

ISSN 0016-853X

Номер 2

Март - Апрель 1999



ГЕОТЕКТОНИКА



Главный редактор
Ю.М. Пуцаровский

<http://www.maik.rssi.ru>

Журнал основан в январе 1965 года.
Выходит 6 раз в год.



“НАУКА”

МАИК “НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА”

Российская академия наук

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 2 1999 Март–Апрель

Основан в 1965 г.
Выходит 6 раз в год
ISSN: 0016-853x

Главный редактор
Ю.М. Пушаровский

Заместитель главного редактора
А.А. Моссаковский

Ответственный секретарь
В.С. Буртман

Редакционная коллегия:

Э. Бонатти (Италия), А.Л. Книппер,
В.И. Коваленко, Р. Колман (США), Н.В. Короновский,
К. Крук (Гавайи & Австралия), Ю.Г. Леонов, Е.Е. Милановский, В.М. Моралев,
А.С. Перфильев, В.Е. Хаин, В.Н. Шолпо, А.Л. Яншин

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

Подписка на журнал принимается без ограничения всеми отделениями “Роспечати” (№ 70228 в каталоге).

Yu.M. Puscharovsky – Editor
A.A. Mossakovsky – Coeditor
V.S. Burtman – Secretary

Editorial board

**E. Bonatti (Italy), R.G. Coleman (USA), K.A.W. Crook (Hawaii & Australia),
V.E. Khain, A.L. Knipper, V.I. Kovalenko, N.V. Koronovsky,
Yu.G. Leonov, E.E. Milanovsky, V.M. Moralyov,
A.S. Perfilyev, V.N. Sholpo, A.L. Yanshin**

“Geotectonica” journal publishes articles on general and regional tectonics, structural geology, geodynamics, experimental tectonics, considers the relation of tectonics to the deep structure of the Earth, to magmatism, metamorphism and mineral resources. There are also published reviews of scientific articles and books, information on scientific life and advertisements of scientific literature, cartographic materials and devices.

Postmaster: “Geotectonica”, Geological Institute, 7 Pyzhevsky, 109017 Moscow, Russia.

Зав. редакцией **М.Н. Шуплецова**

Научные редакторы **Н.Б. Заборовская, С.А. Куренков**

Адрес редакции: 109017 Москва, Пыжевский пер., 7. Геологический институт РАН
Телефон: 230-81-77; Telex: 411 648 GIN SU; Телетайп: 114092 ТЕТИС

Москва
Издательство “Наука”
Международная академическая
издательская компания “Наука/Интерпериодика”

© Российская академия наук.
Отделение геологии, геофизики,
геохимии и горных наук.
Геологический институт, 1999 г.

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 2, 1999

Глобальная асимметрия в размещении островных дуг и распад Пангеи <i>М. Г. Ломизе, В. С. Захаров</i>	3
Коллизионный этап развития Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса: геодинамика и магматизм <i>Н. В. Короновский, Л. И. Демина</i>	17
Структура и динамика становления плутона Кытлым на Северном Урале <i>Г. Н. Савельева, А. Н. Перцев, О. В. Астраханцев, Е. А. Денисова, Ф. Будье, Д. Бош, А. В. Пучкова</i>	36
Геологическое строение архипелага Киклады вдоль траверса Эвия–Аморгос (Греция) <i>П. А. Мухин</i>	61
Структурные парагенезы как результат процессов самоорганизации в деформируемой геологической среде <i>В. Г. Талицкий</i>	80

ХРОНИКА

Третий семинар по нелинейной геодинамике <i>Ю. Н. Разницын</i>	94
---	----

Contents

No. 2, 1999

Simultaneous English language translation of the journal is available from MAIK "Hayka/Interperiodica" (Russia). *Geotectonics*
ISSN 0016-8521.

The Global Asymmetry of Island Arc Distribution and the Breakup of Pangaea <i>M. G. Lomize and V. S. Zakharov</i>	3
Collision Stage of the Evolution of the Caucasian Sector of the Alpine Foldbelt: Geodynamics and Magmatism <i>N. V. Koronovskii and L. I. Demina</i>	17
Kytlym Pluton, North Urals: Structure and Emplacement History <i>G. N. Savelieva, A. N. Pertsev, O. V. Astrakhantsev, E. A. Denisova, F. Boudier, D. Bosch, and A. V. Puchkova</i>	36
Geological Structure of the Cyclades along the Ewoia–Amorgos Traverse, Greece <i>P. A. Mukhin</i>	61
Structural Assemblages as a Result of Self-organization in Strained Geological Media <i>V. G. Talitskii</i>	80

Chronicle

Third Workshop on Nonlinear Geodynamics <i>Yu. N. Raznitsin</i>	94
--	----

Сдано в набор 11.12.98 г.	Подписано к печати 10.02.99 г.	Формат бумаги 60 × 88 ¹ / ₈		
Офсетная печать	Усл. печ. л. 12.0	Усл. кр.-отт. 4.3 тыс.	Уч.-изд. л. 11.9	Бум. л. 6.0
	Тираж 346 экз.	Зак. 2353		

Отпечатано в типографии "Наука", 121099, Москва, Шубинский пер., 6

ГЛОБАЛЬНАЯ АСИММЕТРИЯ В РАЗМЕЩЕНИИ ОСТРОВНЫХ ДУГ И РАСПАД ПАНГЕИ

© 1999 г. М. Г. Ломизе, В. С. Захаров

Геологический факультет Московского государственного университета, Москва

Поступила в редакцию 19.05.98 г.

Современные островные дуги приурочены главным образом к западной периферии Тихого океана, а у его восточных берегов субдукция выражена активными окраинами андского типа. Эта глобальная асимметрия широко известна и отражает коренное различие условий субдукции в направлении на запад и на восток, которое объясняют ориентировкой ротационных напряжений. Однако все больше данных указывает на то, что в прошлом, по крайней мере в раннем мезозое, островодужные системы развивались по обе стороны Пасифики.

Формирование асимметрии, характерной для наших дней, происходило в позднем мезозое и коррелируется с фазами распада Пангеи. Центробежное перемещение ее фрагментов выражают векторы, которые получены вычитанием общего западного дрефта литосферы из полных векторов современного движения континентов относительно подстилающей мантии (использована модель HS2-NUVEL1). С началом распада Пангеи, когда это центробежное перемещение наложилось на общий западный дрефт, различие условий субдукции на двух активных перифериях суперконтинента должно было усилиться: на западной его периферии широтная компонента абсолютного движения континентальных плит заметно увеличилась; на восточной периферии, где суммировались встречные движения, широтное смещение могло быть почти нулевым. На американской стороне Пасифики, где происходило надвигание континентов на субдуцирующую литосферу и соответствующее омоложение последней, островодужные системы закрывались, а вместо них формировались вулcano-плутонические пояса андского типа.

Если исходить из концепции циклов Пангеи, то вполне вероятно, что размещение островных дуг бывало асимметричным и прежде, на этапах распада более ранних суперконтинентов. Судя по сохранившимся вулcano-плутоническим комплексам андского типа, на разных циклах глобальная асимметрия субдукции проявилась с неодинаковой полнотой.

ВВЕДЕНИЕ

Глобальная асимметрия в размещении современных островных дуг широко известна: они протянулись вдоль зон субдукции западного обрамления Тихого океана, в то время как на противоположном, восточном, его обрамлении субдукция направляется непосредственно под континентальные окраины (рис. 1). Только на небольших отрезках между континентами там образовались островодужные системы Малых и Южных Антил, выгнутые далеко в акваторию Атлантического океана. За пределами тихоокеанского кольца островодужных систем немного (Зондская, Мекранская, Эгейская, Эоловая), все они приурочены к единой цепи чередующихся зон субдукции и коллизии, которая вытянута широтно и наследует конвергентную северную границу палеоокеана Тетис.

В контексте тектоники плит эта глобальная асимметрия отражает коренное различие условий современной субдукции в направлении на запад и на восток: в первом случае происходит образование островных дуг путем раскрытия задуговых бассейнов ("east-facing island arcs"), а во

втором случае над зонами субдукции вместо растяжения проявляется сжатие и формируются активные континентальные окраины андского типа ("west-facing continental arcs") [21, 26, 52]. В качестве возможной причины наблюдаемых различий рассматривают общий западный дрефт литосферы относительно подстилающей мантии (рис. 2).

Геологические признаки западного смещения ("Westwanderung") континентов отмечал еще в начале века А. Вегенер в известной монографии о происхождении континентов и океанов [2]. Впоследствии, уже в рамках тектоники плит, Т. Нельсон и П. Темпл предложили идею о "главном течении" подлитосферной мантии, которое направлено на восток и определяет различие между субдукцией, ориентированной по этому течению, и субдукцией навстречу ему [46]. Расчеты современной кинематики плит дали первые количественные оценки общего западного дрефта литосферы относительно подстилающей мантии [37, 41], после чего и были опубликованы упомянутые выше работы К. Чейза, У. Дикинсона, С. Уеды и Х. Канамори [21, 26, 52], увязавшие с этим дрефтом наблюдаемую асимметрию субдукции и, в частности,

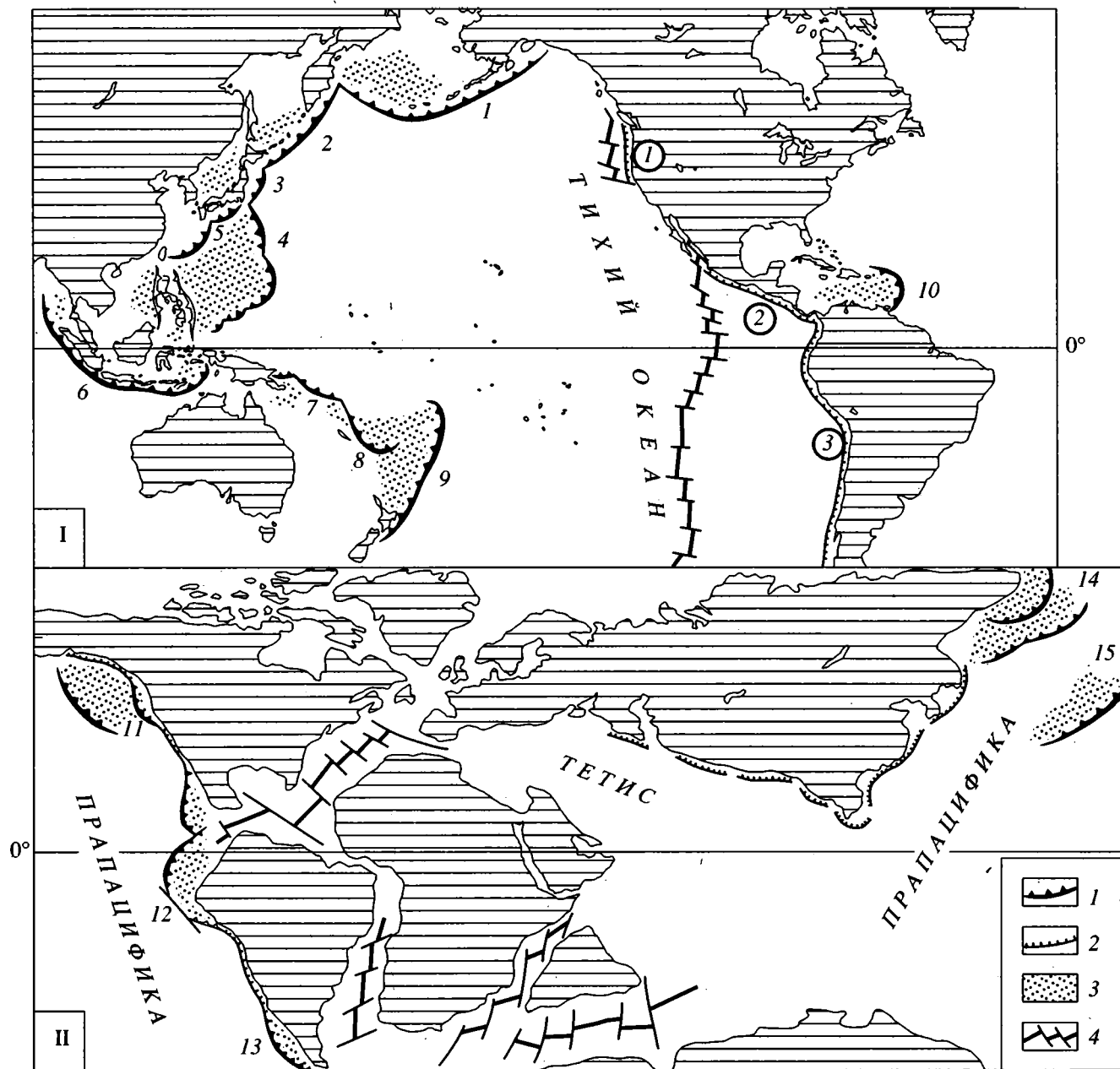


Рис. 1. Глобальная асимметрия современного размещения субдукционных систем (I) в сопоставлении с реконструкцией их размещения в раннем мезозое (II, поздняя юра).

