертичные и современные образования на островах северного шельфа представлены рифовыми известняками, а в Центральной Кубе аллювиальными, делювиальными, элювиальными и эстуариевыми отложениями. Мощность их по скважинам достигает 200—400 м. Плотность пород колеблется от 1,7 до 2,5 г/см³.

Магматические породы в пределах миогеосинклинальной зоны отсутствуют. Породы, слагающие миогеосинклинальную зону, практически немагнитны. Значения магнитной восприимчивости колеблются от 0 до 350 · 10⁻⁶ CGSM.

По физическим свойствам отмечается опорный горизонт с избыточной плотностью по отношению к вышележащей верхнемеловой — палеоценовой толще в 0,3 г/см³, соответствующий ангидрито-доломитовой толще раннемелового — позднеюрского возраста. Вторая граница раздела проходит в эоцене. Избыточная плотность нижележащей толщи по отношению к вышележащей составляет 0,2 г/см³ (Shaposhnikova, 1969).

Эвгеосинклинальные образования Центральной Кубы занимают среднюю и южную части острова. На отдельных участках этой зоны имеются выходы метаморфических пород (массив Тринидад, о. Пинос и другие выходы), которые многими исследователями относятся к складчатому основанию. Породы представлены главным образом мраморами, кварцитами и различными сланцами. Возраст их определяется поразному: от протерозоя до нижнего мезозоя (Сомин, Мильян, 1969). Мощность метаморфических пород, по-видимому, значительная. Средняя плотность пород равна 2,66 г/см³. Магнитная восприимчивость колеблется от 0 до 330 · 10⁻⁶ CGSM.

Разрез эвгеосинклинальной зоны в основном представлен морскими вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами, а также осадочными и интрузивными образованиями. Вулканогенная толща относится к меловой системе (апт — сантон). Состав вулканогенной толщи в пределах Центральной Кубы не одинаков.

Вулканогенная толща сложена диабазами, базальтовыми порфиритами, андезитами, риолитами, дацитами, а также туфами, спилитами и маломощными слоями туфогенных песчаников и известняков. В северной части видимая мощность толщи равна 140—636 *м* (скважины Рекрео-1 и Тина-1), в центральной части — 4200 *м* (скважина Хатибонико-78), а в южной части острова она увеличивается до 6000 *м*. Породы основного состава, преобладающие в разрезе, имеют среднюю плотность 2,80 г/см³. Эффузивам среднего и кислого состава соответствует средняя плотность 2,70 г/см³ и туфам — 2,40 г/см³. Магнитная восприимчивость вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород очень неоднородна и находится в пределах 20 — 6000 · 10⁻⁸ CGSM.

В эвгеосинклинальной зоне в конце верхнего мела возникли значительные поднятия, и осадконакопление продолжалось только на отдельных участках. Палеоценовые отложения встречаются лишь в глубоких грабенообразных прогибах. Они представлены туфогенными песчаниками, конглометрами, глинами и известняками. Мощность их всего лишь 100—200 м, плотность известняков равна 2,55 г/см³, а песчаников — 2,30 г/см³. Магнитная восприимчивость отложений от 0 до 2000 · 10⁻⁶ CGSM.

Образования эоцена по составу очень разнородны и не выдержаны по мощности. Чаще всего это грубообломочные брекчии, состоящие из глыб серпентинитов, известняков, эффузивов, гранитоидов, перидотитов. Плотность нижнеэоценовых пород равна 2,47 г/см³, среднеэоценовых — 2,35 г/см³, верхнеэоценовых — 2,38 г/см³. Магнитная восприимчивость пород эоценового возраста колеблется от 0 до 6000.10⁻⁶ CGSM. Конец эоценовой эпохи характеризуется значительными орогеническими движениями, которые сформировали современные структуры Кубы.

Отложения олигоцена, миоцена и четвертичные относятся к позднеи послегеосинклинальным формациям. Они залегают спокойно или горизонтально на более древних отложениях и сложены терригенными и карбонатными породами. Общая мощность их не превышает первых сотен метров. Средняя плотность составляет 2,30 г/см³, а магнитная восприимчивость находится в пределах 0—350.10⁻⁶ CGSM.

Отложения, характерные для зоны сочленения эв- и миогеосинклинали, наблюдаются только на небольшом участке в горах Сьерра-де-Хатибонико. Они представлены глубоководными кремнистыми породами нижнемелового возраста незначительной мощности.

В центральной части Кубы интрузивные образования распространены только в пределах эвгеосинклинали. Среди них выделяются ультраосновные, основные и кислые породы.

Ультраосновные и основные породы широко распространены вблизи зоны сочленения эв- и миогеосинклинали. Они слагают протяженный так называемый гипербазитовый пояс Кубы. Ультраосновные породы представлены главным образом перидотитами, реже дунитами и пироксенитами. Плотность их составляет 3,05 г см³. Основные — различными габброидными породами. Их плотность равна 2,82 г/см³. Ультрабазиты в различной степени серпентинизированы. Плотность серпентинитов равна 2,43 г/см³. Магнитная восприимчивость пород основного и ультраосновного состава колеблется в пределах 20—5900.10^{-в} CGSM.

Изверженные породы среднего и кислого состава представлены кварцевыми диоритами, плагиогранитами, гранодиоритами и редко гранитами.

Породы гранитоидного состава характеризуются плотностью в 2,65 *г/см*³ и магнитной восприимчивостью от 30 до 5000 *CGSM*.

Весьма существенно, что интрузивные породы Кубы почти не отражаются в геофизических полях.

ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Для острова Куба и его шельфа составлена гравиметрическая карта масштаба 1:1000000 с сечением изолиний через 10 мгл (Soloviev Skidan, 1964). Большая часть острова покрыта съемкой двухмиллигального сечения. На прилегающие акватории имеется гравиметрическая карта масштаба 1:5000000 с сечением изоаномал через 40 мгл (Сажина, 1965). Магнитометрические измерения произведены только в пределах острова и его южного шельфа (Soloviev, Skidan, 1964).

В шельфовой области Мексиканского залива, на территории Флориды и Багамских островов гравитационное поле сравнительно спокойное и по своей интенсивности оно типично для коры континентального типа. Мощность земной коры в этом районе определяется в 30 км (Pakiser, Steinhart, 1964).

Региональное аномальное поле центральной части о. Куба близко к нулю, несколько увеличиваясь в сторону Карибского моря. Мощность земной коры (по гравиметрическим данным) в центральной части острова 32—34 км.

Аномальное гравитационное поле Кубы и окружающего шельфа по своей структуре весьма сложное и дифференцированное. В гравитационном и магнитном полях выделяются три аномальные зоны: южная, северная и разделяющая их средняя (рис. 1).

Южная зона. Характер геофизических полей в южной зоне отличается очень сложной дифференцированной структурой. Предел изменений



Рис. 1. Схема расположения гравитационных зон и основных аномалий Кубы

I — Южная зона; II — Средняя зона; III — Северная зона. I — Гравитационные максимумы: Южная зона (с запада на восток): Гуаналь-Батабано (+106 мгл), Сапата-Болондрон (+90 мгл), Рохос (76 мгл), Фоменто (+86 мгл), Хукаро (+60 мгл), Госпар (+74 мгл), Санта-Крус. (+100 мгл), Хобабо (+71 мгл), Левинстон (+182 мгл), Маяни (+170 мгл). Средняя зона (с запада на восток): Мотембо (+30 мгл), Санто-Доминго (+32 мгл), Эсперанса (+30 мгл). Северная зона (с запада на восток): Эскивель (+42 мгл), Романо (+62 мгл), Санто-Доминго (+32 мгл), Эсперанса (+30 мгл). Северная зона (с запада на восток): Эскивель (+42 мгл), Романо (+62 мгл), Санто-Доминго (+32 мгл), Эсперанса (+30 мгл). Северная зона (с запада на восток): Эскивель (+42 мгл), Корсенсе (-30 мгл), Санта-Клара (-20 мгл), Центральный (-36 мгл), Анна-Мария (+22 мгл), Вертиентес (-8 мгл), Франциско (+9 мгл), Кауто (+11 мгл). Средняя зона (с запада на восток): Паласнас (+6 мгл), Карденас (-30 мгл), Сьерра-Морена (-24 мгл), Камахуани (-38 мгл), Ягуахай (-12 мгл). Чамбас (-18 мгл), (Калифорния (-38 мгл), 3 – Локальные максимумы интенсивностью 8-15 мгл в пределах аномалий Да Северной зоны; 4 – локальные максимумы гравитационных зон

34

силы тяжести от —38 до +182 *мгл.* Здесь преимущественно развиты положительные гравитационные аномалии. Выявлен ряд крупных гравитационных максимумов, значения силы тяжести в которых достигают 70— 182 *мгл* (Гуаналь-Батабано, Сапато-Болондрон, Гаспар, Рохос, Хукаро, Фоменто, Санта-Крус, Хобабо, Левинстон, Майяри). Площади этих аномалий измеряются несколькими сотнями и тысячами квадратных километров. Простирание максимумов близко к северо-восточному. Размеры по длинной оси, как правило, в 2 раза больше, чем по короткой. Хотя размеры и амплитуда многих максимумов весьма значительны, они связаны главным образом с неоднородностью верхней части земной коры, поскольку характеризуются очень большими градиентами. В пределах основной группы максимумов, тяготеющей к южному побережью Кубы, верхняя часть разреза земной коры сложена чаще всего эффузивными породами, имеющими большую мощность и высокую плотность (2,7— 2,9 *г/см³*).

Гравитационные максимумы разделены между собой относительными минимумами и полосами больших градиентов силы тяжести, имеющими также северо-восточное или близкое к нему простирание. Наибольшие отрицательные значения силы тяжести, достигающие 36—38 мгл, наблюдаются в минимумах Центральный и Мерседес. Они объясняются влиянием мощной толщи (более 3 км) низкоплотных третичных отложений, выполняющих впадины.

Полосы градиентов прослеживаются на 100 км и более. Горизонтальные градиенты в среднем равны 3—5 мгл/км, часто они достигают 7— 8 мгл/км. Зоны градиентов, несомненно, соответствуют крупным разломам (Шапошникова, 1970).

Магнитное поле южной зоны также отличается сложностью и сильной изменчивостью. Интенсивность его изменяется от —200 до +1800 гамм. Магнитные аномалии представлены главным образом небольшими по размерам максимумами, которые образуют полосу повышенных значений магнитного поля, вытянутую в северо-западном направлении. На отдельных участках это направление осложняется субширотным (рис. 1).

Северная зона. Для северной зоны характерно положительное гравитационное поле, увеличивающееся в северо-восточном направлении от 0 до $+62 \, \text{мгл.}$

Аномальные значения силы тяжести также изменяются и по простиранию миогеосинклинали, образуя целый ряд относительных минимумов и максимумов. Здесь закартировано два крупных максимума: Эскивель (+40 мгл) и Романо (+62 мгл). Между ними расположен участок пониженных аномальных значений силы тяжести от 0 до +10 мгл. Этот участок охватывает острова Фрагосо и Францес. Такие же участки пониженной интенсивности гравитационного поля отмечаются северо-западнее максимума Эскивель и юго-восточнее максимума Романо (рис. 1).

Региональные максимумы в этой зоне связаны с поднятиями основания миогеосинклинали. Кровля нижнемеловой ангидрито-доломитовой толщи в пределах максимумов находится на глубине 500—1200 м, а в пределах участка пониженных значений — на глубине 2000—2500 м. Но низкий уровень аномалии силы тяжести (0—10 мгл) в пределах опущенного блока нельзя объяснить только более глубоким залеганием ангидрито-доломитовой толщи. Необходимо также предполагать, что под этой толщей развита толща низкоплотных терригенных (соленосных) отложений юрского возраста, выклинивающаяся на поднятых блоках.

Указанные региональные аномалии силы тяжести осложнены множеством локальных аномалий интенсивностью 4—15 *мгл*, которые в основном связаны со структурами меловых отложений.

Магнитное поле здесь простое. Простирание изодинам в основном северо-западное, согласное с простиранием изоаномал, слабоинтенсив-

3*
ные крупные максимумы (200 ү) приурочены к регинальным гравитационным максимумам и, видимо, связаны со структурами фундамента.

Средняя зона. Характерная особенность средней зоны — наличие целого ряда крупных минимумов. Сюда относятся минимумы: Карденас, Марти, Сьерра-Морена, Камахуани, Ягуахай, Паласиас, Чамбас, Калифорния и др. Эти минимумы в большинстве своем вытянуты в северозападном направлении.

На площади одних минимумов (Паласиас, Карденас, Чамбас, Калифорния) развиты третичные отложения; другие минимумы (Марти, Сьерра-Морена, Камахуани и Ягуахай) расположены непосредственно



Рис. 2. Карта гравитационных аномалий на высоте z=12,5 км центральной части о. Куба

на участках выходов на поверхность юрских, меловых (осадочных и вулканогенных фаций) и пород ультраосновного состава. Наиболее четко это видно в минимумах Камахуани и Калифорния, которые по своим размерам, форме и интенсивности гравитационного поля примерно одинаковы.

Средняя зона с юга ограничена градиентом силы тяжести, величина которого достигает 3—5 *мгл/км*. Северная граница выражена менее четко.

Структура магнитного поля также имеет свои, присущие только этой зоне специфические черты. Главная из них — минимальная интенсивность магнитного поля для всей Кубы. На некоторых участках она понижается до —300, —400 гамм. Большинство магнитных аномалий — отрицательные, но их размеры несколько меньше, чем размеры гравитационных аномалий. Простирание изодинам в основном тоже соответствует простиранию структур северной зоны, не менее четкое, чем простирание изоаномал. Наличие гравитационных минимумов и общее уменьшение интенсивности магнитного поля свидетельствуют о присутствии в этой зоне слабоматнитных и низкоплотных пород.

Трансформирование гравитационного поля в верхнее полупространство на уровни $z=2,5 \ \kappa m$, $z=7,5 \ \kappa m$, $z=12,5 \ \kappa m$, в нижнее полупространство до глубины 6,25 κm и вычисление вторых производных гравитационного потенциала дало возможность получить дополнительную информацию об особенностях геологического строения Центральной Кубы.

Резкое убывание интенсивности экстремумов (рис. 2), расположенных в пределах южной зоны пород, также говорит о том, что эти максимумы и минимумы не связаны с глубокими аномалиеобразующими объектами (в противоположность аномалиям северной и средней зоны).

После снятия влияния приповерхностной толщи в результате пересчета гравитационного поля вверх на 12,5 км (рис. 2) экстремумы южной зоны приобретают однотипное строение и одинаковую интенсивность с экстремумами северной зоны. Это позволяет говорить, что специфический рисунок в пределах распространения эвгеосинклинальных пород создан влиянием приповерхностной толщи, а после снятия ее влияния природа экстремумов южной, средней и северной зон одинакова.

Приведенные геофизические данные позволяют утверждать, что основное влияние на гравитационное и магнитное поля в пределах распространения разрезов эвгеосинклинального типа оказывают мощность и состав вулканогенной серии, включающей интрузивные тела различного состава, а не глубинные факторы. Последние проявляются в поле Δg лишь после снятия влияния этой толщи. Тем самым геофизические данные позволяют предполагать аллохтонное залегание эвгеосинклинального комплекса пород на миогеосинклинальном.

СТРУКТУРНЫЕ ФОРМЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КУБЫ

Структуры Центральной Кубы, очень сложные и разнообразные.

Центральная часть миогеосинклинали, ее северный борт и часть южного борта, прилегающая к осевой зоне, обладают пологими структурами, часто имеющими северо-западное простирание. Самыми крупными из антиклиналей являются Кайо-Коко, Кайо-Романо, Кайо-Фрагосо, Кайо-Францес, Буэна-Виета, расположенные на одноименных островах.

По мере приближения к эвгеосинклинали южный борт миогеосинклинали приобретает более сложное строение. Здесь развиты складчаточешуйчатые структуры, образованные линейными сильно сжатыми изоклинальными складками, которые разорваны продольными сбросами и надвинуты друг на друга в северо-восточном направлении. Общее падение пород юго-западное под углами 35-70°. В некоторых районах бурение отмечает двойное, а иногда тройное повторение одних и тех же толщ. Например, скважина Мануй (рис. 3) после трехкратного повторения разреза нижнемеловых и эоценовых отложений, которые падают под углом 30-60° на юго-запад, на глубине 1600 м вошла в отложения нижнего эоцена, затем в толщу верхнего и нижнего мела, падающие на север под углом 55°. Эти отложения, по-видимому, являются автохтонными. Кроме надвигов в этой части южного борта миогеосинклинали отмечается большое количество нарушений взбросового типа и диапировые структуры. Взбросы, как правило, имеют простирание, соответствующее простиранию складчатых структур и юго-западное падение. В пределах Центральной Кубы известны четыре диапира: Пунта-Алегре, Туригуано, Кунагуа и Сан-Адриан (рис. 4, 5).

Вся толща эвгеосинклинальных пород, занимающая значительную часть острова, в настоящее время является крупным тектоническим покровом. Покров шарьирован от внутренней зоны геосинклинали (эвгеосинклинали), располагающейся, по-видимому, южнее современного о. Кубы, в направлении к ее внешней зоне. Внешний край покрова прослеживается главным образом по границе распространения вулканогенных образований эвгеосинклинали. Эта граница на отдельных участках сильно изрезана, но на большей части прямолинейна, так как совпадает с крутопадающими разломами. Вдоль разломов наблюдаются зоны ми-



Рис. 3. Разрезры скважин, указывающих на чешуйчатое строение Центральной Кубы (Местоположение скважин показано на рис. 4)

1 — мергели; 2 — глинистые сланцы; 3 — глины; 4 — песчаники; 5 — брекчия; 6 — ангидриты; 7 — соль; 8 — метаморфические сланцы; 9 — известняки; 10 доломиты; 11 — вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы

лонитов шириною 10—20 м. В других случаях вдоль внешнего края покрова отмечается зона дробления и рассланцованности до 1—2 км. Большей частью простирание лобовой части надвига совпадает с общим простиранием структур, реже сечет их.

Плоскость надвига падает к югу, юго-востоку и юго-западу. На одних участках передового края покрова углы падения крутые и равны 50° (скважина Тина-1), 60—70° (на контакте с известняками гор Сьерра-де-Кубитас), а на других участках — 20—30° (скважина Рекрео-1).

Нижняя поверхность покрова, по-видимому, пологоволнистая. На участках повышения этой поверхности наблюдаются эрозионные окна (Харауэка, Камахан, Думаньюэкос, Каизиму, Санта-Люсия), в которых обнажены породы автохтона, представленные доломитами и известняками миогеосинклинали (рис. 4). В других случаях миогеосинклинальные

Рис. 4. Схема тектонического строения Центральной Кубы

1 — вулканогенный и вулканогенно-осадочный комплекс пород эвгеосинклинали; 2 — метаморфические породы массива Тринидад; 3 — преимущественно карбонатный комплекс пород миогеосинклинали; 4 — соляные диапиры; 5 — тектонические окна; 6 — а) крупные покровы, надвиги; б) то же, под рыхлым чехлом; 7 — сбросо-сдвиги; 8 — впадины в пределах распространения эвгеосинклинального комплекса; 9 — антиклинальные структуры по кровле меловых отложений миогеосинклинали; 10 — область приподнятого фундамента южного борта миогеосинклинали; 11 — взбросы, крутые надвиги; 12 — разломы, установленные по зонам высоких градиентов гравитационных аномалий; 13 — скважины; 14 — линия разреза



بياهم فالمريان

породы на небольшой глубине под породами эвгеосинклинали вскрыты скважинами (Рекрео-1, Тина-1) (рис. 3).

Разрыв, или по крайней мере резкое уменьшение мощности пластины покрова, предполагается на участках гравитационных минимумов Калифорния, Камахуани и др.

По своим размерам и значениям силы тяжести минимумы одинаковы. В пределах минимума Камахуани наравне с выходами эвгеосинклинальных пород наблюдаются обнажения пород миогеосинклинали нижнемелового и юрского возраста. По геофизическим и геологическим данным в пределах указанных минимумов предполагается развитие низкоплотных, скорее всего соленосных, отложений юры. О наличии и распространении таких отложений под породами покрова говорят сейсмические исследования, проведенные на отдельных небольших участках, а также диапиры гипса и соли, расположенные среди вулканогенных пород (диапир Сан-Адриан, Кунагуа).

Структуры пород, слагающих тектонический покров, по-видимому, очень сложные. В пределах покрова можно наблюдать опрокинутые



Рис. 5. Схематический геологический разрез через Центральную часть Кубы 1 -известняки, мергели, мел; 2 -мергели, песчаники, известняки, обломочные породы; 3 -известняки, доломиты, ангидриты; 4 -сланцы, песчаники, гипс, соль; 5 -гранитоиды; 6 -базальты, диабазы, базальтовые порфириты, андезиты, дациты, риолиты, различные туфы, габбро, дуниты, пироксениты; 7 - серпентиниты; 8 брекчия; 9 - надвиги; 10 -график силы тяжести

складки, сдваивание мощностей надвинутых пород и много различных по размеру и строению чешуй. Наиболее крупные чешуи отмечаются вдоль южного побережья. Здесь мощность пород эвгеосинклинали значительно увеличена, что подтверждается увеличением значений силы тяжести.

Линия фронта этих чешуй, как правило, выгнута к северу и фиксируется на поверхности развитием брекчированных пород, разломами. Тектоническая брекчия состоит из различных по составу, размеру и возрасту (от юры до среднего эоцена) пород. В гравитационном поле они отмечаются зонами градиентов (рис. 5).

Развитие чешуй отмечается не только в надвинутых породах эвгеосинклинали, но также и в породах миогеосинклинали. Скважины Мануй-1, Гуаябо-1 и другие пересекают по три чешуи, сложенные одними и теми же породами, а в скважинах Романо-1, Бланкисаль-1 разрез одних и тех же пород повторяется дважды (рис. 3).

Породами, способствующими передвижению покрова, являлись, с одной стороны, серпентиниты, а с другой — соленосные толщи верхней юры.

Поверх вулканогенных пород отмечается множество разрозненных мелких обнажений известняков и доломитов с фауной верхнего мела. Эти породы, принадлежащие миогеосинклинали, очевидно, являются небольшими фрагментами размытых чешуй тектонического покрова.

На Кубе развиты в основном две системы разломов. Одна из них представлена нарушениями типа сбросов, взбросов, надвигов, которые имеют северо-западное простирание, согласное с простиранием острова (разломы: Сьерра-де-Хатибонико, Лас-Вильяс, Кубитас, Эсмеральда, Санта-Мария, Эсперанса и др.).

Вторая — представляет собой крупные сбросо-сдвиги северо-восточного направления, секущего структуры и остров под острым углом (разломы: Пинар-дель-Рио, Заза, Ля-Троча, Кауто). Время заложения последних неизвестно, но, по-видимому, они существовали до образования надвиговой структуры, и наличие их способствовало горизонтальному смещению блоков относительного друг друга.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Гравитационное поле Кубы в пределах распространения эвгеосинклинального типа пород (южная и средняя зоны) нехарактерно для складчатых областей. Здесь отсутствует характерная для складчатых зон линейность. Однако в некоторых случаях простирание гравитационных аномалий средней зоны совпадает с простиранием структур миогеосинклинали.

2. Значения горизонтальных градиентов гравитационных ступеней южной зоны, достигающие 7—8 *мгл/км*, говорят о том, что основное влияние в создании высокого градиента оказывают неоднородности в приповерхностной толще.

3. Интрузивные тела различного состава и значительных размеров не имеют четкого отражения в гравитационном и магнитном аномальных полях. Они, по-видимому, оторваны от корней.

4. Резкое убывание интенсивности экстремумов аномалий эвгеосинклинали при пересчете гравитационного поля в верхнее полупространство указывает на то, что эти аномалии не связаны с глубокими аномалиеобразующими объектами в противоположность аномалиям миогеосинклинали.

5. Одинаковые структура и интенсивность экстремумов после пересчета гравитационного поля вверх на 12,5 км указывают на их единуюприроду.

Приведенные геофизические данные позволяют утверждать, что основное влияние на гравитационное и магнитное поля в пределах распространения эвгеосинклинального типа пород оказывают мощность и состав вулканогенной серии, включающей интрузивные тела различного состава, а не глубинные факторы. Тем самым геофизические данные позволяют предполагать аллохтонное залегание эвгеосинклинального комплекса на миогеосинклинальном.

Такое предположение подтверждается и геологическими данными.

6. Наличие в пределах распространения эвгеосинклинального типа пород тектонических окон (Камахан, Думаньюэкос, Харауэка и др.), а также соляных куполов (диапиры Сан-Андриан, Кунагуа).

7. Распространение под вулканогенными образованиями карбонатных и соленосных отложений, которые вскрыты скважинами Тина-1, Рекрео-1, Габриэльс, Харуко.

8. Развитие надвиговых структур по разломам в горах Сьерра-де-Хатибонико, Сьерра-де-Кубитас и в других местах.

9. Неоднократное повторение разрезов одной и той же толщи в скважинах (Мануй-1, Гуаябо-1, Романо-1, Бланкисаль). 10. Наличие вдоль линий разломов зон меланжа с обломками различных пород от верхней юры до среднего эоцена.

11. Наличие протрузий серпентинитов, что связывается с горизонтальными движениями крупных блоков.

12. Наличие «клиппов» различных размеров среди вулканогенных пород эвгеосинклинали, сложенных известняками и доломитами миогеосинклинали, с фауной верхнего мела.

13. Существенно также сходство гравитационного минимума, соответствующего впадине «Калифорния» и расположенного в пределах распространения эвгеосинклинальных пород, с минимумом Камахуани, в пределах которого развиты верхнеюрские и нижнемеловые отложения миогеосинклинали.

Таким образом, вся толща пород, которая характерна для эвгеосинклинальной зоны и широко распространена в пределах рассматриваемой части острова, в настоящее время является аллохтоном. Эвгеосинклинальная область, где накапливались эти породы, располагалась, видимо, южнее современных очертаний о. Куба. Образовавшийся тектонический покров, двигаясь с юга на север, перекрыл полностью зону сочленения эв- и миогеосинклинали и значительную часть южного борта миогеосинклинали. Причину образования такого крупного шарьяжа нужно связывать с развитием современной Карибской геосинклинали. Можно заключить, что основанием Центральной Кубы является продолжение фундамента Багамской эпипалеозойской плиты, подстилающее южный борт миогеосинклинали и занимающее значительную часть острова.

Приведенные данные о тектоническом строении Центральной Кубы следует учитывать при нефтепоисковых работах. Считается, что наиболее перспективным в отношении поисков нефти является южный борт миогеосинклинали, и все работы с этой целью проводятся на северном шельфе Кубы. В настоящее время месторождения нефти (Хатибонико, Кристаллес, Каталина, Мотембо, Бакуранао и др). известны лишь в пределах распространения вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород эвгеосинклинали.

В свете новых представлений об аллохтонном залегании эвгеосинклинальной толщи на южном борту миогеосинклинали целесообразно провести поисково-разведочные работы на нефть в первую очередь во впадине «Калифорния», а также в пределах всех гравитационных минимумов, даже в том случае, если они не соответствуют впадинам на поверхности (Шапошников, Шапошникова, 1970).

Гравитационные минимумы вызваны уменьшением мощности или разрывом тектонического покрова и приближением миогеосинклинальных пород к поверхности. В пределах южного борта миогеосинклинали развиты терригенно-соленосные отложения верхнеюрского возраста, которые создают благоприятные условия для накопления нефти.

Литература

- Книппер А. Л., Пуиг-Рифа М. Тектоническое положение протрузий ультрабазитов в северо-западной части провинции Ориенте. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Кубы. «Наука», 1967.
- ископаемые Кубы. «Наука», 1967. Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. «Наука», 1965.
- го подвижного пояса. «Наука», 1965. Левченко В. А., Рябухин А. Г. О блоковом строении северного шельфа Кубы.— Геотектоника, 1971, № 5.
- Марков М. С., Соловьева И. А., Чехович В. Д. Островные дуги и становление «гранитного» слоя земной коры. — Геотектоника, 1967, № 1. Пущаровский Ю. М., Книппер А. Л., Пуиг-Рифа М. Тектоническая карта
- Пущаровский Ю. М., Книппер А. Л., Пуиг-Рифа М. Тектоническая карта Кубы м-ба 1:1250000. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Кубы. «Наука», 1967.

Пущаровский Ю. М. Геологическое строение Кубы. Атлас Кубы. 1969.

Сажина Н. Б. (редактор). Гравиметрическая карта Карибского региона м-ба 1:5000000, 1965.

- Сомин М. Л., Мильян Г. Основные вопросы геологии метаморфических комплек-сов Кубы.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1969, № 4. Шапошников К. К., Шапошникова К. И. Новый район о. Куба, перспектив-ный на нефть.— Докл. АН СССР, 1970, т. 190, № 1.
- Шапошникова К. И. Геологическая природа гравитационных аномалий о. Куба.-Бюл. МОИП, Отд. геол., 1970, № 3.
- Butterlin J. La constitution geologique et la structure des Antilles. Centre Nacional de la Recherche scientifique. 1956.
- Flint D. E., Albear J. P., Guild P. W. Geology and chlogmite deposits of the Ca-maguey district, Cuba.— Amer. Geol. Surv. Bull., 1948, No. 954-B.
- Donnely T. W. Caribean island-arcs in light of the sea.— Trans. Acad. Sci., 1968, v. 30, No. 6.
- Furrasola-Bermudes G., Judoley C. M., Mijailovskaya M. S., Miro-lubov J. S., Novojatsky J. P., Nunez-Jimenes A., Solsona J. Geologia de Cuba. Habana, 1964.
- Meyerhoff A. A. and Hatten C. W. Diapiric structures in Central Cuba.— Amer. Assoc. Petroleum geologists, 1968, Mem. No. 8. Pakiser L. S., Steinhart Y. C. Exposion seismology in the Western Hemisphere.—
- Res. geoph., 1964, v. 2.
- Palmer R. H. Outline of geology of Cuba.— J. Geol., 1945, v. 53, No. 1. Shaposhnikova C. Propiedades fisicas de las rocas de Cuba.— Publicacion espe-
- cial Havana, Cuba, 1969, No. 7. Soloviev O. N., Skidan S. A., Skidan J. K., Pankratov A. P., Judo-ley C. M. Comentarios sobre el mapa gravimetrico de la Isla de Cuba. Tecnolo-gica, Habana, Cuba, 1964, p. 2, No. 2.
- Weyl R. Ozeanische Kruste im südlichen Mittelamerica.- Neues Jahrb., Geol. und Paläontol. Monatsch., 1966, No. 5.

НИЛЗарубежгеология

Статья поступила 14 августа 1972 г.

Январь — Февраль

УДК 551.242.5:552.3(571.62)

М. З. ГЛУХОВСКИЙ, Е. А. СИНЦЕРОВА

ТЕКТОНИКА И МАГМАТИЗМ РАЙОНА СОЧЛЕНЕНИЯ СТАНОВОГО И ТЫРКАНДИНСКОГО ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ

В районе сочленения Станового и Тыркандинского глубинных разломов сконцентрированы присущие подобным структурам многообразные тектонические формы (раннепротерозойский трог и мезозойский «грабен», зоны рассланцевания и т. д.) и процессы полиметаморфизма и магматизма, охватывающие интервал времени от архея до кайнозоя. Устанавливается большая роль горизонтальных перемещений блоков земной коры. Анализ особенностей тектоники и магматизма приводит к выводу о наличии замкнутой системы глубинных разломов, в которой Становой и Тыркандинский разломы являются радиальными составляющими. Предполагается существование в докембрии и мезозое на глубине 20—25 км тангенциальной тектонически активной зоны, которая со временем могла мигрировать в более глубокие горизонты тектоносферы. Существование зоны проявляется в настоящее время в виде землетрясений, эпицентры которых располагаются на уровне современной границы «базальтового» слоя (25—20 км).

В основу статьи положен фактический материал, собранный в процессе геологической съемки района сочленения Станового и Тыркандинского разломов — крупнейших линеаментов Восточной Сибири.

Становой глубинный разлом, впервые выделенный Ю. К. Дзевановским (1958) и описанный Ю. Б. Казминым (1962), протягивается в субширотном направлении от р. Витим на восток до верховьев р. Учур. Его протяженность на этом отрезке более 1300 км. На западе он сливается с системой северо-западных разломов, контролирующих многочисленные тектонические впадины байкальского типа (Флоренсов, 1964), а на востоке переходит в тектоническую зону, ограничивающую с запада Джугджурский прогиб (рис. 1).

Становой разлом разделяет две крупнейшие структуры Восточной Сибири — Алданский щит и расположенную южнее Джугджуро-Становую орогенно-магматическую систему (Глуховский, Ставцев, Коген 1972). Он выражен широкой (до 80 км) зоной кулисообразно расположенных разрывных нарушений, сопровождающихся милонитами и диафторитами. К Становому разлому приурочены архейские габбро-анортозиты (Каларский и Джугджурский массивы), раннепротерозойские шовные прогибы (Каларский и Верхнеалданский троги), мезозойские наложенные впадины и центры излияния кайнозойских базальтов (верховья р. Зеи, междуречье Калара и Чары). Становой разлом выражен на региональной аэромагнитной карте линейными аномальными полями. Анализ геологических и гравиметрических материалов, данных по плотностям лород, и результатов ВЭЗ позволил И. В. Данкевичу, Ю. А. Павлову и Л. М. Парфенову (1969,) установить вдоль одной из северных ветвей разлома, в районе Чульманской впадины, существование зоны с дефицитом плотности не менее чем в 0,1 г/см³. Эта зона распространяется на глубину до 10 км при ширине от 25 до 80 км. Подобное разуплотнение связано скорее всего с интенсивной гранитизацией и диафторезом, развитыми южнее северного краевого шва Станового разлома, ограничивающего с юга Чульманскую впадину. Эти же исследователи (Данкевич и др., 1969₂) установили, что краевой разлом является надвигом с вертикальной амплитудой до 5 км и горизонтальным смещением с юга на север до 15 км. Плоскость надвига наклонена на юг (65—80°), с глубиной выполаживаясь до 40—30°. По нему архейские образования надвинуты на мезозойские отложения впадины.

Являясь границей сводового поднятия Станового хребта, зона Станового разлома разделяет области различных глубин поверхности Конрада и Мохоровичича: соответственно 25—32 и 43—47 км для Алданского



Рис. 1. Схема разрывной тектоники части Алданского щита и Джугджуро-Становой орогенно-магматической системы.

1 — зоны глубинных разломов, 2 — тектонически ослабленные зоны, контролирующие размещение гигантотрещинных интрузивов верхнеюрского — нижнемелового возраста, 3 — зоны растяжения и глубоких расколов, контролирующих размещение нижне-верхнемеловых дайковых поясов, 4 — прочие крупные разломы.

верхнемеловых дайковых поясов, 4 — прочие крупные разломы. А — Алданский щит, Б — Джугджуро-Становая система, В — Монголо-Охотская складчатая область. Зоны глубинных разломов: І — Станового, ІІ — Тыркандинского, ІІІ — Тукурингрского (Монголо-Охотского). Заштрихован контур рассматриваемой площади

щита, 25—20 и 37—43 км для Станового хребта (Беляевский и др., 1970). По данным маршрутных гравиметрических исследований, на глубине зоне Станового разлома соответствуют резкие погружения поверхности Мохоровичича и кровли «базальтового» слоя (Лишневский и др., 1968). Наконец, к зоне Станового разлома (особенно в западной его части) приурочены эпицентры современных землетрясений (Солоненко и др., 1966).

Тыркандинский разлом прослежен более чем на 600 км. Он рассекает Алданский щит с северо-запада на юго-восток от устья р. Тимптон до верховьев р. Алгомы, где сочленяется с субширотной зоной Станового разлома. Геологически зона Тыркандинского разлома выражена широкой (5—25 км) системой сближенных и кулисообразно расположенных дизъюнктивов, контролирующих размещение нижнепротерозойских трогов и мезозойских «грабенов», гранитоидов и основных интрузий архейского, протерозойского, палеозойского (?) и мезозойского возрастов. В центральной части Алданского щита по зоне Тыркандинского разлома проводится граница между архейскими Алдано-Тимптонской и Алдано-Учурской структурно-формационными системами (Максимов, Угрюмов, 1966; Фрумкин, 1967).