1 – островные дуги (1 – Алеутская, 2 – Курило-Камчатская, 3 – Японская, 4 – Идзу-Бонинская и Марианская, 5 – Рюкю, 6 – Зондская, 7 – Новобританская и Соломон, 8 – Новогбридская, 9 – Тонга и Кермадек, 10 – Малых Антиль, 11, 12 – Северной и Центральной Америки [55], 13 – Патогонии – Огненной Земли [24], 14, 15 – азиатского обрамления Пангеи [9, 11]); 2 – активные континентальные окраины андского типа (цифры в кружках: 1 – Каскадных гор, 2 – Центральноамериканская, 3 – Андская); 3 – задуговые и междуговые бассейны; 4 – оси спрединга.

раскрытие задуговых бассейнов на западе Тихого океана.

Вероятную причину западного дрефта все названные исследователи так или иначе связывают с ротационным режимом Земли. Уже А. Вегенер, вслед за Э. Шварцем и Г. Веттштейном, указывал на возможную роль сил приливного торможения,

возникающих в земной коре под действием лунного и солнечного притяжения [2]. К выводу о большом значении этого фактора, в том числе и для раскрытия задуговых бассейнов, пришли в дальнейшем Р. Бостром и Г. Мур [19, 44]. Однако, согласно Т. Джордану [35], такие силы слишком малы, чтобы быть главной причиной движения

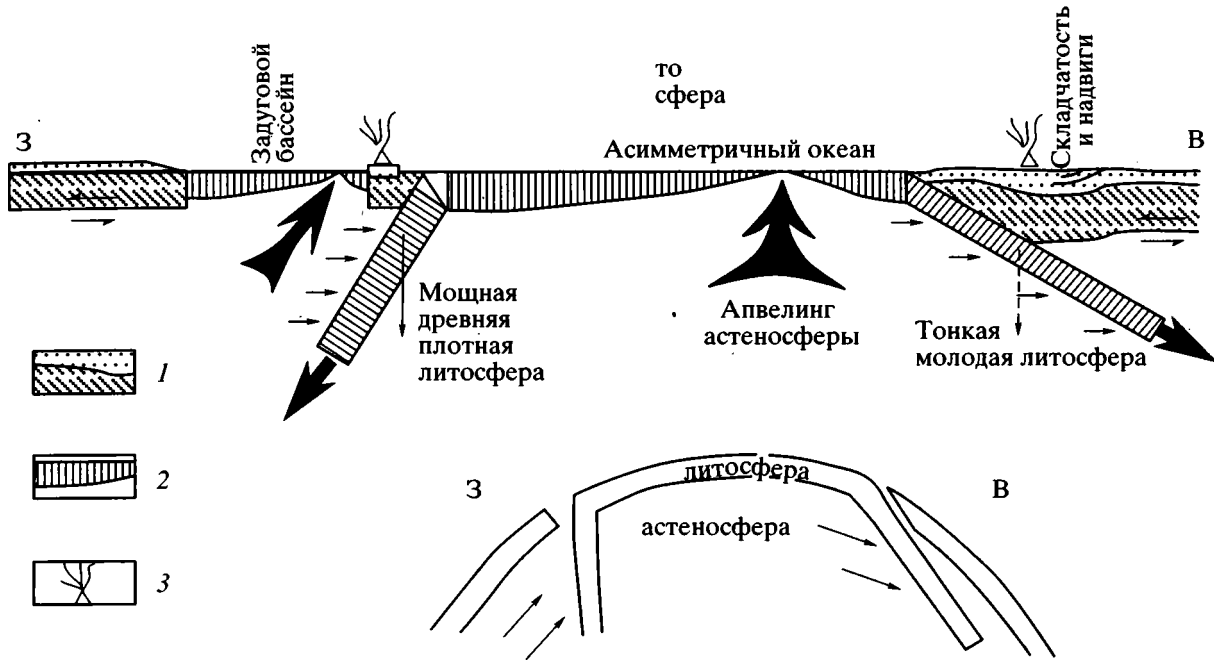


Рис. 2. Общий западный дрейф литосферы относительно подстилающей мантии как возможная причина наблюдаемых различий между условиями субдукции, направленной на запад и на восток. Наверху – по У. Дикинсону [26], внизу – по С. Уеде и Х. Канамори [52].

Горизонтальные стрелки – относительное смещение литосферы и астеносферы под воздействием сил приливного торможения или ротационных напряжений. 1 – континентальная и 2 – океаническая литосфера; 3 – субдукционный вулканизм.

литосферных плит. Тем не менее, кинематика абсолютного движения плит и наличие ротационно ориентированных структур свидетельствуют о заметном кумулятивном воздействии этих слабых, но устойчиво направленных сил [20], которые, в частности, влияют на сейсмическое смещение горных масс.

Если принять, что современная асимметрия в размещении островных дуг обусловлена силами ротационного происхождения, то подобная же асимметрия должна была устойчиво проявляться и в геологическом прошлом, поскольку замедление суточного вращения прослежено по крайней мере с позднего протерозоя [40]. В частности, И. Диэл полагал, что на американской окраине Тихого океана в течение всего фанерозоя условия для раскрытия задуговых бассейнов, были столь же неблагоприятны, как и в наши дни [24]¹. Однако дальнейшие исследования давали все больше свидетельств обратного: в раннем мезозое многочисленные островные дуги существовали не только на западном, но и на восточном обрамлении Тихоокеанского бассейна того времени

¹ Известные ему случаи образования задуговых бассейнов на американском обрамлении Пасифики автор этой публикации объяснял особыми тектоническими обстановками, такими, как субдукция спредингового хребта или координированная субдукция с эффектом pull-apart.

(Пасифики), где затем произошло их отмирание. Это означает, что, кроме постоянных напряжений ротационного происхождения, для формирования глобальной асимметрии размещения островных дуг были важны и другие условия, вступившие в действие в позднем мезозое.

Как будет показано ниже, есть основания связать эти особые условия с определенной фазой распада последней Пангеи (позднепалеозойско-раннемезозойской Пангеи А. Вегенера). Поэтому, если основываться на концепции циклов Пангеи и исходить из последовательного образования и распада суперконтинентов в ходе геологической истории [38, 45], то вполне возможно, что асимметричное размещение островных дуг проявлялось и прежде, на соответствующем этапе более ранних циклов.

РАЗМЕЩЕНИЕ ОСТРОВНЫХ ДУГ В РАННЕМ МЕЗОЗОЕ

П. Шота [22], по-видимому, одним из первых обратил внимание на то, что характерное для наших дней асимметричное размещение островных дуг появилось сравнительно недавно. Он полагал, что в раннем мезозое дуги формировались как на западе, так и на востоке Тихого океана, и связал

их последующее отмирание у берегов Америки с дрифтом континентальных плит.

Для центральной и северной частей американского обрамления мезозойской Прапацифики К. Уилсон, У. Хэй и К. Уолд [55] составили серию палинспастических реконструкций с интервалом 20 млн. лет – от начала триаса до коньякского века включительно. В основу реконструкций была положена систематизация данных о мезозойских террейнах Кордильер: о времени их обособления и коллизии (“сутурирования”); о слагающих террейны формациях и их геодинамической принадлежности; о палеомагнитных данных, которые особенно важны для определения палеоширотного положения террейнов; о палеобиогеографических характеристиках фауны (особенно бентоса) и флоры; о климатических условиях образования осадочных комплексов.

В триасе эти части американского обрамления представляли собой систему островных дуг и окраинных морей. Приблизительно в 30° южнее экватора размещалась энсиалическая (на палеозойском метаморфическом основании) островная дуга Пенинсулар. Для островной дуги Истерн Кламат (~20° с. ш.) отмечается многократное возобновление активности. Еще севернее размещалась система островных дуг и окраинных морей (в их числе бассейн Кламатия), комплексы которых представлены в террейнах Сан Хуан, Норт Каскадес, Калаверас Футхиллс, Стикиния, Квеснелия и др.

В последнем из названных террейнов ширина сохранившегося пояса известково-щелочных вулканитов позднего триаса оказалась достаточной для выявления латеральной геохимической полярности, показавшей погружение зоны субдукции в восточном направлении. Такое же направление установлено и по средне-позднетриасовым вулканитам террейна Стикиния, а изотопные характеристики этих вулканитов свидетельствуют об энсиматической природе островной дуги. В террейне Норт Каскадес триасовые магматиты продолжают островодужный вулканизм позднего палеозоя. В нескольких террейнах представлены офиолиты и осадочные серии задуговых бассейнов.

Широкий пояс островных дуг и окраинных морей продолжал развиваться вдоль американского обрамления Прапацифики и в ранней юре (см. I на рис. 8). На севере раскрылся крупный окраинно-морской бассейн Кордильерия, в то время как бассейн Кламатия начал сокращаться. Еще южнее, где от континента отделились террейны Александер и Врангелия (“перикратонные террейны”), образовалась система энсиалических островных дуг (включавшая и террейн Пенинсулар), которые обрамляли море Талкитния. Формирование и развитие островодужных систем сопровождалось продольным (по отношению к континентальной окраине) северным смещением террейнов в соответствии с

меридиональной компонентой движения субдуцирующих плит.

В средней юре, несмотря на признаки некоторого уменьшения ширины островодужного пояса, продолжали открываться новые задуговые бассейны. Формации одного из них, вместе с реликтами вулканической дуги, представлены террейном Вискаино в горах Кламат. С поздней юры на американской окраине преобладало сокращение задуговых бассейнов, завершившееся в начале позднего мела их полным замыканием и “сутурированием” террейнов. Однако на этом фоне вплоть до середины мела еще формировались эфемерные и сравнительно небольшие островодужные системы, такие, как Неомексикания (~30° с. ш.).

Для обсуждения возможной зависимости между развитием островодужного пояса на американском обрамлении Прапацифики и движениями континентальных плит особенно важны те энсиалические дуги, которые отчленились от края континента в результате задугового спрединга. Развитие двух из них показано на рис. 3. Согласно Г. Харперу и Дж. Райту [31], островодужная система гор Кламат (верхние профили) образовалась к концу средней юры, когда на неоднородном аккреционном основании заложился позднелюрский вулканический пояс террейна Четко. В его тылу начался рифтинг и раскрылся бассейн, океаническая кора которого, одновозрастная островодужным вулканитам, представлена офиолитовым террейном Жозефин. Уже при невадской орогении (около 150 млн. лет) бассейн закрылся и сформировалась чешуйчато-надвиговая структура.

В поздней юре сходным образом образовалась и островодужная система Патогонии – Огненной Земли, самая южная на американском обрамлении (см. нижние профили на рис. 3). Согласно И. Диэлу [24], заложение задугового бассейна произошло в тылу уже длительно существовавшего окраинно-материкового вулканического пояса, который при этом отчленился от края континента как энсиалическая островная дуга. Развитие задугового бассейна и накопление в нем флишоидных отложений продолжалось в неокоме–апте, а затем сменилось обстановкой сжатия и надвигами, направленными в глубь континента. Фрагменты океанической коры задугового бассейна сохранились в офиолитовых комплексах Рокас Вердес (Сармиенто, Тортуга и др.). Субдукционный магматизм вскоре возобновился, но уже снова в обстановке окраинно-материкового вулканического пояса андского типа.

Таким образом, на восточном обрамлении Тихого океана в раннем мезозое, в отличие от последующего времени, над многими зонами субдукции существовали системы островных дуг и задуговых бассейнов (см. II на рис. 1). Как отмечают К. Уилсон, У. Хэй и К. Уолд [55], по сравне-

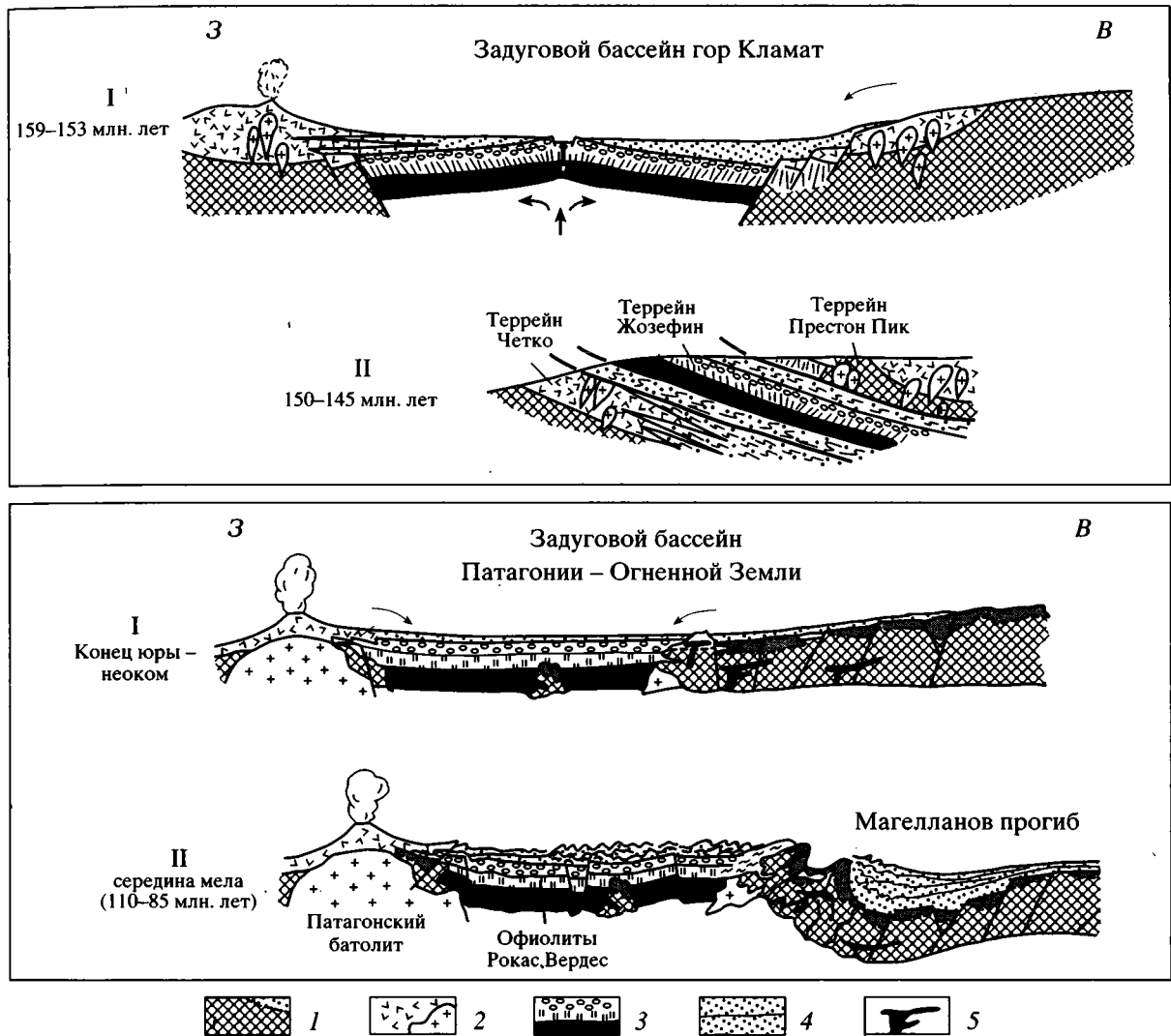


Рис. 3. Раскрытие и замыкание островодужных систем на американском обрамлении Тихоокеана. Наверху – средне-позднеюрская система гор Клатат, по Г. Харперу и Дж. Райту [31], внизу – позднеюрского-раннемеловая система Патагонии – Огненной Земли, по И. Диэлу [24].

1 – континентальная кора; 2 – субдукционные вулканоплутонические комплексы; 3 – новообразованная океаническая кора (подушечные лавы, дайки, габбро); 4 – морские осадки; 5 – силлы основного состава.

нию с современным Западно-Тихоокеанским островодужным поясом внутренняя структура этого мезозойского обрамления была более изменчивой во времени и, по-видимому, имела иной структурный рисунок – сложную конфигурацию с полузамкнутыми контурами многочисленных краевых морей. Вероятной причиной таких отличий указанные авторы считают преобладание в то время косоориентированной субдукции с большими северными компонентами движения субдуцирующих плит.

Вполне возможно, что такая кинематика движения плит обусловила и другую особенность мезозойского островодужного пояса Америки: больше всего островных дуг обнаружено в его северной части, южнее ширина пояса убывала и,

наконец, на всем центральном отрезке Анд их нет [23]². По палеомагнитным данным установлено длительное и дальнее продольное (с юга на север) смещение террейнов по мере развития мезозойского островодужного пояса Америки [55], и поэтому в северной части пояса их становилось все больше.

Та же особенность была свойственна в мезозое и островодужному поясу азиатского обрамления Палеоокеана, который в то время, подобно американскому, развивался при значительном северном смещении субдуцирующих плит [5]. Наи-

² Не исключено, что какие-то островодужные комплексы Чилийско-Перуанской окраины были уничтожены более поздней субдукционной эрозией [8].

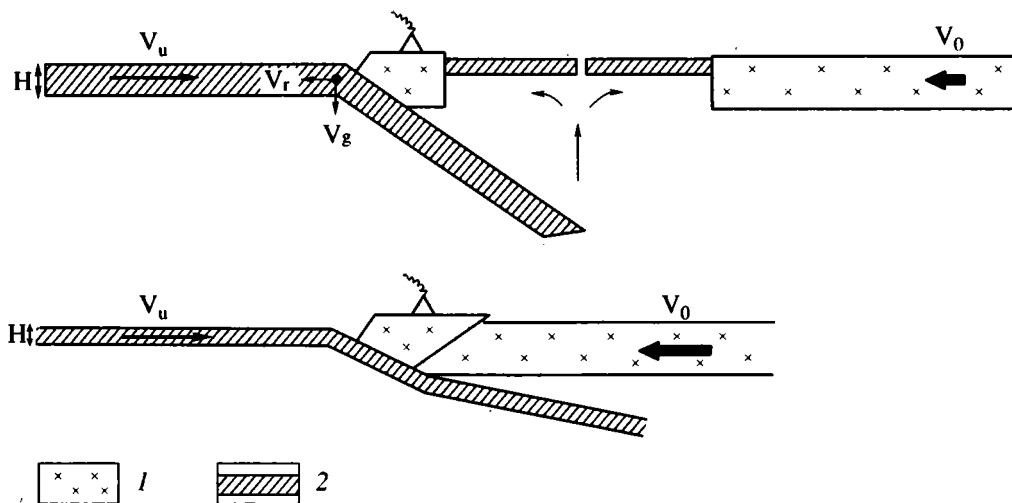


Рис. 4. Три главных фактора, от которых зависит раскрытие островодужных систем.

V_0 – абсолютная скорость надвигающейся плиты; H – толщина поддвигающейся плиты, которая, так же, как ее средняя плотность, увеличивается с возрастом океанической литосферы; $V_u + V_0$ – скорость конвергенции литосферных плит (V_u – абсолютная скорость поддвигающейся плиты). При большом возрасте субдуцирующей литосферы происходит ее гравитационное погружение в астеносферу со скоростью V_g , а перегиб (шарнир) плиты откатывается в сторону океана со скоростью V_r . 1 – континентальная и 2 – океаническая литосфера.

большее количество островодужных систем ранне-мезозоя известно в его северной части: это Алазейско-Олойская, Уяндинско-Ясачненская и Кони-Мургалская энсиалические дуги (в том числе наложенные на “перикратонные террейны”), а также такие энсиалические дуги, как Кэнкэрэнская [9–11, 13, 14]. Южнее субдукционные комплексы формировались главным образом непосредственно на активных континентальных окраинах Казантии и Индокитая [3, 50].

КИНЕМАТИКА РАСПАДА ПАНГЕИ И ИЗМЕНЕНИЕ УСЛОВИЙ СУБДУКЦИИ НА ЕЕ ПЕРИФЕРИИ

Какие изменения геодинамических обстановок в позднем мезозое могли обусловить отмирание островодужных систем на восточном обрамлении Пасифики и тем самым нарушить глобальную симметрию их размещения? Ответ на этот вопрос во многом зависит от понимания факторов, которые регулируют напряженное состояние литосферы над зонами субдукции, раскрытие и замыкание задуговых бассейнов. Обсуждению этих факторов посвящены многочисленные исследования. В работах Р. Хиндемана и К. Чейза было показано значение абсолютных движений нависающей плиты в направлении желоба или от него [21, 32]. П. Молнар и Т. Этуотер обосновали влияние возраста (средней плотности, плавучести) поддвигающейся океанической литосферы, в том числе рассмотрели условия и последствия отката шарнира (на перегибе литосферы перед ее погружением в желоб) навстречу субдуцирующей

плите [43]. Д. Джурди [36] исследовала зависимость напряженного состояния литосферы в задуговой области от скорости конвергенции на субдукционной границе, а К. Оцуки [48] выразил эту закономерную зависимость эмпирической формулой. Именно три перечисленных фактора, в сравнении с другими, признаны главными, хотя относительная роль каждого из них не вполне ясна и оценивается по-разному [25, 33]. Сочетание этих факторов определяет возможность реализации тех растягивающих напряжений, которые, как полагают, постоянно поддерживаются над субдуцирующим слэбом посредством тепловой или фрикционной конвекции.

В соответствии с изложенными представлениями мы принимаем, что для раскрытия задуговых бассейнов над зонами субдукции (т.е. для формирования островных дуг) благоприятны: малая абсолютная скорость надвигающейся плиты, большой возраст (высокая плотность, низкая плавучесть) погружающейся океанической литосферы и медленная конвергенция взаимодействующих плит (рис. 4). Обратное изменение этих факторов приводит к сокращению и замыканию задугового бассейна, к преобразованию островодужной системы в активную окраину андского типа со структурами сжатия в тылу вулканического пояса [6].

Еще П. Шота [22] указал на первый из этих факторов как на вероятную причину отмирания островных дуг на востоке Пасифики, начиная с конца юры: по мере раскрытия Атлантики западный дрейф американских континентов сопровождался замыканием островодужных систем. При этом постепенно формировалась “фунда-

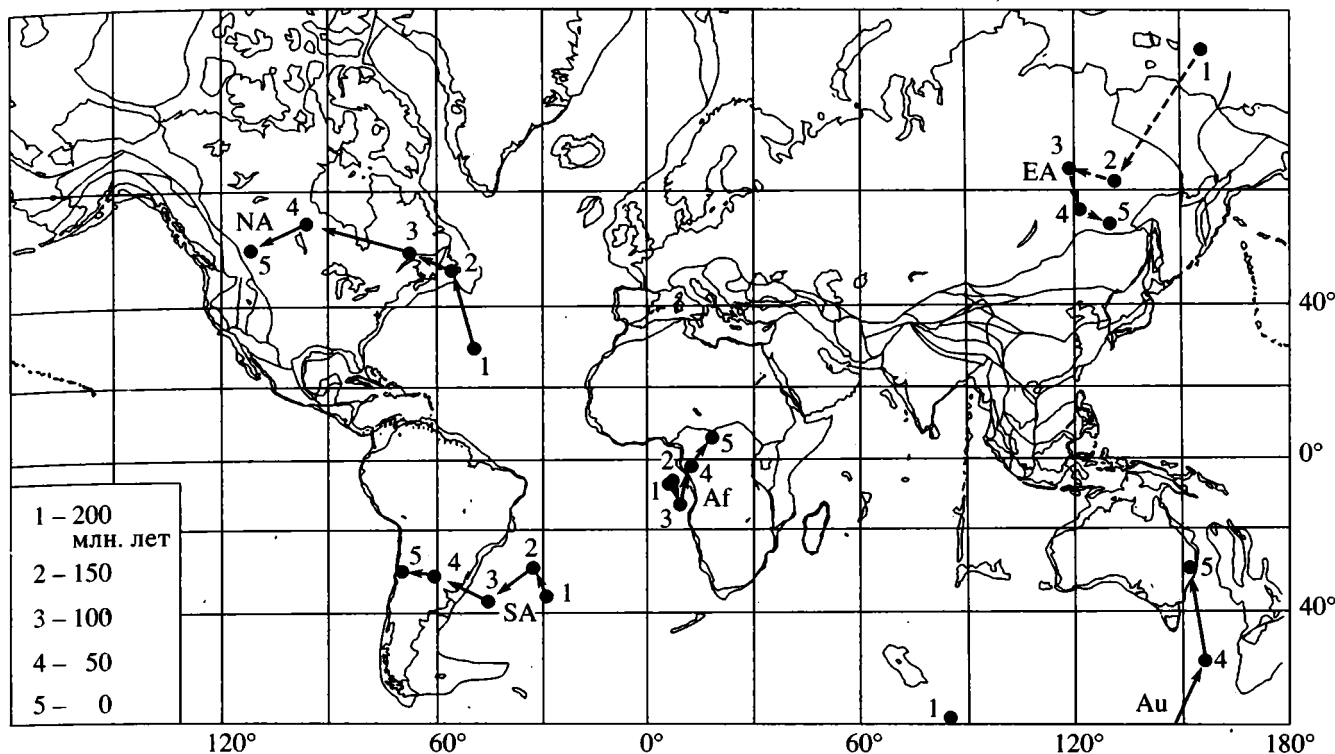


Рис. 5. Траектории абсолютного движения континентов за последние 200 млн. лет, согласно реконструкциям Д. Уолша и К. Скотиза [54].

NA – Северная Америка, SA – Южная Америка, Af – Африка, EA – Евразия, Au – Австралия.