Зона Тыркандинского разлома выражена на аэромагнитных картах линейными аномальными полями (Краснов, 1964; Савицкий, Штеллер, 1966). Анализ «Карты аномального магнитного поля территории СССР масштаба 1:10 000 000» (1968) свидетельствует о том, что Тыркандинский разлом прослеживается еще дальше к северо-западу от устья р. Тим-



Рис. 2. Геолого-тектоническая схема района сочленения Станового и Тыркандинскогоглубинных разломов.

1 — кристаллический комплекс пород архея, метаморфизованный в условиях грану-литовой фации метаморфизма, 2 — кристаллический комплекс пород архея, регрессивно метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации (диафториты с ненарушенной структурой), 3 — метаморфические сланцы, кварциты, мраморы нижнего протерозоя (троговый комплекс), 4 — раннепротерозойские габбро, габбро-амфиболиты, 5 — зоны бластомилионитов амфиболитовой фации, 6 — раннепротерозойские плагиогранитогнейсы (древнестановой комплекс), 7 — раннепротерозойские гранодиориты и граниты (токско-алгоминский комплекс), 8 — палеозойские (?) граниты и граносиениты, 9 — юрские терригенные отложения Авгенкурского грабена, 10 — нижнемеловые терригенные отложения грабенообразной депрессии, 11 — штоки нижнемеловых гранит-порфиров и гранитов, 12 — зоны бластомилонитов зеленосланцевой фации метаморфизма, 13 — кайнозойские базальты, 14 — разломы, 15 — элементы залегания кристаллизационной сланцеватости архейского кристаллического комплекса и бластомилонитов, 16 — места замеров ориентировки плоскостей кристаллизационной сланцеватости в бластомилонитах амфиболитовой фации и номера соответствующих диаг-

рамм ориентировки осей главных нормальных напряжений

птон под покровом платформенного чехла на протяжении по крайней мере 500--600 км.

Несомненно, что по сумме всех признаков (Пейве, 1956) Становой и Тыркандинский разломы относятся к классу глубинных тектонических швов. Район сочленения этих двух крупнейших разрывных структур Восточной Сибири расположен на территории, охватывающей бассейны верховьев рек Чакатай и Алгомы (рис. 1, 2). Становой и Тыркандинский разломы сочленяются здесь под углом 45°.

В строении района принимают участие архейские кристаллические образования, нижнепротерозойские метаморфические породы, габброиды и гранитоиды, палеозойские (?) и мезозойские гранитоиды, юрскиеи меловые осадочные породы. Большую площадь занимают поля и зоны бластомилонитов амфиболитовой и в меньшей степени зеленосланцевой фации метаморфизма. Незначительным развитием пользуются кайнозойские базальты.

Среди архейских кристаллических образований выделяются два основных комплекса: породы, претерпевшие метаморфизм и гранитизацию в условиях гранулитовой фации, и диафторированные породы.

Внешняя (восточная) часть района сочленения сложена двупироксенамфиболовыми, биотит-амфиболовыми, биотит-пироксеновыми, двупироксен-амфибол-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами с подчиненными диопсидовыми, пироксен-гранатовыми и гиперстен-кордиеритовыми гнейсами. Предыдущие исследователи (Казмин и др., 1962) породы внешней части района относили к джелтулинской серии (худурканская и альванарская свиты). Анализ элементов залегания кристаллиза. ционной сланцеватости этого комплекса позволяет рассматривать его структуру как систему протяженных (20 км) узких (1-3 км) синклиналей и антиклиналей с северо-западным простиранием осей. Согласно этому простиранию располагаются удлиненные тела белых аляскитовых гранитов, часто содержащих будины биотитизированных двупироксеновых кристаллических сланцев и пироксенитов, ориентированных согласно основному направлению Тыркандинского разлома. Радиологический возраст биотитизированного двупироксенового кристаллического сланца 2911 млн. лет (по биотиту, калий-аргоновый метод, лаборатория ВАГТ) отвечает скорее всего времени гранитизации.

Внутренняя (западная) часть района принадлежит юго-западному окончанию Сутамского блока, сложенного наиболее древним курультино-гонамским комплексом архея. Здесь развиты в различной степени диафторированные породы архея. Образования же гранулитовой фации слагают лишь небольшую часть площади по р. Алгоме. Это интенсивно гранитизированные породы, представленные белыми массивными и полосчатыми гранат-полевошпатовыми, гранат-кварц-полевошпатовыми разностями и чарнокитовыми гнейсами. Среди поля гранитизированных пород в виде реликтов отмечаются биотит-двупироксеновые, гранат-двупироксеновые кристаллические сланцы и кордиерит-силлиманит-гранатовые породы.

Северная часть рассматриваемой площади сложена «диафторированными породами с ненарушенной структурой» (по Г. М. Друговой и А. Н. Неелову, 1960). Изменение минерального состава, перечисленных выше разностей пород, при регрессивном метаморфизме этого типа заключается в смене минеральных ассоциаций гранулитовой фации ассоциациями амфиболитовой фации без нарушения ориентировки первичной кристаллизационной сланцеватости пород. В итоге образуются биотитизированные гранат-полевошпатовые, гранат-кварц-полевошпатовые породы, биотит-амфиболовые, биотит-амфибол-плагиоклазовые кристаллические сланцы, которые слагают моноклиналь с северо-западным направлением кристаллизационной сланцеватости и наклоном ее на югозапад под углами от 20 до 70°. В центральной части намечается некоторое усложнение структуры — здесь вырисовывается небольшая синклиналь с наклоном крыльев 35—45°.

Нижнепротерозойские образования приурочены к зоне Тыркандинского глубинного разлома. Они вскрываются по р. Авгенкур и ее левым притокам в виде узких вытянутых полос среди согласных и секущих тел габбро и ортоамфиболитов. Наблюдаемый контакт нижнепротерозойских метаморфических пород с юрскими отложениями тектонический, а контакт с архейскими образованиями полностью «залечен» габброидами и гранитами. Нижнепротерозойская толща представляет собой чередование слюдистых (биотит-мусковит-плагиоклазовых), кварцево-слюдистых, гранат- и клиноцоизитсодержащих слюдистых и биотит-роговообманковых сланцев с подчиненными прослоями кварцитов и мраморов. Суммарная видимая мощность толщи 700-800 м. Толща насыщена многочисленными телами ортоамфиболитов (около 60—70% объема). Помимо ортоамфиболитов толща инъецирована маломощными (до 0,5 м) послойными жилами плагиогранитов. Слои наклонены на юго-запад под углами 40-60°, простирание северо-западное, согласное генеральному направлению Тыркандинского разлома. Преобладающие полосчатые сланцевые гнейсовидные текстуры пород, плитчатая отдельность, микролепидогранобластовые и нематогранобластовые структуры свидетельствуют об интенсивных дифференциальных тектонических движениях, которые сопровождали прогрессивный метаморфизм толщи в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Близ разлома, отделяющего толщу от юрских отложений, развиты регрессивно метаморфизованные породысерицитовые и хлорит-серицитовые сланцы.

К северо-западу от описываемого участка, в долине р. Алгомы, располагаются тектонические блоки, заключающие в себе крутопадающие пласты тонкочередующихся мраморов, кварцитов и слюдистых сланцев. Радиологический возраст гранат-биотитовых сланцев в бассейне р. Авгенкур 1676 млн. лет (по биотиту, калий-аргоновый метод, лаборатория ВАГТ). По совокупности всех признаков и в первую очередь по особенностям состава и метаморфизма пород, проявлению основного магматизма и гранитизации, приуроченности к линейной тектонической зоне и характеру складчатых дислокаций описанные образования, несомненно, принадлежат троговому комплексу раннепротерозойских шовных прогибов или палеоавлакогенов (Федоровский, Лейтес, 1968; Лейтес, Муратов, Федоровский, 1970).

Среди раннепротерозойских магматических и палингенно-метасоматических образований выделяются (в порядке возрастной последовательности) габбро и ортоамфиболиты, гнейсовидные плагиограниты и гранитогнейсы (древнестановой комплекс), граниты и гранодиориты (токскоалгоминский комплекс).

Габбро и ортоамфиболиты слагают протяженный (более 25 км) массив шириной от 2 до 5 км, который располагается непосредственно в узле сочленения Станового и Тыркандинского разломов. Наиболее узкая часть массива простирается субпараллельно основному направлению Станового разлома от р. Алгомы на восток на протяжении 12 км. На участке, примыкающем к шовному прогибу, массив габброидов доститает максимальной ширины. В толще нижнепротерозойских образований габброиды образуют согласные и секущие тела. Контакты массива с вмещающими бластомилонитами амфиболитовой фации крутые, достаточно отчетливые, несмотря на то, что динамотермальными процессами захвачены как вмещающие породы, так и габброиды. При этом во внутренней части массива фиксируются полосы бластомилонитов, субпараллельные основным направлениям Тыркандинского и Станового разломов.

Гнейсовидные плагиограниты и гранитогнейсы слагают широкое поле в междуречье Чакатая и Алгомы, в зоне Станового разлома. Небольшой массив подобных гранитоидов располагается также и в зоне Тыркандинского разлома, где он в виде инъекции проникает в толщу нижнепротерозойских пород и габброидов. Как правило, гнейсовидные плагиограниты и гранитогнейсы были сформированы после этапа милонитизации и диафтореза, о чем свидетельствуют соотношения, наблюдаемые между плагиогранитами и бластомилонитами амфиболитовой фации. Внутреннее строение рассматриваемых полей характеризуется чрезвычайной сложностью, обусловленной неравномерной степенью гранитизации исходного субстрата. Эти поля окаймлены широкими зонами мигматитов, имеют прихотливые заливообразные очертания (особенно в торцовых частях), изобилуют многочисленными скиалитами вмещающих пород, часто образующих ленточные вытянутые формы. Следует подчеркнуть, что в целом все ориентированные элементы гранитогнейсовых полей (вытянутость полей и скиалитов, гнейсовидные текстуры, обусловленные ориентированным расположением биотита и удлиненных зерен кварца и т. д.) согласны с направлением кристаллизационной сланцеватости бластомилонитов.

Палингенно-метасоматические гранитоиды Токско-Алгоминского комплекса располагаются на юге, занимая значительные пространства к югу за пределами района. Северная граница массива большей частью четко ограничена протяженным тектоническим швом, входящим в систему Станового разлома.

Палеозойские (?) граниты и граносиениты слагают удлиненный в северо-западном направлении массив (длина 10 км, максимальная ширина 3 км). Юго-восточная торцовая часть массива расщеплена на две апофизы. Массив наклонен на юго-запад под углом 45—60°. В висячем боку вмещающие породы прорваны многочисленными мусковитоносными пегматитовыми жилами. В экзоконтактах массива, а также в зоне его юго-восточного продолжения отмечается фельдшпатизация (очковые гнейсы и бластомилониты). Нетрудно заметить, что палеозойские (?) гранитоиды вместе с раннепротерозойскими габброидами трассируют юго-западный краевой шов зоны Тыркандинского разлома. Предполагаемое время внедрения этих гранитоидов определено на основании радиологического возраста (263 млн. лет) мусковита из пегматитов (калийаргоновый метод, лаборатория ВАГТ).

Юрские отложения выполняют узкую грабенообразную структуру (Авгенкурский «грабен»), которая приурочена к северо-восточному краевому шву зоны Тыркандинского разлома. Они представлены песчаниками, аргиллитами и алевролитами, иногда с маломощными прослоями каменных углей. Отложения слабо метаморфизованы и дислоцированы в мелкие складки, а вдоль разлома, отграничивающего их от нижнепротерозойской толщи, слои наклонены на юго-запад (углы 45—50°). Мощность юрских отложений 450—500 м.

Конгломераты и песчаники нижнего мела выполняют небольшую $(8 \times 2 \ \kappa m)$ грабенообразную депрессию в зоне Станового разлома. Они с размывом залегают на древних образованиях. Мощность 180 *м*. Дислоцированность пород незначительная, главным образом вдоль разломов, местами ограничивающих депрессию.

Единичные штоки нижнемеловых гранит-порфиров развиты в бассейне р. Чакатай. Помимо них в районе сравнительно часто отмечаются нижнемеловые дайки диоритовых порфиритов, габбро-диабазов, диабазов, диабазовых порфиритов, дацитовых порфиритов. Часть этих даек пересекает нижнемеловые отложения в зоне Станового разлома, часть сконцентрирована в юго-западном краевом шве Тыркандинского разлома между палеозойскими (?) гранитоидами и раннепротерозойскими габброидами. Дайки габбро-диабазов и диабазов встречаются вблизи Авгенкурского «грабена», где они пересекают зону бластомилонитов зеленосланцевой фации. Неоген-нижнечетвертичные базальты прорывают и на небольшом участке перекрывают юрские отложения. Более широко базальты развиты к юго-востоку от рассматриваемого района, где сохранились конусы вулканических аппаратов центрального типа.

Рассмотрим главные типы разрывных дислокаций района в последовательности их формирования.

Наиболее ранними являются зоны бластомилонитов амфиболитовой фации метаморфизма. Бластомилониты слагают линейные зоны двух направлений, подчиненных Становому и Тыркандинскому разломам. Бластомилониты системы Станового разлома картируются в виде слабо изогнутой к северу субширотной полосы шириной более 15 км. В северной части полоса как бы расщепляется на ряд узких (0,3-0,5 км) субпараллельных зон и постепенно сменяется регрессивно метаморфизованными архейскими комплексами («диафториты с ненарушенной структурой»). Именно здесь отчетливо фиксируется наложенный характер бластомилонитов амфиболитовой фации, полосы которых резко, почти под прямым углом, пересекают северо-западное направление кристаллизационной сланцеватости архейской толщи. Преимущественная ориентировка плоскостей сланцеватости бластомилонитов в зоне Станового разлома субширотная с наклоном на юг под углом от 30 до 70°. Реже наблюдается встречное падение. В узле сочленения с Тыркандинским разломом преобладает северо-западное простирание сланцеватости и ее наклон на юг-юго-запад.

Бластомилониты Тыркандинского разлома развиты в полосе шириной до 10 км. Они картируются в виде отдельных, иногда сложно сплетающихся между собой, часто выклинивающихся зон северо-западного простирания, согласных с простиранием архейской толщи. Общий структурный рисунок в этой полосе, создаваемый зонами бластомилонитов, напоминает собой мегатектонит, когда крупные, вытянутые (до 4×10 км) выклинивающиеся блоки кристаллического комплекса архея и габброиды как бы обтекаются сравнительно узкими (до 0,5—0,8 км) зонами рассланцевания. Преимущественное направление падения плоскостей рассланцевания юго-западное, под углами 30-60°. В главной своей массе бластомилониты сформировались после внедрения раннепротерозойских габброидов и до этапа раннепротерозойской (древнестановой) гранитизации. Описание минеральных ассоциаций и структурных типов диафторитов зоны Станового разлома с достаточной полнотой сделано предыдущими исследователями (Другова, Неелов, 1960; Кориковский, Казмин, 1964). Необходимо лишь отметить, что среди бластомилонитов амфиболитовой фации встречаются два структурных типа: сланцеватые и подчиненные им линзовидные. В первых визуально невозможно установить структуру, текстуру и часто состав исходных пород и только в непрерывных обнажениях можно проследить всю гамму переходов от неизменных пород через зону линзовидных бластомилонитов к сланцеватым. Обычно такой переход осуществляется на протяжении нескольких метров, где отмечается постепенное уплощение первоначально изометричных скоплений темноцветных минералов (в гранат-полевошпатовых, гиперстенгранат-полевошпатовых и других породах) и преобразование их в линейные линзовидные полосы, ориентированные согласно новому направлению тектонических деформаций. Массивные текстуры и гранобластовые структуры гранулитового комплекса постепенно сменяются сланцеватыми и линзовидно-полосчатыми текстурами пород амфиболитовой фации, сочетающимися, как правило, с нематогранобластовыми, лепидогранобластовыми и апогранобластовыми структурами. Линзовидные бластомилониты амфиболитовой фации характеризуются наличием линзовидных реликтов, обычно сложенных материалом аляскитовых гранитов, которые обтекаются скоплениями зерен роговой обманки и биотита. Длинные оси линз совпадают с направлением падения плоскости рассланцевания пород. Согласно с этим направлением развиваются и многочисленные инъекции раннепротерозойских гнейсовидных плагиогранитов. Как видно из схемы (рис. 2), бластомилониты по существу маркируют собой зоны регрессивного метаморфизма, гранитизации и повышенной магматической проницаемости.

Для изучения характера тектонических напряжений в зонах бластомилонитов амфиболитовой фации нами был применен метод М. В. Гзовского (1960). Возможность использования этого метода обусловлена тем, что в направлении тектонического рассланцевания обычно обнаруживаются многочисленные субпараллельные поверхности скольжения, представляющие собой сочетание многочисленных плоскостей сколового типа. При построении диаграмм были использованы заведомо сопряженные системы ориентировки плоскостей кристаллизационной сланцеватости, главным образом близ зоны Тыркандинского разлома (рис. 2). При анализе распределения по площади главных осей напряжения было установлено, что проекции минимального (σ_3) и максимального (σ_1) главных нормальных напряжений пересекают зону Тыркандинского разлома в северо-восточном направлении, а вблизи Станового разлома эти проекции вытянуты субмеридионально. При этом траектория наибольшего сжатия (σ₃) ориентирована перпендикулярно плоскости кристаллизационной сланцеватости, а траектория наименьшего сжатия (σ_1) располагается субпараллельно этой плоскости и совпадает с направлением ее падения. Проекция направления действия алгебраически среднего главного нормального напряжения (о2) обычно совпадает с северо-западным простиранием зоны Тыркандинского разлома.

Были также изучены ориентированные образцы бластомилонитов амфиболитовой фации, отобранные в 0,4—0,5 км к юго-западу от основного шва Тыркандинского разлома (вблизи от пунктов 9 и 12, рис. 2). Исследовались рассланцеванные и биотитизированные габброиды и гранат-биотит-плагиоклазовые сланцы. В плоскости кристаллизационной сланцеватости «ав» (по Зандеру) производились замеры оптической ориентировки чешуй биотита и зерен кварца. На приведенных диаграммах видно, что биотит образует отчетливо выраженный узор S-тектонита почти в самом центре проекции (рис. 3, III-IV). Максимумы не изометричные, а вытянутые в направлении, совпадающем с падением кристаллизационной сланцеватости («а»), и состоят по существу из двух сближенных под острым углом максимумов. Такая ориентировка оптических осей биотита свидетельствует о расположении чешуй в плоскости «ав». При этом выходы оптических осей, перпендикулярных плоскости (010), группируются в направлении проекции действия алгебраически максимального главного нормального напряжения (σ_1), в данном случае совпадающем с направлением падения плоскости кристаллизационной сланцеватости и координатной осью «а». Оптическая ориентировка кварца в тех же и в аналогичных образцах свидетельствует о поясовом характере расположения осей (рис. 3, I и II). На диаграммах вырисовывается узор В-тектонита. Его появление обычно интерпретируется как результат план-параллельных скользящих дифференциальных тектонических движений в направлении нескольких пересекающихся плоскостей сколового типа. Подобная ориентировка может возникнуть также вследствие тектонических деформаций, в результате которых осуществляется поворот зерен кварца вокруг оси «в» (Лукин, Чернышев, Кушнарев, 1965). Ось «в» в данном случае совпадает с линией простирания кристаллизационной сланцеватости бластомилонитов. Пояса оптических осей кварца на обоих диаграммах вытянуты в направлении падения кристаллизационной сланцеватости пород и в общем совпадают с проекцией направления действия алгебраически максимального главного нормального напряжения (σ_1) на этом участке. Рассмотренные диаграммы иллюстрируют характер нормальных тектонических напряжений за-

51

4*



Рис. 3. Диаграммы ориентировки оптических осей.

Бластомилониты амфиболитовой фации: І — рассланцованные и биотитизированные габброиды, нанесено 200 осей кварца, изолинии: 2—4—6—8—10%; *II* — гранатбиотитовые сланцы, нанесено 200 осей кварца, изолинии: 2—4—6—8—10—12%; *III* — рассланцованные и биотитизированные габброиды, нанесено 100 осей биотита, изолинии: 2—4—6—8—10—12%; *IV* — гранат-биотитовые сланцы, нанесено 100 осей биотита, изолинии: 2—4—6—8—10—12%; *IV* — гранат-биотитовые сланцы, нанесено 100 осей биотита, изолинии: 2—4—6—8—10%. Бластомилониты зеленосланцевой фации: *V* — рассланцованные и хлоритизированные габброиды, нанесено 100 осей кварца, изолинии: 2—4—6—8—10—12%; *VI* — рассланцованные хлоритизированные и эпидотизированные габброиды, нанесено 100 осей кварца, изолинии: 2—4—6—8—10%. Катаклазированное габбро с прожилком кварца с серицитом: *VII* замерен серицит из прожилка, нанесено 100 осей, изолинии: 2—4—6—8—10%.

ключительной стадии развития зон бластомилонитов. Анализ всего материала свидетельствует о том, что по крайней мере в эту стадию бластомилониты амфиболитовой фации развивались в обстановке сжатия, возможно, с одновременным сдвигом, о чем свидетельствует иногда близкое к горизонтальному (меньше 45°) расположение плоскости, в которой лежат оси σ_1 и σ_3 .

Второй тип нарушений — разломы, выраженные более узкими линейными зонами тектонического рассланцевания. Развиваются эти разломы унаследованно, сопровождая более древние зоны и иногда являясь их продолжением, и характеризуются сквозным развитием. Так, они выступают в качестве геологических границ, оконтуривая тектонические блоки, сложенные нижнепротерозойскими и мезозойскими отложениями — они же являются тектоническими барьерами, ограничивающими распространение магматических комплексов (например, Токско-Алгоминских гранодиоритов), контролируют размещение палеозойских (?) гранитоидов и т. д. Как отмечалось выше, рассматриваемые тектонические нарушения выражены узкими (до нескольких десятков, реже сотен метров) наклонными, иногда крутопадающими зонами рассланцевания, сопровождающимися изменением пород в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма (бластомилониты зеленосланцевой фации). Формирование этих нарушений завершилось на границе юры и нижнего мела, поскольку они пересехают юрские отложения, превращенные местами в филлитовидные сланцы и смятые в приразломные складки, и в свою очередь пересекаются раннемеловыми дайками.

Были исследованы ориентированные образцы бластомилонитов зеленосланцевой фации, отобранные в зоне Тыркандинского разлома вблизи от пунктов 6, 7, 8, 9 (рис. 2). Изучалась оптическая ориентировка зерен кварца в плоскости «ав». В первом случае на микроструктурной диаграмме отчетливо вырисовывается одномаксимумный S-тектонит (рис. 3, V). Оптические оси кварца располагаются в одном направлении. Плоскость скольжения *s* наклонена под острым углом (15°) к линии простирания кристаллизационной сланцеватости, т. е. является субгоризонтальной. В другом случае (рис. 3, VI) оптические оси кварца на диаграмме образуют одномаксимумный R-тектонит, переходный к В-тектониту (по Лукину, Чернышеву, Кушнареву, 1965). При этом единственный наиболее интенсивный по плотности максимум локализуется в плоскости, которая, как и в предыдущем случае, почти совпадает с направлением простирания кристаллизационной сланцеватости и является субгоризонтальной. Таким образом, изучение бластомилонитов зеленосланцевой фации свидетельствует о преимущественно горизонтальном (сдвиговом) характере деформаций, обусловивших их формирование. Это подтверждается также многочисленными наблюдениями горизонтальной ориентировки чешуй серицита и хлорита в плоскостях кристаллизационной сланцеватости в зоне Тыркандинского разлома.

Третий тип нарушений — крутопадающие разломы, пересекающие почти все геологические комплексы района, в том числе и бластомилониты амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Ими не затронуты лишь четвертичные базальты. Эти нарушения выражены узкими зонами дробления, нередко с глинкой трения, и сопровождаются многочисленными системами сближенных трещин, иногда с гидротермальным изменением пород (серицитизацией, пиритизацией, карбонатизацией, графитизацией), а также кварцевыми жилами с кальцитом и серицитом. Возрастные пределы формирования этих разломов ограничены верхним мелом и неогеном (до внедрения базальтов). Изучение соотношений основных и оперяющих систем трещин, а также многочисленные наблюдения над ориентировкой борозд скольжения в зоне этих разломов позволяют сделать вывод о преимущественно взбросовом их характере. При этом следует отметить, что гребенчатый кварц, выполняющий обычно трещины сколового типа, как правило, ориентируется перпендикулярно простиранию прожилков. Это подтверждается данными, полученными при изучении оптической ориентировки серицита из прямолинейного прожилка, секущего диафторированные и рассланцованные габброиды (рис. 3, VII). На приведенной диаграмме видно, что оптические оси серицита (S-тектонит) группируются в направлении падения прожилка и ориентированы под углом 90° к линии его простирания. Вероятно, выполнение трещин, как и формирование тектонических зон, происходило в обстановке растяжения.

Анализ аэромагнитной карты свидетельствует о крайне гетерогенном строении территории. Внешняя часть района характеризуется резко дифференцированным аномально высоким (5—7 мэ) полем полного вектора. Здесь же выделяется несколько систем аномальных (до 30 мэ) полос протяженностью 2—3 км северо-западного и субширотного простирания, совпадающего с простиранием гнейсов и некоторых разломов.

На северо-западе внутренней части района, где развиты преимущественно диафторированные гнейсы архея, располагается область меняющихся отрицательных полей ΔT (до —2 мэ), осложненных редкими одиночными изометричными (0,5—1 км) положительными аномалиями (до 0,5 мэ).

Субширотная зона Станового разлома характеризуется двумя линейными аномальными магнитными полями. Одно из них, сравнительно узкое (2—3 км), соответствует северной краевой зоне бластомилонитов. Здесь дешифрируются непрерывно чередующиеся узкие линейно ориентированные аномалии ΔT с амплитудой до 10 мэ при градиентах до 10 мэ на 0,5 км. Размеры аномалий по простиранию от сотен метров до 4 км. Второе поле располагается южнее и представляет собой область слабодифференцированных пониженных значений ΔT , совпадающих с плошадью развития гранитогнейсов и отдельных узких (первые сотни метров) линейно-вытянутых (до 1,5—2 км) локальных субширотных и реже северо-западных аномалий с интенсивностью полного вектора до 2—3 мэ, отвечающих зонам древних бластомилонитов и более молодых разломов. Линейные аномальные зоны Станового разлома вырисовывают в плане плавно изгибающуюся к северу дугу.

Зона Тыркандинского разлома также характеризуется двумя линейными аномальными магнитными полями. Первое — левое — более широкое (15—16 км) поле характеризуется пониженными значениями полного вектора, на фоне которых контрастно выступает большое количество локальных положительных аномалий с амплитудой до 8 мэ при градиентах поля 3—6 мэ на 0,5 км. Простирание этих аномалий, большей частью совпадающих с юго-западным краевым швом Тыркандинского разлома, северо-западное, протяженность до 2 км. Другое поле (шириной до 4 км) пространственно совпадает с северо-восточным краевым швом Тыркандинского разлома, где располагаются фрагменты раннепротерозойского шовного прогиба и юрский «грабен». Это зона плавного повышения магнитного поля в направлении на северо-восток при градиенте 0,5 мэ на 1 км. Скачок значений полного вектора магнитного поля фиксируется при переходе к внешней части района резким градиентом от 2—3 до 25—30 мэ на расстоянии 300—700 м.

Анализ имеющихся материалов показывает, что в районе сочленения Станового и Тыркандинского глубинных разломов сконцентрировалось все присущее подобным структурам многообразие тектонических форм (раннепротерозойский шовный прогиб и мезозойский «грабен», зоны разломов и рассланцевания, тектонические блоки и т. д.) и процессов полиметаморфизма и магматизма, охватывающих интервал времени от архея до кайнозоя. При этом почти все тектономагматические процессы проявились во внутренней части района, что может явиться одной из характерных особенностей подобных косых сочленений глубинных тектонических швов.

Специфика геологического строения района, его тектоника и магматизм свидетельствуют о большой роли горизонтальных перемещений блоков земной коры во все этапы развития долгоживущих зон глубинных разломов (Пейве, 1961). Выделяются пять этапов развития: архейский, раннепротерозойский, палеозойский (?)), мезозойский и кайнозойский.

С архейским этапом связано заложение Станового и Тыркандинского

разломов, разделяющих крупные блоки земной коры (Глуховский, Ставцев, Коген, 1972; Фрумкин, 1967; Максимов, Угрюмов, 1966). Наличие линзовидных будин гнейсов среди аляскитовых гранитов в зоне Тыркандинского разлома может указывать на начало сдвиговых перемещений блоков еще во время архейской гранитизации.

Раннепротерозойский этап чрезвычайно многообразен по стилю деформаций, осадконакоплению, магматизму и метаморфизму. Его начало знаменуется интенсивными сдвиговыми перемещениями блоков коры вдоль зоны Станового разлома (внутренняя часть района двигалась к западу). С этим периодом связано возникновение в обстановке сжатия мощной полосы бластомилонитов и образование зоны растяжения по одному из краевых швов Тыркандинского разлома. В зоне растяжения по мере длительного раздвигания бортов глыб формировался шовный прогиб, выполненный вулканитами и терригенно-карбонатными отложениями. Одновременно с горизонтальными перемещениями вдоль плавно изгибающейся зоны Станового разлома могли формироваться «щели» (по схеме М. В. Муратова, 1971), которые служили путями миграции глубинного вещества. Такая «щель», по-видимому, образовалась в зоне юго-западного краевого шва Тыркандинского разлома, куда внедрилась основная магма. Следует отметить, что с формированием подобных «щелей» при горизонтальных сдвиговых перемещениях вдоль Станового разлома связано, по-видимому, образование шовных прогибов в верховьях Алдана и по р. Калар. Заключительные периоды раннепротерозойского тектогенеза в рассматриваемом районе связаны с обратным сдвигом блоков коры, когда отложения шовного прогиба, зажатые между бортами трога, оказались деформированы в крутую моноклиналь, а вдоль зоны Тыркандинского разлома заложились узкие полосы бластомилонитов и мегатектониты. Последние свидетельствуют о сдвиге вдоль зоны Тыркандинского разлома с одновременным крутым надвигом (40-60°) внутренней части района на внешний блок. Надвиговые структуры подобного типа весьма характерны для докембрия. Они описаны недавно А. С. Новиковой (1971) для карелид основания Восточно-Европейской платформы под названием чешуйчатых моноклиналей.

Нижнепротерозойская толща и зоны бластомилонитов претерпели динамометаморфизм в условиях амфиболитовой фации. Раннепротерозойский тектономагматический этап завершился процессами гранитизации, когда в обстановке временного растяжения возникли условия для проникновения «сквозьмагматических» растворов (Д. С. Коржинский, 1953).

Палеозойский (?) этап, вероятно, кратковременный, был связан с оживлением древних очагов гранитообразования и локальным растяжением коры по краевому шву Тыркандинского глубинного разлома.

Мезозойский этап тектономагматической активизации характеризуется относительно большой скоростью и унаследованностью движений. Его начало знаменуется горизонтальными сдвигами по древним направлениям, но по более узким зонам. В результате был сформирован Авгенкурский «грабен», наследовавший форму и направление раннепротерозойского трога. Однако стиль деформаций юрских слоев свидетельствует о небольшой амплитуде обратного сдвига, после которого в зоне Станового разлома заложилась грабенообразная нижнемеловая депрессия. После процессов милонитизации и зеленосланцевого метаморфизма в обстановке общего тектонического растяжения произошло внедрение многочисленных даек. Аналогичные условия продолжали существовать и позднее, в заключительную стадию мезозойского этапа, когда формировались крутопадающие разломы послераннемелового времени, сопровождавшиеся кварцевыми жилами и гидротермальным изменением пород.

Как было отмечено выше, в результате геофизических исследований удалось установить факт горизонтального смещения с юга на север

архейских образований Становика на мезозойские отложения Чульманской впадины. Таким образом, горизонтальные меридиональные движения блоков в мезозое можно считать доказанными. На примере района сочленения Станового и Тыркандинского разломов устанавливается, что помимо меридиональных надвигов вдоль зоны Станового разлома происходили и крупные широтные, длительно развивавшиеся знакопеременные сдвиги. Об этом может свидетельствовать анализ размещения позднеюрских-раннемеловых гранитоидов и дайковых поясов Джугджуро-Становой системы. Как известно, между Становым и Тукурингрским разломами располагаются крупные вытянутые массивы гранитоидов, ориентированные, как правило, в северо-западном направлении согласно ослабленным зонам, а дайковые пояса приурочены к зонам растяжения северо-восточного простирания. Те и другие диагональны по отношению к Становому и Тыркандинскому разломам, ограничивающим Джугджуро-Становую систему (рис. 1). Как показали исследования М. В. Гзовского (1964), возникновение подобных тектонических зон возможно при горизонтальных встречных движениях смежных блоков. Например, северо-восточные зоны растяжения могут образовываться при левом сдвиге северного блока и правом сдвиге южного.

Необходимо отметить, что большая роль в тектонической жизни региона принадлежит также вертикальным движениям коровых масс, что обусловлено значительной гравитационной неустойчивостью участков коры, подвергшихся гранитизации. С этим явлением связано зарождение Станового сводового поднятия в раннем протерозое (Глуховский, Ставцев, Коген, 1972), воздымание и надвигание блока Становика, где развиты преимущественно гранитоидные образования, на Алданский щит, сложенный главным образом гранулитовым комплексом. В результате вертикальных перемещений произошло раздробление крупных тектонических блоков на более мелкие, образование мегаформ современного рельефа, проявился базальтовый вулканизм.

Мы рассмотрели пример сочленения радиальных систем глубинных разломов, показали их взаимосвязь во времени и пространстве, попытались восстановить этапы из развития, основываясь на анализе всех особенностей тектоники и магматизма района. Наличие базитовых пород и высокотемпературный метаморфизм, сопровождающий возникновение описанных структур, свидетельствуют об их тесной связи с глубинными процессами. Не исключено, что возникновение и эволюция рассматриваемых структур, метаморфических процессов и магматизма связаны с горизонтальными глубинными зонами тектоносферы. Одним из признаков существования глубинного тектонически напряженного слоя в пределах Станового разлома является повышенная сейсмичность региона; при этом оптимальная глубина эпицентров землетрясений составляет 20— 25 км (Солоненко и др., 1966). Эта глубина совпадает с глубиной залегания поверхности Конрада (см. выше). Известно (Карус, Резанов, 1971), что необходимым условием возникновения землетрясений является наличие резких неоднородностей в строении коры. Возможно, что именно на глубинах 20—25 км располагается тангенциальная тектонически неустойчивая зона, которая может быть связана с радиальными разломами, создавая тем самым так называемую замкнутую систему глубинных разломов (Суворов, 1969). Наличием тангенциальной зоны на указанной глубине можно объяснить широкое площадное развитие гранитоидных образований (от архейских и раннепротерозойских палингенно-метасоматических до мезозойских гранитов корового типа) в пределах Станового разлома и южнее его. Возможно, в кульминационные моменты раннепротерозойской гранитизации и мезозойского магматизма указанная тангенциальная зона могла выступать в роли волновода или «размягченного» слоя. По мнению В. В. Белоусова, «именно в этом "размягченном" слое и происходит процесс избирательного плавления, в результате которого выделяются и скапливаются продукты выплавления, более легкие, чем покрывающий материал, что создает гравитационную неустойчивость и условия для вертикальной циркуляции материала, в свою очередь вызывающей волнообразные движения на поверхности. Б. Гутенберг указывал на возможность существования волновода и в коре, непосредственно выше раздела Конрада... С геологической точки зрения такой волновод хорошо бы вязался с процессами анатектического образования гранитов в земной коре.» (Белоусов, 1964, стр. 16). Если справедливо наше предположение, то указанный тектонический активный слой (или волновод) в том качестве, в котором он функционировал в докембрии или мезозое на глубине 20-25 км, к настоящему времени не сохранился и лишь отзвуки его былого существования проявляются в виде землетрясений, эпицентры которых располагаются на современной границе «базальтового» слоя. Не исключено, что со временем предполагаемый «размягченный» слой мог мигрировать в более глубокие горизонты тектоносферы.