ментальная асимметрия” между восточным и западным обрамлениями Тихого океана, характерная для наших дней. Для андской окраины была намечена хронологическая увязка главных фаз деформации с фазами раскрытия Южной Атлантики.

На рис. 5, согласно реконструкциям Д. Уолша и К. Скотиза [54], даны траектории абсолютного движения континентов по мере распада Пангеи А. Вегенера с юры по настоящее время. Если сравнить широтные составляющие этих траекторий, отчетливо проступает западная направленность распада суперконтинента: значительный западный дрейф Северной и Южной Америки при меньшем восточном дрейфе Австралии и почти фиксированном долготном положении Африкано-Аравийской и Евразийской плит. Подтверждение очень малой подвижности континента Евразии получено в последние годы благодаря открытию и изучению Южно-Хангайской горячей точки в Монголии, которая активна уже в течение 160 млн. лет [4]. Таким образом, широтное разрастание домена Пангеи (по мере раскрытия межконтинентальных океанических бассейнов) происходило главным образом за счет западного смещения срединно-атлантической оси спрединга и континентов Америки.

Уже одна из первых глобальных моделей современной кинематики плит в координатах горячих точек позволила Дж. Минстеру с соавторами [41] математически вычленив общую для всех литосферных плит компоненту движения: выявился проворот (net rotation) литосферы в западном направлении относительно подстилающей мантии. О его параметрах можно судить по расчетам, выполнявшимся исходя из разных подходов, но давших сходные результаты. В том числе Д. Аргус и Р. Гордон [18] рассчитали систему отсчета NNR (no net rotation), в которой глобальная сумма векторов угловой скорости плит по модели NUVEL-1 равна нулю, и показали, что такая система вращается на запад относительно системы горячих точек HS2-NUVEL-1 [29] со скоростью 0.33° /млн. лет при полюсе вращения 49° Ю, 65° В. Эта скорость невелика по сравнению с абсолютными движениями “быстрых” океанических плит, но соизмерима со скоростями плит, несущих континенты. Она менялась во времени [18].

На рис. 6 для нескольких пунктов, находящихся на разных континентах, показаны: 1) *полные векторы абсолютного движения* (V_a) согласно модели HS2-NUVEL-1 [29], которая основана на тех же данных по горячим точкам, что и более ранняя модель AM1-2 [42], но в сочетании с более точными данными по относительному движению

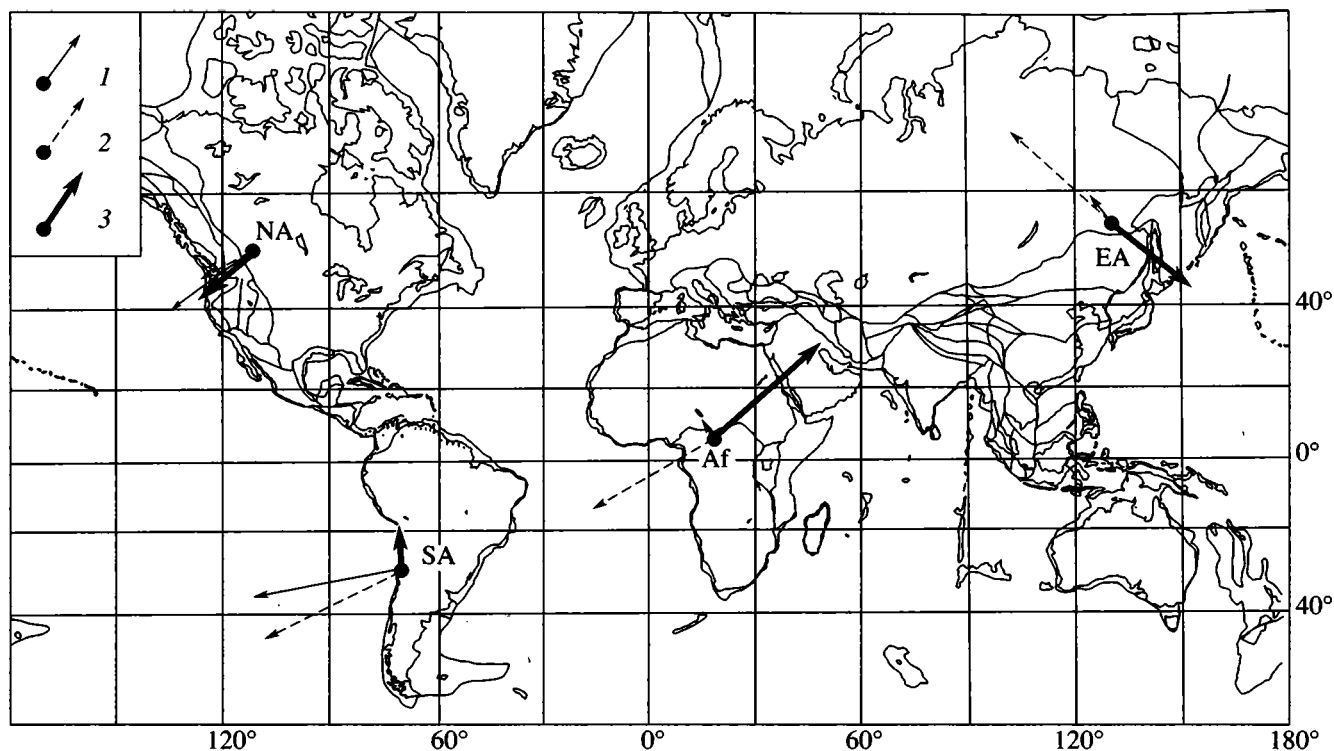


Рис. 6. Современная кинематика движения континентов.

NA – Северная Америка, SA – Южная Америка, Af – Африка, EA – Евразия.

1 – полные векторы абсолютного движения континентов (V_a), по А. Грипп и Р. Гордону, глобальная модель HS2-NUVEL-1 [29]; 2 – векторы общего западного дрейфа литосферы относительно подстилающей мантии (V_n) согласно параметрам NNR-NUVEL-1 [18]; 3 – векторы “собственного” движения континентов, выражающие центробежный распад Пангеи ($V_i = V_a - V_n$).

плит в расчете на последние 3 млн. лет (по аномалии 2A); 2) векторы общего западного дрейфа литосферы относительно подстилающей мантии (V_n) согласно параметрам NNR-NUVEL-1 [18]; 3) векторы “собственного” движения континентов, которые могут быть получены вычитанием общего дрейфа из полного абсолютного движения ($V_i = V_a - V_n$). Таким образом, современное движение континентов в координатах горячих точек мы представляем как результат наложения их центробежного перемещения в ходе продолжающегося распада Пангеи (которое обычно связывают с мантийной конвекцией) на общий западный дрейф литосферы (так или иначе связанный с ротационным режимом, воздействием сил проливного торможения) [39].

Если предполагать западный дрейф литосферы постоянным, то распад Пангеи, начавшийся с конца средней юры, должен был усилить различие в параметрах абсолютного движения континентальных плит на западной и восточной активных перифериях суперконтинента и, тем самым, повлиять на тектонические эффекты протекавшей там субдукции. На западной периферии “собственное”, центробежное, движение континентов

было направлено в ту же сторону, что и общий дрейф, заметно увеличивая широтную компоненту абсолютного движения. На восточной периферии, напротив, центробежное движение было направлено встречно, так что широтное смещение гасилось и суммарный эффект временами был почти нулевым.

Такую модель иллюстрируют профили на рис. 7. До начала распада Пангеи (нижний профиль) не только медленное отступление континентальных плит на ее восточной периферии, но и медленное их наступание на западной периферии суперконтинента укладывались в пределы кинематических условий, при которых возможно раскрытие задуговых бассейнов, о чем свидетельствует развитие островодужных систем того времени по обе стороны Пранацифики. После начала распада Пангеи (верхний профиль) такие условия сохранились на ее восточной периферии, однако произошло отмирание островных дуг на американской активной периферии, поскольку там резко увеличилась скорость надвигания континентов на зону субдукции. Другим следствием этого быстрого надвигания было сближение конвергентной границы с сопряженной осью спрединга, а, значит, и

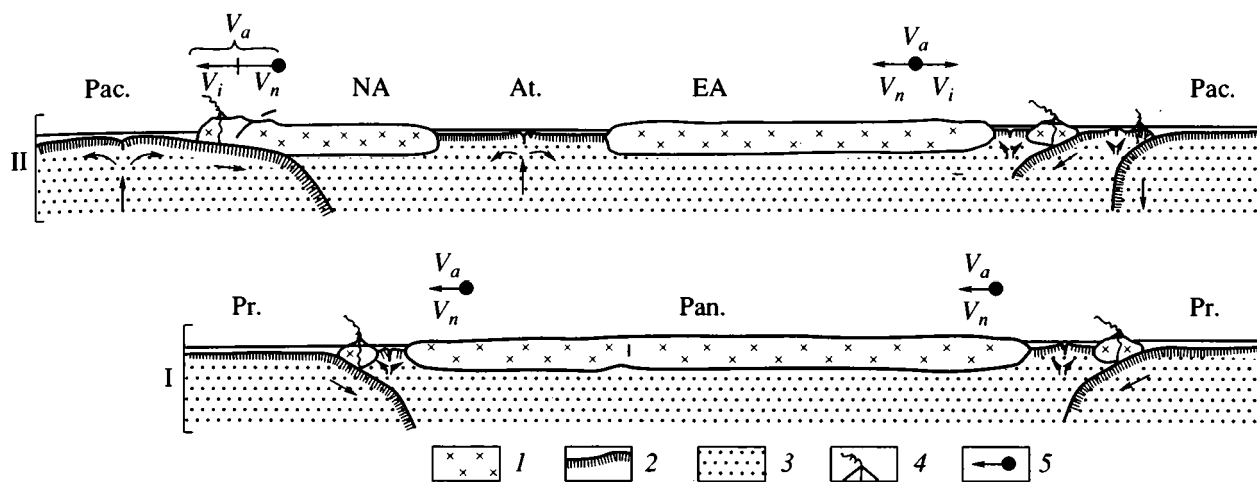


Рис. 7. Кинематические условия субдукции на западной и восточной перифериях Пангеи (I) и их вероятное изменение на этапе распада суперконтинента (II).

Ран. – Пангея; Пр. – Прапацифика (Панталасса); NA, EA – континенты Северной Америки и Евразии; Рас., Ат. – Тихий и Атлантический океаны.

1 – континентальная литосфера; 2 – океаническая литосфера, толщина которой соответствует возрасту; 3 – астеносфера; 4 – вулканизм островных дуг и активных континентальных окраин; 5 – широтная составляющая векторов общего западного дрефта литосферы относительно подстилающей мантии (V_n), векторов “собственного” движения континентов (V_i) и полных векторов абсолютного движения континентов ($V_a = V_n + V_i$) (см. рис. 6).

последовательное омоложение океанической литосферы, субдуцировавшей под американские окраины. Таким образом, вступал в действие еще один из перечисленных выше факторов: уменьшение возраста (средней плотности) пододвигавшейся океанической плиты, что, в свою очередь, способствовало там превращению островодужных окраин в окраины андского типа.

Неуклонное сокращение задуговых бассейнов и отмирание островодужных систем прослеживается на палеотектонических реконструкциях американского обрамления Прапацифики по К. Уилсону и др. [55] (рис. 8). Уже к раннему мелу почти полностью закрылись системы окраинных морей “Кордильерия”, “Кламатия” и “Талкитния”, процесс этот завершился в позднем мелу. В середине мела замкнулся и самый южный задуговой бассейн американского обрамления в Патагонии – Огненной Земле [24] (см. рис. 3).

Так по мере распада Пангеи определилась и нарастала асимметрия субдукционного обрамления Тихого океана.

РАЗМЕЩЕНИЕ ОСТРОВНЫХ ДУГ И ЦИКЛЫ ПАНГЕИ

Таким образом, есть основания рассматривать современную асимметрию глобального размещения островодужных систем как результат наложения центробежного распада Пангеи на общий западный дрефт литосферы. Если считать, что литосфера испытывала такой дрефт изначально и постоянно, то в рамках концепции циклов Пан-

геи вполне вероятно, что глобальная асимметрия субдукции проявлялась и в геологическом прошлом, на определенном этапе каждого из этих циклов.

Данные по североамериканскому обрамлению Тихого океана дают наиболее полное представление о хронологической увязке последовательно отмирания островодужных систем с ходом распада Пангеи. На график (рис. 9) нанесены вариации скорости абсолютных движений Северной Америки (их широтной составляющей, направленной на запад). Начало сокращения островодужных систем коррелируется с позднеюрским максимумом надвижения континентальной окраины, который определялся первой фазой раскрытия Центральной Атлантики и началом распада Пангеи в целом. Тектонические деформации этого времени вписываются в невадскую орогению.

Замедление западного дрефта в конце поздней юры создало условия для раскрытия некоторых новых задуговых бассейнов, но уже следующая, средне меловая, фаза надвигания континента (которая синхронизируется с орогенией Севир) привела к полному закрытию островодужных систем североамериканского обрамления. В дальнейшем субдукция направлялась там непосредственно под активные окраины андского типа, а кульминация западного дрефта континента и быстрое омоложение субдуцирующих участков океанической плиты Фаральон (см. рис. 9) полностью блокировали задуговой спрединг и новообразование островных дуг. Эти события середины и второй половины мела, обусловленные ускорением распада

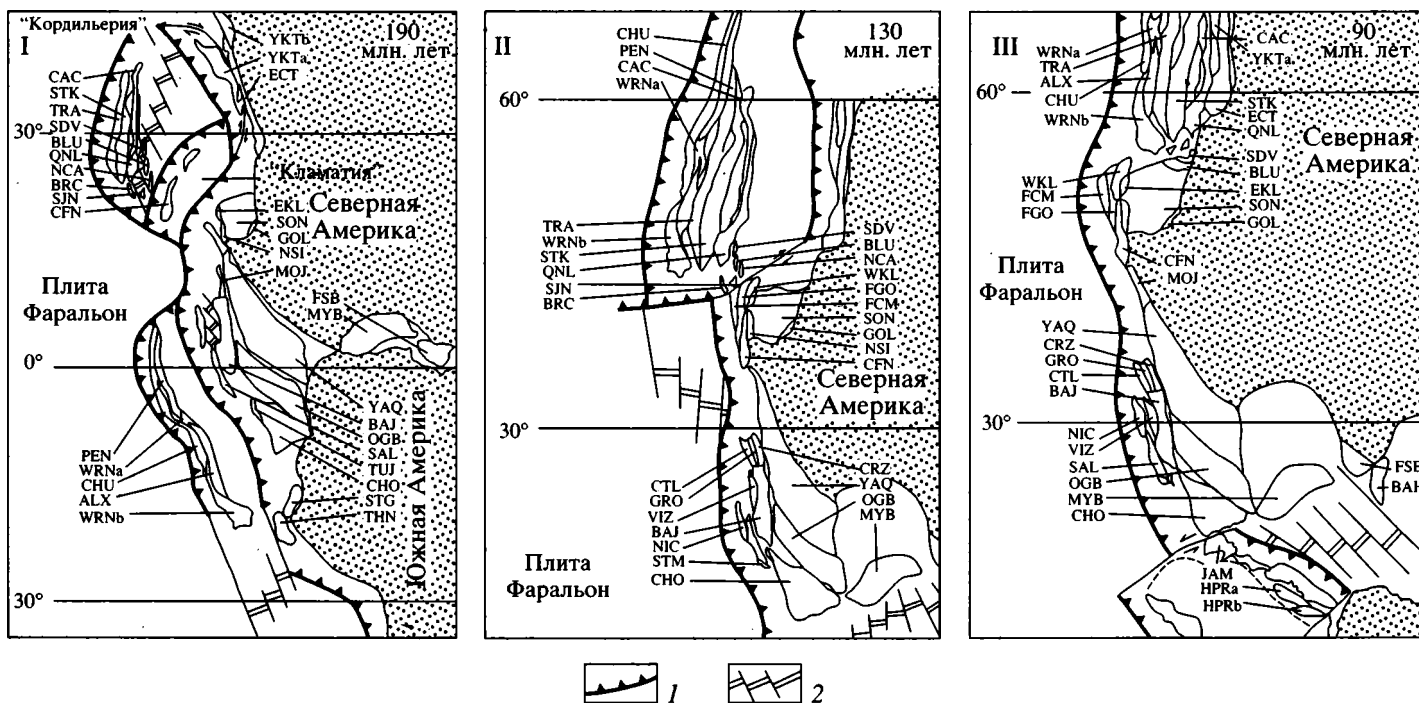


Рис. 8. Система островных дуг и окраинных морей раннеюрского времени на американском обрамлении Прапацифики и ее последовательное замыкание в конце юры и раннем мелу, реконструкции по К. Уилсону и др. [55]; I – ранняя юра, плинсбахское время; II – ранний мел, валанжинское время; III – поздний мел, коньякское время.

Террейны: ALX – Александер, BAH – Багамас, BAJ – Баха Калифорния, BLU – Блю Маунтинс, BRC – Бридж Крик – Кедуоллэйдер, CAC – Кеш Крик, CFN – Калаверас Футхиллс, CHO – Кортис, CHU – Чугач, CRZ – Кортес, CTL – Каталина, ECT – Истерн Композит, EKL – Истерн Кламатс, FCM – Францискан, меланж, FGO – Францискан – Грейт Валей, офиолиты, FSB – Флорида Стрейтс блок, GOL – Голконда, GRO – Герреро, HPR – Испальола – Пуэрто-Рико, JAM – Ямайка, MOJ – Мохаве, MYB – Майан блок, NCA – Норт Каскадес, NIC – Николас, NSI – Норзерн Сьеррас, OGB – Оаксака-Герреро блок, PEN – Пенинсулар, QNL – Квеснелия, SAL – Салиниан, SDV – Севен Дэвлс, SJN – Сан Хуан, SON – Сономия, STG – Сантьяго, STM – Стенли Маунтинс, STK – Стикиния, THN – Тауин, TRA – Трейсис Арм, TUJ – Тухунга, VIZ – Вискаино, WKL – Уестерн Кламатс, WRN – Врангелия, YAO – Яки, YKT – Юкон-Танана.

1 – зоны субдукции: островные дуги и активные окраины андского типа; 2 – спрединг.

да Пангеи, вписываются в глобальный максимум тектонической активности [7, 14, 53].

На тот же график нанесены скорости конвергенции Северной Америки с плитой Фаральон по Д. Энгебретсону и др. [28]. Начиная с позднего мела, вариации этих относительных движений почти совпадают с вариациями абсолютных движений континентальной плиты, поэтому вполне возможно, что окончательному замыканию островодужных систем способствовало и нарастание скорости конвергенции.

Более полное представление о роли этого фактора дают наблюдения по другую сторону Пангеи – на северном-западном обрамлении Тихого океана, где развитие островных дуг и окраинных морей не прекращается до наших дней и можно сопоставить скорости на конвергентной границе Евразия/Кула и Евразия/Тихоокеанская плита [27, 47] со временем раскрытия задуговых бассейнов [13, 51]. Главные фазы их раскрытия начались в палеогене и могут быть увязаны со снижением скоростей конвергенции в это время [34, 47]. Таким образом, в условиях азиатского обрамления Тихоокеана, где, в отличие от американского, дрейф континентальной плиты и возраст субдуцирующей литосферы не препятствовали длительному существованию островодужных систем, их развитие подчинялось вариациям скоростей конвергенции на субдукционной границе.

Исходя из того, что общее изменение условий субдукции с поздней юры, определившее асимметрию тихоокеанского обрамления, было обусловлено распадом Пангеи, можно предположить, что и в течение более ранних циклов распад суперконтинента порождал асимметричное, сходное с современным размещение островных дуг. Однако представления об этих более ранних циклах Пангеи пока приблизительны и во многом гипотетичны [15, 38, 40, 45]. Не исключено, что повторяющаяся обратная агломерация фрагментов в суперконтинент контролировалась “главной тектонической асимметрией Земли” [12].

Если проводить границу циклов по началу дробления суперконтинента, то последний полный цикл, известный сравнительно хорошо, продолжался около 550 млн. лет: от этапа распада позднепротерозойской Пангеи (конец рифея–венд) через длительный этап объединения континентальных единиц (с начала палеозоя до середины перми) и до этапа суперконтинента (поздняя пермь – средняя юра). В конце средней юры начался и все еще не завершился первый этап нового цикла – распадается Пангея А. Вегенера. Эта тектоническая этапность изображена диаграммой (на рис. 10, слева), на которую мы нанесли также “суммарный график интенсивности образования коры океанического типа”, составленный А.С. Якубчуком и А.М. Никишиным [17] по длине офиолитовых сатур и длине

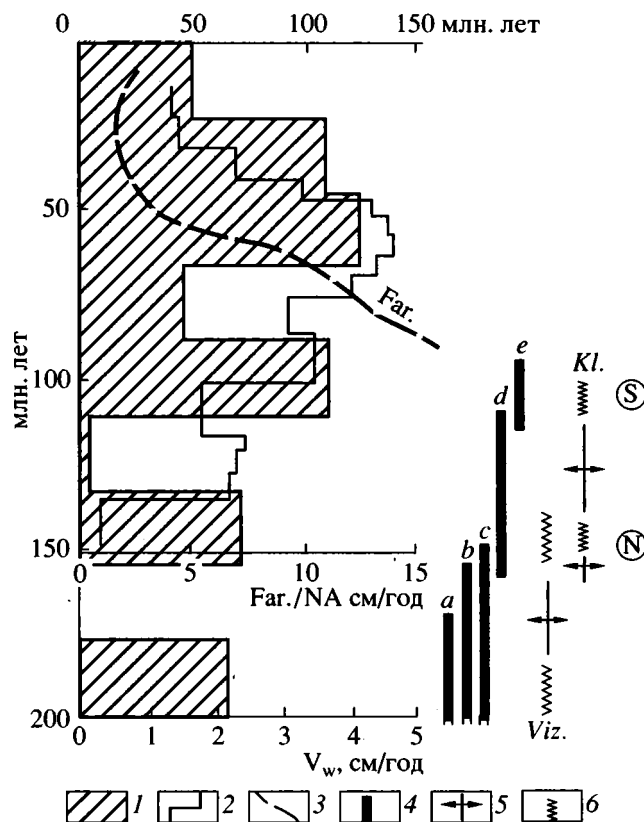


Рис. 9. Нарастание скорости Северо-Американской плиты в ее абсолютном движении на запад и замыкание островодужных систем перед ее фронтом в позднем мезозое.

1 – широтная составляющая абсолютного движения на запад (V_w) для точки с координатами 51° с. ш., 112° з. д. (см. рис. 6) согласно реконструкциям Д. Уолша и К. Скотиза [54]; 2 – скорость конвергенции Северной Америки и океанической плиты Фаральон (Far./NA, [28]); 3 – возраст плиты Фаральон у глубоководного желоба на субдукционном обрамлении Северной Америки [28], шкала возраста – наверху; 4 – время существования главных систем окраинных морей у тихоокеанской окраины Северной Америки, по К. Уилсону и др. [55]: a – “Кордильерия”, b – “Кламатия”, c – “Талкитния”, d – “Палеококос”, e – “Неомексикания”; 5, 6 – время раскрытия (5) и замыкания (6) некоторых задуговых бассейнов в Нижней Калифорнии (Viz. – террейн Вискаино [55]) и в горах Кламат (Kl., [31, 49]); N, S – время орогенических фаз: невадской и Севир. Геохронологическая шкала мезозоя–кайнозоя по Б. Хаку и др. [30].

осей спрединга в океанах. Судя по способу построения, график выражает не столько глобальный океанический спрединг, сколько раскрытие именно межконтинентальных бассейнов, которое было интенсивным с конца рифея по начало кембрия, очень слабым в последующее время и завершилось резким максимумом при распаде последней Пангеи.

На эту же диаграмму нанесен график распространности вулcano-плутонических поясов андского типа, по В.Е. Хаину и К.Б. Сеславинскому [16]

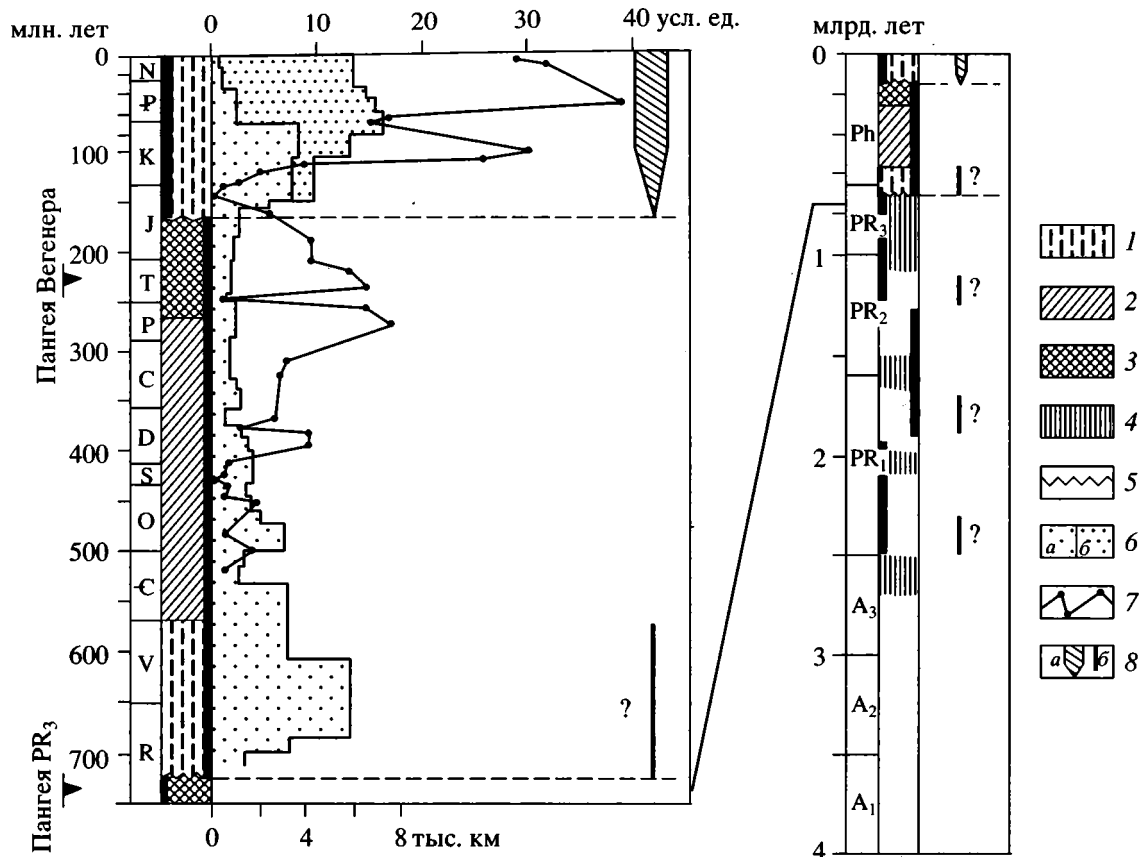


Рис. 10. Глобальная асимметрия субдукции и циклы Пангеи. Слева – увязка времени замыкания островодужных систем на востоке Пранцифики (и, соответственно, более широкого распространения активных окраин андского типа) с распадом Пангеи А. Вегенера в позднем мезозое – кайнозое. Справа – вероятное время подобной же глобальной асимметрии размещения островных дуг на более ранних циклах Пангеи.