Таким образом, в замкнутой системе глубинных разломов, в которой Становой и Тыркандинский разломы являются радиальными составляющими, во времени и пространстве произошло постепенное затухание текгономагматической деятельности. При этом намечается такая направленность тектонических процессов: от широких зон бластомилонитов докембрия к узким линейным разрывным нарушениям мезозоя и кайнозоя. Предполагается одновременно постепенная миграция тектонически активного тангенциального слоя в более глубокие горизонты тектоносферы и, вероятно, связанное с этим явлением затухание температурности процессов метаморфизма и гранитизации (от региональной гранулитовой фации в архее до локальной зеленосланцевой в мезозое). Вместе с этим намечается также качественная и количественная эволюция магматизма, интенсивные вспышки которого падают на наиболее активные тектонические этапы: от базитового магматизма и широкой площадной гранитизации раннего протерозоя до коровых гранитоидов мезозоя и локальных излияний базальтов в кайнозое.

Литература

- Белоусов В. В. Некоторые общие проблемы строения и развития земного шара. В кн.: Деформация пород и тектоника. «Наука», 1964.
- Беляевский Н. А., Борисов А. А., Вольвовский И. С., Щукин Ю. К. Строение земной коры территории СССР и омывающих морей по опорным сечениям.— Геотектоника, 1970, № 2.
- Гзовский М. В. Физическая теория возникновения тектонических разрывов. В кн.: Проблемы тектонофизики. Госгеолтехиздат, 1960.
- Гзовский М. В. Перспективы тектонофизики. В кн.: Деформации пород и тектоника. «Наука», 1964.
- Глуховский М. З., Ставцев А. Л., Коген В. С. Тектоника и магматизм Витимо-Охотской области.— Геотектоника, 1972, № 4.
- Данкевич И. В., Павлов Ю. А., Парфенов Л. М. Глубинное строение южного ограничения Алданского щита в районе Чульманской впадины.— Геотектоника, 1969, № 4.
- Данкевич И. В., Павлов Ю. А., Парфенов Л. М. Рельеф фундамента Чульманской впадины и природа Южно-Чульманского разлома. — В кн.: Тектоника Сибири, т. III. «Наука», 19692.
- бири, т. III. «Наука», 19692. Д зевановский Ю. К. Тектоника Джугджуро-Становой складчатой области. В кн.: Геологическое строение СССР, т. 1. Госгеолтехиздат, 1958.
- Другова Г. М., Неелов А. Н. Полиметаморфизм докембрийских образований южной части Алданского щита и Станового хребта. — Тр. ЛАГЕД АН ОССР, вып. 11, 1960.
- Казмин Ю. Б. Становой глубинный разлом, его развитие и влияние на магматизм и металлогению. Тр. ВАГТ, вып. 8. Госгеолтехиздат, 1962.
- Казмин Ю. Б., Филиппович И. З., Гиммельфарб Г. Б. Новые данные по стратиграфии архея юго-восточной части Алданского щита. — Тр. ВАГТ, вып. 8. Госгеолтехиздат, 1962.
- Карта аномального магнитного поля территории СССР масштаба 1:10 000 000. ВСЕГЕИ, 1968.

- Карус Е. В., Резанов И. А. Связь сейсмических явлений с особенностями строения земной коры.— Сов. геология, 1971, № 11.
- Краснов А. И. О тектоническом строении фундамента Алданского щита в свете геологической интерпретации данных крупномасштабной аэромагнитной съемки.-Сов. геология, 1964, № 11.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В кн.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях», М., Изд-во АН СССР. 1953.
- Кориковский С. П., Казмин Ю. Б. Диафториты и милониты зоны Станового глубинного разлома. — В кн.: Петрография метаморфических и изверженных пород Алданского щита. Изд-во Якутского филиала СО АН СССР, 1964. Лейтес А. М., Муратов М. В., Федоровский В. С. Палеоавлакогены и их
- место в развитии древних платформ. Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 6. Лишневский Э. Н., Елисеева И. С., Богомолова Т. А. Строение земной коры районов Верхнего Приамурья и Алданского щита по геофизическим дан-ным. Сов. геология, 1968, № 7.
- Лукин Л. И., Чернышев В. Ф., Кушнарев И. П. Микроструктурный анализ. «Наука», 1965.
- Максимов Е. П., Угрюмов А. Н. Геологическое строение центральной части Алданского щита. — В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. «Наука», 1966.
- Муратов М. В. Строение и развитие эвгеосинклинальных прогибов и их магматизм.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1971, № 5.
- Новикова А. С. О тектонике карелид основания Восточно-Европейской платформы.— Геотектоника, 1971, № 6.
- Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 1.
- Пейве А. В. Принцип унаследованности в тектонике. Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 6.
- Пейве А. В. Тектоника и магматизм. Изв. АН СССР, сер. геол., 1961, № 3. Савицкий А. В., Штеллер Э. И. Геологическое истолкование Тыркандинской зоны аномального магнитного поля. В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. «Наука», 1966.
- Солоненко В. П., Тресков А. А., Курумин Р. А., Мишарина Л. А., Павлов О. В., Пшенников К. В., Солоненко М. А., Фомина Е. В., Хилько С. Д. Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. «Наука», 1966.
- Суворов А.И. Некоторые основные вопросы учения о глубинных разломах (к 60-летию А.В. Пейве).— Изв. АН СССР, сер. геол., 1969, № 9. Федоровский В.С., Лейтес А.М. О геоксинклинальных трогах в раннем про-
- терозое Олекмо-Витимской горной страны.— Геотектоника, 1963, № 4.
- Фрумкин И. М. Структурно-литологический метод картирования докембрийских образований и результаты его применения на Алданском щите.- В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. «Наука», 1967.
- Флоренсов Н. А. Структура и геологическая история впадин Байкальского типа.-В кн.: Деформации пород и тектоника. «Наука», 1964.

Всесоюзное научно-производственное объединение «Аэрогеология»

Статья поступила 11 мая 1972 г. Январь — Февраль

1974 г.

УДК 550.311(575.1)

Ф. Х. ЗУННУНОВ, М. А. АХМЕДЖАНОВ, О. М. БОРИСОВ, Т. ЭРГЕШЕВ

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА (Южный и Срединный Тянь-Шань)

Рассмотрена геолого-геофизическая модель земной коры Западного Узбекистана (Срединный и Южный Тянь-Шань), основанная на результатах анализа и переинтерпретации материалов ГСЗ, гравиметрии, магнитометрии и новых данных по геологии докембрийских образований по линии профиля ГСЗ Фараб—Тамдыбулак.

Предлагается выделение четырех стадий развития земной коры — «океанической», «субокеанической», «субконтинентальной», «континентальной».

Результаты исследований дна океанов и переходных зон позволили по-новому рассматривать историю развития и строения складчатых зон континентов. Появились факты о существовании внутри континентов разрезов с океаническим типом строения земной коры (Пейве, 1969 и др.).

Первые исследователи Средней Азии исходили из модели однослойно-неоднородной земной коры (И. Л. Нерсесов, А. С. Алексеев). Впоследствии стали придерживаться взглядов о существовании трехслойно-однородной коры, состоящей из «базальтового», «гранитного» и осадочного слоев. Основные границы разделов земной коры — поверхность Мохоровичича (М), граница Конрада (К) и поверхность домезозойского фундамента — большинством исследователей считаются структурными поверхностями несогласий (Ю. Н. Годин, И. А. Резанов, В. Е. Хаин и др.), в то время как некоторыми исследователями они сопоставляются с фронтом метаморфизма (А. А. Борисов, И. П. Косминская и др.).

В последние годы сейсмологическими исследованиями установлена неоднородность внутреннего строения отдельных слоев, в связи с чем была предложена слоисто-неоднородная модель земной коры (Бутовская и др., 1971), в которой выделяются четыре слоя: «базальтовый», «гранитогнейсовый», палеозойский и осадочный мезокайнозойский.

Геологическая интерпретация геофизических слоев (Ахмеджанов и др., 1971) позволила предложить следующую модель земной коры: 1— гранулито-эклогитовый слой или цоколь (соответствует «базальтовому» слою); 2— гранитогнейсовый слой или кристаллическое основание (нижний подслой «гранитного» слоя); 3— осадочно-метаморфический слой с рифейско-вендским и палеозойским подслоями (верхний подслой «гранитного» слоя); 4— осадочный мезокайнозойский (чехол).

В рамках Среднеазиатской региональной секции Научного совета по комплексному изучению земной коры и верхней мантии начата переинтерпретация с единых позиций материалов ГСЗ. Нами первоначально переинтерпретированы материалы по профилю ГСЗ Фараб — Тамдыбулак протяженностью 406 км (рис. 1).

В современном тектоническом плане линия профиля пересекает (с юга на север) Амударьинскую впадину (северный борт), Центрально-Кызылкумскую зону поднятий и Сырдарьинскую впадину (южный борт). Главнейшие тектоно-магматические события, а следовательно, и преобразования земной коры произошли здесь в герцинском цикле, к концу которого был сформирован Южно-Тянь-Шаньский мегантиклинорий, ограниченный Южно-Тянь-Шаньским (на юге) и Бесапано-Южно-Ферганским (на севере) разломами. К северу от него располагается Курамино-





1 — выходы домезозойского фундамента; 2 — изогипсы поверхности домезозойского фундамента, м; 3 — разломы

Ферганский срединный массив, а к югу — Каракумо-Таджикский выступ древней платформы (Ахмеджанов, 1969; Борисов, 1970).

Профиль был выполнен трестами «Спецгеофизика», «Узбекгеофизика» (В. З. Рябой). Центральная его часть повторно отработана в модификации ГСЗ — МОВ Институтом физики Земли АН СССР, трестом «Узбекгеофизика» (Н. И. Давыдова). В дальнейшем профиль был переинтерпретирован трестом «Спецгеофизика» (А. В. Егоркин). Однако вследствие недостаточно детальной интерпретации отраженных волн и неполной увязки данных ГСЗ с характером распределения гравитационного, магнитного полей, а также со строением и составом обнаженных частей земной коры были получены (В. З. Рябой, А. В. Егоркин) противоречивые результаты. По имеющимся двум вариантам интерпретации расхождения в глубинах отдельных границ достигали 5—7 км, отмечалось несовпадение конфигураций границ.

Первые исследования ГСЗ были проведены исходя из предположения о том, что волновое поле в основном представлено преломленными (головными) волнами. Впоследствии было доказано преобладание в волновом поле отраженных волн. Однако при их интерпретации осуществлялась групповая, а не фазовая корреляция (В. З. Рябой, А. В. Егоркин), приводившая к генерализации волновой картины, в результате чего отрицался блоковый характер строения земной коры. Скорости определялись по одиночным годографам отраженных волн, что снижало надежность результатов.

При переинтерпретации материалов ГСЗ по профилю Фараб — Тамдыбулак наибольшее внимание обращено на выделение и прослеживание опорных волн, осуществлена фазовая корреляция, позволившая дифференцировать волновую картину. Были выделены только уверенные оси синфазности отраженных волн, по которым строились отдельные отражающие площадки; эффективные скорости определялись способом подбора по взаимоувязанным годографам, которые затем были пересчитаны в средние скорости. Разрез был построен путем трансформации годографов отраженных волн, расположенных на любых расстояниях от пункта взрыва, в линию t_{o1} (х)/2 способом, позволяющим оценить и контролировать рефракцию (Зуннунов, 1970). Затем для отдельных групп отражающих площадок, имея их глубины расположения и соответствующие t_0 , были определены пластовые скорости (рис. 2).

При анализе волнового поля было установлено, что самая устойчивая преломленная волна Р^к (Ф) соответствует поверхностям домезозойского фундамента (V_r=4,1-6,6 км/сек) и массивных доломитизированных известняков $D_{2-3}(V_r = 6, 1 - 6, 6 \kappa m/ce\kappa)$, менее устойчивая $P_1^{K}(r) - no$ верхности архей (?)-нижнепротерозойских сильнометаморфизованных отложений (V_r=5,9-6,1 км/сек). В зонах отсутствия магматических образований последняя поверхность была нами условно принята за кровлю кристаллического основания. В северной и южной частях профиля также прослеживается преломленная волна $P_{2}^{\kappa}(\mathbf{r})$, соответствующая поверхности метабазальтов (Vr=6,5-6,8 км/сек). Границе К соответствует отраженная волна Р^к, отр. Доминирующей по интенсивности является волна Р^мотр, отраженная на границе М. Преломленная волна, относимая к границе М, прослеживается на ограниченном интервале (20-60 км). В связи с этим оказалось невозможным составление сводных годографов волны Р^мпр, а экстраполяция отдельных кусков ее годографа может привести к значительным погрешностям как при определении значений граничных скоростей, так и при определении глубины залегания границы М. Вследствие указанного волна Рмпр не была использована при составлении сейсмического разреза.

В результате дифференцированной интерпретации волнового поля (Ф. Х. Зуннунов, Т. Эргешев) по профилю ГСЗ Фараб — Тамдыбулак удалось выявить следующие особенности сейсмического разреза (рис. 3).



Рис. 2. Скоростные разрезы земной коры и верхней мантии по профилю ГСЗ Фараб — Тамдыбулак. $d_0^{\kappa}(\phi) - P_0^{\kappa}(\phi); d_1^{\kappa}(r) - P_1^{\kappa}(r); d_2^{\kappa}(r) - P_2^{\kappa}(r); d_3^{\kappa}(r) - P_{30\tau p}^{\kappa}; d^{M} - P_{0\tau p}^{M}; P_{np}^{M} -$ индексы границ раздела и соответствующих им групп волн. Цифры на графиках $V_n = I(H)$ — средние значения мощностей слоев и соответствующие им пластовые скорости



Рис. 3. Сейсмический разрез по профилю ГСЗ Фараб — Тамдыбулак.

1 — поверхность домезозойского фундамента с V_r=4,1—6,6 км/сек; 2 — поверхность архей (?)-нижнепротерозойских образований с V_r=5,9—6,1 км/сек; 3 — поверхность метабазальтов с V_r=6,5—6,8 км/сек; 4 — граница К; 5 — граница М; 6 — предполагаемые границы; 7 — отражающие площадки со значениями пластовых скоростей; 8— очаг Кызылкумского землетрясения 1968 г. (7—8 баллов); 9 — разломы, выраженные только в верхней части земной коры; 10 — разломы, выраженные в основных слоях земной коры (цифры в кружках на профиле: 1 — Амударьинский, 2 — Алатский, 3 — Арало-Гиссарский, 4 — Газлинский, 5 — Южно-Тянь-Шаньский, 6 — Северо-Кульджуктауский, 7 — Бесапано-Южно-Ферганский, 8 — Ташагыльский, 9 — Северо-Кызылкумский, 10 — Шаргаматский, 11 — точки дифракции



Верхняя мантия: 1 — участки массивного строения; 2 — участки слоистого строения; 3 — переходный от земной коры к верхней мантии слой. «Базальтовый» слой: 4 участки массивного строения; 5 — участки слоистого строения с V_n=6,6—6,9 км/сек. «Диоритовый» слой: 6 — участки массивного строения; 7 — участки слоистого строения с V_n=6,1—6,4 км/сек; ⁵ — пласт из пород основного состава (метабазальты) со скоростью на поверхности V_r=6,5—6,8 км/сек. «Гранитный» слой: 9 — тела основного и ультраосновного состава с граничной скоростью на поверхности V_r=5,9—6,0 км/сек; 10 — тела гранитоидов предположительно дорифейского возраста с граничной скоростью на поверхности V_r=5,1—5,7 км/сек; 11 — тела гранитоидов позднепалеозойского возраста (а — геосинклинальные, 6 — телеорогенные, в — гранитоиды вулканоплутонических формаций) с граничной скоростью на поверхности V_r=5,1—5,7 км/сек; 12 — кристаллическая толща архея (?) — нижнего протеорозоя с граничной скоростью на поверхности V_r=5,9—6,1 мм/сек. «Осадочный» слой: 13 — терригенные породы рифея — венда с граничной скоростью на поверхности V_r=4,8—5,8 км/сек; 14 — вулканотенно-осадочные породы палеозоя с граничной скоростью на поверхности V_r=4,1—6,6 км/сек; 15 — мезокайнозойский чехол со средней скоростью V=1,8—3,2 км/сек; 16 — разломы (пронумердеваны те же разломы, что и на рис. 3); 17 — граница К; 18 — граница М; 19 — график магнитных аномалий



1. В верхней части мантии и земной коре отражающие площадки локализуются мозаично. Области их локализации на разрезе были интерпретированы как участки слоистого строения. Мы предполагаем, что участки отсутствия отражающих площадок соответствуют массивным телам. В пользу подобного предположения свидетельствуют данные моделирования (Епинатьева, 1969).

2. Наиболее устойчивыми являются граница М, а также поверхность домезозойского фундамента. Граница К выделяется лишь на участках, где она проходит по кровле слоистых тел.

3. Земная кора по линии профиля осложнена рядом крупных разломов, выявленных геологической съемкой, бурением и сейсморазведкой КМПВ. В результате анализа и переинтерпретации материалов ГСЗ по границам М, К и поверхности фундамента удалось протрассировать эти разломы.

Комплексная интерпретация путем привлечения к разрезу ГСЗ сведений, полученных сейсморазведкой КМПВ, гравиметрией, магнитометрией, а также геологической съемкой и бурением, позволила предложить геолого-геофизическую модель земной коры Западного Узбекистана (рис. 4).

По профилю ГСЗ Фараб — Тамдыбулак ниже поверхности М условно выделяется слой, переходный от земной коры к верхней мантии, мощностью до 4—7 км, со скоростями $V_{\pi} = 7,5$ —7,7 км/сек. В сейсмическом разрезе слою соответствуют отражающие площадки, построенные по динамически выраженным фазам волны P^{M}_{orp} . Представляется, что регистрация ее последующих четких фаз зависит не только от условий возбуждения, частоты волны и строения верхней части земной коры, влияющих на характер записи глубинной волны P^{M}_{orp} , но и от геотектонических факторов. Отмеченный элемент разреза нельзя назвать слоем в обычном понимании, ибо он не имеет четко выраженной подошвы. Однако наличие слоистости отличает его от более монолитной верхней мантии, которой соответствуют разобщенные отражающие площадки.

Сравнение гипсометрических положений границ раздела М, К и поверхности домезозойского фундамента показывает, что в южной части профиля Чарджоускому и Газлинскому поднятиям фундамента соответствуют прогибы границ К, М и утолщение земной коры, достигающее 45 км, а Каракульскому прогибу — поднятия границ К, М. Толщина земной коры уменьшается здесь до 39 км. В пределах Центрально-Кызылкумской зоны поднятий преобладающим является согласное залегание поверхности фундамента и границ К, М; здесь толщина земной коры меняется незначительно и равна 41—42 км. В северной части профиля отмеченная тенденция сохраняется при толщине земной коры, равной 38— 41 км.

Средние скорости в земной коре колеблются в пределах 6,1—6,2 км/ /сек, причем меньшие их значения отмечены на юге профиля, что вероятно, связано с увеличением здесь мощности мезокайнозойских отложений.

Анализ геолого-геофизической информации позволил в пределах земной коры условно выделить следующие четыре слоя: «базальтовый», «диоритовый», «гранитный» и осадочный. В процессе формирования каждого слоя предыдущие слои были в определенной мере преобразованы метаморфическими и, вероятно, метасоматическими процессами.

«Базальтовый слой» имеет мощность в пределах 17—25 км, причем локальное ее увеличение отмечается под Токтыныктау, Тамдытау, Аристантау, Кульджуктау и Каракульским прогибом. Снизу слой четко ограничен отражающей границей М, а сверху — границей К. Участки расположения отражающих площадок — слоистая часть земной коры, по-видимому, соответствуют блокам пород осадочно-вулканогенного происхождения, в результате метаморфизма превращенных в эклогито-гранулитовые образования. Массивные же тела по отношению к слоистым расположены дискордантно. В целом значения пластовых скоростей «базальтового» слоя, равные 6,6—6,9 км/сек, позволяют предполагать, что описываемый слой в среднем по составу отвечает габбро и породам, измененным в условиях гранулитовой фации метаморфизма.

«Диоритовый» слой имеет переменную мощность 0—20 км. Локальное ее сокращение отмечается в пределах Каракульского прогиба (0— 5 км), в районе Токтыныктау и к северу от него (0—10 км). Нижней границей слоя является поверхность К, верхней — подошвы интрузивных массивов и архей (?)-нижнепротерозойских образований. Следует отметить, что поверхность К построена по средней скорости 5,7—5,8 км/ /сек. Внутреннее строение слоя массивно-слоистое. Участки с отражающими площадками составляют слоистые тела, которые чередуются телами массивного строения. Слоистая часть со скоростями V_и=6,1—6,4 км/ /сек соответствует породам диоритового состава.

В пределах Чарджоуской ступени и в Северных Кызылкумах на глубинах порядка 7—8 км расположены тела пластообразной формы мощностью до 3,5 и шириной 20—40 км, для поверхностей которых характерны граничные скорости 6,8 и 6,5 км/сек соответственно, которые присущи измененным породам основного состава (метабазальтам, амфиболитам и метагаббро).

В последние годы в Южном Гиссаре установлены вулканические трубки взрыва нижнего триаса (?), выполненные щелочными базальтоидами с ксенолитами глубинных пород (Баратов и др., 1970). Мы полагаем, что ксенолиты мелкозернистых кварцево-плагиоклазовых гранитов и диопсидо-спессарититовых гнейсов Северного Нуратау (И. В. Мушкин) и ксенолиты слюдисто-кварцевых и гранато-биотитовых сланцев, гранатовых гранулитов Южного Гиссара вынесены из «диоритового» слоя. Повышенная железистость (выше 40) гранатов пироп-альмандинового ряда и их парагенезис с кварцем, силлиманитом, гиперстеном, биотитом, ортоклазом и олигоклазом свидетельствуют в пользу преобладающего кварцсодержащего глиноземистого состава пород.

«Гранитный» слой сложен архей (?)-нижнепротерозойскими образованиями и интрузивными массивами в основном позднепалеозойского возраста. Последним принадлежит значительное место в строении слоя. Пространственное положение интрузивных массивов определено по данным гравиметрии и магнитометрии, а затем скорректировано в результате интерпретации сейсмического волнового поля. Верхней их кромке соответствуют достаточно устойчивые преломленные волны, а подошве преломленно-отраженные, особенно четко регистрируемые на сейсмограммах нагоняющих систем в виде довольно протяженных осей синфазности. Ниже подошвы массивов вновь появляются отражающие площадки, а в ряде случаев — точки дифракции. В пределах самих массивов отражающие площадки отсутствуют. Поверхности гранитоидов повышенной основности характеризуются граничными скоростями 5,3—5,7 км/сек. Магнитоактивными являются только их верхние части. Гранитоиды кислого состава немагнитны, и их поверхностям соответствуют граничные скорости 5,1—5,3 км/сек. Выделяются два тела габброидов, расположение которых контролируется Арало-Гиссарским и Бесапано-Южно-Ферганским разломами. Они выявлены по данным гравиметрии и магнитометрии и характеризуются локальными максимумами полей, их поверхностям соответствуют граничные скорости 5,9—6,0 км/сек. Мощность интрузивных массивов достигает 18 км. Характерно возрастание их мощностей в зонах разломов.

Архей (?)-нижнепротерозойские образования мощностью до 3—6 км являются геосинклинальными и по возрасту сопоставляются с карелидами. В северной и южной частях профиля они залегают на глубинах порядка 2—3 км, а в районах Кульджуктау, Аристантау и Южного Тамдытау значительно приподняты и расположены на глубнах до 0,2 км; здесь отмеченные образования имеют сокращенную мощность. Их поверхности характеризуются граничными скоростями порядка 5,9— 6,1 км/сек.

Архей (?)-нижнепротерозойские образования вскрыты скважинами в районе Газли, обнажаются в Ауминзатау и Северном Тамдытау (ауминзинская и учкудукская свиты). Более полные разрезы их выступают в Юго-Западном Гиссаре, Каратегине, в Северном Нуратау и Букантау, где выделяются две толщи: нижняя — гранитогнейсовая и верхняя — «зеленокаменная» (Абдуллаев и др., 1971).

Гранитогнейсовая толща мощностью 8—10 км представлена в ядрах куполов мигматитами и гранитогнейсами, а на их крыльях — высокоглиноземистыми силлиманитовыми, силлиманит-биотитовыми, слюдяными и гранат-кордиеритовыми гнейсами и гранитогнейсами, кварцитами и в незначительной степени метабазитами, орто- и парамфиболитами с прослоями мраморов и доломитов. Изотопно-свинцовым методом для биотитовых гнейсов по четырем пробам определен возраст в 2,5—2,9 млрд. лет (Попова и др., 1971). В низах толщи отмечены породы гранулитовой фации метаморфизма — биотитовые гнейсы с гиперстеном и шпинелью.

«Зеленокаменная» толща (малляндская свита Юго-Западного Гиссара, верхи ауминзинской, учкудукской свит и иттынусайская свита Западного Узбекистана) залегает на предыдущей несогласно, имеет мощность 1—2 км и представлена чередующимися зелеными сланцами, кварцитами, микрогнейсами с гранатом, хлорито-серицитовыми, мусковитовыми и роговообманковыми сланцами с прослоями амфиболитов и мраморов. Эти породы принадлежат главным образом к зеленосланцевой и эпидотамфиболитовой фациям метаморфизма.

Осадочный слой мощностью 0—7 км сложен отложениями рифея венда, палеозоя и мезокайнозоя. Поверхность отложений рифея — палеозоя характеризуется граничными скоростями 4,1—6,6 км/сек, а мезокайнозойские отложения — средними скоростями 1,8—3,2 км/сек.

Рифейские отложения по отношению к карельскому основанию составляют платформенный чехол мощностью до 2—3 км (аккудукская и тайманская свита Тамдытау, тасказганская свита Ауминзатау и Тамдытау, кокпатасская свита Букантау, свита кристаллических сланцев Северного Нуратау и их аналоги). Сложены они слюдисто-кварцевыми сланцами и алевролитами с горизонтами полосчатых кварцитов и прослоев песчаников и доломитов. В верхней части толщи собраны остатки озагий, водорослей и бактериальных скоплений верхнего рифея (Абдуллаев и др., 1971). Это подтверждается данными А. И. Кима и Б. Я. Хоревой по изохронно-свинцовому методу — 870±20 и 920—1300 млн. лет для доломитов из верхов тасказганской свиты Южного Тамдытау.

К отложениям венда условно отнесены сланцево-песчаниково-алевритовая толща мощностью до 1 км (мурунтауская свита Тамдытау, нижняя подсвита бесапанской свиты Ауминзатау и их аналоги).

Кембрий-нижнедевонские отложения развиты в тех же границах, что и рифей-вендские и представлены преимущественно терригенными осадками (3—4 км). Лишь вдоль Бесапано-Южно-Ферганского и Южно-Тянь-Шаньского разломов имеются излияния базальтового состава, а в районе Северного Тамдытау и Букантау выделяются вулканогенные образования верхнего ордовика ($V_r = 4, 1 - 4, 5 \ \kappa m/ce\kappa$).

Среднедевонско-среднекаменноугольные известняково-терригенные отложения между отмеченными разломами представлены геосинклинальными образованиями. Перед верхним карбоном они были смяты в линейные складки, частично шарьированы, подвергнуты слабому региональному метаморфизму и разбиты разломами. Инверсия в верхнем карбоне и перми привела к созданию горно-складчатого сооружения — Южно-Тянь-Шаньского мегантиклинория. К северу от Бесапано-Южно-Ферганского разлома располагалась «жесткая масса», на краю которой заложилась краевая система герцинид (пригеосинклинальный, а затем тыловой прогиб), выполненная слоисто-известняковой (D_2 — C_1), флишоидной и диабазовой (C_1), дикофлишевой (C_2), нижнемолассовой (P_1) формациями. Севернее формировался чехол Курамино-Ферганского срединного массива. Он сложен известняково-доломитовыми (D_2 — C_1) и терригенными (C_{1-3}) слабодислоцированными отложениями. В Северных Кызылкумах в отложениях нижнего карбона (?) увеличивается количество вулканитов среднего состава. Здесь располагалась западная оконечность наложенной Кызылкумо-Ферганской андезитовой вулканической дуги (Ахмеджанов и др., 1971).

К югу от Южно-Тянь-Шаньского разлома располагается «жесткий» Каракумо-Таджикский выступ эпикарельской платформы. В южной пригеосинклинальной краевой системе накапливался тот же ряд формаций, что и в северной. Платформенный чехол к югу от краевой системы структур налегает непосредственно на архей (?)-нижнепротерозойское кристаллическое основание и сложен в основном терригенными и частичновулканогенными отложениями карбона — перми и, возможно, триаса.

Мезокайнозойский эпигерцинский чехол сложен карбонатно-терригенными отложениями. В пределах Центрально-Кызылкумской зоны поднятий в отдельных опущенных участках известны верхнемеловые до современных отложения и очень редки породы юры и нижнего мела. В Северных Кызылкумах разрез начинается с отложений верхнего мела. Полный разрез с широким развитием соленосных и карбонатных формаций (юра) имеется только к югу от Газлинского поднятия.

Есть достаточные основания полагать, что описанные слои соответствуют различным стадиям развития земной коры, а основные ее границы — поверхностям консолидированных структур. В пользу этого свидетельствует наличие в верхних частях трех нижних слоев слоистых горизонтов, скоростные параметры которых указывают на преобладание в их составе основных эффузивных образований. Поверхности стратиграфических несогласий — предрифейская, предмезозойская — имеют хорошее совпадение как с сейсмическими границами, так и со сменой фаций регионального метаморфизма.

Из приведенных данных вытекает, что в земной коре выделяются «базальтовый», «диоритовый», «гранитный» и осадочный слои, отражающие основные стадии ее развития.

«Базальтовый» слой сложен главным образом основными по составу эффузивными и интрузивными породами, которые, по-видимому, соответствуют «океанической» стадии развития земной коры.

К следующей стадии, которая может быть названа «субокеанической» (переходной), можно отнести проявления андезито-базальтового вулканизма и продукты его переотложения, а также магматические массы основного — среднего состава, которые и составляют «диоритовый» слой. В процессе формирования этого слоя в разных участках периодически возникали наложенные вулканические пояса. Стадия завершилась массовым излиянием основных базальтоидов, отмеченных на юге и севере профиля.

После субокеанической стадии происходило развитие геосинклинальных поясов архея (?)—нижнего протерозоя. Основная консолидация их произошла, вероятно, уже к концу раннекарельского времени (Абдуллаев и др., 1971). В начале протерозоя на месте современного Южного Тянь-Шаня были широко распространены «зеленокаменные» формации, в составе которых существенная роль принадлежала метавулканитам основного — среднего состава. По составу и строению эта структура Тянь-Шаня весьма напоминает раннепротерозойские зеленокаменные (джеспилитовые) геосинклинали поздних карелид Восточно-Европейской платформы. Данная стадия, названная нами «субконтинентальной», характеризуется также наиболее сильным проявлением регионального метаморфизма, преобразовавшим породы нижней части слоя до амфиболитовой и местами до гранулитовой фаций, и возникновением автохтонных палингенных гранитов.

«Континентальная» стадия по времени соответствует фанерозою и характеризуется тремя четко выраженными подстадиями развития. Первая подстадия — рифейско-нижнепалеозойская, во время которой формировался покров преимущественно осадочных образований. В раннем палеозое на месте современного Южного Тянь-Шаня возник внутриплатформенный прогиб.

Вторая подстадия — средне- и верхнепалеозойская, во время которой на месте отмеченного прогиба развилась Южно-Тянь-Шаньская эпикратонная геосинклиналь, ограниченная Южно-Тянь-Шаньским и Бесапано-Южно-Ферганским разломами. К югу и северу от нее располагались относительно жесткие блоки земной коры, где образовывались платформенные формации. В пределах жестких блоков также были распространены наложенные вулканические пояса с вулканитами среднего и кислого составов и тесно с ними сопряженными во времени й пространстве гранитоидами. В позднем палеозое произошло становление крупных аллохтонных гранитоидных массивов.

Третья подстадия — мезокайнозойская — время формирования платформенного осадочного чехла и новейших орогенических движений. В данную подстадию, вероятно, происходило развитие впервые установленных Каракульской и Северо-Кызылкумской рифтоподобных структур земной коры.

Каракульская структура шириной 65 км расположена на юге профиля, ограничена Алатским и Арало-Гиссарским разломами, падающими к центру структуры под углом 70—90°. По поверхности домезозойского фундамента структуре соответствует одноименный прогиб. Прогибание амплитудой до 100 м отмечено и по современному рельефу. В пределах структуры границы К и М приподняты до 5 км относительно соседних структур. Для нее характерна отрицательная аномалия силы тяжести. Последняя имеет свое продолжение в западном и северо-западном направлениях на 200 км и восточном направлении на 100 км. О тектонической активности структуры свидетельствуют разрушительные землетрясения, происшедшие в районе городов Бухара, Ургенч и др. (Мушкетов, Орлов, 1893).

Северо-Қызылкумская структура шириной 125 км расположена на севере профиля, ограничена Беспано-Южно-Ферганским и системой Северо-Кызылкумских разломов. Ей соответствует прогиб по поверхности массивных доломитизированных известняков D₂₋₃ и поднятия границ К и М. Для структуры характерны современная тектоническая активность (землетрясения силой до 7—8 баллов, образование трещин вблизи с. Тамдыбулак), повышенное значение теплового потока (1,91 µ·кал/ /см²сек).

Каракульская структура, очевидно, является юго-восточным продолжением Сарматско-Туранского линеамента земной коры (Айзберг и др., 1971). Северо-Кызылкумская субпараллельна первой, и они обе на востоке Средней Азии сочленяются с «линией Наливкина» (Попов, 1972).

Литература

- Абдуллаев Р. Н., Ахмеджанов М. А., Базарбаев Э. Р., Борисов О. М., Глейзер Л. М., Мирходжаев И. М., Хохлов В. А. Схема стратиграфии докембрия Узбекистана. В сб.: Стратиграфическое совещание по допалеозою и палеозою Казахстана (тез. докл.). Алма-Ата, 1971. Айзберг Р. Е., Гарецкий Р. Г., Синичка А. М. Сарматско-Туранский лине-
- Айзберг Р. Е., Гарецкий Р. Г., Синичка А. М. Сарматско-Туранский линеамент земной коры.— В сб.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. «Наука», 1971.

67

5*

- Ахмеджанов М. А. Геологическое строение палеозойского фундамента западной оконечности Южного Тянь-Шаня. Автореф. докт. дис. Ташкент, Объединенный ученый совет по геологическим наукам АН УзССР, 1969.
- Ахмеджанов М. А., Борисов О. М., Кадыров М. Х., Абдуллаев Р. Н., Базарбаев Э. Р. Основные черты строения и развития Южного и Срединного Тянь-Шаня. — В сб.: Глубинное строение земной коры территории Узбекистана.
- Ташкент, «Фан». 1971. Баратов Р. Б., Кухтиков М. М., Мушкин И. В. Вулканические трубки взры-ва и некоторые особенности глубинного строения Южного Гиссара. Душанбе, «Дониш», 1970.
- Борисов О. М. Курамино-Ферганский срединный массив и его положение среди герцинид Западного Тянь-Шаня. Автореф. докт. дис. Ташкент, Объединенный ученый совет по геологическим наукам АН УЗССР, 1970.
- Бутовская Е. М., Атабаев Х. А., Фленова М. Г. Строение земной коры Восточного Узбекистана и сопредельных районов по сейсмолотическим данным. В сб.: Глубинное строение земной коры территории Узбекистана. Ташкент, «Фан», 1971.
- Епинатьева А. М. О рефрагированных и отраженных волнах в земной коре. Изз. АН СССР, сер. физика Земли, 1969, № 3. Зуннунов Ф. Х. Об интерпретации отраженных волн при глубинном сейсмическом
- зондировании. Докл. АН УзССР, 1970, № 10. Мушкетов И. В., Орлов А. А. Каталог землетрясений Российской империи, т. ХХVI. СПб, Изд-во Геогр. о-ва, 1893.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. Геотектоника, 1969, № 4. Попова Н. А., Нуйсков Ю. И., Лим С. С., Вашуров В. Т. Метаморфизм и ультраметаморфизм в породах Гармского кристаллического массива (западный сектор).— Матер. II Среднеазиатск. регионального петрограф. совещ. Душанбе, «Дониш», 1971.
- Попов В. И. О геономии и ее значении для понимания геологии Средней Азии.-В сб.: К геохимии и литологии Средней Азии. Л., «Недра», 1972.