1–3 – этапы, выделяемые в суперконтинентальных циклах (циклах Пангеи): 1 – распада, 2 – объединения, 3 – суперконтинента; 4 – время событий, приблизительно соответствующих двум последним этапам, по Дж. Мерфи и Р. Нансу [45]; 5 – границы суперконтинентальных циклов; 6 – интенсивность раскрытия межконтинентальных океанических бассейнов: график А.С. Якубчука и А.М. Никишина [17], где показаны суммарная длина офиолитовых сутур (а) и, с конца средней юры, длина осей спрединга в океанах (б); 7 – распространность вулcano-плутонических поясов андского типа, по В.Е. Хаину и К.Б. Сеславинскому [16], в условных единицах; 8 – замыкание островодужных систем на востоке Пранцифики в мезозое–кайнозое (а) и вероятные проявления подобной асимметрии субдукционных процессов на более ранних циклах Пангеи (б).

(построенный в условных единицах), который показывает резкое возрастание роли активных континентальных окраин с раннего мела, т.е. вслед за началом интенсивного раскрытия межконтинентальных океанов. Таким образом, с распадом последней Пангеи коррелируется не только отмирание многих островодужных систем, но и появление вместо них все новых окраинно-материковых вулcano-плутонических поясов.

Для предполагаемых докембрийских циклов Пангеи (см. на рис. 10, справа) подобные эпизоды, отмеченные возрастанием роли вулcano-плутонических поясов андского типа, могли бы рассматриваться как следы глобальной асимметрии размещения субдукционных систем, проявлявшейся при распаде более ранних суперконтинентов. Интенсивное формирование таких поясов в середи-

не протерозоя (1.95–1.45 млрд. лет) прослежено Ч.Б. Борукаевым [1] на всех континентах, включая Антарктиду; по значимости этот максимум вполне сравним с рассмотренным выше поздне-мезозойско-кайнозойским. Однако другие максимумы такого же масштаба не известны. Соответствующие магматические комплексы меньшего объема есть в позднем рифее Аравии, Индостана, Африки и Южной Америки, а также формировались на рубеже архея и протерозоя, как это установлено на Балтийском щите, в Южной Африке и на западе Австралии [1]. Таким образом, если судить по вулcano-плутоническим поясам, то на протяжении разных циклов Пангеи глобальная асимметрия субдукции (и размещения островных дуг) проявилась с неодинаковой полнотой.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Борукаев Ч.Б.* Структурная позиция докембрийских вулcano-плутонических поясов // Структурные элементы земной коры и их эволюция. Новосибирск: Наука, 1983. С. 47–59.
2. *Вегенер А.* Происхождение континентов и океанов. Л.: Наука, 1984. 286 с.
3. *Гатинский Ю.Г.* Латеральный структурно-формационный анализ. М.: Недра, 1986. 196 с.
4. *Коваленко Д.В., Ярмолюк В.В., Соловьев А.В.* Миграция центров вулканизма Южно-Хангайской горной точки по палеомагнитным данным // Геотектоника. 1997. № 3. С. 66–73.
5. *Кононов М.В.* Тектоника плит северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1989. 169 с.
6. *Ломизе М.Г.* Лиминарные системы и их соотношение с островными дугами // Геотектоника. 1983. № 2. С. 92–103.
7. *Ломизе М.Г.* О корреляции главных проявлений тектогенеза в мезозое и кайнозое // Докл. АН СССР. 1986. Т. 290. № 4. С. 929–931.
8. *Ломизе М.Г.* Тектоническая эрозия в лиминарных и островодужных системах // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1988. № 2. С. 3–17.
9. Палеогеографические карты на палинспастической основе. Северная Евразия / Ред. В.А. Буш, В.Г. Казьмин, Л.М. Натапов, И.Б. Филиппова. М.: Инст. тект. литосф. плит РАН, 1997. 26 карт.
10. *Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
11. *Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В.* Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
12. *Пушаровский Ю.М.* Геологическое выражение нелинейных геодинамических процессов // Геотектоника. 1998. № 1. С. 3–14.
13. *Соколов С.Д.* Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
14. *Филатова Н.И.* Меловая эволюция континентальных окраин в контексте глобальных событий // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1998. Т. 6. № 2. С. 3–17.
15. *Хаин В.Е.* Основные проблемы современной геологии. М.: Наука, 1994. 190 с.
16. *Хаин В.Е., Сеславинский К.Б.* Глобальные ритмы в фанерозойской эндогенной активности Земли // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1994. Т. 2. № 6. С. 40–63.
17. *Якубчук А.С., Никушин А.М.* Оценка интенсивности образования океанической коры в фанерозое // Докл. РАН. 1992. Т. 323. № 5. С. 908–911.
18. *Argus D.F., Gordon R.G.* No-net-rotation model of current plate velocities incorporating plate motion model NUVEL-1 // Geophys. Res. Lett. 1991. Vol. 18. № 11. P. 2039–2042.
19. *Bostrom R.C.* Motion of the Pacific plate and formation of marginal basins: asymmetric flow induction. // Geodynamics of the Western Pacific. Tokyo: Science Council of Japan, 1979. P. 103–122.
20. *Bostrom R.C.* Lithosphere creep // J. Phys. Earth. 1981. Vol. 29. № 2. P. 145–161.
21. *Chase C.G.* Extension behind island arcs and motions relative to hot spots // Journ. Geophys. Res. 1978. Vol. 83. № B11. P. 5385–5387.
22. *Chotin P.* Dissymetrie fondamentale dans l'evolution des zones de subduction de l'Ouest et de l'Est-Pacifique, depuis le Trias // Bull. Soc. geol. France. 1981. T. 23. № 3. P. 245–252.
23. *Coira B., Davidson J., Mpodozis C., Ramos V.* Tectonic and magmatic evolution of the Andes of Northern Argentina and Chile // Earth-Science Reviews. 1982. Vol. 18. № 3–4. P. 303–332.
24. *Dalziel I.W.D.* Back-arc extension in the southern Andes: a review and critical reappraisal // Phil. Trans. R. Soc. Lond. 1981. Vol. A300. № 1454. P. 319–335.
25. *Dewey J.F.* Episodicity, sequence, and style at convergent plate boundaries // Geol. Ass. Can. Spec. Pap. 1980. № 20. P. 553–573.
26. *Dickinson W.R.* Plate tectonic evolution of North Pacific Rim // Geodynamics of the Western Pacific. Tokyo: Science Council of Japan. 1979. P. 1–19.
27. *Engebretson D.C., Cox A., Gordon R.G.* Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific basin // Geol. Soc. Amer. Spec. Paper. 1985. Vol. 206. P. 1–59.
28. *Engebretson D.C., Cox A., Thompson G.A.* Correlation of plate motions with continental tectonics: Laramide to Basin–Range // Tectonics. 1984. Vol. 3. № 2. P. 115–119.
29. *Gripp A.E., Gordon R.G.* Current plate velocities relative to the hotspots incorporating the NUVEL-1 global plate motion model // Geophys. Res. Lett. 1990. Vol. 17. № 8. P. 1109–1112.
30. *Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R.* Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // Science. 1987. Vol. 235. № 4793. P. 1156–1167.
31. *Harper G.D., Wright J.E.* Middle to Late Jurassic tectonic evolution of the Klamath Mountains, California–Oregon // Tectonics. 1984. Vol. 3. № 7. P. 759–772.
32. *Hyndman R.D.* Plate motions relative to the deep mantle and the development of subduction zones // Nature. 1972. Vol. 238. P. 263–265.
33. *Jarrard R.D.* Causes of compression and extension behind trenches // Tectonophysics. 1986. Vol. 132. № 1–3. P. 89–102.
34. *Jolivet L., Huchon Ph., Rangin C.* Tectonic setting of Western Pacific marginal basins // Tectonophysics. 1989. Vol. 160. № 1/4. P. 23–47.
35. *Jordan Th.H.* Some comments on tidal drag as a mechanism for driving plate motions // Journ. Geophys. Res. 1974. Vol. 79. № 14. P. 2141–2142.
36. *Jurdy D.M.* Relative plate motions and the formation of marginal basins // Journ. Geophys. Res. 1979. Vol. 84. № B12. P. 6796–6802.
37. *Knopoff L., Leeds A.* Lithospheric momenta and the deceleration of the Earth // Nature. 1972. Vol. 237. № 5350. P. 93–94.

38. *Le Pichon X., Huchon Ph.* Geoid, Pangea and convection // *Earth Planet. Sc. Lett.* 1984. Vol. 67. № 1. P. 123–135.
39. *Lomize M.G., Zakharov V.S.* The global asymmetry of island arcs distribution, and the breakup of Pangea // VI Zonenshain Conference on plate tectonics: Abstracts. Moscow: Shirshov Inst. of Oceanology, 1998. P. 34–35.
40. *Maruyama Sh.* Plume tectonics // *Journ. Geol. Soc. Japan.* 1994. Vol. 100. № 1. P. 24–49.
41. *Minster J.B., Jordan T.H., Molnar P., Haines E.* Numerical modelling of instantaneous plate tectonics // *Geophys. Journ. R. astr. Soc.* 1974. Vol. 36. P. 541–576.
42. *Minster J.B., Jordan T.H.* Present-day plate motions // *Journ. Geophys. Res.* 1978. Vol. 83. № B11. P. 5331–5354.
43. *Molnar P., Atwater T.* Interarc spreading and cordilleran tectonics as alternates related to the age of subducted oceanic lithosphere // *Earth Planet. Sc. Lett.* 1978. Vol. 41. P. 330–340.
44. *Moore G.W.* Westward tidal lag as the driving force of plate tectonics // *Geology.* 1973. Vol. 1. № 1. P. 99–101.
45. *Murphy J.B., Nance R.D.* Mountain belts and the supercontinent cycle // *Scientific Amer.* 1992. Vol. 266. № 4. P. 22–30.
46. *Nelson T.H., Temple P.G.* Mainstream mantle convection: a geologic analysis of plate motion // *Amer. Assoc. Petr. Geol. Bull.* 1972. Vol. 56. № 2. P. 226–246.
47. *Northrup C.J., Royden L.H., Burchfiel B.C.* Motion of the Pacific plate relative to Eurasia and its potential relation to Cenozoic extension along the eastern margin of Eurasia // *Geology.* 1995. Vol. 23. № 8. P. 719–722.
48. *Otsuki K.* Empirical relationships among the convergence rate of plates, rollback rate of trench axis and island-arc tectonics: “laws of convergence rate of plates” // *Tectonophysics.* 1989. Vol. 159. № 1/2. P. 73–94.
49. *Roure F., Blanchet R.* A geological transect between the Klamath Mountains and the Pacific Ocean (southwestern Oregon): a model for paleosubductions // *Tectonophysics.* 1983. Vol. 91. № 1–2. P. 53–72.
50. *Şengör A.M.C., Natal'in B.A.* Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis // *The tectonic evolution of Asia.* Cambridge Univ. Press, 1997. P. 486–640.
51. *Tamaki K., Honza E.* Global tectonics and formation of marginal basins: role of the western Pacific // *Episodes.* 1991. Vol. 14. № 3. P. 224–230.
52. *Uyeda S., Kanamori H.* Back-arc opening and the mode of subduction // *Journ. Geophys. Res.* 1979. Vol. 84. № B3. P. 1049–1061.
53. *Vaughan A.P.M.* Circum-Pacific mid-Cretaceous deformation and uplift: a superplume-related event? // *Geology.* 1995. Vol. 23. № 6. P. 491–494.
54. *Walsh D.B., Scotese C.R.* Plate Tracker Version 1.1. Arlington: University of Texas. 1994. 25 p.
55. *Wilson K.M., Hay W.W., Wold Ch.N.* Mesozoic evolution of exotic terranes and marginal seas, western North America // *Marine Geology.* 1991. Vol. 102. P. 311–361.