Институт геологиныи геофизики АН УзССР Статья поступила З апреля 1972 r.

Январь — Февраль

УДК 551.242.11:551.26.0.38(479.25)

С. Д. СОКОЛОВ

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ МЕЛАНЖ АМАСИЙСКОГО РАЙОНА (Малый Кавказ)

Офиолиты Амасийского района представляют собой сложное тектоническое месиво типа цветного меланжа. Они являются северо-западным продолжением зоны серпентинитового меланжа бассейна р. Тертер и побережья оз. Севан. Возраст отдельных компонентов офиолитовой ассоциации доверхнемеловой. Наряду с офиолитами в составе меланжа встречаются метаморфические образования и породы оболочки меланжа.

В последние годы в отечественной литературе большое внимание уделяется изучению и описанию офиолитовых ассоциаций. Принципиально новые представления о внутреннем строении, генезисе, развитии и возрасте офиолитовых зон содержатся в работах А. В. Пейве (1969), А. Л. Книппера (1970, 1971), М. Г. Ломизе (1970) и др. На Малом Кавказе известны две зоны распространения офиолитов: Амасийско-Севано-Акеринская и Вединская (Приараксинская), продолжение которых можно видеть на территории Турции и Ирача. Амасийско-Севано-Акеринская зона характеризуется большой протяженностью и линейностью и имеет прерывистое строение. В ее пределах известны две крупные области выходов офиолитов: Севано-Акеринская и Ширакско-Базумская. Между ними расположен небольшой выход пород офиолитового комплекса в районе перевала Семеновского (р. Дзыкнагет). Породы офиолитовой ассоциации Севано-Акеринской области, имеющие доальбский возраст (Книппер, 1971), обнажаются или в зонах тектонического меланжа или в переотложенном состоянии среди олистостромовых толщ (поздний сеноман-ранний сенон).

Ширакско-Базумская группа массивов основных и ультраосновных пород представляет собой несколько разрозненных выходов гипербазитов и тесно связанных с ними габброидов, залегающих среди юрских (?) вулканогенных, верхнеюрско(?)-нижнемеловых терригенно-карбонатных, верхнемеловых вулканогенно-осадочных и карбонатных, а также палеогеновых вулканогенно-осадочных образований. Геологическое строение этого региона рассматривается в работах А. Т. Асланяна (1958), С. Б. Абовяна (1966, 1969), Т. Ш. Татевосяна (1950, 1951), С. Б. Абовяна, В. О. Пароникяна, А. Ш. Матевосяна (1971) и мн. др.

По данным этих исследователей, самый западный среди этой группы Мумухан-Красарский габбро-перидотитовый массив внедрился в изоклинальную складку, сложенную породами сенона и эоцена. Вмещающие массив верхнемеловые породы подразделялись на две толщи: вулканогенно-осадочную и карбонатную. Возраст вулканогенно-осадочной толщи, сложенной туфобрекчиями, пироксеновыми порфиритами, туфопесчаниками, с линзами и пачками мраморовидных известняков и внутриформационными конгломератами, датировался на основачии региональных соображений как турон-коньякский. Карбонатная толща позднесенонско-датского возраста (иноцерамы и микрофауна) представлена однородными белыми, светлыми средне- и толстослоистыми известняками частично песчанистыми мощностью 300 м. Палеогеновые породы подразделяются на две свиты: нижнюю терригенную и верхнюю порфиритовую с большим количеством пластовых тел габбро-порфиритов. Верхнемеловые породы в южном направлении надвинуты на вулканогенно-осадочные образования палеогена по крупному Базумскому разлому, протягивающемуся далеко на восток в пределы Базумского хребта. Мумухан-Красарский массив имеет протяженность 11,5 км и ширину 2—3 км. По данным А. Т. Асланяна (1958) и Т. Ш. Татевосяна, его становление было длительным и происходило в течение позднего мела. С. Б. Абовян считает, что внедрение интрузива относится к позднему эоцену.

Проведенные автором летом 1971 г. исследования позволили установить, что в районе г. Амасии кроме ультрабазитов, габброидов и вулканических пород основного состава распространены также сургучно-красные карбонатно-кремнисто-глинистые породы, радиоляриты, яшмоиды, которые вместе с вулканитами следует сопоставить с эффузивно-радиоляритовой серией Севано-Акеринской зоны. Ранее в ее состав включались породы, залегающие стратиграфически выше: обломочная толща нижнего сенона, терригенные отложения палеогена. На основании обнаруженной в этих горизонтах фауны датировался и возраст самой вулканогенной толщи. Например, находки А. Ш. Матевосяном и В. К. Акопяном в известковистых песчаниках севернее с. Дашкерпи *Cyclothyris* cf *tenuistriata* Arn. и др. позволили говорить о коньякском возрасте вулканизма. После обнаружения в ряде мест палеогеновой фауны появились мнения о палеогеновом возрасте вулканогенно-осадочной толщи.

Полевые наблюдения показали, что гипербазиты представляют собой не интрузивные тела, рвущие и метаморфизующие вмещающие породы, а тектонически раздробленные блоки и массивы. Внедрение и перемешивание их с окружающими породами происходило в холодном состоянии и привело к образованию зон серпентинитового меланжа. Вместе с породами офиолитовой ассоциации в его составе оказались отложения, содержащие продукты размыва офиолитов (верхний мел, палеоген). Вся эта тектоническая смесь рассматривалась как единая вулканогенно-осадочная толща.

Тектонический меланж Амасийского района состоит из следующих компонентов: 1) гипербазиты, серпентинизированные гипербазиты, серпентиниты, 2) габброиды, 3) эффузивно-радиоляритовая серия, 4) вулканиты основного состава, 5) метаморфические породы, 6) верхнемеловые обломочные породы, 7) палеогеновые песчано-глинистые породы, 8) гранитоиды, 9) известняки.

Среди ультраосновных пород преобладают перидотиты, встречаются также дуниты и пироксениты. Гипербазиты интенсивно серпентинизированы, нередко нацело превращены в серпентиниты. Наиболее интенсивно серпентинизация развита по зонам тектонических нарушений.

Габброидный комплекс состоит из габбро, габбро-норитов, роговообманковых и оливиновых габбро, троктолитов и анортозитов. Т. Ш. Татевосян (1950), проводивший детальное исследование интрузивных пород, отмечает, что взаимоотношение габброидов и перидотитов не ясно, а такой факт, как более высокое гипсометрическое положение перидотитов по сравнению с габбро в одном и том же интрузивном теле, «не позволяет считать их результатами дифференциации одной и той же порции основной магмы». Кроме того, отсутствие непосредственных контактов между ними, отсутствие ксенолитов или жильных образований габбро в перидотитах затрудняет установление взаимоотношения этих пород и их временную последовательность. По мнению Т. Ш. Татевосяна (1950), ясно лишь, что основные и ультраосновные породы имеют разный возраст. Нельзя также считать установленной генетическую связь и постепенные переходы между пироксенитами, габбро-пироксенитами и габбро.


Рис. 1. Геологическая карта района Амасин 1— неоген-четвертичные отложения; 2— палеоген, вулканогенно-осадочная толща Севано-Ширакского синклинория; 3— палеоген, песчано-глинистая толща; 4— верхний мел, карбонатная толща; 5— верхний мел, обломочная толща; 6— гипербазиты; серпентинизированные гипербазиты; 7— серпентиниты, брекчии серпентинитов; 8— габброиды; 9— эффузивно-радиоляритовая серия: а— эффузивы, б— кремнистые породы; 10— зоны серпентинитового меланжа; 11— метаморфические породы; 12— блоки известняков; 13— гранитоиды; 14— зоны гидротермально измененных пород; 15— стратиграфические границы; 16 линии геологических профилей

Эффузивно-радиоляритовая серия состоит из мелко-, средне- и крупнокристаллических эффузивов основного состава (есть разности, испытавшие зеленокаменное изменение), а также глинисто-кремнистых пород, содержащих радиолярии. Наряду с совместным нахождением эффузивов и осадочных пород встречаются участки, состоящие из одних вулканических пород основного состава. Они слагают протяженные блоки, нередко сильно тектонизированные, иногда полностью превращенные в тектонические брекчии или же разбитые многочисленными трещинами. Очень редко и лишь в наиболее крупных выходах удается видеть, что это группа самостоятельных тел, возможно, даек. Крупный такой блок, имеющий в длину 3250 м, а в ширину 100—500 м, расположен в юго-западной части закартированной площади (рис. 1) между массивом ультраосновных пород и зоной серпентинитового меланжа.

Метаморфические породы представлены, по данным Т. Ш. Татевосяна (1950), роговообманково-плагиоклазовыми гранатсодержащими эклогитоподобными метаморфическими сланцами, состоящими из плагиоклаза, роговой обманки и граната (до 20%). Вопрос о возрасте и генезисе этих образований спорный. К. Н. Паффенгольц (1970) считает их докембрийскими, Т. Ш. Татевосян (1950) — образовавшимися в результате динамометаморфизма габброидных пород в третичное время. А. Т. Асланян (1958) эти образования сопоставляет с метаморфическими породами оз. Севан и Базумского хребта, считая их юрскими. Некоторые исследователи (А. Ш. Матевосян, В. К. Акопян) предполагают, что их образование произошло за счет динамометаморфизма вулканогенно-осадочной толщи, считавшейся верхнемеловой.

Среди меланжа помимо офиолитового комплекса встречается целая группа пород, слагающих блоки, чешуи, глыбы (рис. 2-4) и являющих-



Рис. 2. Геологический профиль по линии А-Б

ся оболочкой меланжа, захваченной в процессе позднейших тектонических движений. Большая часть этих блоков расположена вдоль южного края вблизи главного надвига офиолитового комплекса на палеогеновые толщи. Наиболее крупные блоки (2000×100-500, 1250×250 м) состоят из грубообломочных пород верхнего мела, представленных пестрыми, бурыми, зеленоватыми и красноватыми конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами и известняками. Базальные горизонты верхнего мела сложены пестроцветными конгломерами, с прослоями гравелитов, мелко- и крупнозернистых песчаников и известковистых песчаников. Мощность прослоев конгломератов от нескольких сантиметров до первых метров, размер обломков достигает 30—50 см. Обломочный материал конгломератов состоит из продуктов размыва пород офиолитового комплекса, метаморфических пород, известняков. Количество конгломератов вверх по разрезу уменьшается и одновременно увеличивается количество алеврито-глинистых пород и верхняя часть толщи почти полностью сложена темно-серыми с зеленоватыми и буроватыми оттенками алеврито-глинистыми породами с редкими, маломощными



Рис. 3. Геологический профиль по линии В-Г

прослоями песчаников. Неполная мощность ее в юго-западной части около 150 м, а в северо-восточной около 100 м. В юго-западной части полосы верхнемеловых пород (рис. 1), где сохранился наиболее полный разрез, обломочная толща слагает синклинальную складку (рис. 4). Юговосточное крыло складки срезано разломом, вдоль которого был выжат серпентинитовый меланж. В процессе движения меланжа блоки верхне-

Рис. 4. Геологический профиль по линии Д—Е. Условные обозначения см. на рис. 2. Синклинальная складка, сложенная породами нижнего сенона.

Условные обозначения см. на рис. 2. 1 — четвертичные лавы; 2 — вулканогенно-осадочная толща палеогена Севано-Ширакского синклинория, 3 — песчано-алеврито-глинистая толща палеогена; 4 — верхний мел (верхний сенон), известняки, глинистые и песчаные известняки; 5 верхний мел (нижний сенон), конгломераты, известняки, песчаные известняки, алевролиты, аргилиты, песчаные известняки, алевролиты, аргилиты, песчаные известняки, алевролиты, аргилиты, песчаныки; 6 — зоны тектонического рассланцевания и будинажа в карбонатной толще; 7 серпентиниты и серпентинизированные гипербази-



ты; 8 — брекчированные массивы серпентинитов и серпентинизированных гипербазчтов; 9 — серпентинитовый меланж, блоки пород офиолитового комплекса и известняков, погруженные в серпентинитовую массу; 10 — серпентинитовая брекчия; 11 — габброиды; 12 — эффузивно-радиоляритовая серия; 13 — эффузивы основного состава; 14 — тектоническая брекчия пород эффузивно-радиоляритовой серии; 15 — метаморфические породы; 16 — гидротермально измененные породы; 17 — трещиноватость; 18 — тектонические нарушения

меловых пород, слагающих юго-восточное крыло, оказались оторванными и захваченными в состав меланжа. Северо-восточная граница стратиграфическая (рис. 5), в ряде мест осложненная небольшими разрывами. Конгломераты залегают на различных по составу блоках меланжа, последовательно с юго-запада на северо-восток на эффузивах основного состава, серпентинитах, известняках и т. д. По своему облику, стратиграфическому положению (перекрывает офиолитовый комплекс и перекрывается верхнесенонскими известняками с фауной иноцерамов в районе горы Красар) эта толща напоминает нижнесенонские образования на северо-восточном побережье оз. Севан. В нашем районе и на побережье оз. Севан они являются наиболее древними породами, непосредственно перекрывающими образования меланжа. В известняках, расположенных в нижней части разреза (рис. 5), были обнаружены остатки раковин, характерных для верхнемеловых отложений юга Альпийской области.



Рис. 5. Контакт нижнесенонской обломочной толщи пород офиолитового комплекса (а — профиль, б — план) по профилю Д—Е: 1 — серпентиниты; 2 — эффузивы, основного состава; 3 — мраморизованные известняки; 4 — конгломераты; 5 — гравелиты; 6 — песчаники; 7 песчанистые известняки; 8 — известковистые песчаники; 9 — известняки; 10 — песчано-алеврито-глинистые породы; 11 — трещиноватость; 12 — задернованный склон

Кроме того, известковистые песчаники, содержащие коньякскую фауну (см. описание выше), вероятнее всего, входят в состав этой обломочной толщи наряду с конгломератами, которые ранее ошибочно включались в состав вулканогенно-осадочной толщи и считались внутриформационными. В работе А. Т. Асланяна (1958) уже указывалось, что конгломераты, содержащие обломки пород Мумухан-Красарского массива, в районе с. Дашкерпи перекрываются известняковой толщей и расположены в верхах вулканогенной «турон-коньякской» толщи. Возраст обломочной толщи принимается нами как раннесенонский.

Блоки палеогеновых пород сложены песчаниками, алевролитами, аргиллитами, известковистыми песчаниками с нуммулитами. Среди палеогеновых пород есть экзотические глыбы верхнемеловых известняков с характерным шлейфом обломков во вмещающих песчано-алевритистых осадках. Блоки палеогеновых пород распространены лишь вблизи зоны Базумского надвига, по которому породы меланжа надвинуты на палеогеновые образования Севано-Ширакского синклинория. В северо-восточной части зоны надвига, где офиолитовый комплекс и метаморфические породы надвинуты на верхнемеловые образования, блоки и чешуи палеогена не обнаружены. Это позволяет предполагать, что захват палеогеновых пород произошел в процессе тектонических подвижек и движений офиолитовой массы по разлому вдоль их контакта с толщами палеогена.

Среди поля тектонического меланжа встречено несколько мелких разрозненных выходов гранитоидов, которые, вероятно, прорывают основные и ультраосновные породы. На геологической карте (рис. 1) показаны два тела гранитоидов: один среди массива габброидов, а другой среди поля меланжа в виде небольшого штока. Гранитоиды, вероятно, составляют самостоятельный интрузивный комплекс, возраст которого может быть значительно моложе вмещающих образований. Многочисленные выходы известняков размерами от нескольких сантиметров до десятков метров подразделяются на два типа: 1) массивы, блоки, глыбы верхнемеловых известняков светлых, серых пелитоморфных, участками довольно сильно перекристаллизованных; 2) серые кристаллические мраморизованные известняки (возраст не установлен), с которыми часто ассоциируют серые и розовато-серые глинистые тонкополосчатые известняки, типичные для меланжа, с многочисленными стяжениями и линзовидными прослойками буроватых, розоватых и красных кремней и с прослоями кремнисто-глинистых пород с радиоляриями; отдельные прослои известняков окремнены.

В поле меланжа можно выделить три крупные зоны. С северо-запада на юго-восток прослеживаются: зона карбонатных пород (известняковая гряда), которая сменяется массивом ультраосновных пород с включениями габбро-амфиболитов, известняков и эффузивов и южная полоса сложного гетерогенного строения, примыкающая к одной из ветвей Базумского надвига.

Известняковая гряда занимает водораздельную часть Мумуханского хребта и сложена светлыми серыми, желтовато-серыми плотными, плитчатыми пелитоморфными кристаллическими и органогенно-обломочными известняками. Встречаются мраморизованные разности. Многочисленные и разнообразные трещины, плоскости отдельности скрывают истинные элементы залегания известняков внутри этой гряды. Возраст известняков на основании обнаруженной в них фауны и микрофауны СЧИтался (А. Ш. Матевосян, В. К. Акопян) позднемеловым. Нижний контакт известняков тектонический, вдоль него развиты многочисленные зоны трещиноватости, брекчирования. В отличие от большинства блоков, заключенных в меланже, они не имеют корней, а залегают в виде пологого «чехла» на офиолитовом комплексе. Вполне вероятно предположить, что это тектонический покров верхнемеловых известняков на более древних образованиях, которые обнажаются по руслам рек и ручьев в северо-восточной и юго-западной частях гряды (рис. 2). На юго-востоке в эрозионном окне вскрываются породы меланжа, состоящие из мелко раздробленных эффузивов, кремнисто-глинистых пород и серпентинитов (серпентинитовый меланж). На северо-западе вскрыты также породы меланжа, среди которых преобладает эффузивно-радиоляритовая серия, а также есть серпентиниты и глыбы известняков, подобные верхнемеловым известнякам, слагающим гряду. Этих известняков больше в верхней части вскрытых эрозией пород меланжа. Вероятно, эти глыбы оказались «впаханными», вдавленными в субстрат, сложенный тектонически переработанными породами офиолитовой ассоциации, в процессе перемещения известнякового покрова.

Зона распространения ультраосновных пород и основных пород представляет собой отдельные массивы, сложенные серпентинитами, серпентинизированными гипербазитами, габброидами, разделенными зонами рассланцованных серпентинитов, ультраосновных милонитов и тектонических брекчий. Зоны ультраосновных милонитов, как правило, состоят из округлых плотных обломков серпентинитов и серпентинизированных перидотитов с блестящими полированными поверхностями и зеркалами скольжения, сцементированных сланцеватой, нередко рыхлой массой. Последняя состоит из продуктов механического дробления, часто достигающих пелитового размера. Цементирующая масса более интенсивно серпентинизирована нежели обломочный материал. Количество цемента изменчиво. Наблюдаемые в этих милонитах многочисленные трещины, плоскости сланцеватости и расслоения имеют довольно выдержанное северо-восточное простирание.

Самая южная зона имеет гетерогенное строение. В ее пределах выделяются массивы габброидов, зоны интенсивной минерализации (гидротермально измененные породы), тела серпентинитов и серпентинизированных гипербазитов, зоны серпентинитового меланжа, блоки эффузивов и эффузивно-радиоляритовой серии, метаморфические породы, а также породы чехла меланжа. Внутреннее строение юго-западной части этой зоны отчетливо видно на разрезах (рис. 2, 3, 4). Это серия чешуй мощностью от 100 до 300 *м*, последовательно надвинутых друг на друга в юго-восточном направлении и сложенных породами палеогена, верхнего мела и офиолитового комплекса. С севера на них надвинута зона серпентинитового меланжа, а на юге они надвинуты на вулканогенно-осадочную толщу палеогена. Ранее эта зона картировалась как вулканогенная толща «турона-коньяка». А. Т. Асланян (1958) отмечал, что вулканогенная толща имеет чешуйчатое строение, обусловленное наложением нескольких субпараллельных взбросовых нарушений, система которых падает к северу.

Область развития метаморфических пород (гора Инак), судя по ориентировке минералов и сланцеватости, представляет собой или серию чешуй, или интенсивно раздробленный массив, в котором в пределах отдельных блоков элементы микротектоники и ориентированной текстуры имеют самостоятельные направления. В одном из распадков по правобережью р. Ахурян удалось наблюдать тектонический контакт метаморфических пород, надвинутых на карбонатную толщу верхнего мела под углом 50—60°. Карбонатная толща вблизи контакта представлена известковистыми конгломератами, слоистыми известняками с горизонтами известняковых брекчий и будинированных известняков. Прослойки глинистого материала сильно растащены, местами они сохранились в виде тонких примазок, а иногда образуют значительные раздувы, где они цементируют обломки известняков, образовавшихся за счет дробления более плотных прослоев известняков. Метаморфические породы вблизи контакта сильно передроблены, интенсивно рассланцованы и разбиты на мелкие блоки. На западе массив метаморфических пород срезан разломом сдвигового характера.

Поперечный правосторонний сбросо-сдвиг имеет амплитуду около 1 км. По его восточному крылу, южнее метаморфической толщи в правобережье р. Ахурян обнажаются верхнемеловые карбонатные отложения, а западное крыло сложено палеогеновыми образованиями, перекрытыми неоген-четвертичными отложениями.

Для тектонического меланжа района г. Амасии в целом характерна северо-восточная ориентировка главных структур, которая подтверждается простиранием различных блоков, чешуй, направлением зон сланцеватости, расслоения, милонитизации, трещиноватости, простирание которых колеблется от 20—60° с падением в северо-западном направлении под углом 30—80°. Северо-восточное направление тектонических элементов совпадает на этом участке с направлением регионального Базумского надвига, который ограничивает с юга область распространения ультраосновных и связанных с ними основных пород северо-западной Армении.

Важно отметить, что наряду со сложным прихотливым строением (дислокационное месиво) меланж Амасийского р-на имеет определенные присущие ему характерные черты, выраженные в единстве внутренней ориентировки основных структурных элементов, обусловленных направлением тектонических деформаций, в развитии надвиговых структур, чешуй. Совпадение общей ориентировки структурных элементов тектонического меланжа, уже сформированного ко времени отложения нижнесенонской обломочной толщи, с направлением блоков, чешуй и структурными элементами, проявившимися в палеогеновое время, свидетельствует о постоянстве направления тектонических деформаций в этом районе на протяжении длительного времени.

Ультраосновные и основные породы Амасийского р-на нельзя рассматривать как сложное, дифференцированное интрузивное тело. Гипербазиты, так же как и другие компоненты офиолитовой серии, имеют тектонические контакты. Совокупность ультраосновных и основных пород Амасийского р-на вместе с эффузивно-радиоляритовой серией представляет собой тектонически сильно переработанную офиолитовую ассоциацию, которую следует относить к образованиям типа тектонического меланжа. Возраст отдельных компонентов офиолитовой ассоциации досенонский. К этому же времени следует относить главный этап формирования меланжа Севано-Акеринской зоны. Состав обломочного материала конгломератов, перекрывающих офиолиты, свидетельствует о том, что в сенонское время размывался уже сложно построенный, дифференпированный офиолитовый комплекс. Захват в состав меланжа верхнемеловых и палеогеновых пород произошел в более молодое (эоценове) время. Приведенные сведения хорошо согласуются с основными положениями, разработанными А. Л. Книппером (1970, 1971) для тектонического меланжа юго-восточной части Севано-Акринской зоны. Тектонический меланж района Амасии является продолжением серпентинитового меланжа Севано-Акеринской офиолитовой зоны и составляет один из элементов Эрзинджан-Севанской ветви (Ломизе, 1970) Малоазиатской системы офиолитовых поясов.

Литература

- Абовян С. Б. Ультраосновные и основные породы офиолитовой формации.-- В кн.: Геология Армянской ССР, т. III. Интрузивные породы. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1966.
- Абовян С. Б. К геологии и петрохимии ультраосновных и основных интрузивных пород Базумского и Ширакского хребтов Армянской ССР.— Изв. АН АрмССР. Сер. Науки о Земле, 1969, т. XXII, № 2.
- Абовян С. Б., Пароникян В. О., Матевосян А. Ш. Геология, рудоносность и минералого-геохимические особенности пород Амасийского рудного района Армян-ской ССР.— Изв. АН АрмССР. Сер. Науки о Земле, 1971, т. 24, № 4. А с л а н я н А. Т. Региональная геология Армении. «Айпетрат», 1958.

- Книппер А. Л. Габброиды офиолитовой «формации» в разрезе океанической ко-ры.— Геотектоника, 1970, № 2.
- Би. Геогектоника, 1970, че 2. Книппер А. Л. Внутреннее строение и возраст серпентинитового меланжа Малого Кавказа. Геотектоника, 1971, № 5. Ломизе М. Г. О месте офиолитов в тектонической структуре Восточной Анатолии и Закавказья. Изв. Высш. уч. зав. Геология и разведка, 1970, № 11.
- Паффенгольц К. Н. Очерк магматизма и металлогении Кавказа. Изд-во АН АрмССР, 1970.

Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.

- Татевосян Т.Ш. К петрографии основных и ультраосновных пород Амасийского района.— Изв. АН АрмССР. Сер. физ.-математ., естеств. и техн. н., 1950, т. 3, № 2. Татевосян Т.Ш. Эклогитоподобные метаморфические сланцы Амасийского райо-на. Армянская ССР.— Изв. АН АрмССР. Сер. физ-матем., естеств. и техн. н., 1951, т. IV, № 2.

Геологический институт AH CCCP

Статья поступила 22 июля 1972 г.

Январь — Февраль

1974 г.

УДК 551.242.21 (479+262.5)

Ш. А. АДАМИЯ, И. П. ГАМКРЕЛИДЗЕ, Г. С. ЗАКАРИАДЗЕ, М. Б. ЛОРДКИПАНИДЗЕ

АДЖАРО-ТРИАЛЕТСКИЙ ПРОГИБ И ПРОБЛЕМА ОБРАЗОВАНИЯ: ГЛУБОКОВОДНОЙ ВПАДИНЫ ЧЕРНОГО МОРЯ

Рассмотрены геологическое строение и история развития впадины Черного моря, Аджаро-Триалетской зоны и смежных с ними областей Анатолии и Закавказского срединного массива. Показано, что Аджаро-Триалетская зона в западном направлении продолжается не в Анатолию, а в сторону глубоководной впадины Черного моря. «Безгранитная» часть Черного моря и Аджаро-Триалетский прогиб рассматриваются в качестве единой рифтовой структуры, сформированной в течение палеогена в цемтральной части Черноморско-Закавказского срединного массива.

Более чем за 100-летний период изучения Аджаро-Триалетии многие исследователи рассматривали вопросы строения и развития этой. своеобразной структурно-формационной зоны Кавказа. В последнее время авторы данной статьи также провели разностороннее изучение этой области. Анализ имевшихся ранее, а также полученных новых материалов о тектонике Аджаро-Триалетии и характере ее формирования, о формационном составе и мощности слагающих ее отложений наряду с данными о глубинном строении позволил подойти по-новому к некоторым вопросам развития и природы Аджаро-Триалетского прогиба, наметить его возможную генетическую связь с центральной частью впадины Черного моря и в новом свете рассмотреть проблему образования. последней.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ АДЖАРО-ТРИАЛЕТСКОЙ ЗОНЫ И ЕЕ МЕСТО В АЛЬПИЙСКОМ СКЛАДЧАТОМ ПОЯСЕ

Аджаро-Триалетская зона представляет собой четко очерченнуюструктурно-морфологическую единицу Малого Кавказа длиной около 300 км и шириной в среднем 50 км, которая вытянута в широтном направлении между юго-восточным побережьем Черного моря и долиной р. Иори. Она расположена между двумя обломками Закавказского срединного массива — Грузинской глыбой на севере и Артвино-Болнисской на юге. Ее северная граница в современной структуре очерчена системой направленных на север взбросово-надвиговых нарушений, представляющих поверхностное выражение длительно развивавшегося тектонического шва — глубинного разлома. Менее четкой является южная граница зоны с Артвино-Болнисской глыбой, замаскированная в значительной своей части постпалеогеновыми лавовыми покровами. На востоке Аджаро-Триалетская зона заканчивается в долине р. Иори, где ее складки постепенно погружаются и затухают, примыкая к Азамбурскому субмеридиональному поднятию (Гамкрелидзе, 1949).

В настоящее время мало кто сомневается в том, что Аджаро-Триалетский прогиб был заложен в центральной части Закавказского срединного массива, консолидация которого в основном завершилась вследствие герцинского тектогенеза. В визе — намюре и среднем карбоне этот массив представлял область накопления континентальных и мелководных морских вулканогенных образований кварц-порфирового состава: В ранней юре здесь отлагались преимущественно песчано-глинистые и карбонатные, сравнительно маломощные осадки субплатформенных фаций. С центральной частью массива совпадает полоса наиболее сокрашенных мощностей нижней юры, представленной в верхах разреза преимущественно известняковыми породами. В байосском веке, вероятно, вся территория Закавказского срединного массива явилась ареной интенсивных вулканических извержений спилит-порфиритового состава (мощность 1,5—3 км), причем наименьшие мощности этих отложений отмечаются в центральной части массива. В течение батского века, поздней юры и раннего мела эта же часть массива является наиболее приподнятой и интенсивно размываемой областью. В раннем мелу намечаются, отчетливые признаки разделения Закавказского срединного массива на северную и южную провинции. В первой из них, примерно совпадающей с современной Грузинской глыбой, отлагались преимущественно мелководные карбонатные осадки мощностью от первых сотен (Дзирульский массив) до 2000 м (Колхидская низменность). В южной провинции. включающей современную Локско-Карабахскую, Артвино-Болнисскую и Аджаро-Триалетскую зоны, альбско-верхнемеловые отложения расположены непосредственно на юрских и палеозойских породах. Лишь в районе Храмского массива под сеноманом недавно был обнаружен небольшой выход маломощных (70 м) верхнеюрско-нижнемеловых известняков, глин и мергелей (Папава, 1970).

Деление Закавказского срединного массива на две провинции ещерезче проявляется в альбе и на протяжении сеномана, турона и раннего сенона, когда южная провинция подвергается интенсивному раздроблению и погружению и происходит извержение огромных масс вулканического материала преимущественно среднего состава (мощность вулканогенного верхнего мела достигает 2,5-4 км). Особенно интенсивнопрогибается в альбе Аджаро-Триалетская зона (или ее северный край?), где мощность отложений этого яруса, по данным буровых скважин, достигает 1300 м. Но в сеномане, туроне и раннем сеноне темп осадконакопления в этой зоне ослабевает. Мощность отложений этого возраста в Аджаро-Триалетии примерно вдвое меньше мощности синхронных им пород Артвино-Болнисской глыбы. На территории Грузинской глыбы отложения этих же ярусов представлены преимущественно известняками. Вулканогенным и терригенным породам принадлежит резко подчиненная роль. Общая мощность отложений не превышает первых сотен мет-DOB.

В конце позднего мела почти на всей территории Закавказского срединного массива формируется покров мелководных карбонатных отложений мощностью в 300—800 *м*, указывающий на выравнивание условий погружения и осадконакопления. Отмечаются и области воздымания и размыва в центральной Аджаро-Триалетии, где в позднем сеноне существовали островки-кордильеры, дававшие обломочный материал, представленный розовыми и серыми гранитами, кварцевыми порфирами, кварцитами, известняками, черными глинистыми сланцами и базальтовыми и андезитовыми порфиритами (Папава, 1964).

С начала палеогена просходит заложение Аджаро-Триалетского узкого субширотного прогиба (трога) в центральной части Закавказского срединного массива, которая, как было показано выше, на протяжении почти всего мезозоя, периодически превращаясь в сушу, испытала наибольший размыв.

Общая мощность палеоцен-эоценовых отложений Аджаро-Триалетии измеряется 5000—7000 м. Северная граница трога совпадает с линией раздела северной и южной провинций и, по-видимому, является унаследованной структурой глубокого заложения (глубинный разлом). Южная же граница трога образовалась лишь в начале палеогена и развивалась в течение палеоцена и эоцена.

На территории Грузинской глыбы, расположенной к северу от Аджаро-Триалетской зоны, палеоцен и эоцен представлены в основном известняками, мергелями, песчаниками и аргиллитами максимальной мощностью до 500 *м*, а на территории, расположенной к югу от нее (Артвино-Болнисская глыба), развита лишь среднеэоценовая вулканогенная толща, мощность которой не превышает 1500 *м*.

В Аджаро-Триалетии палеоцен — нижний эоцен местами согласно следует за отложениями датского яруса, местами же трансгрессивно, с конгломератами в основании, перекрывает осадки верхнего мела и представлен толщей преимущественно терригенных флишоидных отложений, постигающих наибольшей мощности в восточной части зоны, в районе Тбилиси (2700 м). Резкое изменение мощности этих отложений отмечается по северной периферии зоны, на границе с Грузинской глыбой, а также в районах Сацхенисской, Хведуретской, Тедзамской, Зиртинской, Надарбазевской ларамийских кордильер, где они представлены маломощными (до 50 м) мергелями и глинами (Гамкрелидзе, 1949; Папава, 1964). Наряду с этим в периферических частях зоны в них появляются известняки, а на южном крае зоны (ущелье р. Алгети) — прослои конгломератов с галькой пород Артвино-Болнисской глыбы. В этом же районе в разрезе палеоцена — нижнего эоцена локально развита толща дацитовых вулканокластолитов и лав. В центральной части Аджаро-Триалетской зоны (Боржоми — Ахалцихе) к терригенно-карбонатным отложениям нижнего эоцена примешиваются вулканокластолиты роговообманковых базальтов, количество которых в западном направлении возрастает (Татишвили, 1971). В крайне западной части зоны (Аджария) терригенно-карбонатные отложения нижнего палеогена, по-видимому, замещаются субщелочными базальтами.

Начавшаяся в палеоцене трансгрессия достигла максимума в среднем эоцене, когда в Аджаро-Триалетии происходит еще более сильное прогибание, сопровождаемое бурным вулканизмом.

Среднеэоценовая вулканогенно-осадочная формация в наиболее восточной части Аджаро-Триалетской зоны (район Тбилиси) подразделяется на две свиты: нижнюю — Дабаханскую (500 м), представленную туфолесчаниками, туфами и аргиллитами с прослоями мергелей, и верхнюю (20—110 м), сложенную глыбовыми брекчиями («горизонт запутанного напластования»). В западном направлении мощность среднего эоцена увеличивается, достигая в центральной части зоны в районе Боржоми 2—3 км. Здесь средний эоцен П. Д. Гамкрелидзе подразделяет на нижнюю слоистую пестроцветную туфогенную (ликанскую), среднюю массивную туфобрекчиевую и верхнюю слоистую туфогенную (ацкурскую) свиты. Первая из них (мощность до 1500 м) сложена преимущественно вулканокластолитами роговообманковых и оливиновых базальтов. В составе средней свиты отмечаются в основном лавы делленитов, трахиандезитов, лавы и грубообломочные вулканокластолиты субщелочных базальтов (мощность 1700 м). Верхняя свита (мощность 100 м) представлена вулканокластолитами субщелочных роговообманковых базальтов и трахиандезитов (Татишвили, 1971). Далее на запад, в Аджарии и южной части Гурии, мощность вулканогенных отложений среднего эоцена еще более возрастает, достигая 2700-4200 м.