Рецензенты: А.А. Моссаковский, В.Е. Хаин

The Global Asymmetry of Island Arc Distribution and the Breakup of Pangea

M. G. Lomize and V. S. Zakharov

Faculty of Geology, Moscow State University, Vorob'evy gory, Moscow, 119899 Russia

Modern island arcs are largely confined to the western periphery of the Pacific Ocean. Subduction near the Ocean's eastern coast is expressed as Andean-type active margins. This global asymmetry is widely known and reflects the essential differences in the mode of subduction between westward and eastward subduction zones explained by rotation stress orientations. However, more and more data suggest that in the geologic past, at least early in the Mesozoic, island arcs developed on both sides of the Paleo-Pacific Ocean. The present-day asymmetry developed during the Late Mesozoic in correlation with the phases of the breakup of Pangea. The centrifugal drift of its fragments is expressed by vectors derived by subtraction of the general westward drift of the lithosphere from the total vectors of the present-day motion of continents, relative to the underlying mantle (using the HS2-NUVEL-1 global plate motion model). After the initial breakup of Pangea, when the centrifugal motion was superimposed upon the general westward drift, the differences in subduction mode between the two active margins of the supercontinent were bound to increase: the westward component of the absolute plate motion markedly increased on the western periphery but might have slowed down to zero on the eastern periphery, where opposite movements met. On the American side of the Paleo-Pacific Ocean, where continents were thrust onto the increasingly younger portions of the subducting lithosphere, island arcs gradually closed, giving way to Andean-type volcano-plutonic belts. This concept of the cycles of Pangea suggests that island arc distribution may have been asymmetrical before, during the fragmentation of earlier supercontinents. Data on the preserved Andean-type volcano-plutonic complexes suggests that the extent of global subduction asymmetry varied from one cycle to another.

УДК [551.24+551.21](234.9)

КОЛЛИЗИОННЫЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ КАВКАЗСКОГО СЕКТОРА АЛЬПИЙСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА: ГЕОДИНАМИКА И МАГМАТИЗМ

© 1999 г. Н. В. Короновский, Л. И. Демина

Геологический факультет Московского государственного университета

Поступила в редакцию 26.05.98 г.

В статье выделяется и рассматривается коллизионный этап развития Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса, устанавливается стадийность этапа и обсуждается связь с ним магматизма. Выделяется особый, геохимически хорошо выраженный, коллизионный тип вулканизма, отличающийся от субдукционного и континентального рифтогенного. На глубинах 25 км и 40–50 км создаются условия, благоприятные для формирования первичных очагов кислой и основной магмы соответственно.

Постановка задачи. В настоящее время является общепринятой точка зрения о формировании современного структурного плана Альпийского складчатого пояса в результате закрытия бассейнов с корой океанического типа, принадлежавших мезозойскому океану Тетис, в условиях конвергенции Африкано-Аравийской и Евразийской литосферных плит. Последовательность таких событий достаточно подробно рассмотрена в ряде работ [11, 26, 54].

Однако все еще много вопросов вызывает заключительный этап развития подвижного пояса, с момента первоначального касания двух континентальных литосферных плит, дальнейшего сжатия этих массивов в условиях коллизии континент-континент, образования современных структурных элементов, включая сеть сдвиговых и покровно-надвиговых зон и проявления вулканизма (рис. 1). Рассмотрению этих проблем и посвящена данная статья, основанная на личных исследованиях авторов.

Коллизионный этап и его стадийность. Главные события в тектонической эволюции Кавказского сегмента Альпийского складчатого пояса до коллизионного этапа недавно были рассмотрены в работе [26]. Для наших целей важно отметить, что начало обдукции офиолитов в северном борту Малокавказского океанического бассейна относится к позднему альбу-сеноману, а в середине коньякского века этот бассейн, являвшийся одним из главных, уже полностью замкнулся. Об этом свидетельствует выжимание офиолитов как к северу, в Севанскую, так и к югу, в Вединскую, зоны. Сформировавшаяся при этом офиолитовая сутура “запечатывается” верхнесенонскими известняками. Обдукция офиолитов в более южном, Периаравийском, бассейне закончилась в середине маастрихтского века их надвиганием на пас-

сивную Аравийскую окраину, что не исключает существования океанического бассейна и в более позднее время, по-видимому, до раннего палеозоя, восточнее, где в результате его полного закрытия и субдукции океанической коры в эоцене функционировал протяженный окраинно-континентальный вулканический пояс Урмия–Дохтар [53].

Таким образом, начало коллизии, т.е. непосредственного контакта континентальных масс Африкано-Аравийской и Евразийской литосферных плит, следует относить на севере ко второй половине позднег мелы или местами даже к более позднему эоценовому времени южнее, учитывая вулканизм Урмия–Дохтара, закончившийся в олигоцене. Это, действительно, была стадия начального соприкосновения континентальных масс, когда субдукционные процессы в поверхностных частях земной коры уже прекратились, но, скорее всего, остаточная субдукция на глубинных уровнях литосферы еще продолжалась. В отдельных местах, как например, в Загросе, ее следы, судя по наклону сейсмофокальной зоны до глубины в 100 км, обнаруживаются и в настоящее время, так же, как и в Периаравийской зоне на “вершине” Аравийского клина [51]. Таким образом, в кавказском пересечении начало коллизии происходило неравномерно, и северные бассейны с корой океанического типа замкнулись раньше, чем южные. Временной интервал этой разницы составляет около 35–50 млн. лет.

Коллизия, начавшаяся во второй половине позднего мелы и продолжавшаяся в палеоцене, раннем и среднем эоцене, выделена нами в начальную, или раннюю, коллизионную стадию (рис. 2). В это время отдельные континентальные массивы Кавказского сегмента, вошедшие в соприкосновение между собой, начали как бы “прирабатываться, притираться” один к другому, подбирая

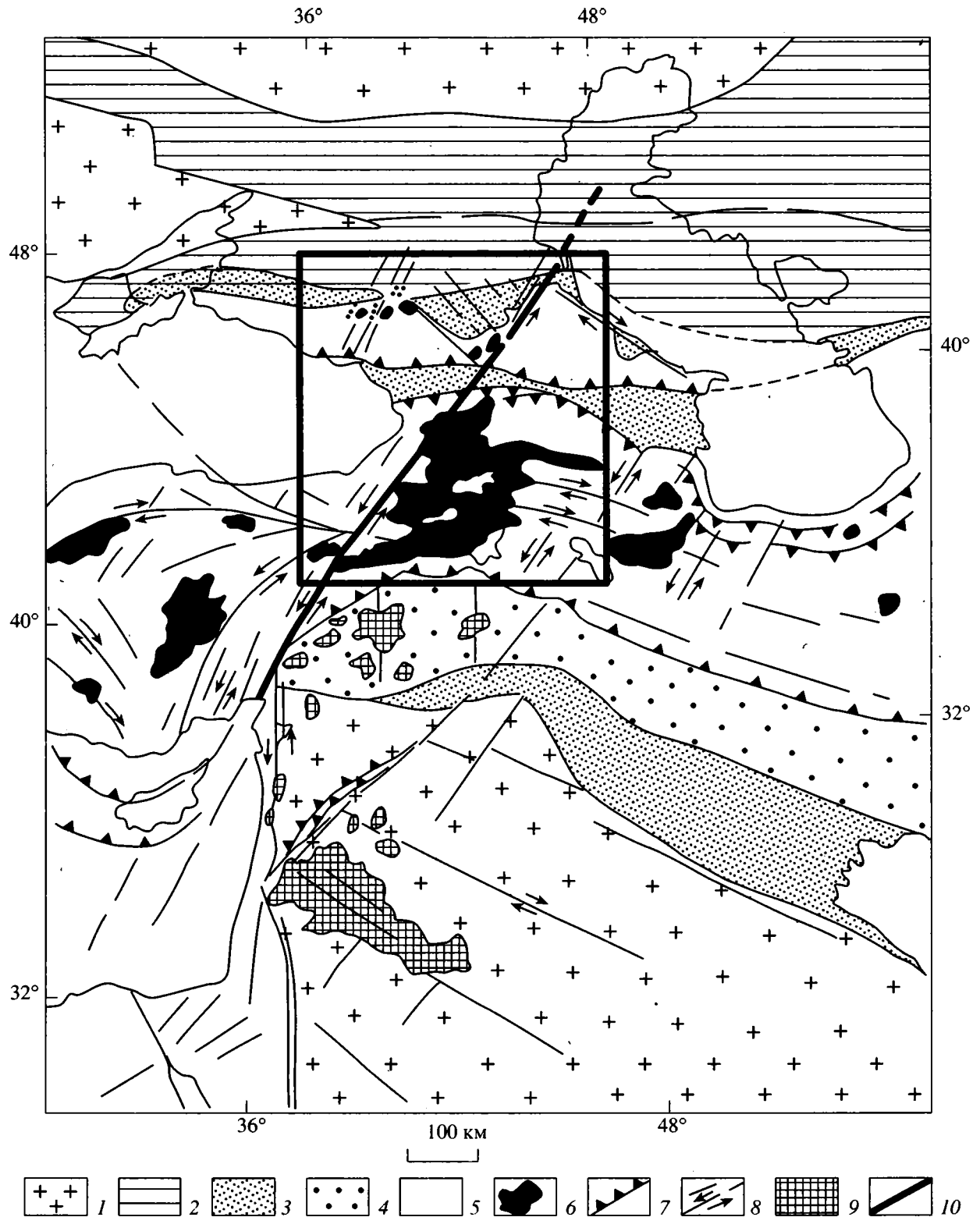


Рис. 1. Схема современной структуры Кавказского сегмента Альпийского складчатого пояса и район исследования (в рамке – местоположение рис. 8).

1, 2 – плиты: 1 – докембрийские, 2 – эпипалеозойская; 3 – передовые и межгорные прогибы; 4 – погруженная часть Аравийской плиты; 5 – альпийские складчатые структуры; 6 – коллизионный вулканизм (поздний миоцен – антропоген); 7 – надвиги; 8 – сдвиги и прочие разрывы; 9 – базальтовый в основном четвертичный вулканизм Аравийской плиты; 10 – Аграхано-Тбилиско-Левантинская левосдвиговая зона.

для себя тем самым наиболее выгодную форму своеобразной “укладки” в будущей структуре пояса. Восточнее, в районе контакта северо-восточной части Аравийской плиты и юго-западной части Иранского микроконтинента, ситуация была проще, так как границы плит имели прямолинейную форму, но там коллизия наступила позднее. Необходимо подчеркнуть, что скорость сближения литосферных плит в начальную стадию коллизии постепенно снижалась с 4.0 см/год в конце позднего мела до 2.0–1.9 см/год в эоцене [11]. В палеоэоцене–эоцене и, особенно, среднем эоцене сформировались протяженные зоны узких бассейнов – Аджаро-Триалетского, Тальшского, Еревано-Ордубадского, Севано-Ширакского и Эльбурского с очень мощным и хорошо выраженным субщелочным и щелочным базальтовым типично рифтовым вулканизмом [13]. Нужно отметить, что магматизм, носящий рифтогенные черты, проявился несколько раньше, в середине мела (Аджаро-Триалетский и Кюрдамирский прогибы), будучи приуроченным к тыловому району юрского Закавказского субдукционного вулканического пояса, находящегося в пределах Закавказского микроконтинента [26]. Таким образом, в эоценовое время наряду с затуханием субдукционного магматизма локально проявился и рифтогенный магматизм, быстро пошедший на убыль и прекратившийся уже к позднему олигоцену.

Следует подчеркнуть важнейшую особенность эволюции Альпийского пояса в кавказском пересечении на раннеколлизивной стадии, заключающуюся в том, что в апте–альбе начала формироваться Западно-Черноморская рифтогенная впадина, а с позднего мела – Восточно-Черноморская, разделенные поднятием Андрусова, в котором проявились правосдвиговые смещения. Роль этих впадин в общей системе коллизивного этапа еще далеко не ясна. Тектонофизическое моделирование, проведенное на кафедре динамической геологии МГУ В.А. Галкиным и Н.Н. Короновским, в контексте решения этой проблемы, свидетельствует о том, что под северной частью Восточно-Черноморской впадины должен находиться жесткий блок коры (вал Шатского?), способный передавать напряжения на ее северное обрамление – Западный Кавказ.