В Аджарии низы разреза вулканогенных образований представлены грубообломочной перангской свитой субщелочных базальтов (видимая мощность 1000—1500 м), за которой следует нагваревская свита вулканокластолитов, вулканических брекчий и лав разного состава (деллениты, трахиандезиты, андезиты, субщелочные и известково-щелочные высокоглиноземистые базальты). Разрез среднего эоцена венчается чидильской свитой грубообломочных вулканокластолитов и лав (мощность 1100—2000 м), образующей второй субщелочной базальтовый комплекс.

В центральной части Аджарии перангская свита субщелочных базальтов, по-видимому, непосредственно налегает на известняки верхнего мела. К такому мнению нас склоняет наличие в районе с. Хино включений обломков и огромных глыб верхнемеловых известняков в массивном базальте, представляющем собой субвулканическое тело, которое заполнило огромную трещину (12×2 км) субширотного простирания. На северо-западной периферии Аджаро-Триалетии в среднем эоцене наряду с субщелочными появляются высокощелочные породы — лимбургиты, лейцитовые тефриты, нефелиновые трахиты.

Мощность среднеэоценовых отложений резко уменьшается по перифериям Аджаро-Триалетской зоны — до 250 *м* в бассейне р. Алгети (южный край зоны) и 50—70 *м* в районе сел Кехис-Джвари и Хведурети (северный край зоны).

В общем для палеоцен(?)-среднеэоценового комплекса Аджаро-Триалетской зоны характерна тесная ассоциация во времени и пространстве субщелочных, известково-щелочных и высокощелочных пород (табл. 1). Образования субщелочной серии количественно резко преобладают, причем наиболее распространены базальты (80%) и крайне кислые дифференциаты-деллениты (10-15%). Характерной особенностью среднеэоценовых вулканитов является широкое распространение редкой разновидности базальтовых пород с обильными вкрапленниками паргаситового амфибола и иногда мегакристаллами флогопита. Породы содержат многочисленные ультраосновные и основные включения (роговообманковые клинопироксениты, горнблендиты, анортит-роговообманковые габбро), рассматриваемые как продукты кристаллизации базальтовой магмы в глубинных коровых очагах ($25-30~\kappa M$) в условиях высокого P_{0_2} и P_{H_20} .

По ряду петрографических и петрохимических свойств (преимущественно субщелочной базальтовый биполярный вулканизм, крайне кислые продукты которого обнаруживают комендитовую тенденцию (см. табл. 1) палеоцен-среднеэоценовый вулканизм Аджаро-Триалетии аналогичен молодому и современному вулканизму активных рифтовых зон, характеризующихся утоненной и местами расчлененной на изолированные глыбы гранитной корой. Таковыми являются плиоцен-четвертичные вулканы Эфиопии (треугольник Афар), побережья и островов Аденского залива и Красного моря (Mohr, 1971), миоцен-четвертичные вулканы Западных Скалистых гор (Lipman, 1969) и активные вулканы юго-западного побережья Японии и островов Японского моря (Aoki, Oji, 1966; Ishibashi, 1970) (рис. 1).

В самом конце среднего эоцена в Аджаро-Триалетском прогибе произошла частная инверсия и образовалось центральное поднятие. Поэтому отложения накапливались преимущественно в прогибах, окаймляющих поднятие. В начале позднего эоцена море вновь расширяет свои границы, наступая на различные горизонты среднего и верхнего мела. Однако поднятия были покрыты лишь частично и с них в течение всего позднего эоцена сносился обломочный материал.

В позднем эоцене сильно сократились ареалы вулканических извержений. Наиболее интенсивно вулканизм проявился в Аджарии и западной части Месхетии, где отложения этого яруса представлены адигенской и нададигенской свитами субщелочных базальтов, трахибазальтов, трахиандезитов, делленитов и известково-щелочных андезитов (мощность 1500—2800 м). В северном направлении мощность этих отложений резко убывает и одновременно возрастает щелочность пород. В Северной Гурии верхний эоцен сложен мергельно-глинистыми и песчанистыми породами, заключающими прослои и пачки трахитовых туфов и туфобрекчий.

	Субщелочные							Из нестково-щелочные		Высокощелочные		
Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	M-58-4	M-151-69	334	593	M-160-70	M-143-70	383	583	648	90	336	14
SiO2	47,42	46,59	46,64	48,65	59,07	68,03	70,49	49,05	58,67	47,16	50,89	59,3
TiO ₂	0,76	0,83	0,66	0,98	0,17	r 0,18	0,17	0,52	0,50	0,60	0,57	0,8
Al ₂ O ₃	15,74	16,28	13,16	17,20	14,34	13,82	11,72	17,04	13,04	13,89	18,82	18,8
FeO	4,10	5.04	5 45	5,14	2,01	2,02	0,73	4,17	4,93	0,89	5,00	3,1
MnO	0 19	0.17	0,40	0,07	0.07	0,90		0.18		0.21	0,10	
MgO	9.15	6,54	8,06	5,02	1.20	1.20	2,62	4.02	3.34	8.80	3.71	1.1
CaO	12,80	10,72	13,82	9,79	4,68	2,39	1,69	10,73	6,07	7,29	4,40	2,9
Na ₂ O	2,84	2,60	1,92	2,80	4,20	3,90	4,58	2,70	2,70	2,20	3,95	7,3
K ₂ O	1,05	1,90	1,59	1,87	4,60	5,80	4,00	0,60	1,80	4,90	5,57	4,1
SO ₃	0,24	- 1			-	-	-					0,4
	0,30		0,49	0,35	1.40	<u> </u>		0,21	0,23	0,50	0,31	
H ₂ O+	1 85	2 62	2,89	1 05	1,40		0,45	2 73	1,20	0,05	2,95	1 1 9
CVMMa	99.76	99.60	100.19	100.10	99'86	100.14	100.05	100.25	100.26	100.27	100.90	100.0
$Na_2O + K_2O$,			,	00,00	100,11		100,20	,		100,00	
AloOo		-		-	-	0,92	1,00	-	-	-	-	-
Qz	l –	<u> </u>	_	-	7.51	16.06	21.08	3,90	18,50		_	_
Ňe	3,41	1,70	2,27	0,87				_	_	6,37	10.51	1,7

Химический состав среднезоценовых вулканических пород Аджаро-Триалетии

1-2 — роговообманковые базальты, 3-4 — оливиновые базальты, 5 — трахиандезит, 6-7 — деллениты, 8 — известково-щелочной базальт, 9 — андезит, 10 — оливиновый базальт, 11 — лейцитовый тефрит, 12 — нефелин-эгириновый трахит.

Породы	Базальты		Трахибазяльты		Трахи- андезиты	Деллениты	Роговообманковые андезиты	
№ образца	2341	2094	28	2132	306	522	207	2010
SiO_2 TiO_2 Al_2O_3 Fe_2O_3 FeO MnO MgO CaO Na ₂ O K ₂ O P ₂ O ₅ SO ₃ Влага П.п.п. Сумма	$\begin{array}{c} 47,05\\1,20\\19,07\\5,55\\4,50\\0,21\\5,04\\10,10\\2,87\\1,81\\0,47\\0,20\\0,54\\1,60\\100,21\\\end{array}$	50,07 0,80 19,09 7,07 1,62 0.14 3,80 4,59 3,70 1,70 0,64 	53,60 1,08 17,80 4,30 3,50 0,17 3,53 6,90 3,83 3,99 0,96 0,74 0,74 0,10 1,98 100,42	52,76 0,52 21,55 2,72 0,20 2,08 6,75 3,90 4,34 0,55 0,20 0,28 1,44 99,82	$\begin{array}{c} 58,80\\ 0,60\\ 19,05\\ 2,15\\ 3,99\\ 0,14\\ 1,40\\ 0,47\\ 4,84\\ 5,50\\ 0,41\\ 0,61\\ 0,36\\ 0,72\\ 100,36\\ 3,48\end{array}$	$\begin{array}{c} 65,05\\0,27\\15,82\\2,32\\1,33\\0,07\\1,02\\1,80\\3,20\\6,27\\0,37\\0,56\\0,22\\2,23\\100,04\\15,84\end{array}$	$56,58 \\ 0,55 \\ 16.09 \\ 4,90 \\ 2,76 \\ 0,08 \\ 2,30 \\ 6,17 \\ 3,94 \\ 3,56 \\ 0,28 \\ \hline 1,05 \\ 1,53 \\ 99,80 \\ 11,65 \\ \hline $	$58,90 \\ 0,52 \\ 17,29 \\ 3,78 \\ 2,00 \\ 0,15 \\ 3,02 \\ 6,56 \\ 3,52 \\ 2,05 \\ 0,54 \\ \hline 0,43 \\ 1,24 \\ 100,00 \\ 9,13 \\ \hline $
	0,28	—	0,28	2,27	-	I —		

Химический состав верхнезоценовых вулканических пород Аджаро-Триалетии

Верхнеэоценовый вулканический комплекс в отличие от среднеэоценового характеризуется преобладанием пород среднего состава — трахиандезитов, роговообманковых андезитов, трахибазальтов (шошонитов) (табл. 2). Таким образом, в позднем эоцене в Аджаро-Триалетии сформировалась ассоциация пород шошонитовой серии и богатых калием андезитов, характерная для некоторых участков островных дуг (Jakes, Smith, 1970; Nicholls, Carmichael, 1969; Chadwick, 1970) (рис. 2).

Интрузии Аджаро-Триалетской зоны прорывают вулканогенные образования палеогена на разных уровнях и представлены субвулканическими телами и небольшими штоками габбро-эссекситов, габбро-монцонитов, кварцевых диоритов, сиенит-диоритов, сиенитов и щелочных сиенитов. По минеральному составу и петрохимическим особенностям эти интрузии проявляют исключительное сходство с эффузивами и рассматриваются как неглубокие корни палеогеновых вулканов.

В восточном направлении происходит фациальное замещение вулканогенных пород верхнего эоцена терригенными отложениями (глины, мергели, песчаники, конгломераты).

Отложения олигоцена — нижнего миоцена развиты в периферических частях Аджаро-Триалетской зоны и представлены майкопской серией глин и песчаников, а более молодые породы неогена — антропогена развиты ограниченно, в виде лав и вулканокластолитов, накопившихся в континентальных условиях (известково-щелочные базальты, андезиты, дациты).

В результате предчокракских, позднесарматских, предакчагыльских и позднеплиоценовых тектонических движений Аджаро-Триалетская зона превращается в горное сооружение, воздымание которого продолжается и в четвертичное время.

По геофизическим данным (Балавадзе и др., 1966), поднятие Аджаро-Триалетского хребта не сопровождается соответствующим утолщением земной коры и образованием «корня гор». Гравиметрические данные указывают на постепенное утонение коры в западном направлении, в сторону Черного моря.

В современной структуре Аджаро-Триалетская зона представляет собой антиклинорное горное сооружение, в составе которого можно выделить восточный, центральный и западный сегменты.



o1 •2 ⊕3 o4

Рис. 1. Вариационная диаграмма Na₂O+K₂O/SiO₂ для среднеэоценовых пород Аджаро-Триалетии. Для сравнения нанесены фигуративные точки вулканических пород активных рифтовых зон

Ные точки вулканических пород активных рифтовых зон 1 — среднезоценовые вулканиты Аджаро-Триалетии; 2 — миоцен-четвертичные вулканиты побережья Аденского залива (Моюг, 1971); 3 миоцен-четвертичные породы Рио-Гранде (Lipman, 1968); 4 — миоцен-четвертичные породы юго-западного побережья Японии и островов Японского моря (Aoki, Oji, 1966; Ishibashi, 1970). Поле А — область наименьшей популяции; М — граничная линия между полями толентов и щелочных базальтов (Macdonald, Katsura, 1964); Н граница между слабощелочными и высокощелочными базальтами (Saggerson, Williams, 1964), I, II, III — поля щелочных, высокоглиноземистых и толентовых базальтовых серий (Kuno, 1966)



Рис. 2. Вариационная диаграмма Na₂O+K₂O/SiO₂ для верхнеэоценовых пород Аджаро-Триалетии (1), на которую для сравнения нанесены породы шошонитовой серии Папуа, Меланезия (2), хр. Абсарока (3) и Йелоустонского парка (4). А — область наибольшей популяции. Остальные обозначения см. на рис. 1

Структура центрального сегмента характеризуется существованием срединного блокового поднятия, представляющего собой унаследованную, отраженную в осадочном чехле структуру фундамента (Гамкрелидзе, 1970). По обе стороны от него развиты довольно протяженные складки, кулисообразно замещающие друг друга по простиранию. Морфологически это в общем симметричные подобного типа складки с довольно острыми замками. Антиклинали и синклинали первого порядка характеризуются конгруентным развитием и часто осложнены взбросами и надвигами со смещением в северном направлении.

В восточном и западном сегментах происходит общее упрощение складчатой структуры. В восточном сегменте складки погружаются и выполаживаются. В западном сегменте срединное блоковое поднятие проявлено нечетко. Отчетливо выражено лишь его южное ступенчатое ограничение, прослеживаемое от северного борта Ахалцихской депрессии по всей Аджарии в виде Перангской асимметричной антиклинали, которая сопровождается взбросовыми нарушениями.

В северной части западного сегмента установлено развитие брахиформных складок северо-восточного простирания, осложненных рядом поперечных разрывов сбросового характера с опущенными юго-западными крыльями, отражающими ступенчатое опускание блоков в сторону Черного моря.

Развитая к югу от Перангской антиклинали Аджарисцкальская синклиналь, представляющая собой западное продолжение Ахалцихской синклинальной депрессии, является крайней южной структурой западного сегмента Аджаро-Триалетской зоны. В прибрежной части Аджарии простирание этой складки широтное и она, как и расположенные к северу от нее складки Аджаро-Триалетской зоны, срезается береговой линией Черного моря. Таким образом, Аджаро-Триалетская зона в Анатолию не продолжается, ее западное продолжение погребено под водами Черного моря.

Граница западной части Артвино-Болнисской глыбы с Аджаро-Триалетской зоной, как явствует из работ Л. Ф. Бацевича (1885), А. Краёва (Kraeff, 1963₁, 1963₂) и др., проходит в районе Артвинского кристаллического массива, вдоль субширотной полосы выходов известняково-мергельных пород верхнего мела, расположенных на территории Турции, примерно в 15 км к югу от государственной границы СССР. Южный край Аджаро-Триалетской зоны в районе г. Хопа срезается береговой полосой моря. На продолжении этой границы в акватории Черного моря рисуется разлом субширотного простирания (Гончаров и др., 1966), протягивающийся к южному краю центральной части Черного моря. В область Черного моря уходит также значительная северная часть Артвино-Болнисской глыбы, но ее южная часть отчетливо прослеживается на запад, увязываясь с Понтидами («Понтийская глыба» Ф. Ф. Освальда).

Геологическое строение Восточных Понтид идентично строению Артвино-Болнисской глыбы, на что было обращено внимание П. Д. Гамкрелидзе (1949), Г. С. Дзоценидзе и Г. А. Твалчрелидзе (1967), Г. П. Леоновым (1971) и др., (рис. 3). Складчатое основание, представленное кристаллическими сланцами, гнейсами и гранитоидами, выступает во всей этой области в виде сравнительно небольших массивов (Храмский, Локский, Артвинский и др.) из-под слабоскладчатых отложений юры, мела, палеогена, выраженных в фациях Артвино-Болнисской глыбы (Леонов, 1971; Zankl, 1961).

Зона Восточных Понтид в районе ущелья р. Ешиль-Ирмак, заворачивая на северо-запад, косо уходит в Черное море у мыса Бафра и Синопского залива. По-видимому, погребенными структурами этой зоны являются хребты Добрынина и Архангельского и другие структуры, выявленные в прибрежной части моря (Гончаров и др., 1966; Балавадзе и др., 1968).

Западные Понтиды характеризуются существенно иным строением. Эдесь слабоскладчатый осадочный чехол составляют отложения палеозоя (от ордовика до перми) и мезокайнозоя. Из-под осадочных отложений мезозоя и кайнозоя местами выступают верхнепалеозойские молассы, терригенно-карбонатные отложения ордовика, силура, девона и нижнего карбона. Ордовик, сложенный преимущественно конгломератами, песчаниками и кварцитами, трансгрессивно перекрывает выходы мета-



Рис. 3. Сводные стратиграфические разрезы Грузинской глыбы (А), Аджаро-Триалетской зоны (Б), Артвино-Болнисской (В) и Восточно-Понтийской (Γ) глыб (без Локско-Карабахской зоны и ее аналога Восточных Понтид). 1 — глины, аргиллиты, 2 — песчаники; алевролиты; 3 — конгломераты; 4 — глины, аргиллиты и песчаники; 5 аргиллиты, мергели рассланцованные; 6 — известняки, кремнистые известняки; 7 — мергели; 8 — 10 — вулканогенные породы: 8 — кислого и среднего состава, 9 — смешанного состава, 10 - преимущественно основного состава, 11 - кристаллические сланцы, филлиты, мигматиты: *12 —* гнейсы, 13 граниты

морфического основания (гнейсы, гранитоиды, кристаллические сланцы, кварциты, филлиты). Далее на запад кристаллический фундамент обнажается в ядре антиклинория Истранжа (Фюрон, 1955; Кетин, 1966; Эрентоз, 1967; Моргунов и др., 1970; Geol. map of Turkey, 1961—1964). Вся территория Западных Понтид и Истранжа представляет, по-видимому, область байкальско-раннекалендонской консолидации, значительная северная часть которой также погружена под уровень Черного моря, что очевидно из геологических и тектонических карт этого региона. Следовательно, все турецкое побережье Черного моря, от береговой линии вплоть до южного края центральной части Черного моря, является погребенной под дном моря частью байкальско-каледонского массива Истранжа и Западных Понтид, каледонско (?)-герцинского массива Восточных Понтид и Артвино-Болнисской зоны.

Похожие взаимоотношения наблюдаются и в северной периферической части Черного моря, где под уровень моря погружена значительная южная часть киммерид Горного Крыма, а также альпийской складчатой зоны Северо-Западного Кавказа, продолжение структур которой установлено в результате морских сейсмических исследований (Маловицкий и др., 1963; Непрочнов и др., 1964; Терехов и др., 1970). К югу от погруженных альпид и киммерид располагается погребенная часть зоны более ранней консолидации, выраженная в районе Крымско-Кавказского побережья Черного моря в виде поднятий «гранитного» фундамента и крупных брахиформных структур в осадочном чехле, идентичных таковым западной части Грузинской глыбы (Непрочнов, Москаленко, 1963; Непрочнов, Ельников, 1969; Архипов и др., 1970; Терехов и др., 1970). Вероятно, эту область следует считать западным продолжением Грузинской глыбы и объединять их под названием Восточно-Черноморско-Грузинской глыбы Закавказского срединного массива. Южной границей этого погруженного массива, по-видимому, является разлом, установленный у грузинского побережья Черного моря в результате морских геофизических исследований. Последний на западе соединяется с линией раздела центральной части глубоководной впадины Черного моря и ее северной периферии. Отмеченный разлом в Грузии продолжается в виде шва, разграничивающего Грузинскую глыбу и Аджаро-Триалетскую зону.

Таким образом, Аджаро-Триалетская зона по формационному составу слагающих ее образований, характеру структуры и глубинному строению представляется как активизированная зона авлакогенного типа Закавказского срединного массива (Гамкрелидзе, 1970), продолжающаяся на западе не в Понтиды, а в центральную часть акватории Черного моря.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ВПАДИНЫ ЧЕРНОГО МОРЯ И ЕЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПРОШЛОЕ

По характеру строения земной коры периферические части впадины Черного моря относятся к материковому типу. В составе коры, мощность которой в среднем равняется 30—40 км, выделяются все три слоя — осадочный, «гранитный» и «базальтовый» (Непрочнов и др., 1964; Миндели, Непрочнов, 1965; Соллогуб и др., 1966; Балавадзе и др., 1966; Чекунов, 1967; Архипов и др., 1970). В осадочном слое фиксируются преломляющие границы с граничными скоростями от 2,5 до 5 км/сек. По результатам морских сейсмических исследований (ГСЗ, КМПВ, МОВ), под практически недислоцированными или слабодислоцированными сравнительно маломощными (500—700 м к югу от Крыма) слабоуплотненными осадками располагается сильнодислоцированная толща (Непрочнов и др., 1964; Архипов и др., 1970; Терехов и др., 1970).

Существенно иным строением характеризуется центральная глубоководная часть Черного моря, имеющая почти идеально плоское дно, с глубинами от 2000 до 2250 м (Гончаров и др., 1966). По направлению к этой части моря происходит постепенное утонение коры и граница М ($V_r = 8,0-8,2 \ \kappa m/ce\kappa$) залегает на глубине 20—25 км. «Базальтовый» слой ($V_r = 6,6-7 \ \kappa m/ce\kappa$) утоняется до 5—15 км, а «гранитный» ($V_r = 5,8-6,3 \ \kappa m/ce\kappa$), постепенно утоняясь, вовсе выклинивается, и на «базальтовый» непосредственно налегает осадочный слой мощностью 10—15 км с $\overline{V} = 2,5-4,5 \ \kappa m/ce\kappa$ (Непрочнов и др., 1964; Соллогуб и др., 1966; Балавадзе и др., 1966; Чекунов, 1967; Архипов и др., 1970).

По характеру распространения сейсмических волн Lg и Rg область «безгранитного» слоя оконтуривается достаточно уверенно (Миндели, Непрочнов, 1965). С этой областью, практически лишенной сейсмических проявлений, совпадает полоса крупных положительных гравитационных аномалий Буге (Балавадзе и др., 1966).

Сейсмические исследования показали, что осадочный слой центральной части Черного моря неоднороден. В нем на глубине 1,5—2,5 км от дна моря выделяется преломляющая граница с $V_r=3,0 \ \kappa m/cek$. Установлено также, что по крайней мере верхние 3—4 км этих осадков имеют слоистое строение и залегание слоев, близкое к горизонтальному. Подошва осадочного слоя, по данным ГСЗ, также залегает горизонтально (Непрочнов, Ельников, 1969; Архипов и др., 1970, и др.).

К настоящему времени накопился довольно обширный материал, позволивший достаточно уверенно осветить некоторые вопросы геологического прошлого области Черного моря. Так, погружение ряда участков периферийной части Черного моря происходит с недавнего геологического прошлого, о чем свидетельствуют характер их рельефа и геологического строения, а также сильная сейсмичность этой территории (Гончаров и др., 1966; Балавадзе и др., 1968; Милановский, 1968; Муратов и др., 1967, 1969; Архипов и др., 1970, и др.).

Петальные и в ряде случаев специальные литологические исследования показывают, что в палеозое (?) и мезозое эта область временами представляла собой интенсивно размываемую сушу, питавшую обломочным материалом бассейны Крыма и Западной Грузии.

По мнению И. Д. Чечелашвили (1969), В. Б. Оленина и Б. А. Соколова (1960), Н. Я. Ясаманова (1969), в бате, поздней юре и раннем мелу из области Черного моря в Абхазию поступал обломочный материал. представленный преимущественно гранитоидами и кислыми эффузивными породами. По мнению Г. А. Чихрадзе (1969), источником аркозового обломочного материала сорской свиты (тоар — аален) не мог служить Дзирульский массив, покрытый в это время морем. Этот материал скорее всего также привносился с юго-запада. Тот же источник, по-видимому, питал аркозовым обломочным материалом среднепалеозойский бассейн южного склона Большого Кавказа.

Установлено, что в район Горного Крыма грубообломочный материал с юга поступал в готериве — барреме (Добровольская, Сальман, 1960), поздней юге (Муратов и др., 1969; Чернов, 1970), аалене — раннем байосе (Добровольская, Снегирева, 1962) и лейасе (Лебединский, Добровольская, 1962; Добровольская, 1964). На основании этих дан-

		1	
I ₂			
I,		A	
<u></u>	<u> </u>	¹ 2 1: .5 [∨] √	\sim
			4
P			
	v=v=		
		τ	$= 1 \cdot \cdot 2$
	<u> </u>		2 0 0 3
Ľ	$ \vdots \vdots \vdots = $		
			; 4
	╎ <u>╶</u> ᢓ┸ <u></u>	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	$-\times 5$
			H 🔤 🦷
ħ	i = i = i	၀ိ၀ိ၀	
	└<u>╴</u>х_╱_┓┵	<u> </u>	
S			
_	XXXX XXXX		
0	<u>xxxx</u> o`o		
•	<u> </u>		∦ ⊑″.
ρ _{Ζ,}	~×~+	P_{Z}	$ \sim \times 12$
~	$ \times \times$		+ 13
<i>n</i> +	≁ /×]	04 + + /	
76	≁-/x\+	/× /×	[T] + X /4

Б

Рис. 4. Сводные стратиграфические разрезы допозднеюрских отложений Черноморской суши (А), составлен-ный по материалам Т. И. Добровольской (1964) и В. Г. Чернова (1970), и Понтид (Б), составленный по Р. Фюрону (1955), И. Кетину (1965, 1966), Дж. Эрентозу (1967), Ю. Г. Моргунову и С. Г. Рудакову (1970), Г. П. Леонову (1971), Г. Цанклу (Zankl, 1961). 1 — аргиллиты, алевролиты, глинистые сланцы; 2 - песчаники, гравелиты; 3 — конгломераты; 4 — глинистые сланцы и филлиты; 5 — кремнистые породы; 6 кварциты; 7 — известняки; 8 — доломиты и доломитовые известняки: 9 --песчанистые и глинистые известняки, 10 — мергели; 11 — каменный уголь; 12 — кристаллические сланцы и филлиты; 13 — гнейсы; 14 — гранитоиды

ных предприняты попытки воссоздания картины геологического строения Черноморской суши, питавшей обломочным материалом район Горного Крыма в ранней (Добровольская, 1964) и поздней юре (Чернов, 1970).

Согласно этим данным, нам представляется, что черноморская суша была сложена следующими комплексами пород: 1) аплитовыми и аплитпегматитовыми гранитоидами (возраст по калий-аргоновым определениям — 848, 958, 960, 975, 1100 млн. лет; Юрк, Добровольская, 1965), гнейсами, кристаллическими и метаморфическими сланцами и кварцитами протерозоя — нижнего палеозоя; 2) кварц-аркозовыми конгломератами, гравелитами, песчаниками, кварцитами, глинистыми и филлитовыми сланцами ордовика — силура; 3) сланцами, кремнистыми породами и известняками среднего палеозоя; 4) гранитоидами (с калий-аргоновым возрастом 210, 281 млн. лет), конгломератами, песчаниками и органогенными известняками верхнего палеозоя; 5) конгломератами, песчаниками и красными органогенными известняками лейаса; 6) разными порфиритами.

Поскольку приведенный гипотетический стратиграфический разрез черноморской суши почти полностью копирует сводную стратиграфическую схему Понтид (рис. 4), нам представляется, что основным источником материала являлась северная часть Понтид, ныне погребенная под уровнем моря. Следует отметить, что на территории Понтид известны обширные трансгрессии в ранней, средней и поздней юре, в раннем и позднем мелу.

С позднего мела, особенно в палеогене, когда эта суша, по-видимому, стала интенсивно прогибаться, в Горный Крым и Западную Грузию (Грузинская глыба) обломочный материал перестал поступать. Как известно, верхний мел и нижний палеоген этих районов сложены сравнительно маломощными известняково-мергельно-глинистыми отложениями.

Таким образом, впадина Черного моря возникла на жестком доальпийском фундаменте, характеризующемся длительным воздыманием и интенсивным размывом в допозднемеловой период своего развития. С позднего мела она является областью погружения и седиментации.

ЧЕРНОМОРСКО-АДЖАРО-ТРИАЛЕТСКИЙ Палеогеновый рифт

По морфологии дна и строению коры Черное море аналогично некоторым внутренним (Красное море, Аденский залив) и окраинным (Японское, Охотское) морям, которые большинством исследователей рассматриваются как активные рифтовые зоны (McKenzie et al., 1970; Родников, Хаин, 1971; Sleep, Toksöz, 1971).

«Безгранитную» часть Черного моря М. В. Муратов рассматривает как остаток гигантского рубца, образовавшегося на месте глубоководной котловины вследствие растяжения материковой земной коры (Архипов и др., 1970). По мнению В. Е. Хаина (1964), предпосылкой возникновения подобных впадин было длительное поднятие их фундамента с размывом гранитного слоя, затем их растяжение и раздробление. Такого же взгляда на происхождение глубоководной впадины Черного моря придерживаются ныне А. В. Чекунов, Е. Е. Милановский и другие (Субботин и др., 1971).

«Безгранитная» часть впадины Черного моря, совпадающая с полосой наибольшего утонения коры, вытянута в субширотном направлении, достигая в длину 800 км, а в ширину 100—180 км. Схема глубинного строения Черноморско-Кавказского региона, составленная по новейшим материалам (Б. В. Балавадзе, П. Ш. Миндели, Г. Ш. Шенгелая), показывает, что на востоке ось этой полосы продолжается в центральную часть Закавказского срединного массива, совпадая с Аджаро-Триалетской зоной. Утонение коры сходит на нет в районе восточного окончания последней, но далее на восток намечается вновь в районе Талышской зоны, на продолжении которой находится «безгранитная» часть впадины Южного Каспия (рис. 5).

В этой связи центральная часть впадины Черного моря и Аджаро-Триалетский прогиб представляются единой мегаструктурой, для которой по сравнению с граничащими с ней областями характерна утоненная земная кора с максимальным уменьшением ее мощности в глубоководной части моря. Утонение коры было вызвано, с одной стороны, интенсивным размывом гранитного слоя этой территории в палеозое, триасе, средней и поздней юре и раннем мелу, а с другой — растяжением, проявившимся с позднего мела и преимущественно в течение раннего налеогена, которое вызвало образование субширотных трещин — подводящих каналов базальтового вулканизма. Последний, как уже было отмечено, аналогичен молодому и современному вулканизму активных рифтовых зон. В центральной части Черного моря, где растяжение было максимальным, произошло существенное утонение «базальтового» и «гранитного» слоев, разрыв сплошности и растаскивание «гранитного» слоя в стороны от оси наибольшего растяжения. Таким образом, центральная «безгранитная» часть Черного моря и Аджаро-Триалетский трог рассматриваются нами как единая рифтовая структура, формирование которой происходило преимущественно в течение раннего палеогена. В этом свете находит свое естественное объяснение двуслойность коры



Рис. 5. Схема глубинного строения Черноморско-Кавказского региона. 1 — линии равных мощностей земной коры, км; 2 — осадочный слой, 3 — «гранитный» слой, 4 — «базальтовый» слой, 5 — подкоровый слой; 6 — «безгранитная» часть Черного и Каспийского морей, 7 — Аджаро-Триалетская (А—Т) и Талышская (Т) зоны. Местоположение колонок 1—4 в акватории и на побережье Черного моря указано соответствующими цифрами

(«базальтовый» и осадочный), а также большая мощность осадочного слоя глубоководной части Черного моря. Как показали вычисления Е. Е. Милановского (1968), осадки мощностью в 10-15 км не могли накопиться за новейшую стадию развития этой области. Согласно недавно опубликованным данным американских исследователей (Ross et al., 1970), максимальная скорость накопления современных осадков в наиболее глубоководной части Черного моря не превышает 10 см за 1000 лет. При подобном темпе осадконакопления за олигоцен, неоген и антропоген (35 млн. лет) могла образоваться лишь небольшая часть осадочного слоя. По-видимому, данную часть и составляют верхние 3-4 км осадков «безгранитной» области Черного моря, характеризующиеся небольшой средней скоростью распространения продольных волн $(\overline{V}=2,5 \ \kappa m/ce\kappa)$. Остальная же нижняя, более плотная часть осадочного слоя ($\overline{V} = 4,5 \ \kappa m/ce\kappa$), по-видимому, сложена в основном вулканогенноосадочными, существенно базальтовыми толщами и, подобно аналогичным образованиям Аджаро-Триалетии, была сформирована в течение раннего палеогена.

Черноморско-Аджаро-Триалетский рифт пересекает герцинские и догерцинские структуры Закавказско-Черноморско-Понтийского (срединного?) массива. Известно, что эти структуры в «безгранитную» область моря не продолжаются. В этой связи возникает вопрос: не являлись ли едиными до образования рифта структуры хребтов Архангельского, Добрынина и Моисеева, расположенные ныне по обе его стороны (рис. 6)? С позднего эоцена в Аджаро-Триалетии рифтогенез прекращается, наступает режим сжатия и дифференцированных движений, а с олигоцена начинается общее сжатие этой территории, горообразование и инверсия рельефа. Интенсивность сжатия в западном направлении, в сторону Черноморского побережья, убывает. Рифтогенез в это время, повидимому, прекращается и в акватории Черного моря, где происходит общее опускание всей впадины и накопление терригенных отложений сравнительно небольшой мощности. Об этом свидетельствуют данные детальных геофизических исследований МОВ глубоководной впадины Черного моря на границе области «безгранитного» слоя. Согласно



Рис. 6. Тектоническая схема Черноморско-Кавказского региона. 1-6 — участки мегаструктур, погребенные под уровнем Черного моря; 1 — Русской платформы, 2 — Добруджи, Скифской и Мизнйской плит, 3 — Старой Планины (СП), Горного Крыма (ГК) и Большого Кавказа, 4 — Восточно-Черноморско-Грузинской глыбы и Среднегорья (Сг), 6 — Истранжа, Западных и Восточных Понтид, Артвино-Болнисской глыбы; 7 — новообразованная кора, лишенная «гранитного» слоя; 8 границы тектонических зон; 9 — граница предполагаемых рифтовых зон глубоководных впадин Черного моря и Южного Каспия; 10 — то же в перифериях Черного и Каспийского морей; 11 — то же в пределах Закавказского срединного массива (А-Т — Аджаро — Триалетия, Т — Талыш); 12 — контуры крупных структур осадочного чехла, погруженных в море (хребты Архангельского, Добрынина, Моисеева и др.); 13 — направление складок Аджаро-Триалетии и погруженной части Вольшого Кавказа; 14 — поднятия и впадины «гранитного» фундамента Восточно-Черноморско-Грузинской глыбы (ПА — подлятие Андрусова, ВС — впадина Сорокина, ВЧП — Восточно-Черноморское поднятие, ЗКВ — Западно-Колхидская впадина)

А. Ф. Непрочновой и др. (1966), изменение глубинной структуры этой области не отражается на строении верхней (2,5 км) толщи осадков. Это говорит в пользу того, что два разнородных участка земной коры Черноморской впадины в исследованном районе уже сравнительно длительное время были жестко спаяны и развивались как единое целое.

Большое сходство геологического строения и развития Аджаро-Триалетии и Талыша, общие черты глубинного строения и геологической истории глубоководной впадины Черного моря и Южного Каспия наводят на мысль об аналогиях. Согласно Я. П. Маловицкому (1968), в допалеогеновое время центральная часть Южного Каспия характеризовалась геоантиклинальным режимом развития. Нам представляется, что погружение Южного Каспия, как и Талышского прогиба, являющегося его естественным западным продолжением, началось с раннего палеогена. В отличие от западной части этого прогиба (Талыш) восточная часть не претерпела общей инверсии геотектонического режима и продолжала прогибаться вплоть до четвертичного периода. Для объяснения отсутствия «гранитного» слоя в Южно-Каспийской впадине может быть предложен тот же механизм растяжения, утонения и разрыва коры, что и для Черного моря. Отсутствие ярко выраженной линейной формы области, лишенной «гранита», в Южном Каспии может быть обусловлено сопряжением субмеридионального и субширотного растяжения коры.

1. Аджаро-Триалетская зона представляет собой активизированную зону авлакогенного типа Закавказского срединного массива. Для нее характерно интенсивное прогибание в позднемеловое, особенно палеогеновое время с накоплением мощных субфлишевых и вулканических образований.

2. В палеоцене (?) — среднем эоцене в Аджаро-Триалетской зоне проявился интенсивный вулканизм, образовавший 4—5-километровую вулканическую толщу, мощность которой к западу, в сторону Черного моря, возрастает. По ряду петрографических и петрохимических свойств (преимущественно слабощелочной базальтовый биполярный вулканизм, крайне кислые продукты которого обнаруживают комендитовую тенденцию) палеоцен (?)-среднеэоценовый вулканизм Аджаро-Триалетии сходен с молодым и современным вулканизмом активных рифтовых зон, характеризующихся утоненной гранитной корой.

В верхнем эоцене характер вулканической деятельности существенно меняется. Вулканическая активность локализуется на небольшой территории, образуя ассоциацию шошонитовых и богатых калием пород преимущественно среднего состава, характерную для некоторых участков островных дуг.

3. В современной структуре Аджаро-Триалетии выделяются восточный, центральный и западный сегменты. Западный сегмент отличается значительно большей интенсивностью вулканической активности в палеогене. Интенсивность пликативных дислокаций здесь резко ослабевает, складки выполаживаются и затухают. В прибрежных районах Аджарии все структуры срезаются берегом Черного моря.

4. Турецкое побережье Черного моря (Понтиды) по своему геологическому строению и истории развития существенно отличается от Аджаро-Триалетии, проявляя большое сходство с Артвино-Болнисской глыбой. Северный край Понтид в результате новейших тектонических движений погребен под водами Черного моря. Следовательно, западное продолжение Аджаро-Триалетской зоны следует искать в пределах Черного моря, в его центральной части.

5. Центральная глубоководная впадина Черного моря, совпадающая с «безгранитной» полосой и характеризующаяся наибольшим утонением земной коры, вытянута в субширотном направлении. Впадина Черного моря возникла на жестком доальпийском фундаменте, характеризующемся длительным воздыманием и интенсивным размывом в допозднемеловой период развития. С позднего мела и особенно с палеогена она является областью интенсивного погружения и седиментации.

6. Глубоководная впадина Черного моря и Аджаро-Триалетский трог могут рассматриваться в качестве единой рифтовой структуры, формирование которой происходило преимущественно в течение раннего палеогена. В этом свете находит естественное объяснение двуслойность коры глубоководной части Черного моря («базальтовый», осадочный слои), а также большая мощность осадочного слоя. Значительная нижняя часть (до 10 км) осадочного слоя этой области, по-видимому, слагается вулканическими породами палеогена, подобными палеогеновым вулканитам Аджаро-Триалетии. Меньшая верхняя часть (2—3 км) осадочного слоя более молодой (олигоцен — неоген — антропоген).

7. В позднем палеогене восточная часть Черноморско-Аджаро-Триалетского рифта испытывает инверсию тектонического режима и в течение неогена превращается в бескорневое блоково-складчатое сооружение с контрастным залеганием доюрского фундамента.

8. Большое сходство геологического строения и развития Аджаро-Триалетии и Талыша, общие черты глубинного строения и геологической истории глубоководной впадины Черного моря и Южного Каспия позволяют допустить однотипность происхождения этих структур.

Литература

- Архипов И. В., Гайнанов А. Г., Гончаров В. П., Муратов М. В., Непрочнов Ю. П., Непрочнова А. Ф., Успенская Е. А. Глубинное строение Черноморской впадины к югу от берегов Крыма по данным геологических и геофизнческих исследований — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, т. XIV, вып. 2.
- ческих исследовании Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, т. ХІV, вып. 2. Балавадзе Б. К., Бураковский В. Е., Гаркаленко И. А., Головин-ский В. И., Гончаров В. П., Гуревич Б. Л., Корнеев В. И., Маловиц-кий Я. П., Милашин А. П., Соллогуб В. Б., Церетели Л. И., Чеку-нов А. В., Черняк Н. И., Чирвинская М. В., Шарданов А. Н. Тектони-ка области Черного и Азовского морей. Геотектоника, 1968, № 4. Балавадзе Б. К., Твалтвадзе Г. К., Шенгелая Г. Ш., Сихарулид-зе Д. Н., Картвелишвили К. М. Геофизическое исследование земной коры и веруней мачтик в области Карказа Геотектоника 1966 М. 3.
- и верхней мантии в области Кавказа.-Геотектоника, 1966, № 3.
- Бацевич Л. Ф. Геологические исследования в бывшей Батумской области. Матер. для геологии Кавказа, 1885, сер. І, кн. 12.
- Гамкрелидзе И. П. К механизму складчатости Триалетского хребта. Сообщ. АН ГССР, 1970, т. 60, № 1.
- Гамкрелидзе П. Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. — Ин-т геологии и минералогии АН ГССР. Монографии, 1949, № 2.
- Гончаров В. П., Непрочнова А. Ф., Непрочнов Ю. П. Геоморфология дна и глубинное строение черноморской впадины. В сб.: Глубинное строение Кавка-
- за. «Наука», 1966. Дзоценидзе Г. С., Твалчрелидзе Г. А. Некоторые особенности вулканизма и металлогении Среднегорско-Понтийско-Сомхетского пояса. Матер. VII съезда Карпато-Балканской геол., ассоциации. Докл. сов. геол. «Наукова думка», 1967.
- Добровольская Т. И. Литологическая характеристика лейасовых конгломератов
- района Ялты. Бюл. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1964, т. 69, вып. 1. Добровольская Т. И., Сальман Г. Б. О готерив-барремских конгломератак Восточного Крыма. Докл. АН СССР, 1960, т. 133, № 6. Добровольская Т. И., Снегирева О. В. Конгломераты битагской свиты Кры-ма. Докл. АН СССР, 1962, т. 143, № 6.
- Кетин И. Тектонические структуры Анатолии. Геотектоника, 1966, № 3.
- Лебединский В. И., Добровольская Т. И. О проявлении палеозойского магматизма на юге Крымской геосинклинали.— Докл. АН СССР, 1962, т. 145, № 2.
- Леонов Г. П. К вопросу о соотношении и типе геологического развития Аджаро-Триалетской и Восточно-Понтийской тектонических единиц.— Вестн. Моск. ун-та. Геология, 1971, № 3. Маловицкий Я. П., Бокун В. В., Мартынова Г. П. Новые данные о геоло-гии морского продолжения Северо-Западного Кавказа.— Нефтегазовая геология и
- геофизика, 1963, № 7.
- Маловицкий Я. П. История геотектонического развития впадины Каспийского моря.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 10. Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. «Недра», 1968.
- Миндели П. Ш., Непрочнов Ю. П. Определение области отсутствия гранитного слоя в Черноморской впадине по данным ГСЗ и сейсмологии. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 2. Моргунов Ю. Г., Рудаков С. Г. Палеозойские образования Западного Понта
- (Турция).— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1970, № 10.
- Муратов М. В., Лычагин Г. А., Успенская Е. А., Шалимов А. И. История геологического развития Крыма. В кн.: Геология СССР, т. VIII, ч. І. Крым. «Недра», 1969.
- Муратов М. В., Непрочнов Ю. П. Строение дна Черноморской котловины и се происхождение. — Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1967, т. XIII, вып. 5. Непрочнов Ю. П., Ельников И. Н. Результаты сейсмических исследований
- строения осадочной толщи Черноморской впадины на профиле Ялта Синоп.-Океанология, 1969, вып. 5.
- Непрочнов Ю. П., Москаленко В. Н. Строение Гудаутской отмели по данным рекогносцировочных сейсмических исследований. — Геология нефти и газа, 1963, **№** 8.
- Непрочнов Ю. П., Непрочнова А. Ф., Зверев С. М., Миронова В. И., Бокун Р. А., Чекунов А. В. Новые данные о строении земной коры Черноморской впадины к югу от Крыма. — Докл. АН СССР, 1964, т. 156, № 3.
- Непрочнова А. Ф., Непрочнов Ю. П., Ельников И. Н. Строение осадочной толщи глубоководной впадины Черного моря к югу от Крыма. - Изв. АН СССР.
- Сер. геол., 1966, № 7. Оленин В. Б., Соколов Б. А. Западная Грузия и смежные районы Краснодар-ского края в меловой период. Изв. вузов. Геол. и разведка, 1960, № 2. Папава Д. Ю. О некоторых моментах верхнемеловой истории Триалетского хреб-
- та.-- В сб.: Вопросы геологии Грузии. К XXII сес. Междунар. геол. конгресса. Тбилиси, «Мецниереба», 1964.
- Папава Д. Ю. Об открытии верхнеюрских и нижнемеловых отложений в пределах Храмского массива. — Сообщ. АН ГрузССР, 1970, т. 58, № 1.

- Родников А. Г., Хаин В. Е. Проблема направленности развития земной коры в северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса (в свете данных глубинного строения).— Геотектоника, 1971, № 3.
- Соллогуб В. П., Павленкова П. И., Чекунов А. В., Хилинский Л. А. Глубинное строение земной коры вдоль меридионального пересечения Черное море — Воронежский массив. — Проблемы физики земли. Геофиз. сб., вып. 15. Киев, 1966.
- Субботин С. И., Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Ханн В. Е., Славин В. И. Некоторые вопросы строения и эволюции земной коры. В кн.: Строение земной
- коры Центральной и Юго-Восточной Европы. Киев, «Наукова думка», 1971. Татиш вили М. Г. Эоценовый вулканизм Месхетии. Тез. докл. научн. сес. Геол. ин-та АН СССР. Тбилиси, 1971.
- Терехов А. А., Хахалев Е. М., Маловицкий Я. П. Новые данные о геологическом строении прикавказского континентального склона Черного моя. Докл. АН СССР, 1970, т. 195, № 1.
- Фюрон Р. Введение в геологию и гидрогеологию Турции. М., Изд-во иностр. лит., 1955.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. «Недра», 1964.
- Чекунов А. В. Особенности строения земной коры юга Европейской части СССР.— Сов. геология, 1967, № 12.
- Чернов В. Г. К вопросу о строении дна Черного моря к югу от Крыма. -- Геотектоника, 1970, № 5.
- Чечелашвили И. Д. О литологии и питающем субстрате угленосных отложений Бзыбского каменноугольного месторождения. Сб. тр. Геол. ин-та АН ГрузССР, Тбилиси, 1959.
- Чихрадзе Г. А. О некоторых особенностях песчаников нижней юры Сванетии.--Сообщ. АН ГрузССР, 1969, т. 56, № 1.
- Эрентоз Дж. Краткий обзор геологии Анатолии.— Геотектоника, 1967, № 2. Юрк Ю. Ю., Добровольская Т. И. Рифейские и палеозойские валуны гранитов Крыма.— Матер. Карпато-Балканской геол. ассоциации, VII конгресс, ч. 3. София, Изд-во БолгАН, 1965.
- Ясаманов Н. Я. Палеогеография Западной Грузии в неокомское время. Изд-во
- геол. о-ва Грузии, 1969, т. VI, вып. 1—2. A o k i K., O j i Y. Calc-alkaline volcanic rock series derived from alkali olivine basalt magma.— J. Geophys. Res., 1966, v. 71, p. 6127—6135.
- Chadwick R. A. Belts of Eruptive centres in the Absaroka-Gallatin volcanic province, Wyoming -- Montana.-- Bull. Geol. Soc. Amer., 1970, v. 81, p. 267-274.
- Geological Map of Turkey, 1961—1964. Ishibashi K. Petrochemical study of basic and ultrabasic inclusions in basaltic rocks from Northern Kyushu, Japan.- Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ. Ser. D., 1970, v. XX, No. 1, p. 85-146.
- Jakes P., Smith T. E. High potassium calc-alkaline rocks from Cape Nelson, Eastern
- Papua.— Contr. Mineral and Petrol., 1970, v. 28, No. 4, p. 259—272.
 Kraeff A. Geology and mineral deposits of the Hopa-Murgul region (western part of the province of Artvin, NE Turkey).— Bull. Min. Res. Exptl Inst. Turkey, For. ed.,
- 1963, No. 60. Kraeff A. A. Contribution to the geology of the region between Syrya and Ardanuc. —
- Kuno H. Lateral variation of basalt magma types across continental margins and island
- arcs.— Bull. volc., 1966, v. 29, No. 5.
 Lipman P. W. Alkalie and tholeiitic basaltic volcanism related to the Rio-Grande depression, Southern Colorado and Northern New Mexico.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1969, v. 80, p. 1343—1357. Macdonald G. S., Katsura. Chemical composition of Hawaiian lavas.— J. Petrol.
- 1964, No. 5, p. 82-133. McKenzie D., Davies D., Molnar P. Plate tectonics of the Red Sea and East
- Africa. Nature, 1970, v. 226, p. 243–248. Mohr P. A. Ephiopian Rift and Plateaus: Some volcanic petrochemical differences. J. Geophys. Res., 1971, v. 76, No. 8, p. 1967–1984. Nicholls J., Carmichael J. S. E. A commentary on the absarokite-shoshonite-ba-
- nakite series of Wyoming, USA.— Schweiz. Mineral. und petrogr. Mitt., 1969, v. 49, No. 1, S. 47-65.
- Ross D. A., Degens E. T., Macllivaine J. Black Sea. Recent sedimentary histo-
- Saggerson E. P., Williams L. A. J. Ngurumanite from Southern Kenya and its bearing on the origin of rocks of Northern Tanganyka alkaline district.— J. Petrol., 1964, No. 5, p. 40—81.
- Sleep N., Toksöv M. N. Evolution of marginal basins --- Nature, 1971, v. 233. No. 5321. Zankl H. Magmatismus und Bauplan des ostpontischen Gebirges in Querprofil des Harsit-Tales, NE Anatolien.— Geol. Rundschau, 1961, Bd 51, H. 1.
- Геологический институт АН ГрузССР

УДК 551.243(234.9)

Г. Д. БЕЛОУСОВ

МЕСТО СТРУКТУРНЫХ ФОРМ В ПРОЦЕССЕ СКЛАДКООБРАЗОВАНИЯ

(на примере южного крыла Сванетского антиклинория)

Приводятся примеры пространственного взаимоотношения кливажа течения, кливажа раскола, линз, микросбросов, штрихов скольжения и трещин скалывания. Пространственное взаимоотношение малых форм показывает, что они возникли в определенной последовательности. Кратко рассматриваются вопросы о форме, размерах и пространственном расположении линз кливажа, о типе деформации и об изменении свойств пород, происходящем в процессе их деформирования.

Под малыми структурными формами понимаются элементы внутреннего строения смятых толщ. К ним относятся мелкие складки, кливаж, линзы и присутствующие на ловерхности слоя штрихи скольжения и другие линейные структуры (Громин, 1970). Малые формы являются составными частями крупных складок, генетически связаны с ними и, благодаря небольшим размерам, обычно доступны непосредственному наблюдению. Изучение малых форм помогает выяснению условий образования крупных складок, форма которых часто не наблюдается полностью. Малым формам посвящен в последние годы ряд опубликованных работ (Громин, 1970; Кириллова, 1962; Паталаха, 1970; Тохтуев, 1967, и др.). Однако обычно в этих работах малые формы рассматриваются разобщенными друг от друга. В литературе недостаточно полно описывается совокупность малых форм и не всегда анализируется последовательность их возникновения.

В предлагаемой работе будут рассмотрены конкретные примеры пространственного взаимоотношения кливажа течения, кливажа раскола, линз, микросбросов, штрихов скольжения и трещин. На основе приведенного материала мы попытаемся установить последовательность возникновения изученных малых форм и сделать некоторые заключения о форме, размерах и пространственном расположении линз кливажа, о типе деформации и об изменении свойств пород, происходящем в процессе их деформирования.

Малые структурные формы изучались в песчано-сланцевых отложениях южного крыла Сванетского антиклинория (Большой Кавказ), вблизи пос. Лентехи. Здесь обнажается пачка, сложенная слюдисто-глинистыми сланцами, алевритистыми и алевролитовыми их разностями с тонкими прослоями аркозовых песчаников. По возрасту пачка относится к среднему лейасу, мощность ее 300—350 м. Пачка слюдистых сланцев простирается в широтном направлении, в целом опрокинута к югу и смята в складки разного порядка и разной ориентировки. Шарниры складок погружаются преимущественно в двух направлениях: широтном, общекавказском и меридиональном, поперечном. Складки с широтным погружением шарниров были названы продольными, а складки с меридиональным погружением шарниров — поперечными. Продольные складки имеют в вертикальном сечении округлую форму, ширина их составляет 8—10 м. Крылья продольных складок часто осложнены складками более высокого порядка, ширина которых составляет 3—4 м. Погружение шарниров продольных складок обычно крутое (в среднем 50°). Поперечные складки по облику приближаются к изоклинальным, ширина их достигает 10—15 м. В обнажениях такие складки наблюдаются редко.

Поверхности кливажа течения обычно секут слоистость и при переходе с одного крыла складки на другое постепенно меняют элементы своего падения. Лишь вблизи осевых поверхностей складок поверхности кливажа параллельны им. Пространственно поверхности кливажа сходятся по направлению к замкам складок и, если их мысленно продолжить, по направлению периклиналей и центриклиналей. Таким образом, кливаж течения относится к геометрическому типу обратного веерообразного (по классификации В. В. Белоусова).

Чтобы четко представить, как ориентированы описываемые ниже малые формы, необходимо предварительно условиться о названиях направлений и ввести систему координат, относительно которой будут привязываться малые формы. В настоящее время не существует общепринятых обозначений тех или иных направлений и систем координат, хотя необходимость в них не вызывает сомнений. Ниже мы попытаемся использовать существующие обозначения, а в необходимых случаях введем новые. Как и во многих работах, оси эллипсоида деформации обозначаются буквами А, В и С, а оси напряжений — σ_1 , σ_2 , σ_3 . При изучении складок используется несколько систем координат. Большинство исследователей вслед за Зандером (Клоос, 1958) используют оси координат а, b и с. Эти оси в пределах складок располагают следующим образом: ось b ориентируется параллельно оси складки, ось a — по падению осевой поверхности и ось с — нормально к плоскости ab. В складках всегда имеется несколько поверхностей. Обозначим поверхность любого типа буквой S, а поверхность наслоения — S₀.

Для поверхностей кливажа, сланцеватости, полосчатости и т. д. перед буквой S ставится первая буква английского термина. В результате получаются следующие индексы: cS — поверхность кливажа, sS — сланцеватость, bS — полосчатость, fS — трещины. В настоящее время выделяют несколько геометрических типов кливажа. Для их обозначения к индексу «поверхность кливажа» (cS) сверху подставляют первую букву наименования геометрического типа, употребляемого на английском языке. Таким образом, геометрические типы кливажа индексируются: послойный кливаж — cS^b, обратный веерообразный — cS^r, главный (параллельный осевой поверхности) — cS^a и прямой веерообразный с cSⁿ. Поскольку в литературе часто употребляются такие понятия, как «кливаж течения» и «кливаж раскола», введем обозначения: для кливажа течения — cS' и для кливажа раскола — cS'ⁿ. Последовательность возникновения типов кливажа будет обозначаться цифрами. Например, если исследователь установит, что обратный веерообразный кливаж возник позже послойного, то индексы этих типов будут: сS₁^b — для послойного и сS₂^{*} — для обратного веерообразного. На поверхности слоя часто присутствует линейность. Для линейности любого типа примем обозначение, взятое у Э. Клооса (1958), — L. Поскольку линейность в складках выражается по-разному, например линейно-параллельным расположением минералов, пересечением различных поверхностей и т. д., необходимо ввести дополнительные обозначения. Э. Клоос выделил линейность, нормальную к шарниру складки, и линейность, параллельную шарниру. Первую из них, подразумевая под линейностью штрихи скольжения, обозначим La, а вторую Lb. Проведенные нами исследования (см. ниже) показали, что линейность, выраженная в виде штрихов скольжения, пересечения поверхностей кливажа с поверхностью слоя и т. д., во многих случаях не строго нормальна и параллельна шарниру складок. Поэтому вводим следующие обозначения: ~ Lb — штрихи скольжения, составляющие небольшой угол с шарниром; ~La-штрихи скольжения, почти нормальные к шарниру складки; cL^r — след ¹ обратного веерообразного кливажа; cL^a — след главного кливажа; cL^n — след прямого веерообразного кливажа; fL — линия пересечения поверхности сместителя микросбросов и поверхности слоя; lL — след длинной оси линз; mL — линейность минералов. Все принятые в настоящей работе обозначения сведены в таблицу.

В целях понимания текста необходимо также подчеркнуть следующее. В литературе при описании ориентировок разных структур обычно рассматриваются складки с горизонтальными шарнирами. В таких складках (1 на рис. 1) линейность Lb, показанная на рисунке короткими



Рис. 1. Варианты взаимоотношения осей координат (a, b, c), линейности (La и Lb) и элементов залегания слоев в различных складках Объяснение в тексте

штрихами, параллельна, а линейность La, показанная точками, нормальна к шарниру складки $(Lb\|b; La \perp b)$. Линейность Lb, кроме того, совпадает с простиранием слоев, а La — с падением слоев. Однако в складках с вертикальными шарнирами (5 на рис. 1) линия падения и линия

¹ Под следом кливажа, микросбросов, линз и т. д. понимаются структуры, которые образуются на поверхности слоя при пересечении ее этими малыми формами.

	Наименование	Индекс	
Оси	Осн эллипсоида деформация: большая (длинная) ось средняя ось малая (короткая) ось	A B C	
	Напряжений: ось растяжения средняя ось ось сжатия	$\begin{bmatrix} \sigma_1 \\ \sigma_2 \\ \sigma_3 \end{bmatrix}$	
	Оси координат в складках: вдоль падения осевой поверхности параллельно шарниру складки нормально к <i>а b</i>	а в с	
Поверхности	Поверхности любого типа	S	
	Поверхности наслоения	S ₀	
	Поверхности кливажа: послойного обратного веерообразного главного (осевой поверхности) прямого веерообразного	cS ^b cS ^r cS ^a cS ⁿ	
	Поверхность кливажа течения	cSf	
	Поверхность кливажа раскола	cSfn	
Линейность	Линейность любого типа	L	
	Штрихи скольжения: нормальные к шарниру складки параллельные шарниру складки почти нормальные к шарниру складки составляющие небольшой угол с шарниром складки	La Lb La Lb	
	След обратного веерообразного кливажа	cL'	
	След главного кливажа (осевой поверхности	cLa	
	След прямого веерообразного кливажа	cL ⁿ	
	Линейность пересечения двух типов кливажа: обратного веерообразного и главного обратного веерообразного и прямого След сместителя микросбросов След длинных осей линз	cL ^{ra} cL ^{rn} fL bL	

Принятые обозначения малых структурных форм, их направлений и систем координат

простирания слоя, если их расссматривать относительно замков и крыльев складок, как бы меняются местами. В результате линейность Lbуже совпадает с линией падения, а La — с линией простирания слоя. В складках с крутыми шарнирами (З на рис. 1) линейность Lb составляет небольшой угол с линией падения слоя и одновременно параллельна шарниру складки. В обнажениях мы часто наблюдаем части складок, расположенные ближе к их периклинальному замыканию (2, 4, 6 на рис. 1). В этих складках, даже если они имеют горизонтальные шарниры (2 на рис. 1), линейность Lb составляет небольшой угол с шарниром складки ($\sim Lb \| b$) и с простиранием слоев. Линейность разных крыльев сходится под острым углом в замке складки. При вертикальном шарнире в области замыкания структуры (6 на рис. 1) линейность Lb составляет небольшой угол и с линией падения слоя, и с осью в складки ($\sim Lb \| b$). Описываемые нами складки можно отнести к случаю, обозначенному как 4 на рис. 1, среднему между 2 и 6 на рис. 1. В них любого типа линейность, имеющаяся на поверхности слоя, составляет небольшой угол как с шарниром складки, так и с линией падения слоя. Ниже, когда будет приводиться привязка малых форм относительно линии падения слоя, об этом не следует забывать. В необходимых случаях мы будем указывать, как ориентированы малые формы относительно осей складок или их замков и крыльев.

Малые формы изучались в пределах группы складок, изображенных на рис. 2, на котором представлена крупная продольная антиклиналь. Южное крыло ее осложнено незначительным синклинальным изгибом,



Рис. 2. Пространственная модель группы изученных складок. Южное крыло Сванетского антиклинория (Большой Кавказ), р. Хеледула. Масштаб мощностей и малых форм не выдержан: Цифры с буквой соответствуют номерам последующих зарисовок. a, b и c — оси координат. 1 — породы, слагающие складки: а) песчаники, б) алевритистые глинистые сланцы, в) глинистые сланцы, к — кровля, п — подошва слоя; 2 — шарниры складок (ш) и их погружение: а) антиклинали, б) синклинали, Стрелка направлена к мериклинали и центриклинали складок, штрих направлен в сторону падения осевых поверхностей (оп) складок; 3 — направление движения лежащего выше слоя; 4 — малые формы на поверхности слоя: а) микросбросы (fL), штрих направлен в сторону падения сместителя, б) след линз (LL)

а северное крыло — четко выраженными лежачими антиклиналью и синклиналью. Шарниры складок круто погружаются в западном направлении. На южном крыле антиклинали были изучены следы кливажа течения, микросбросы, трещины скалывания и штрихи скольжения. На кровле прослоя алевритистых глинистых сланцев при пересечении ее поверхностями кливажа течения образуется структура, состоящая из валиков и разделяющих их вогнутостей. Валики имеют каплеобразную

99

7*

0



форму, ширину около 2 мм и высоту менее 1 мм (А¹ и Б на рис. 3, разрез по линии 1-1). Валики идут рядами, и в каждом ряду размеры их приблизительно одинаковые. От ряда к ряду размер валиков меняется и колеблется от 2,4 до 3 см. Ряды валиков разделяются полосками, вогнутыми в слой (Б на рис. 3, разрез 1—1). Полоски имеют ширину около 6 *мм*. Чередование валиков и полосок делает поверхность слоя волнисто-зазубренной. Линия, проведенная по гребням валиков одного ряда, не прямая, а извилистая. Валики на поверхности слоя расположены так, что напротив седловины между валиками одного ряда находится центр валиков соседнего ряда. Таким образом, на поверхности слоя валики расположены в шахматном порядке (A, на рис. 3). Валики сложены тем же веществом, что и слой, на кровле которого они наблюдаются. Однако в пределах валиков зерна крупнее, чем в основной массе сланцев. Вогнутые полоски, разделяющие валики, находятся на поверхности слоя в тех местах, где она пересекается видимыми поверхностями кливажа (*Б* на рис. 3, разрез 1—1).

Следы кливажа течения изогнуты и смещены мелкими сбросами, которые мы будем называть микросбросами. Сместители микросбросов слабоизвилисты, местами прерываются и отстоят друг от друга на расстоянии 6—8 см (А на рис. 3, светлые вертикальные полоски; Б на рис. 3, уступы). Поверхность слоя смещается по микросбросам на 0,5 см. Отно-



Рис. 3. Малые структурные формы на поверхности слоев различного состава. Южное крыло антиклинали рис. 2

А — микросбросы и следы кливажа течения на кровле алевритистых глинистых сланцев. Светлые полосы, направленные сверху вниз, — микросбросы;

Б — обобщенная зарисовка тех же форм, что и на рис. 3,а, выполненная в более крупном плане. Ориентировка структур на фотографии рис. 3,А и на зарисовке одинаковая. Расстояние между микросбросами соответствует действительному, расстояние между следами кливажа дано вне масштаба. На разрезе I—I показано поперечное сечение следов кливажа течения;

В — следы кливажа течения, кливажа раскола и микросбросы на кровле глинистых сланцев. Следы кливажа течения ориентированы сверху слева, вниз направо; следы кливажа раскола образуют наклонную полосу выше окончания линейки. Микросбросы направлены снизу слева, вверх направо и плохо различимы;

Γ — обобщенная зарисовка тех же форм, что и на рис. 3, В. 1 — микросбросы и элементы их падения, 2 — кливаж течения и элементы его падения, 3 — след кливажа течения и элементы его погружения, 4 — след кливажа раскола и элементы его погружения, 5 — направление наилучшего скольжения, 6 — направление движения лежащего выше слоя

сительно опущены части слоя, отстоящие дальше от свода антиклинали. Поверхность слоя из-за наличия на ней микросбросов становится ступенчатой. Микросбросы простираются под углом 10—15° к оси антиклинали, т. е. fL почти параллельна b (см. рис. 2, правый край). Так как линия падения слоя близка к погружению шарнира антиклинали, линия пересечения поверхности слоя и микросбросов (fL) ориентирована одновременно под небольшим углом и к линии падения слоя (\mathcal{B} на рис. 3, до 10°). Линия падения микросбросов направлена в сторону крыла антиклинали и параллельна следам кливажа течения. В срезе, поперечном к слою, было видно, что микросбросы затухают внутри слоя. Микросбросы, очевидно, являются следствием растяжения кровли слоя.

На кровле алевритистых глинистых сланцев имеются штрихи скольжения двух направлений («перекрестная штриховка скольжения», по Клоосу, 1958). Одно из направлений штрихов скольжения ($\sim La$) параллельно следам кливажа течения ($\sim La \| cL'$) и линиям падения сместителей микросбросов. Скольжение вдоль штрихов этого направления ориентировано от свода к крылу складки. Слабее выраженные штрихи

другого направления (~Lb) совпадают с простиранием микросбросов (~Lb||fL). Скольжение вдоль них направлено в сторону воздымания шарнира антиклинали (~Lb||b). Возникновение штрихов скольжения, как известно, обусловлено межпластовыми проскальзываниями слоев, которые происходили при смятии их в складки. Используя классическое правило определения направления проскальзывания слоев, скольжение первого направления можно трактовать как следствие движения лежашего выше слоя (относительно рассматриваемого) от свода к крылу антиклинали, а скольжение другого направления — как движение лежашего выше слоя в сторону от периклинали складки (Б на рис. 3, жирные стрелки; рис. 2, где показано движение лежащего выше слоя в пределах всей антиклинали). Одно из направлений штрихов скольжения, как было показано выше, совпадает с простиранием микросбросов ($\sim Lb \| fL$), а другое — с падением их сместителей. Следовательно, и штрихи скольжения, и микросбросы являются следствием межпластовых подвижек. Микросбросы смещают следы кливажа течения. Поэтому можно полагать, что межпластовые подвижки происходили после формирования кливажа течения.

Трещины скалывания пересекают следы кливажа течения и микросбросы и смещают их (A на рис. 3, см. выше линейки).

Таким образом, из пространственного взаимоотношения рассмотренных в данном примере малых форм вытекает, что они возникли в следующей последовательности: кливаж течения — микросбросы — трещины скалывания.

На том же южном крыле антиклинали в прослое глинистых сланцев встречаются участки, обогащенные песчаным материалом. Состав участков соответствует алевролитам. На участках, состоящих из алевролитов, имеются поверхности кливажа раскола. Это позволило нам в дополнение к тому, что мы рассмотрели выше, наблюдать взаимоотношение кливажа раскола, кливажа течения и микросбросов.

В предыдущем примере были описаны следы кливажа течения, которые имеются на кровле алевритистых глинистых сланцев. В этом примере мы рассмотрим следы кливажа течения, выраженные на кровле более тонких по составу пород — глинистых сланцев. Следы кливажа течения (cL^r) на кровле глинистых сланцев выражены более четко, чем на кровле алевритистых глинистых сланцев. Валики каплеобразной формы здесь уже имеют длину 1 см, ширину около 0,7 мм и высоту 2 мм (В и Г на рис. 3). Как и в предыдущем примере, валики идут рядами, в каждом из которых они имеют примерно одинаковые размеры. Расстояние между рядами валиков колеблется от 0,4 до 1 см, а в пределах ряда расстояние между валиками равно 0,8 см. Ряды валиков на кровле составляют угол около 40° с линией падения слоя и примерно 70° с шарниром складки, т. е. $cL^r \sim \bot b$. Валики расположены на поверхности слоя в шахматном порядке.

Следы кливажа раскола проявляются на поверхности наслоения алевролитов (Γ на рис. 3). Участки алевролитов образуют на кровле слоя глинистых сланцев полосы, слабо прогнутые к подошве. Границы между участками глинистых сланцев и алевролитов нечеткие, между этими разностями пород имеются переходные зоны шириной около 5 мм. В переходных зонах присутствуют следы кливажа течения и следы кливажа раскола. Последние выражены хуже, чем следы кливажа течения. Следы кливажа раскола представляют собой узкие валики, разделенные неглубокими, вогнутыми в слой полосками. Высота валиков не превышает 1 мм, ширина вогнутых полосок колеблется от 1 до 1,8 см. Валики

¹ Правило Гофера гласит: «Перемещение какого-либо блока, имеющего зеркало скольжения, происходило по простиранию штрихов в направлении, противоположном тому, в котором обращены поперечные уступы» (Громин, 1970).

следов кливажа раскола ориентированы параллельно линии падения слоя (Γ на рис. 3), под углом около 25° к оси антиклинали ($cL^n \sim ||b$, рис. 2). На границе проявления следов кливажа раскола следы кливажа течения обрываются и, как бы перескакивая через полосу развития следов кливажа раскола, продолжаются до другой ее границы. В переходной зоне валики следов кливажа раскола накладываются на валики следов кливажа течения. Таким образом, можно полагать, что кливаж раскола появился позже кливажа течения.

Как и на кровле алевритистых глинистых сланцев, на кровле глинистых сланцев имеются микросбросы. Но проявляются они здесь слабее. Амплитуда смещения по ним не превышает 0,2 см. Микросбросы простираются под небольшим углом к оси антиклинали $(fL \sim ||b)$. По микросбросам относительно опущены части слоя, расположенные дальше от свода складки. Микросбросы смещают следы кливажа течения. Взаимоотношение их со следами кливажа раскола наблюдается хуже. Однако местами можно было заметить, что микросбросы смещают также и следы кливажа раскола. Следовательно, микросбросы возникли позже кливажа раскола и кливажа течения.

Перекрестная штриховка скольжения, выраженная на кровле глинистых сланцев, свидетельствует о движении расположенного выше слоя (относительно рассматриваемого) в направлении от свода антиклинали и от ее периклинали (Γ на рис. 3, и рис. 2). Утолщенные части валиков следов кливажа течения обращены в сторону крыла антиклинали, т. е. совпадают с направлением скольжения.

Из взаимоотношения рассмотренных в данном примере малых форм вытекает, что они образовались в следующей последовательности: кливаж течения (cS_1) — кливаж раскола (cS_2) — микросбросы.

Выше были описаны малые формы, которые наблюдались на кровле алевритистых глинистых сланцев и глинистых сланцев. В пределах того же южного крыла антиклинали наблюдалось также разлинзование прослоя песчаников. Линзы были хорошо видны на поверхности слоя и в срезе, поперечном к слою. Форма линз на поверхности слоя видна на фотографии (А на рис. 4), а их пространственное положение и размеры показаны на чертеже (Б на рис. 4). Линзы хорошо выражены только на кровле слоя; на подошве участки в области шеек вогнуты на величину, в два раза меньшую, чем на кровле. В результате подошва слоя остается почти ровной, «неразлинзованной». Таким образом, в данном примере мы имеет случай одностороннего разлинзования, который редко описывается в литературе (Кириллова, 1962). Как видно на рис. 4, наибольшая видимая ось линз наблюдается на плоскости наслоения. Линзы здесь располагаются в шахматном порядке. Видимые длинные оси линз, имеющие примерно одинаковые размеры, лежат на одной линии, названной, как было отмечено выше, следом линз (lL). Расстояние между двумя соседними следами линз колеблется от 8 до 10 см. След линз на поверхности слоя составляет угол 10-15° с линией падения слоя и почти совпадает с погружением шарнира антиклинали $(lL \sim ||b)$.

При изучении линз только на поверхности слоя создается впечатление, что длинная ось линз параллельна поверхности слоя. Случаи, когда длинные оси линз (будин) располагаются параллельно напластованию, описаны многими исследователями. Однако тщательные замеры положения линз показали, что в описываемом случае длинная ось линз (l) не лежит в плоскости слоя ($l||S_0$). Короткая ось линз (S) также не параллельна плоскости слоя. Оси линз составляют угол в 10—15° с поверхностью слоя. Длинная ось линз погружается круче, чем слой. В результате линзы «ныряют» в слой. На плоскости слоя мы видим, таким образом, косую проекцию линз. Линзы одного ряда уходят под подошву линз соседнего ряда. Плоскость, в которой лежат длинная (l) и короткая (s) оси линз, во всех частях складки остается параллельной ее осевой поверхности (ls||a). Положение этой плоскости не зависит от элементов падения слоя. Направление длинных осей линз почти совпадает с погружением шарнира антиклинали ($lL \sim ||b$). Плоскость ls линз параллельна поверхностям кливажа, развитого в соседнем слое, состоящем из глинистых сланцев





Рис. 4. Линзы на кровле прослоя песчаника. Южное крыло антиклинали: *А* — фотография; *Б* зарисовка пространственного положения линз; *l* — длина, *s* — ширина линз. Условные обозначения см. на рис. 3

 $(ls \| cS^r)$. Однако длинные оси линз не совпадают с линией падения кливажа и составляют с ней угол в 15°. Материал глинистых сланцев заполняет пространство в вогнутых частях шеек. След кливажа течения ориентирован так, что он попадает в область шеек одного ряда и в середину тела линз соседнего ряда. Вблизи тела линз поверхности кливажа искривляются, местами отгибаются. Несовпадение ориентировки следов кливажа течения с осями линз и отгибание поверхностей кливажа вблизи тела линз указывает предположительно на более раннее возникновение кливажа течения.

Погружение длинных осей линз близко к погружению микросбросов, которые имеются на поверхности соседнего слоя глинистых сланцев (lL||fL). Ширина линз равна расстоянию между сместителями микросбросов. Поэтому можно полагать, что линзы возникли почти одновременно с микросбросами. Но микросбросы смещают следы кливажа течения, а воздействие линз на поверхности кливажа течения проявляется слабее. Следовательно, линзы возникли несколько раньше микросбросов.

Проекции длинных осей линз ориентированы на поверхности слоя почти параллельно продольным трещинам отрыва. Трещины отрыва смещаются более молодыми трещинами скалывания, большинство из которых сечет линзы. Исходя из этого, можно полагать, что линзы возникли одновременно с трещинами отрыва и раньше трещин скалывания.

Таким образом, рассмотренные в данном примере малые формы могут быть сведены в следующую последовательность: кливаж течения линзы, трещины отрыва — микросбросы — трещины скалывания, а если ее суммировать с наблюдениями второго примера; то кливаж течения (cS_1^r) — кливаж раскола (cS_2^n) — линзы, трещины отрыва — микросбрось — трещины отрыва — микросбрось — трещины скалывания.

В описанном примере было показано, что длинная ось линз ориентирована косо к напластованию. Такой тип линз классифицируется зарубежными исследователями как муллион-структуры (Кириллова, 1962). Эти структуры по ряду своих особенностей подразделяются на складчатые, кливажные, будинажные и неправильные (Ситтер, 1960). Так как в нашем случае плоскость *ls* линз почти параллельна поверхностям кливажа, развитого в сланцах, то они должны быть отнесены к кливажным муллион-структурам. Но обычно считается, что длинная ось кливажных муллион-структур равна длине складки, которую они осложняют. В нашем случае этого не наблюдается. Кроме того, в типичных муллионструктурах линзы пересекают слой более круто, чем в приведенном примере. Учитывая эти отличия, мы сочли возможным описанные структуры назвать линзами. Возможно, эти линзы следует считать ранней формой развития муллион-структур. И. В. Кириллова (1962) аналогичные структуры отнесли к категории «будинажеподобного расчленения».

В пределах складок, осложняющих северное крыло антиклинали (см. рис. 2), удалось наблюдать малые формы одновременно на обоих крыльях складок. Так, в пределах синклинали, показанной на рис. 5, хорошо были видны микросбросы и штрихи скольжения. Микросбросы одного крыла складки и микросбросы другого крыла сходятся под острым углом в замке. По микросбросам поверхность слоя опускается на 3 см (рис. 5, разрез). Опущенными частями являются части слоя, расположенные дальше от свода крупной антиклинали, которую осложняет рассматриваемая синклиналь. Линии микросбросов располагаются друг от друга на расстоянии около 10 см. Как и в предыдущих случаях, следы кливажа течения смещаются микросбросами. На кровле прослоя песчаников также наблюдались линзы. Плоскость ls линз параллельна осевой поверхности складки. Длинная ось линз погружается почти согласно шарниру синклинали. Поскольку элементы залегания разлинзованного слоя постепенно меняются при переходе с одного крыла синклинали на другое, а ориентировка линз остается в любых частях складки параллельной ее осевой поверхности, то следы линз сходятся по острым углом на киле.

Ориентировка штрихов скольжения указывает на движение вышерасположенного слоя на опрокинутом крыле синклинали в сторону от киля к крылу и на нормальном крыле — от крыла к килю. Вдоль шарнира синклинали расположенный выше слой проскальзывает относительно рассматриваемого на обоих крыльях складки в сторону воздымания шарнира синклинали (рис. 5, жирные стрелки). В пределах продольной антиклинали, расположенной западнее рассмотренной выше синклинали, наблюдались микросбросы двух направлений. Одни из них отражают межпластовые подвижки, происходящие в пределах рассматриваемой складки. Эти микросбросы сходятся в направлении к периклинали и меняют ориентировку при переходе их с одного крыла складки на другое. Более крупные микросбросы без изме-



Рис. 5. Микросбросы и штрихи скольжения в пределах продольной синклинали. Сверху показано поперечное сечение микросбросов. Условные обозначения см. на рис. 2 и 3

нения ориентировки секут оба крыла антиклинали и накладываются на мелкие микросбросы. Крупные микросбросы являются результатом межпластовых подвижек, происходящих в антиклинали, которую осложняет рассматриваемая складка. Поскольку крупные микросбросы затушевывают мелкие, то можно полагать, что они возникли позднее.

Штрихи скольжения в пределах антиклинали указывают на движение расположенного выше слоя от свода складки на ее пологом крыле и от крыла к своду — на опрокинутом крыле. По линии шарнира расположенный выше слой проскальзывает в сторону воздымания шарнира (см. рис. 2).

На основе взаимоотношения малых форм можно сделать ряд выводов. Рассмотрим некоторые из них.

1. Форма, размеры и пространственное расположение линз кливажа. Следы кливажа течения являются структурами, лежащими на линии пересечения поверхностей кливажа и поверхности слоя. Поэтому они в какой-то мере отражают внутреннее строение раскливажированных пород. Как показало микроскопическое изучение, поверхности кливажа разделяют породу на линзы кливажа. При наблюдениях на обнажении мы обычно различаем не все поверхности кливажа, а лишь наиболее
грубые, приоткрытые при последующем выветривании. Валики следов кливажа течения расположены, как было показано выше, между видимыми в обнажении поверхностями кливажа. Поэтому можно полагать, что они являются срезом крупных линз кливажа. В таком случае форма, размеры и пространственное расположение валиков отражают форму, размеры и расположение крупных линз кливажа. На поверхности слоя мы наблюдаем косые срезы линз кливажа. С учетом угла, под которым пересекаются поверхности кливажа. Так, длина валиков с учетом склонения их относительно линии простирания слоя соответствует длине линз кливажа. Ширина валиков с поправкой на угол встречи поверхности кливажа и слоистости равняется толщине линз кливажа. Для случая, например, показанного на рис. 3 (см. Γ), видимая невооруженным глазом длина линз кливажа составляет 1 см \times соз 5°=0,99 см, а толщина линз — 0,7 мм \times соз 15°=0,68 мм.

Поскольку следы кливажа течения являются косым срезом крупных линз кливажа, то каплеобразная форма валиков может рассматриваться как форма линз кливажа. Расположение валиков в шахматном порядке свидетельствует об аналогичном расположении линз кливажа.

Из сравнения следов кливажа течения, имеющихся на поверхности слоев различных по составу пород, видно, что размер линз кливажа зависит от литологических свойств пород. Действительно, валики, имеющиеся на поверхности наслоения глинистых сланцев, имеют размер меньше, чем на поверхности наслоения алевритистых глинистых сланцев. Таким образом, в более тонких по составу породах размер линз кливажа меньше, чем в более грубозернистых.

Интересно и то, что валики следов кливажа течения имеют каплеобразную форму. Такая форма, как, например, считает В. И. Громин (1970), — это форма тела, «...обладающего минимальным сопротивлением движения в вязкой среде». Уэкие концы валиков указывают на направление «течения среды». Выше мы указывали, что в пределах валиков, являющихся косым срезом линз кливажа, зерна имеют более крупные размеры, чем в основной массе сланцев. Крупные зерна можно рассматривать как тела, а основную массу сланцев — как вмещающую среду. Тогда, придерживаясь точки эрения В. И. Громина, можно полагать, что во время формирования кливажа течения движение основной массы сланцев происходило с крыльев складки к ее своду.

2. Штриховка скольжения в пределах группы складок. Выше в каждом примере указывалось направление проскальзывания слоев. Это направление восстанавливалось по штрихам скольжения. В литературе штрихи скольжения описываются как линейность (Клоос, 1958). В настоящее время выделяют следующие типы линейности; Lb, La и перекрестную линейность, т. е. сочетание двух первых типов (Lb La). При полевых наблюдениях исследователи, как это следует из их описаний, часто обнаруживали в пределах складок только какой-либо один из двух первых типов линейности. Перекрестная линейность отмечается резко. При описании штрихов скольжения мы постоянно указывали, что в пределах каждой складки на поверхности слоя развита перекрестная штриховка скольжения. Кроме того, отмечалось, что линейность имеет ориентировку не строго параллельную и нормальную к оси складки, как это обычно описывается, а пространственно сходящуюся в направлении килей и сводов и, если ее мысленно продолжить, в направлении периклиналей и центриклиналей.

Как известно, при деформации по типу продольного изгиба расположенный выше слой проскальзывает в сторону свода антиклинали (или киля в синклиналях). На рис. 2 показано движение расположенного выше слоя относительно расположенного ниже в пределах группы складок. На рисунке отчетливо видно, что картина движения слоя в пределах антиклинали не соответствует той, которая получается при деформации по типу продольного изгиба. Проскальзывание слоев внутри осложняющих складок полностью подчиняется движению слоев, происходящему в складке, которую они осложняют.

Во всех примерах одно из направлений штрихов скольжения совпадает со следом кливажа течения ($\sim La \| cL^r$). Кроме того, на поверхностях кливажа часто наблюдается даже невооруженным глазом тонкая штриховка скольжения. Учитывая это, можно считать, что формирование рассмотренных складок происходило преимущественно путем подвижек по поверхностям кливажа.

3. Ориентировка осей напряжений, осей складок и осей линз. Вопрос об ориентировке осей напряжений и соответствия их осям деформации в настоящее время во многом неясен. Мы затрагиваем его в целях увязки пространственного соотношения малых форм с элементами складок. Глинистые сланцы и разлинзованные песчаники в пределах группы продольных складок (см. рис. 2) разбиты сеткой сопряженных трещин скалывания. Прослои песчаников развиты более густой сеткой трещин, и только часть из них, не меняя элементов падения, рассекает сланцы. С учетом смещений между парой сопряженных трещин по методике М. В. Гзовского (1963) была найдена ориентировка осей напояжений. По отношению к элементам складок оси напряжений ориентированы следующим образом. Ось сжатия почти нормальна к осевым поверхностям складок $(\sigma_3 \perp c)$ и поверхностям кливажа, развитым вблизи нее $(\sigma_3 \perp cS^r)$ и σ_я⊥сSⁿ. Ось растяжения совпадает с падением осевых поверхностей $(\sigma_1 || a)$. Средняя ось ориентирована вдоль шарнира складки $(\sigma_2 || b)$. Частичное несовпадение осей напряжений с элементами складок можно объяснить тем, что трещины и восстановленные по ним оси напряжений изменили пространственную ориентировку в ходе последующего развития складок.

Поверхности *ls* линз песчаников ориентированы нормально к оси максимального сжатия $(ls \perp \sigma_3)$. Длинная ось линз совпадает со средней осью напряжений $(l\|\sigma_2)$, а короткая — с осью растяжения $(s\|\sigma_1)$. Пространственная ориентировка линз не зависит от элементов залегания слоя. Линзы во всех частях складок параллельны ее осевой поверхности и нормальны к оси сжатия. Механизм возникновения такого типа линз по существу не отличается от описанного ранее в литературе (Белоусов, 1952). Отличие заключается лишь в том, что внешние силы, раздавливающие песчаники, не были ориентированы нормально к поверхности напластования. Угол между направлением действующих сил и поверхностью слоя в разных частях складок менялся. Прослои песчаников под действием внешних сил растягивались с образованием шеек в направлении наименьшего сжатия, а линзы уплощенными частями ориентировались нормально к оси максимального сжатия.

В прослоях сланцев, слагающих южное крыло антиклинали, изображенной на рис. 2, были встречены конкреции марказита, которые имели эллипсоидальную форму. Раздавленные конкреции могут рассматриваться как эллипсоид деформации, а оси конкреций — как оси деформаций (A, B, C). Конкреции марказита расположены относительно осей напряжений следующим образом: уплощенные части конкреций нормальны к оси сжатия σ_s , длинные их оси совпадают с осью растяжения σ_1 , а средние — с осью σ_2 . Таким образом, оси напряжений, восстановленные по трещинам скалывания, и оси деформаций, восстановленные по деформации конкреций, имеют одинаковую ориентировку.

4. Изменение свойств пород в процессе деформации. Из взаимоотношения малых структурных форм мы наметили последовательность, в которой они возникали: кливаж течения cS_4 — кливаж раскола — cS_2^n линзы — микросбросы — трещины скалывания. Несомненно, что каждый вид малых форм возникает при определенном состоянии деформируемого вещества. Намеченный ряд последовательно образующихся малых форм будет, очевидно, характеризовать изменение свойств пород, которое_происходило в процессе деформации.

Рассмотрим предварительно, при каком состоянии вещества возникают отдельные виды малых форм.

Микроскопическое изучение кливажа, проведенное многими исследователями, показало, что кливаж течения является результатом пластической, а не разрывной деформации (Клоос, 1958; Кириллова, 1962, и др.). Нами в пределах складок, расположенных по соседству от описанных выше, в шлифах были обнаружены структуры типа снежного кома, мелкая волнистость сланцев, возникшая в результате обтекания сланцами выступов более вязкого материала, и флексурообразные изгибы тонких грубозернистых слойков, лежащих на продолжении поверхностей кливажа. Все это, несомненно, свидетельствует о том, что формирование кливажа течения происходило, когда породы находились в пластичном состоянии.

Исследователи, изучавшие формирование линз и будин, сходятся на том, что разлинзованию подвергаются более вязкие слои, расположенные среди более пластичных (Белоусов, 1952; Рамберг, 1957; Кириллова, 1962, и др.). В приведенных нами примерах линзы наблюдались также только в песчанистых прослоях, т. е. в относительно более вязких породах, расположенных среди слоев глинистых сланцев.

Многочисленные исследователи показали, что трещины скалывания являются результатом разрывной деформации, которая происходит, когда породы становятся хрупкими (Гзовский, 1963, и др.).

Учитывая все это, а также последовательность возникновения малых форм, изменение свойств пород, происходящее в процессе деформации. можно представить следующим образом. В целях удобства ниже будем оперировать двумя разностями пород: глинистыми сланцами и песчаниками. Как известно, глинистые сланцы при одинаковой температуре и всестороннем давлении имеют меньшую вязкость, чем песчаники. Поэтому они в первую очередь испытывают пластическую деформацию. Минеральные зерна, слагающие сланцы, ориентируются длинными осями в направлении течения материала. В результате в сланцах формируется кливаж течения. Можно предполагать, что процесс перестройки ориентировок зерен начинается еще в неконсолидированных осадках (Клоос, 1958). Так как песчаники сложены зернами, более изометричными по форме и более крупными по размеру, чем сланцы, то в песчаниках процесс ориентировки зерен длится дольше, чем в сланцах. Поэтому возникновение кливажа раскола происходит позже, чем кливажа течения. Вполне возможно, что перестройка ориентировок зерен в песчаниках происходит тогда, когда они, как и сланцы, становятся менее вязкими. Падение их вязкости может быть вызвано, например, увеличением касательных напряжений.

Со временем за счет уплотнения осадков зерна, слагающие породы, приходят в соприкосновение и вязкость пород возрастает. В песчаниках зерна из-за их крупных размеров быстрее приходят в соприкосновение, чем в сланцах. Поэтому вязкость песчаников увеличивается быстрее, и в них под действием внешних сил формируются линзы. Сланцы в это время ведут себя как пластичные породы и способствуют образованию линз в песчаниках. В сланцах на этой стадии может, вероятно, происходить переориентировка слагающих их зерен и формирование кливажа течения.

В ходе последующей деформации вязкость песчаников повышается настолько, что они становятся хрупкими, неспособными испытывать пластические деформации. Прослои песчаников разрываются трещинами отрыва. «Чистые» разности сланцев выступают еще в роли менее вязких пород. Последнее подтверждается тем, что на поверхности наслоения алевритистых глинистых сланцев в это время возникают четко выраженные микросбросы (см. А на рис. 3), а на поверхности глинистых сланцев микросбросы выражены слабо (см. В на рис. 3).

При возникновении трещин скалывания, которые не изменяют элементов падения при переходе из песчаников в сланцы, обе разности пород ведут себя как хрупкие.

Таким образом, в процессе деформации свойства пород меняются так, что в целом наблюдается сначала увеличение их пластичности, а затем, наоборот, увеличение их вязкости и уменьшение прочности.

Литература

- Белоусов В. В. Тектонические разрывы, их типы и механизм образования. Тр. Ин-та геофизики АН СССР, 1952, № 17/144.
- Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. Ч. 3 и 4. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Громин В. И. Малые структурные формы и палеореологические реконструкции. М., «Наука», 1970.
- Кириллова И. В. Кливаж как показатель характера движения вещества в процессе развития складчатости. В сб.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М., «Наука», 1962. Клоос Э. Линейность. В сб.: Вопросы структурной геологии. М., Изд-во иностр.
- лит., 1958.
- Паталаха Е. И. Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. Алма-Ата, «Наука», 1970.

Рамберг Г. Природный и экспериментальный будинаж структуры разлинзования.— В сб.: Вопросы экспериментальной тектоники. М., Изд-во иностр. лит., 1957.

Ситтер Л. У. Структурная геология. М., Изд-во иностр. лит., 1960.

Тохтуев Г. В. Структуры будинаж и их роль в локализации оруденения (на примере Украинского щита и некоторых других районов). Киев, «Наукова думка», 1967.

Московский государственный университет

Статья поступила 15 марта 1972 г.

Январь — Февраль

1974 г.

УДК 551.24:552.16(571.65)

И. Л. ЖУЛАНОВА

ТЕКТОНИКА И ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ПОЛУОСТРОВА ТАЙГОНОС

В северной части п-ва Тайгонос выделяются архейский и мезозойский метаморфический комплексы. Архейский комплекс представлен гнейсами, амфиболитами, основными кристаллическими сланцами и кальцифирами и слагает Авековский тектонический блок. Первоначально архейский комплекс был метаморфизован в условиях гранулитовой фации регионального метаморфизма, на которую позже наложилась гранитизация, протекавшая в условиях амфиболитовой фации. Авековский блок представляет собой выступ фундамента внешней, миогеосинклинальной, структурно-формационной зоны позднемезозойской складчатой области.

Мезозойский метаморфический комплекс слагает узкий пояс, приуроченный к области сочленения Авековского блока с расположенными юговосточнее позднемезозойскими складчатыми структурами. Его формирование происходило в шовной структуре — Пылгин-Инчикской зоне смягия.

Архейские толщи окраины Авековского блока испытали в мезозое глубокий диафторез.

Метаморфические образования, обнажающиеся в разновозрастных складчатых структурах Тихоокеанского подвижного пояса, в последние годы привлекают внимание широкого круга исследователей в первую очередь в связи с разработкой проблемы строения и эволюции земной коры в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану.

Трактовка возрастного и тектонического положения метаморфических комплексов в структурах Тихоокеанского пояса на нынешней стадии изученности во многом определяется теоретическими позициями исследователей. Сторонники идеи распада и базификации коры окраины Азиатского материка рассматривают метаморфические породы как наиболее древние образования складчатого обрамления Тихого океана, являющиеся реликтами некогда единого кристаллического фундамента (Красный и др., 1963; Косыгин, 1964; Смирнов, 1967).

Исследователи, придерживающиеся представления о разрастании континента за счет океанического пространства путем последовательного причленения к нему все более молодых складчатых областей, заложенных первоначально на коре океанического типа, закономерно связывают становление гранитно-метаморфического слоя с общим ходом геосинклинального развития (Лебедев, 1967; Васильковский, 1968; Гнибиденко, 1969; Марков, 1970; Маракушев и др., 1971).

Изучение метаморфических комплексов п-ова Тайгонос представляет особый интерес в связи с расположением их в зоне перехода от внешней части Тихоокеанского пояса, характеризующейся континентальным типом строения коры, к его внутренней части, лишенной мощного «гранитного» слоя (Некрасов, 1972).

Тектонические структуры полуострова совместно со структурами северо-западной Камчатки принадлежат самостоятельной геосинклинальной системе, основная складчатость в которой завершилась к концу мела. По вопросу о природе основания этой геосинклинали высказываются различные точки зрения (Аникеев и др., 1970; Некрасов, 1972) и для его решения немаловажное значение имеет выяснение возраста и тектонической позиции метаморфических комплексов.

На п-ове Тайгонос метаморфические породы обнажаются в двух удаленных друг от друга участках: на севере, в бассейнах рек Авековы, Колымака, Б. и М. Чайбухи, и на юго-востоке, на побережье Пенжинской губы. Последние, как установлено М. Л. Гельманом и Г. Е. Некрасовым (1968), имеют поясовый характер распространения и сформировались в мезозое в зоне мощного надвига за счет пород каменноугольного и мелового возраста. По геолого-петрографическим особенностям они относятся к породам натрового (эклогит-спилитового) ряда и близки глаукофановым поясам внутренней зоны Тихоокеанского пояса.

В настоящей работе рассматриваются метаморфические породы северной части полуострова, имеющие значительное площадное распространение. Вопросы их возраста, генезиса и тектонического положения дискуссионны. Непосредственным изучением этих образований занимались Е. С. Бобин (1932—1933 гг.), И. Р. Якушев (1947 г.), В. Н. Липатов (1957 г.), Г. С. Гнибиденко (1964—1965 гг.), М. А. Мишкин и В. С. Шкодзинский (1966 г.).

Наибольшую известность получили представления В. Н. Липатова, согласно которому среди метаморфических пород северной части п-ова Тайгонос имеются архейские и протерозойские (Пепеляев и др., 1970). Выводы этого автора о наличии в бассейне р. Авековы глубокометаморфизованных архейских пород, сходных с образованиями Алданского щита, получили позже дополнительное обоснование в исследованиях М. А. Мишкина и В. С. Шкодзинского (1969).

И. Р. Якушев высказал идею о палеозойско-мезозойском возрасте всех метаморфических образований, известных на полуострове, и мезозойском времени проявления метаморфизма. Эти представления подтвердились позже, как следует из вышесказанного, для метаморфических образований с побережья Пенжинской губы. Для метаморфических толщ северной части полуострова идеи И. Р. Якушева продолжает развивать Г. С. Гнибиденко (1969).

Автором данной статьи впервые было произведено площадное геологическое картирование поля распространения метаморфических пород северной части п-ова Тайгонос, и в свете полученных при этом новых данных появилась возможность разрешения многих спорных вопросов.

Определенно устанавливается, что метаморфические породы северной части полуострова гетерогенны, и их формирование происходило в течение по крайней мере двух, разделенных длительным временным интервалом, этапов регионального метаморфизма: архейского и мезозойского, каждому из которых соответствует свой комплекс метаморфических пород.

Вещественный состав, петрологические особенности, внутренняя структура и тектоническая позиция разновозрастных метаморфических комплексов существенно различны, что является следствием их различной генетической природы и истории формирования.

АРХЕЙСКИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС

Этот комплекс, выделенный впервые В. Н. Липатовым под названием авековского, включает глубоко метаморфизованные образования: мигматизированные гнейсы разнообразного минерального состава, основные кристаллические сланцы, амфиболиты, кальцифиры и известково-силикатные породы, обнажающиеся на площади в несколько тысяч квадратных километров.

Они слагают так называемый Авековский блок, имеющий удлиненную в северо-восточном направлении форму и ограниченный как на юго-востоке, так и на северо-западе зонами протяженных взбросов, сопровождающихся зонами интенсивного повторного рассланцевания архейских пород. Падение сланцеватости у обоих краев блока устойчивое юго-восточное, с углами наклона в среднем 60—80°. Того же типа нарушения наблюдаются и внутри блока, так что в целом он представляет собой горст, состоящий из серии крупных тектонических чешуй, слегка наклоненных в сторону континента.

Картирование показало, что внутренняя структура Авековского блока резко дискордантна по отношению к тектоническому плану окружающих мезозоид. Архейские толщи смяты в складки северо-западного простирания, в то время как для мезозойских структур п-ова Тайгонос характерно северо-восточное простирание.

К северо-западу от Авековского блока распространены палеозойские и мезозойские терригенные и карбонатно-терригенные отложения, относящиеся к Гижигинской зоне Яно-Колымской складчатой области (Терехов, 1971).

К юго-востоку от Авековского блока располагается ряд тесно сближенных линейных структурно-формационных зон северо-восточного простирания, составляющих позднемезозойскую геосинклинальную систему п-ова Тайгонос (рисунок).



Яно-Колымская складчатая область. 1 — Гижигинская складчатая зона. Позднемезозойская складчатая область п-ова Тайгонос. 2—, 6 — Озернинская структурно-формационная зона: 2 — выступ фундамента (Авековский блок) Архейский метаморфический комплекс, 3 — геосинклинальный комплекс (верхняя пермь и верхний триас), 4 — орогенный комплекс (верхняя юра — нижний мел); 5—6 — Пылгин-Инчикская зона смятия: 5 — мезозойский метаморфический комплекс; 6 — диафторированный архейский фундамент. 7 — Центрально-Тайгоносская структурно-формационная зона: 8 — кайнозойские впадины; 9 — интрузии гранодиоритового ряда; 10 — интрузии микроклиновых гранитов; 11 — взбросы, ограничивающие Авековский блок; 12 — Кечичма-Чайбуханский глубинный разлом(по геофизическим данным); 13 — прочие разломы

Авековский блок непосредственно граничит с Озернинским миогеосинклинальным прогибом, в строении которого участвуют верхнепермские, верхнетриасовые и верхнеюрско-нижнемеловые терригенные отложения. От структурно-формационной зоны, расположенной южнее (по географическому положению ее логично назвать Центральной-Тайгоносской), Озернинский прогиб отделяется Кечичма-Чайбухинским глубинным разломом, впервые выделенным Ю. Н. Барченко по геофизическим данным и фиксирующимся также по геологическим признакам.

Озернинский миогеосинклинальный прогиб и Центрально-Тайгоносская структурно-формационная зона в совокупности отвечают Северо-Тайгоносской структурно-формационной зоне, описанной Г. Е. Некрасовым (1972). Выделение Озернинского миогеосинклинального прогиба производится нами на основании комплекса признаков, включающего редуцированный характер стратиграфического разреза, исключительно терригенный, преимущественно алевролито-сланцевый состав отложений, более простой стиль складчатости и присутствие среди интрузивных образований, кроме пород габбро-гранодиорит-гранитного ряда, характерных для всего п-ова Тайгонос, также и более высококалиевых биотитовых и двуслюдяных гранитов, богатых микроклином.

Особенно важным является различие в составе и мощности верхнепермских отложений, обнажающихся по разные стороны Кечичма-Чайбухинского глубинного разлома.

На северо-западе района, в Озернинском прогибе, верхняя пермь представлена алевролито-сланцевой толщей мощностью около 2 тыс. *м*, а южнее указанного глубинного разлома, по данным Н. А. Леоненко, Г. Н. Логиновой и Н. Б. Заборовской, в составе верхней перми наряду с алевролито-сланцевыми отложениями большое значение приобретают грубообломочные вулканомиктовые отложения (песчаники, гравелиты, конгломераты) и, что особенно важно, в заметном количестве появляются вулканиты андезито-базальтового состава. Здесь мощность отложений верхней перми составляет не менее 4 тыс. *м*.

По имеющимся данным, из разреза Озернинской зоны выпадают известные в Центрально-Тайгоносской зоне образования нижнего и среднего триаса и карнийского яруса верхнего триаса. Норийско-рэтские отложения в Озернинском прогибе представлены, по данным В. С. Смолича, алевролито-сланцевой толщей, в то время как в Центрально-Тайгоносской зоне одновозрастные отложения характеризуются большой пестротой состава и включают наряду с алевролитами и сланцами песчаники, гравелиты, конгломераты, туфы андезитов и базальтов.

Существенно также, что мощным юрско-меловым вулканогенно-терригенным толщам, составляющим основную по объему часть геосинклинального комплекса Центрально-Тайгоносской зоны, в Озернинской зоне соответствуют впервые закартированные нами маломощные (порядка сотни метров) обломочные отложения, несогласно перекрывающие верхнепермские породы. Они представлены углисто-глинистыми сланцами, песчаниками, гравелитами и конгломератами, содержащими флору позднеюрско-раннемелового возраста (определения А. Ф. Ефимовой).

По геофизическим данным под осадочными толщами Озернинского прогиба относительно неглубоко залегает кристаллический фундамент.

Авековский блок был выведен на поверхность из-под палеозойскомезозойского складчатого комплекса миогеосинклинальной зоны под действием сил значительного бокового сжатия, о чем свидетельствуют взбросовый характер пограничных разломов, чешуйчатое строение блока и широкое развитие процессов вторичного рассланцевания.

Наиболее активное воздымание блока происходило в конце мезозоя, о чем говорит обилие гальки слагающих его пород в конгломератах палеогенового возраста, выполняющих обширные наложенные впадины на юго-западном окончании блока. Этот процесс причинно и во времени, очевидно, совпадал с основной складчатостью в верхних структурных этажах, приходящейся на конец раннего — поздний мел (Некрасов, 1972). На протяжении предшествующей палеозойско-мезозойской истории развития Авековский блок представлял собой, по-видимому, относительно приподнятый участок в миогеосинклинальной зоне — миогеоантиклинальное поднятие по терминологии Ж. Обуэна. Он испытывал постоянную тенденцию к воздыманию, на фоне которого имели место относительно более быстрые поднятия и погружения, о чем свидетельствует приуроченность к границам блока выходов разновозрастных маломощных терригенных пачек регрессивного строения, содержащих конгломераты с галькой архейских пород.

Характеризуя архейский метаморфический комплекс в целом, следует подчеркнуть две главные особенности, отличающие его от более поздних метаморфических образований: стратифицированность и общий высокотемпературный характер минеральных ассоциаций, выдержанный на всей доступной наблюдению площади.

Расчленение авековского комплекса на две серии: нижнюю — пургоносскую и верхнюю — косовскую, впервые было предложено В. Н. Липатовым, целесообразность чего вполне подтвердилась проведенным картированием. Нашими работами строение архейского разреза значительно детализировано и установлено, что все выделенные стратиграфические подразделения залегают согласно.

Пургоносская серия подразделяется на три толщи. Нижняя и верхняя близки по составу и характеризуются преобладанием существенно глиноземистых гранат-биотитовых гнейсов, иногда содержащих силлиманит и графит (последний тяготеет к верхним частям разреза серии). Средняя толща сложена гранат-пироксен-биотитовыми, амфибол-пироксен-биотитовыми, биотит-двупироксеновыми и гранат-биотит-гиперстеновыми гнейсами, основными (нередко гиперстенсодержащими) кристаллическими сланцами и амфиболитами. Спорадически по всему разрезу серии наблюдаются маломощные прослои и линзы клинопироксен- и гиперстенсодержащих гнейсов и основных кристаллических сланцев.

Косовская серия имеет двучленное строение. Ее нижняя половина сложена амфиболитами, закономерно чередующимися с мезократовыми и лейкократовыми амфиболовыми гнейсами. В составе верхней половины серии преобладают лейкократовые плагиогнейсы, включающие маломощные линзы амфиболитов. Изредка встречаются гранатовые и гранат-биотитовые плагиогнейсы. Специфическими образованиями косовской серии являются кальцифиры и известково-силикатные породы, приуроченные к верхам разреза. Они образуют линзы среди гнейсов, а также наблюдаются в тонком переслаивании с диопсидовыми и гранатбиотитовыми гнейсами и основными кристаллическими сланцами.

Мощность авековского комплекса составляет не менее 7000 м.

Породы обеих серий участвуют в строении крупных плавно замыкающихся складок шириной 10—20 км, осложненных на крыльях складками более высокого порядка с размахом крыльев в несколько километров. Мелкая складчатость, плойчатость, будинаж для архейского комплекса не характерны и играют заметную роль лишь в зонах наложенных мезозойских деформаций.

По петрологическим особенностям среди пород авековского комплекса различаются образования амфиболитовой и гранулитовой фаций регионального метаморфизма. При этом выявляется, что ассоциации гранулитовой фации сосредоточены преимущественно в породах нижней, пургоносской серии, но встречаются также в подчиненном количестве среди пород косовской серии, причем в самых верхних ее частях. Ассоциации амфиболитовой фации обнаруживают обратную закономерность: преобладают среди пород косовской серии, но встречаются и в пургоносской.

Принадлежность биотит-гранатовых, силлиманит-биотит-гранатовых гнейсов и основных кристаллических сланцев из верхней части разреза пургоносской серии к гранулитовой фации метаморфизма (температура

8* 115

образования 700—735° С, давление на твердую фазу около 10 кбар) достаточно детально обоснована исследованиями М. А. Мишкина и В. С. Шкодзинского. Наши данные подтверждают эти выводы и позволяют ют распространить их также на породы нижней и средней толщ пургоносской серии.

В косовской серии парагенезисы, характерные для гранулитовой фации, наблюдаются в карбонатных породах. Это парагенезис диопсид + +кальцит + цоизит + кварц и андезин + клиноцоизит в известково-силикатных породах и форстерит + кальцит в разностях пород с недостатком кремнезема. В этой же части разреза встречается ассоциация граната с биотитом и силлиманитом, где гранат и биотит по химизму идентичны соответствующим минералам из пород пургоносской серии.

В амфиболитовой фации критической является ассоциация буро-зеленой роговой обманки со средним плагиоклазом и кварцем, к которым могут присоединяться биотит и клинопироксен. Она типична для гнейсов косовской серии. Того же состава гнейсы наблюдаются и в средней толще пургоносской серии, где они, по нашим данным, замещают по простиранию гранат-пироксен-биотитовые и гиперстенсодержащие гнейсы и основные кристаллические сланцы гранулитовой фации.

В авековском комплексе метаморфизм амфиболитовой фации является регрессивным по отношению к метаморфизму гранулитовой фации. Переход из гранулитовой фации в амфиболитовую в гнейсах основного состава сопровождается, кроме минеральных изменений темноцветной части, общим увеличением содержания кварца и плагиоклаза при широком развитии коррозионных структур. Изредка в породах амфиболитовой фации наблюдаются реликтовые минералы гранулитовой фации. Обогащение лейкократовыми компонентами с замещением граната и биотита плагиоклазом и кварцем имеет место и в глиноземистых гнейсах пургоносской серии, но здесь темноцветные минералы оказываются более устойчивыми и сохраняют особенности состава, присущие минералам гранулитовой фации.

По своей сущности подобный переход представляет собой гранитизацию в условиях амфиболитовой фации.

С процессом гранитизации тесно связано широкое формирование мигматитов в обеих сериях авековского комплекса.

Присутствие ассоциаций гранулитовой фации как в пургоносской, так и в косовской серии свидетельствует о том, что первоначально весь авековский комплекс был метаморфизован в единых термодинамических условиях. Регрессивный метаморфизм амфиболитовой фации проявился избирательно, и равновесного состояния в новых термодинамических условиях достигли породы основного состава. Преобладание разностей, отвечающих амфиболитовой фации, в разрезе косовской серии связано, таким образом, с особенностями ее исходного химического состава.

Подобного рода избирательная гранитизация описана С. П. Кориковским (1971) в Становой зоне и связывается им с повышением щелочности гранитизирующих растворов при взаимодействии их с породами основного состава (эффект Коржинского) и нейтрализацией этих же растворов за счет глинозема в толщах биотит-гранатовых и тому подобных гнейсов. Исключением на этом фоне выглядят хорошо сохраняющиеся парагенезисы гранулитовой фации в основных гнейсах и кристаллических сланцах, слагающих маломощные прослои и линзы среди глиноземистых гнейсов пургоносской серии. Это может объясняться «бронированием» небольших участков основных пород окружающими кислыми гнейсами.

Наиболее поздним процессом в породах авековского комплекса, но не связанным с какой-либо структурной переработкой пород, является кремнекалиевый метасоматоз. Он выражается в развитии в породах решетчатого микроклина, что сопровождается в глиноземистых гнейсах замещением силлиманита светлой слюдой, а в амфиболовых гнейсах разложением роговой обманки с образованием железистого биотита. При этом в породах возрастает общее количество кварца, а средний плагиоклаз деанортитизируется. Термодинамические условия микроклинизации соответствовали, вероятно, самой низкотемпературной части амфиболитовой фации.

Таким образом, авековский комплекс по своей природе является полиметаморфическим и сформировался в результате последовательного наложения на первично стратифицированные толщи однородного регионального метаморфизма гранулитовой фации, гранитизации в условиях амфиболитовой фации и еще более низкотемпературного кремнекалиевого метасоматоза.

По особенностям состава и условиям метаморфизма авековский комплекс весьма сходен с гранулитовыми комплексами фундамента древних щитов: Балтийского, Алданского, Анабарского, которые в настоящее время большинством исследователей рассматриваются как образования, характерные для архейского этапа развития Земли (Хорева, 1966; Глебовицкий, 1971; Лазько, 1971; Другова и др., 1972).

В описываемом районе древний возраст глубокометаморфизованных пород подтверждается геологическими и радиохронологическими данными. К первым относится присутствие в нижнем течении р. Парени осадочных отложений позднего докембрия, содержащих строматолиты типа Collenia и несогласно перекрывающих глубокометаморфизованные породы, близкие по петрологическим особенностям авековскому комплексу (Пепеляев и др., 1970).

Абсолютный возраст 2880 млн. лет получен калий-аргоновым методом для амфиболита из пургоносской серии (коллекция В. Н. Смирнова, определение И. А. Загрузиной, СВ КНИИ ДВНЦ АН СССР). Близкая цифра — 2760 млн. лет — приводится Г. С. Гнибиденко (1969) для гранатового гнейса из среднего течения р. Авековы.

Время проявления процессов гранитизации и кремнекалиевого метасоматоза в авековском комплексе более неопределенно. Можно утверждать лишь то, что первый из этих процессов имеет региональный характер распространения и не связан с какой-либо тектонической перестройкой авековского комплекса. В связи с этим представляется вероятным, что гранитизация проявлялась на стадии, непосредственно следующей за метаморфизмом гранулитовой фации, возможно, одновременно с процессами складкообразования. Можно предположить, что этот процесс начался одновременно со сменой знака тектонических движений и переходом территории от погружения к поднятию, поскольку гранитизация в противоположность метаморфизму гранулитовой фации происходит с разуплотнением вещества и требует понижения общего давления. Последнее обстоятельство, вероятно, способствовало усилению селективного плавления и дифференциации вещества с региональным формированием мигматитов.

Спецификой авековского комплекса является то, что в нем процессы гранитизации и мигматизации не заходили далее образования послойных мигматитов и небольшого количества пегматитовых жил и не приводили к гомогенизации вещества в больших объема и гранитообразованию как таковому.

Кремнекалиевый метасоматоз проявлен в авековском комплексе неравномерно. Его принадлежность к докембрийскому этапу развития строго не доказана. Сходный процесс имеет место в породах мезозойского метаморфического комплекса, но там он отчетливо наложен на динамометаморфизованные породы. Вопрос о соотношении микроклинизации в архейском и мезозойском комплексах требует дальнейшего изучения. Не исключена связь кремнекалиевого метасоматоза с меловыми интрузиями микроклиновых гранитов, но более всего вероятно, что подобные процессы в породах северной части п-ова Тайгонос проявлялись неоднократно и в связи с различными причинами.

мезозойский метаморфический комплекс

Породы, относящиеся к мезозойскому метаморфическому комплексу, слагают вытянутый в северо-восточном направлении пояс, окаймляющий с юго-востока Авековский блок.

Формирование этого пояса происходило в пределах узкой шовной структуры — Пылгин-Инчикской зоны смятия, приуроченной к области сочленения Авековского блока со складчатыми структурами Озернинского миогеосинклинального прогиба, и было обусловлено высокой активностью ее тектонического термодинамического режима.

Следует подчеркнуть, что под термином «зона смятия» автор, вслед за Б. Я. Хоревой (1963), понимает не просто зону рассланцевания, наложенную на складчатые структуры, а относительно автономную приразломную структурно-формационную зону, имевшую достаточно длительную историю развития, в которой процессы рассланцевания были тесно связаны со складчатостью.

Пылгин-Инчикская зона смятия представляет собой довольно симметричную грабен-синклиналь шириной от 4 до 12 км при протяженности около 100 км. В ней выделяется нижний структурный этаж, сложенный диафторированными породами архея, и верхний структурный этаж, объединяющий верхнепермские осадочные породы и вулканогенно-осадочные образования верхнепылгинской толщи раннемезозойского возраста. Породы верхнего структурного этажа обнажаются лишь в средней по простиранию части зоны, а на и юго-западном и северо-восточном флангах они эродированы.

К верхнему структурному этажу Пылгин-Инчикской зоны смятия относятся также метаморфизованные осадочные породы предположительно нижнепермского возраста, субгоризонтально залегающие на архейских гнейсах в северо-восточной части зоны смятия, на водоразделе рек Авековы и Колымака. Эти породы слагают маломощную пачку, в которой обособляется нижний горизонт, сложенный углисто-глинистыми сланцами, и верхний — грубообломочный, состоящий из конгломератов и замещающих их по простиранию аркозовых песчаников. В конгломератах в значительном количестве содержится хорошо окатанная галька архейских гнейсов. Площадное распространение этих пород крайне незначительно, но они имеют исключительно важное значение для доказательства неоднократности проявления метаморфизма в описываемом районе, поскольку конгломераты с галькой метаморфических пород несут отчетливые следы наложенного на них прогрессивного метаморфизма (Лившиц, 1972).

Широким развитием в зоне смятия пользуются интрузивные тела меловых гранитоидов.

Об относительной автономности развития Пылгин-Инчикской зоны смятия свидетельствует прежде всего специфический состав отложений верхнепылгинской толщи, свойственных только этой зоне.

Верхнепылгинская толща по своему объему соответствует одноименному комплексу В. Н. Липатова, который он относил предположительно к верхнему протерозою. По нашим наблюдениям, она занимает иное возрастное и структурное положение.

Нижний предел возраста верхнепылгинской толщи определяется тем, что она без углового несогласия с конгломератами в основании налегает на фаунистически охарактеризованные отложения верхней перми, а верхний — присутствием галек слагающих ее пород во флористически охарактеризованных конгломератах верхнеюрско-нижнемелового возраста. Таким образом, в первом приближении возраст верхнепылгинской толщи может быть определен как послеверхнепермский — донижнемеловой. Отличительной особенностью толщи является сочетание в ее составе кислых и основных эффузивов щелочного (натрового) характера: кератофиров и спилитов при ведущей роли первых. Эффузивные разности сопровождаются пирокластолитами соответствующего состава и переслаиваются с алевролитами, глинистыми и кремнистыми сланцами. Эффузивам сопутствуют субвулканические тела преимущественно пластовой формы. Мощность верхнепылгинской толщи около 2000 *м*.

По геолого-петрографическим особенностям верхнепылгинская толща отвечает формации кварцевых кератофиров (Кузнецов, 1964; Карта магматических формаций СССР, 1971). Характерной является и ее приуроченность к периферическим участкам геоантиклинального поднятия.

Г. Е. Некрасов (1972), сопоставляя верхнепылгинскую толщу с палеозойскими спилит-диабазовыми формациями Корякского нагорья, высказал предположение, что она имеет каменноугольно-нижнепермский возраст и совместно с архейскими метаморфическими толщами надвинута на отложения верхней перми. Этому противоречат многие данные и прежде всего отчетливо выявляющееся налегание верхнепылгинской толщи на верхнепермские породы.

Базальные горизонты верхнепылгинской толщи представлены туфогравелитами и туфоконгломератами и прослеживаются в верховьях рек Б. Чайбухи и Пылгина на расстоянии около 20 км, повсеместно залегая на филлитизированных глинистых сланцах и алевролитах верхней перми. В гальке этих пород преобладают алевролиты, реже встречаются кремнистые сланцы, кварц, жильные гранит-порфиры. В отдельных участках, обогащенных терригенным материалом, размеры галек и валунов достигают метра, и здесь слагающие их породы надежно идентифицируются с подстилающими верхнепермскими отложениями. Цементирующая масса описываемых пород представлена туфами смешанного состава, характерными и для более высоких горизонтов верхнепылгинской толщи.

Внутренняя структура Пылгин-Инчикской зоны смятия отличается большой сложностью. Относительно пластичные терригенные верхнепермские породы и вулканогенно-осадочные отложения верхнепылгинской толщи совместно смяты в сжатые крутопадающие линейные складки, ориентированные согласно с простиранием зоны смятия и являющиеся элементами второго порядка по отношению к ее общей синклинальной структуре. У юго-восточного края зоны смятия нередко наблюдается опрокидывание складок на юго-восток. Маломощные прослои наименее компетентных пород смяты вплоть до мелкой плойчатости и гофрировки. Характерно, что в породах верхнего структурного этажа вторичная сланцеватость во всех наблюдавшихся случаях совпадает со слоистостью, что говорит об одновременности процессов рассланцевания и складчатости.

В архейских породах, слагающих фундамент зоны смятия, наблюдается глубокая перестройка и переориентировка древних структур, происходившая в относительно высокотемпературных условиях на фоне интенсивных дифференциальных движений. Здесь широкое развитие получают складки волочения, складки течения, будинаж-структуры, элементы линейности. Разломы северо-восточного простирания, согласные с направлением вторичной сланцеватости, разбивают фундамент зоны смятия на серию чешуй.

Региональный динамометаморфизм, охвативший оба структурные этажа Пылгин-Инчикской зоны смятия, сменился во времени неоднородной посттектонической перекристаллизацией рассланцованных пород, осуществлявшейся в интервале от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций с образованием достаточно четкой метаморфической зональности. Границы зон метаморфизма секут стратиграфические контакты и простирания плоскостей сланцеватости. Несмотря на значительный метаморфизм, реликты первичных структурно-текстурных особенностей пород всегда в той или иной степени сохраняются.

Наиболее глубоко метаморфизованные породы в Пылгин-Инчикской зоне смятия приурочены к ее осевой части, образуя ряд более или менее изометричных выходов, окруженных более низкотемпературными образованиями.

Зональный характер метаморфизма устанавливается и в повторно метаморфизованных породах фундамента в северо-восточной части района.

Изучение прогрессивно метаморфизованных пород верхнего структурного этажа и одновременно диафторированных архейских кристаллических толщ фундамента выявляет некоторое различие в термодинамических условиях их метаморфизма.

Петрологические особенности метаморфических пород верхнего структурного этажа свидетельствуют о том, что серия фаций этого уровня формировалась в условиях низкого давления, близко отвечающих андалузит-силлиманитовому типу метаморфизма (Miyashiro, 1961).

Это выражается в широком развитии зоны биотита, отвечающей мусковит-биотитовой субфации фации зеленых сланцев, резко сменяющейся зоной амфиболитовой фации. В последней типоморфным минералом является кордиерит, наблюдающийся в ассоциации с биотитом, биотитом и жедритом, биотитом, мусковитом и андалузитом. Изредка встречается силлиманит. Гранат в этой серии фаций отсутствует даже в пелитовых породах. В породах основного состава в зеленосланцевой фации широко развивается актинолит, сменяющийся в амфиболитовой фации синеватозеленой роговой обманкой.

В диафторированных породах фундамента в северо-восточной части зоны смятия серия фации мезозойского этапа метаморфизма представлена фацией зеленых сланцев и фацией эпидотовых амфиболитов. В последней широким распространением пользуется гранат, кристаллизующийся в качестве новообразования в породах как глиноземистого, так и основного состава. Архейская буро-зеленая роговая обманка переходит в голубовато-зеленый амфибол актинолитового ряда.

В условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизованы и вышеописанные нижнепермские (?) осадочные породы. В них также широко развивается гранат, голубовато-зеленый амфибол, изредка отмечается хлоритоид. Для этой серии фаций характерно полное отсутствие кордиерита и андалузита.

Указанные особенности свидетельствуют о том, что при формировании мезозойской метаморфической зональности в архейских диафторитах достигались условия более высоких давлений, чем в породах верхнего этажа, а именно — промежуточные между андалузит-силлиманитовым и кианит-силлиманитовым типами метаморфизма (Miyashiro, 1961).

В фундаменте зоны снятия на регрессивной стадии метаморфизма широко проявились процессы кислотного выщелачивания и калишпатизации.

Формирование мезозойских диафторитов в фундаменте северо-восточной части Пылгин-Инчикской зоны смятия при более высоких давлениях, чем метаморфических пород в ее верхнем структурном этаже, может объясняться тем, что в период метаморфизма северо-восточная часть зоны снятия была перекрыта палеозойско-мезозойскими отложениями, мощность которых, исходя из геологических данных, была не менее 4000 м.

Косвенным доказательством бывшего присутствия отложений верхнепылгинской толщи в северо-восточной части зоны смятия могут служить наблюдающиеся здесь среди архейских пород дайковые тела метаморфизованных габбро-диабазов и альбитофиров, идентичные соответствующим образованиям верхнепылгинской толщи и представляющие собой, вероятнее всего, «корни» ее покровов. К постинверсионному этапу развития Пылгин-Инчикской зоны смятия относится внедрение гранитоидных интрузий раннемелового возраста.

По термодинамическим условиям контактовый метаморфизм, связанный с данными гранитоидами, близок прогрессивному этапу мезозойского метаморфизма в породах верхнего структурного этажа, однако контуры метаморфических зон здесь не зависят от отдельных интрузивных тел, а подчиняются общей структуре зоны смятия, что собственно и доказывает региональный характер мезозойского метаморфизма.

Зоны наиболее высокотемпературного диафтореза в архейском фундаменте располагаются вне связи с какими-либо интрузивными массивами, а наблюдавшийся контактовый метаморфизм архейских и нижнепермских (?) пород под воздействием меловых интрузий гранитоидов существенно отличается от изменения этих же пород в зонах мезозойского метаморфизма.

Наиболее поздние преобразования пород в Пылгин-Инчикской зоне смятия связаны с разрывными нарушениями северо-западной и субширотной ориентировки, сопровождающимися брекчированием всех описанных разностей метаморфических пород и их низкотемпературными гидротермальными изменениями: окварцеванием, хлоритизацией, пиритизацией.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение метаморфических пород северной части п-ова Тайгонос позволяет сделать некоторые выводы об их роли в тектонической структуре позднемезозойской складчатой области и месте процессов регионального метаморфизма в общем ходе геологической истории района.

Пользующийся площадным распространением глубокометаморфизованный существенно гнейсовый комплекс, возраст которого в настоящее время с наибольшей объективностью может быть определен как архейский, слагает Авековский тектонический блок, обладающий автономной внутренней структурой и ограниченный разломами северо-восточногопростирания, согласными с генеральным направлением мезозойских складчатых структур п-ова Тайгонос.

Авековский блок представляет собой горст, сформировавшийся на месте длительно существовавшего миогеоантиклинального поднятия, расположенного во внешней (прилежащей к материку) структурно-формационной зоне позднемезозойской геосинклинали.

Примыкающий к Авековскому блоку с юго-востока Озернинский миогеосинклинальный прогиб, выполненный монотонными слабо дислоцированными алевролито-сланцевыми толщами верхней перми и верхнеготриаса, развивался, очевидно, на жестком кристаллическом фундаменте, аналогичном обнажающемуся в Авековском блоке. Об этом свидетельствует падение взбросов, ограничивающих Авековский блок, на юговосток, под складчатые структуры Озернинского прогиба, а также геофизические данные.

Зона сочленения двух жестких архейских блоков, представляющих фундамент миогеоантиклинального поднятия и миогеосинклинального прогиба Озернинской структурно-формационной зоны, на геосинклинальном этапе развития территории отличалась высокой тектонической активностью. Здесь в конце палеозоя — первой половине мезозоя существовала узкая шовная структура грабен-синклинального типа — Пылгин-Инчикская зона смятия, в пределах которой широко проявились процессы вулканизма, напряженной складчатости, динамометаморфизма и прогрессивного зонального метаморфизма пород, приведшие в конечном итоге к формированию мезозойского полифациального метаморфического комплекса, узкой полосой опоясывающего с юго-востока Авековский блок.

Динамометаморфизм пород осуществлялся на инверсионной стадии развития мезозойской геосинклинали в условиях значительного общего сжатия одновременно со складчатостью и сменился позже зональной посттектонической перекристаллизацией рассланцованных пород, протекавшей при общем низком давлении.

Прогрессивный мезозойский метаморфизм палеозойских и мезозойских отложений Пылгин-Инчикской зоны смятия сопровождался глубоким диафторезом архейских кристаллических толщ, слагающих ее фунламент.

Внедрение интрузий гранитов и гранодиоритов произошло на орогенной стадии уже после образования юрско-меловых наложенных впадин.

Приуроченность мезозойского метаморфического комплекса к периферической части выступа древнего кристаллического фундамента отра--жает общую закономерность в расположении молодых метаморфических поясов низкого давления, отмеченную для складчатых областей северозападной части Тихоокеанского пояса Н. Л. Добрецовым (1971).

Мезозойский метаморфический пояс северной части п-ова Тайгонос н близкий по возрасту метаморфический пояс, расположенный на восточном побережье полуострова (Гельман и др., 1968), вместе образуют пару, характерную для Тихоокеанского складчатого обрамления (Міуаshiro, 1961). На примере метаморфических поясов п-ова Тайгонос хорошо подтверждаются закономерности, установленные А. Миасиро для подобного типа образований.

Расположенный ближе к континенту северный метаморфический пояс по петрологическим особенностям принадлежит андалузит-силлиманитовому типу и формировался на сиалическом основании архейского возраста (коре континентального типа). Он вмещает большое количество гранитоидных интрузий.

Юго-восточный метаморфический пояс относится к промежуточной группе высокого давления (глаукофановый тип) и сопровождается телами основного и ультраосновного состава. Формирование этого пояса происходило на коре океанического типа (Некрасов, 1972).

В пределах разделяющей эти пояса Центрально-Тайгоносской структурно-формационной зоны происходит, очевидно, постепенное выклинивание архейской континентальной коры, в пользу чего могут свидетельствовать полученные В. Н. Лисицыным геофизические данные, указывающие, что ступенчатое погружение фундамента с северо-запада на юго-восток сопровождается возрастанием поля силы тяжести.

В заключение отметим, что изучение метаморфических пород северной части п-ова Тайгонос служит задачам не только региональной геологии и петрологии, но также тесно связано с проблемой металлоносности этого района, поскольку к полю распространения метаморфических пород здесь приурочены промышленно интересные проявления россыпного золота, коренные источники которого пока не выявлены.

Имеющиеся данные позволяют предположить, что основной рудоконтролирующей структурой в северной части п-ова Тайгонос является Пылгин-Инчикская зона смятия.

Литература

Аникеев Н. П., Васьковский А. П., Драбкин И. Е., Попов Г. Г., Ти-тов В. А. Тектоника.— В Кн.: Геология СССР, т. XXX, кн. 11, «Недра», 1970.

Васильковский Н. П. Особенности строения и геологическая история северо-азнатской ветви Тихоокеанского пояса. — В кн.: Геология зоны перехода от Азн-

атского материка к Тихому океану. «Наука», 1968. Гельман М. Л., Некрасов Г. Е. Мезозойские эклогиты п-ова Тайгонос. – Геол. и геофизика, 1968, № 12. Глебовицкий В. А. Фациальные серии и эволюция метаморфических поясов.—

В кн.: Метаморфические пояса СССР. «Наука», 1971.

Гнибиденко Г. С. Метаморфические комплексы в структурах северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. «Наука», 1969.

- Добрецов Н. Л. Типы метаморфизма и метаморфические пояса северо-западной части Тихоокеанского обрамления. В кн.: Метаморфические пояса СССР. «Наука», 1971.
- Другова Г. М., Глебовицкий В. А., Никитина Л. П., Прияткина Л. П., Климов Л. В. Гранулитовая фация метаморфизма. «Наука», 1972.
- Карта магматических формаций СССР масштаба 1:2500 000. Объясн. записка. Л., 1971.
- Кориковский С. П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. «Наука», 1971.
- Косыгин Ю. А. Докембрийская тектоника Сибири. Новосибирск, 1964.
- Красный Л. И., Кропоткин П. Н., Воларович Г. П. Основные черты геологического строения северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса. В кн : Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. Изд-во AH CCCP, 1963.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. «Недра», 1964. Лазько Е. М. Основы региональной геологии СССР, т. III. «Недра», 1971.
- Лебедев М. М. Метаморфические зоны Камчатки. Автореф. канд. дис., Владивосток, ДВГИ, 1967, стр. 23.
- Лившиц И. Л. Два этапа регионального метаморфизма пород северной части полуострова Тайгонос.— Докл. АН СССР, 1972, т. 205, № 6.
- Марков М. С. Метаморфические комплексы и их место в истории развития островных дуг.— Геотектоника, 1970, № 2.
- Маракушев А. А., Мишкин М. А., Тарарин И. А. Метаморфизм Тихоокеанского пояса. «Наука», 1971.
- Некрасов Г. Е. Тектоника и магматизм по-ва Тайгонос и Северо-Западной Камчатки. Автореф. канд. дис., М., ГИН, 1972.
- Пепеляев Б. В., Фурдуй Р. С. Архейская группа. Протерозойская группа.— В кн.: Геология СССР, т. XXX, кн. I. «Недра», 1970.
- Смирнов А. М. Некоторые вопросы строения и развития Тихоокеанского сегмента Земли. — Бюл. Тихоокеанск. комитета по геол. и металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1967.
- Терехов М. И. Геологическое строение и история развития южной части Омолонского массива и его складчатого обрамления. Автореф. канд. дис., Владивосток, 1971.
- Хорева Б. Я. Геологическое строение, интрузивный магматизм и метаморфизм Ир-тышской зоны смятия. Госгеолтехиздат, 1963.
- Хорева Б. Я. Типы регионального метаморфизма и тектонические условия их проявления в подвижных поясах.— Геотектоника, 1966, № 6.

всегеи Ленинград Статья поступила 22 января 1973 г.

Январь — Февраль

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.24.02

в. и. громин

ОЦЕНКА РАЗВИТИЯ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЙ ТЕКТОНИКИ ПО ПУБЛИКАЦИЯМ.

Проведенный в статье анализ развития экспериментальной тектоники основан на подсчете количества публикаций, включенных в библиографический указатель «Экспериментальная тектоника» (Громин, Запорожченко, 1971). Приводимые ниже данные характеризуют развитие экспериментальной тектоники во всех странах с момента публикации первой учтенной работы по 1970 г. В статье рассматривается развитие экспериментов с эквивалентными материалами и экспериментов с естественными горными породами при высоких давлениях и температурах.

Подавляющее большинство (приблизительно 98%) работ по экспериментальной тектонике написано на английском, русском, немецком и французском языках. Поэтому представляется целесообразным проанализировать количество публикаций по годам отдельно для каждого из названных языков и затем общее количество работ на всех языках. В целом такой анализ дает представляет общее количество работ на всех языках. В целом такой анализ дает представляет общее количество работ на всех языках. В целом такой анализ дает составляет общее количество работ ка всех на нем написаны работы американских, английских, австралийских, канадских, шведских, японских и других исследователей.

Основные результаты проведенного анализа представлены на графиках (рис. 1—4) и в таблице. Дифференциальные графики (рис. 1—3) построены на основе подсчета публикаций по пятилетиям. Учитывалось количество работ, опубликованных начиная с пятилетия 1810—1815 и кончая 1965—1970 гг. Ордината точки, отнесенной к середине отрезка на оси абсцисс, обозначающего соответствующее пятилетие, показывает холичество работ, опубликованных в данном пятилетии. На интегральных графиках (рис. 4), выполненных в полулогарифмическом масштабе, аналогичная ордината показывает общее количество работ, опубликованных в соответствующем пятилетии и в течение всех предыдущих лет, начиная с момента появления первых публикаций.



Рис. І. Изменение количества печатных работ в области экспериментов с эквивалентными материалами по пятилетиям Вверху: сплошная линия - работы на русском языке, пунктирная — на английском. Внизу: сплошная линия — работы на немецком языке, пунктиром --на французском

На рис. 1 изображено изменение скорости увеличения количества публикаций в области экспериментов с непрозрачными эквивалентными материалами. Наиболее ранняя из приведенных в указателе работ вышла в свет в Англии в 1812 г. До 50-х годов нынешнего столетия количество работ на английском языке, публикуемых в каждом пятилетии, было незначительным. После второй мировой войны начался их резкий рост, который сменился небольшим спадом в последнем пятилетии (1965—1970 гг.), До второй мировой войны почти не было публикаций на русском языке. Зато в послевоенном пятилетии (1945—1950 гг.) скорость увеличения количества таких работ стала быстро возрастать и превзошла скорость роста публикаций на английском языке. Аналогичное, хотя и не такое значительное увеличение роста публикаций в 50-х годах текущего столетия отмечено и для работ на немецком языке, темп увеличения количества которых, однако, уменьшился в пятилетии 1965-1970 гг. Французские работы впервые появились в середине прошлого века и на протяжении последних приблизительно 100 лет эпизодически публиковались в небольшом количестве.

Эксперименты с прозрачными оптически активными эквивалентными материалами на рис. 1 не отражены. Впервые такие опыты проведены в начале 50-х годов в СССР и пока не получили широкого распространения. В упомянутом выше указателе приведена 31 публикация по экспериментам с прозрачными материалами, из них 18 на русском языке, 12 на английском и 1 на немецком. Распределение таких публикаций по пятилетиям следующее: 1955-1960 гг. 10, 1960-1965 - 11, 1965-1970 гг. 10 работ.

Среди публикаций по экспериментам с горными породами при высоких давлениях и температурах (рис. 2) резко преобладают работы на английском языке, принадлежа-



щие в основном американским авторам. Первые работы на этом языке появились в самом начале текущего столетия. В конце 30-х годов отмечено заметное увеличение количества публикаций, затем спад в годы второй мировой войны и чрезвычайно интенсивный рост в послевоенные годы. В последнем пятилетии (1965—1970 гг.) фикси-руется некоторое уменьшение темпов роста количества работ на английском языке. Соответствующие публикации на русском языке впервые появились в 40-х годах нынешнего века, и скорость их роста неуклонно продолжает увеличиваться, включая пятилетие 1965—1970 гг. Хотя первая работа на немецком языке была опубликована, по-видимому, еще в 1892 г., в последующие годы соответствующие публикации появля-



лись лишь эпизодически и в ограниченном количестве. На французском языке такого

рода работ опубликовано еще меньше, чем на немецком. На рис. З представлены обобщающие данные по работам на всех языках раздельно для экспериментов с эквивалентными материалами (непрозрачными и прозрачными) и для экспериментов с горными породами при высоких давлениях и температурах. Обращает на себя внимание сходство в изменении скорости роста по указанным двум группам экспериментов. На протяжении прошлого века и первых десятилетий нынешнего столетия темп роста количества публикаций был незначительным для обеих групп. В 20-30-х годах текущего столетия наблюдается пик - увеличение скорости роста публикаций по экспериментам с эквивалентными материалами. Примерно такой

тек-

же пик для опытов с горными породами отмечается несколько позже — в конце 30-х годов. На время второй мировой войны приходится спад по обеим группам опытов. В послевоенное время начинается бурный рост количества публикаций, который сменяется некоторым замедлением в 1965—1970 гг. в группе экспериментов с горными породами при высоких давлениях и температурах.

Таким образом, зависимость темпов роста публикаций от времени очень сложная и не может быть апроксимирована, например, одной экспонентой. Однако приблизительно в 1945—1960 гг. скорость роста публикаций почти точно соответствует экспоненциальному закону и для работ по эквивалентным материалам, и для публикаций по горным породам при высоких давлениях и температурах. Период удвоения темпов роста количества публикаций в течение этого отрезка времени равен 4,6 лет. После 1960 г. скорость роста публикаций по горным породам уже не увеличивается, а даже уменьшается, Для работ с эквивалентными материалами эта скорость приближенно



Рис. 4. Изменение суммарного количества печатных работ по экспериментальной тектонике

N — суммарное количество работ; точки — эксперименты с эквивалентными материалами, кружки — эксперименты с горными породами при высоких давлениях и температурах; прямые линии соответствуют экспонентам с разными периодами удвоения количества работ: 1 — 20,5 лет, 2 — 8,9, 3 — 15,8; 4 — 6,8, 5 — 10,5 лет

может быть апроксимирована экспонентой с периодом удвоения темпов роста количества работ в 13,9 лет.

Зависимость роста суммарного количества работ от времени (интегральные графики, рис. 4) также достаточно сложная и может быть апроксимирована не одной, а неоколькими экспонентами. В нынешнем столетии для работ с эквивалентными материалами намечается два периода. В течение первого (приблизительно 1905—1945 гг.) удвоение общего числа публикаций происходило за 20,5 лет, а в течение второго (1945—1970 гг.) — за 8,9 лет. Для работ по экспериментам с горными породами при высоких давлениях и температурах также можно выделить два периода — 1925—1950и 1950—1970 гг., удвоение количества публикаций в течение которых происходило соответственно за 15,8 и 6,8 лет. Однако указанное выше уменьшение темпов роста

Язык	Годы	Общее коли- чество работ	Количество авторов	Среднее коли- чество работ за 1 год	Среднее коли- чество работ у 1 автора
	Эксперименты	с эквивалент	ными материа	лами	
Русский Английский Немецкий Французский	1941—1970 1812—1970 1891—1970 1860—1970	145 138 57 12	69 102 32 7	5,0 0,87 0,72 0,11	2,10 1,35 1,78 1,71
Эксперименты с ест	ественными горн	ыми породами	при высоких	давлениях и	температурах
Английский Русский Немецкий Французский	1901—1970 1940—1970 1892—1970 1945—1970	220 36 9 4	119 28 8 3	3.19 1,20 0,11 0,16	1,85 1,28 1,12 1,33

Соотношение количества авторов и печатных работ

публикаций в последние годы привело к тому, что для 1960—1970 гг. вериод удвоенияобщего количества работ по горным породам увеличился и стал равен 10,5 лет. Для сравнения укажем, что, по В. В. Налимову и З. М. Мульченко (1969), за последние-50 лет удвоение общего количества научных публикаций происходит за 10—15 лет.

Для более полной характеристики развития экспериментальной тектоники важно учитывать не только число публикаций, но также и количество авторов. Соответствующие сведения приведены в таблице. Следует отметить, что в эту таблицу не включены иностранные работы, переведенные на руоский язык, и работы советских авторов, опубликованные на иностранных языках. Работы на языках, не указанных в таблице, также не учитывались.

Отчетливо выражена большая неравномерность в распределенин количества авторов, работающих в области экспериментов с горными породами при высоких давлениях и температурах. Авторы, опубликовавшие свои работы на английском языке, составляют приблизительно 75% от общего числа авторов. Около 18% приходится на долю. исследователей, пишущих на русском языке. В области экспериментов с эквивалентными материалами распределение количества авторов более равномерное: английский язык — ~48%, русский — ~33%, немецкий — ~15%, французский — не более 4%. Общее количество исследователей, работавших с эквивалентными материалами, составляют приблизительно 133% от числа авторов публикаций по экспериментам с горными, породами.

Подведем некоторые итоги.

1. В развитии экспериментов с эквивалентными материалами и экспериментов с горными породами при высоких давлениях и температурах прослеживаются общие тенденции. Возрастание публикаций было незначительным до середины нынешнего, столетия. После второй мировой войны начался бурный рост количества работ, который несколько замедлился в последнем десятилетии. В целом в текущем столетиц скорость роста публикаций по экспериментам с горными породами была выще, чем работ по эквивалентным материалам, за исключением десятилетия 1960—1970 гг., в котором стал преобладать рост публикаций по экспериментам с эквивалентными материалами.

2. В общем количестве публикаций по экспериментальной тектонике на русском, немецком и французском языках большая часть приходится на долю работ по экспериментам с эквивалентными материалами. Для публикаций на английском языке отмечается обратное соотношение — преобладают работы по горным породам при высоких давлениях и температурах.

Основное количество работ по экспериментальной тектонике опубликовано на английском и русском языках, и именно эти работы главным образом определяют общие тенденции в развитии экспериментальной тектоники.

3. Учет публикаций по экспериментальной тектонике показал, что количество печатных работ в данной области, вышедших в свет с 1812 по 1970 г., сравнительно, невелико (около 650 работ, без публикаций по тектоническому математическому моделированию). В последнем десятилетии (1960—1970 гг.) темпы роста количества работ по экспериментальной тектонике несколько замедлились. Поэтому тектонистам-экспериментаторам, по-видимому, пока не грозит широко обсуждаемый в, печати «информационный взрыв» (см., например, Лихтенштейн, 1971), состоящий в чрезвычайно бурном росте публикаций и быстром накоплении информации, которую исследователи не успевают усовонть и переработать.

4. Небольшое общее количество работ по экспериментальной тектонике повышает значительность вклада отдельных авторов. Например, более 17% всех публикаций на английском языке по экспериментам с горными породами при высоких давлениях и температурах принадлежит одному исследователю или этому же исследователю с соавторами (имеется в виду Д. Григгс, США). Более 16% работ на английском языке, посвященных опытам с эквивалентными материалами, также выполнены одним экспериментатором лично или с соавторами (Г. Рамберг, Швеция). В результате подъемы и спады в изменении темпов роста количества публикаций во многом зависят от деятельности отдельных исследователей.

Автор благодарен И. В. Лучицкому за полезные советы и обсуждение работы.

Литература

Громин В. И., Запорожченко А. А. Экспериментальная тектоника. Библиография (1812—1970 гг.). Новосибирск, 1971.

Лихтенштейн Е. Как повысить эффективность научных публикаций? Наука и жизнь, 1971, № 11.

Налимов В. В., Мульченко З. М. Наукометрия. «Наука», 1969.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР

Статья поступила 24 февраля 1972 г.

Редакционная коллегия:

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

Адрес редакции:

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

Технический редактор Сафронова Т. И.

Сдано в набор 6/X1-1973 г. Т-18359. Подписано к печати 19/X11-1973 г. Тираж 1940 экз. Зак. 5678. Формат бумаги 70×108¹/16. Усл. печ. л. 11,2+1 вкл. Бум. л. 4. Уч.-изд. листов 12,5.

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

Цена 1 р. 20 к.

DECONULL EOP 3-44 MARATUREDY F 11 70223

Индекс 70228

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

ОТОВИТСЯ К ПЕЧАТИ КНИГА:

Шлезингер А. Е. ПОЗДНЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ И РАННЕПЛАТФОР-МЕННЫЕ СТРУКТУРЫ В ГЕРЦИНИДАХ ЕВРАЗИИ. 20 л. 2 р. 35 к.

Последовательный систематический анализ материалов по областям герцинской складчатости Евразии свидетельствует об отсутствии промежуточных структур, которые в настоящее время широко фигурируют в геологической литературе и рассматриваются в одном ранге со структурами геосинклинального и платформенного классов. Орогенные и вторично-геосинклинальные структуры, если их включать в состав структур геосинклинального класса, непосредственно во времени сменяются платформенными структурами. Намечается три типа смены геосинклинального класса структур платформенными, которые требуют своих методических приемов для определения создающих их тектонических режимов.

Работа рассчитана на широкий круг геологов и геофизиков, занимающихся вопросами теоретической и региональной тектоники.

ДЛЯ ПОЛУЧЕНИЯ КНИГ ПОЧТОЙ ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ ПО АДРЕСУ:

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

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

АДРЕСА МАГАЗИНОВ «АКАДЕМКНИГА»:

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