В течение начальной коллизивной стадии структурные элементы Малого Кавказа, включая Восточную Турцию, обладали субширотными простираниями, еще не изогнутыми к северу [3]. Несмотря на относительно невысокую скорость конвергенции плит в среднем и позднем эоцене, она все-таки возросла с 1.4 до 2.0–2.2 см/год, а затем в олигоцене начала падать, достигнув минимума в 0.9 см/год в раннем и среднем миоцене [11].

В раннюю стадию коллизии сжатие не было еще столь сильным, чтобы сформировать более или менее однородную кору, к тому же верхняя кора, по-видимому, не успела приобрести еще по-

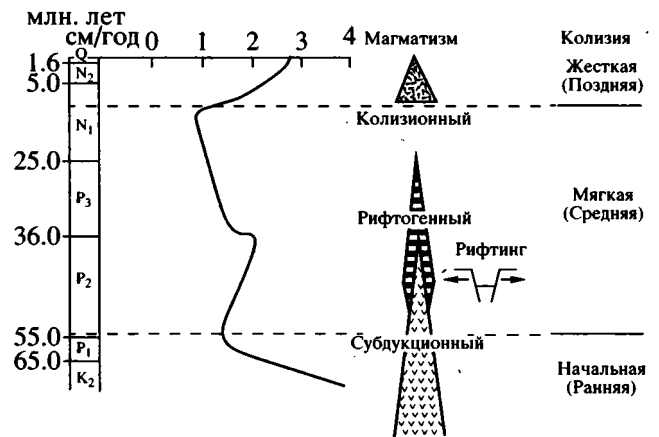


Рис. 2. Стадии коллизивного этапа, проявление магматизма и скорость конвергенции (в см/год) Евразийской и Африкано-Аравийской плит.

всеместную жесткость. Ранняя стадия коллизии закончилась проявлением складчатости в конце среднего эоцена и началом надвигообразования на южном склоне Большого Кавказа, на Малом Кавказе и в Загросе. К этому времени относится и фаза олиостромобразования по северному краю Закавказского микроконтинента [30].

С рубежа эоцена и олигоцене, примерно 36 млн. лет назад, началась средняя, или “мягкая”, стадия коллизии. Скорость конвергенции плит была невелика (1.5–1.0 см/год), и в течение олигоцене – среднего миоцена наблюдается, пожалуй, самый значительный минимум скорости широтного дрейфа Афро-Аравии относительно Евразии (доли см/год) [11]. Это время экспансии майкопского моря (олигоцен – ранний миоцен), захватившего не только все Предкавказье, но и территорию Большого Кавказа, Закавказский микроконтинент (северную часть) и частично Малый Кавказ. На кривых погружения в Предкавказских краевых прогибах начало этой стадии выражено четким изломом кривой [27]. В это время почти полностью, за малым исключением, прекращается вулканизм в кавказском пересечении, что свидетельствует об отсутствии генерации как первичных магматических очагов, так и необходимых путей вывода магмы на поверхность. Иными словами, коллаж из различных структурных элементов еще продолжал формироваться в обстановке сжатия, в то время как Аравийская плита, составлявшая все еще единое целое с Африканской, очень медленно двигалась в северном направлении.

Резкое изменение ситуации произошло 11–10 млн. лет назад в позднем миоцене, связанное с началом отделения от прежде единой Африканской плиты Аравийской и ее ускоренным продвижением к северу, одновременно с некоторым поворотом против часовой стрелки, что обеспечило ее максимальное выдвигание как раз на “острие”

Аравийского клина. Этот процесс происходил в условиях увеличения скорости конвергенции плит до 3 см/год. По данным различных исследователей, за 11–10 млн. лет Аравийская плита продвинулась к северу на 350–300 км, что вызвало изгиб прежде широтных Периаравийских и Малокавказских структурных зон [3].

Продвижение к северу Аравийского клина ознаменовало собой позднюю стадию коллизии, названную нами “жесткой”, так как в это время все массивы с корой континентального типа и разделявшие их подвижные зоны уже были спаяны в единое целое, испытав складчатость, надвиго- и покровообразование. По-видимому, в эту стадию земная кора приобрела современную реологическую расслоенность с двумя зонами относительно пониженной вязкости в низах гранитно-метаморфического и гранулитно-базитового слоев [2]. Земная кора или, по крайней мере, ее верхняя часть стала реагировать в эту стадию на сжатие уже как единое хрупкое целое с формированием современной сети разрывных зон разной ориентировки и характера [21, 22].

В позднем миоцене складчато-горные сооружения Большого и Малого Кавказа начали формироваться в своем современном виде и одновременно проявился мощный вулканизм, распространявшийся с юга на север. В это же время интенсивно прогибались Черноморская и Южно-Каспийская впадины. Это обстоятельство, по-видимому, сыграло решающую роль в сосредоточении наиболее сильного давления с юга в сравнительно узкой меридиональной зоне, находящейся на “острие” Аравийского клина. Именно в этой зоне развит наиболее высокий современный рельеф на Малом Кавказе, да и на Большом Кавказе также. Может быть, подобная зона и отражает давно известное Транскавказское поперечное поднятие, вызывающее столь неоднозначные суждения об его природе. Такова, в самых общих чертах, характеристика трех стадий коллизионного этапа в Кавказском сегменте Альпийского складчатого пояса.

Система позднеколлизионных разрывных нарушений. Современная сетка разрывных нарушений начала формироваться с позднего миоцена, т.е. в позднеколлизионной стадии в условиях общего субмеридионального сжатия [5, 15, 16, 21, 40, 44, 47 и др.]. В настоящее время этот вывод не может вызывать сомнения и подтверждается данными GPS. Давление в целом ориентировано в направлении ССВ–ЮЮЗ, что согласуется с характером простираения основных структурных элементов, но при этом следует подчеркнуть, что Большой Кавказ сохраняет прямолинейные субширотные простираения, в отличие от выпуклых к северу и кулисно подставляющих одна другую структур Малого Кавказа. Подобная ситуация напоминает взаимоотношение структур Памира и Южного Тянь-Шаня, отмеченное В.И. Макаровым [33]. В действующем поле напряжений воз-

никли главные субширотные зоны надвигов, ограничивающие с юга Большой Кавказ и с севера Малый Кавказ, вергентность в которых направлена в сторону Закавказского микроконтинента, а на юге Кавказского сектора – в сторону Аравийской плиты. В самих горно-складчатых сооружениях образовались зоны расплющивания или содвигания [46]. Одновременно с этим формировались широкие сдвиговые зоны и просто сдвиги, как левые, так и правые, захватившие не только складчатый Кавказский сектор, но и Аравийскую и, возможно, Скифскую плиты [17, 18] (см. рис. 1).

Важную роль в структуре Кавказского сектора играет Аграхано-Тбилиско-Левантинская левосдвиговая зона [21], местами достигающая в ширину нескольких десятков – сотни километров, по-разному выраженная в различных районах и на юге прекрасно трассируемая в Восточной Турции, начиная от залива Искандерун и севернее [61]. В нее утыкается Левантинская разломная зона. Зона Аграхано-Тбилиско-Левантинская отсекает дальше всего выдвинувшийся к северу Дагестанский клин, острие которого испытывает сильное сжатие, благодаря также и правому сдвигу, ограничивающему Дагестанский клин с востока, вдоль побережья Каспийского моря [16]. Аграхано-Тбилиско-Левантинская зона маркируется сгущением эпицентров преимущественно верхнекоровых землетрясений (рис. 3). На схеме распределения эпицентров за 1964–1992 гг. (каталог PDE) зона Аграхано-Тбилиско-Левантинская четко отделяет сейсмически более активный Восточный Кавказ от относительно более пассивного Западного. Мелкие левые сдвиги, переходящие из складчатой области Кавказа на Аравийскую плиту и прослеживающиеся вплоть до Пальмирид, свидетельствуют о приобретении разнородными структурными элементами общей монолитности на позднеколлизионной стадии.

Правые сдвиги, лучше всего выраженные на Большом Кавказе, были выделены уже сравнительно давно и в разных местах [45]. Любопытно, что небольшими правыми сдвигами определяются даже изгибы современного субширотного русла р. Терек в Терско-Каспийском передовом прогибе. Многие ранее установленные линеаменты представляют собой сдвиговые зоны [20].

Таким образом, сочетание диагональных сдвигов, левых и правых, – отличительная черта центральной и восточной частей Большого Кавказа и восточной части Малого Кавказа к востоку от левосдвиговой Аграхано-Тбилиско-Левантинской зоны. Западный Кавказ, граничащий на юге с Черноморской впадиной, обладает намного хуже выраженной сетью сдвиговых нарушений или даже их полным отсутствием.

Общее региональное субмеридиональное сжатие реализуется в разнородных структурных эле-

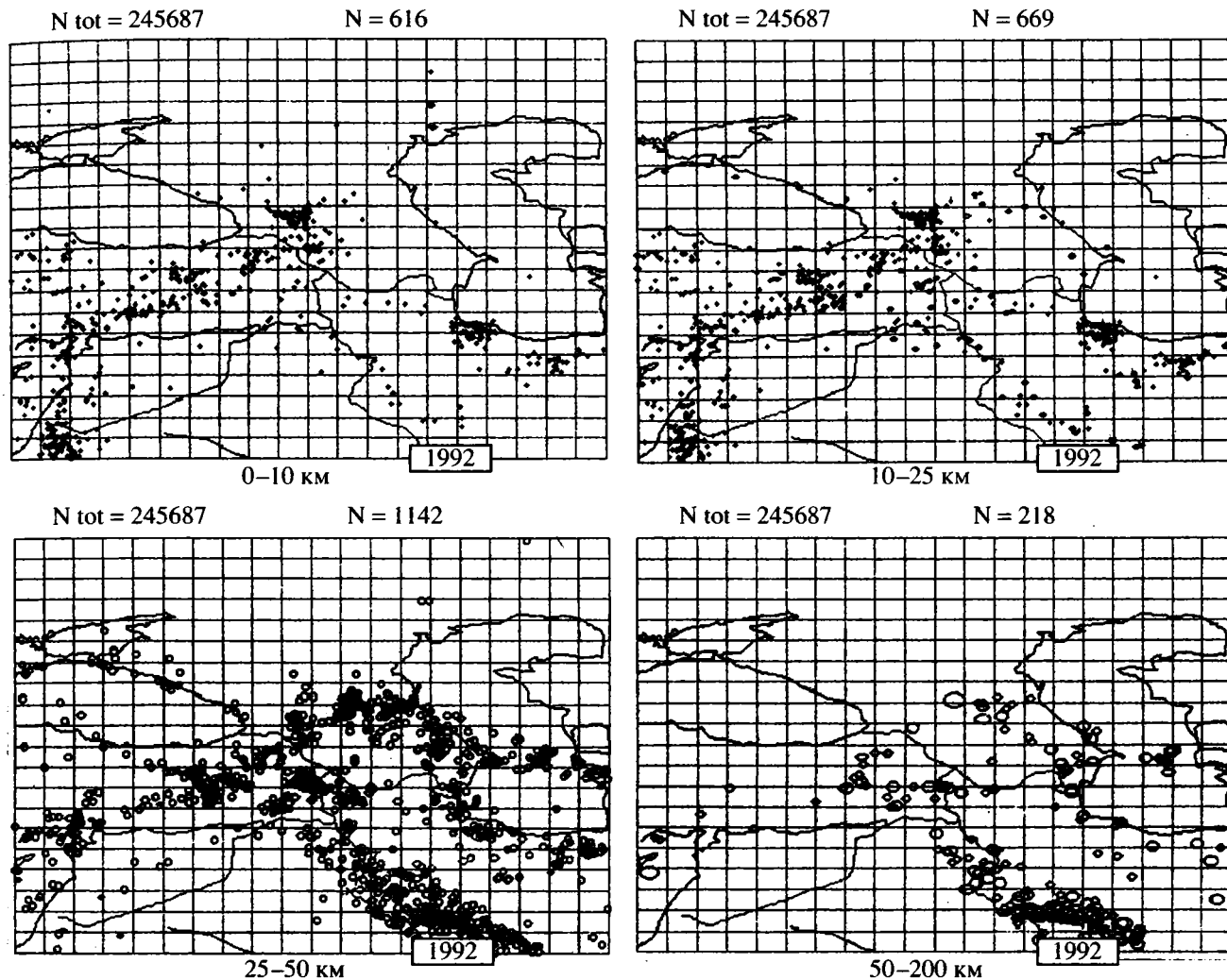


Рис. 3. Распределение эпицентров землетрясений в Кавказском сегменте Альпийского складчатого пояса за 1964–1992 годы, каталог PDE, на глубинах: 0–10, 10–25, 25–50 и 50–200 км.

N – число точек землетрясений на рисунке, N_{tot} – общее число землетрясений.

ментах по-разному, что хорошо показано в ряде работ [5, 23, 28, 40]. Каждая структура обладает присущим только ей рисунком осей максимального горизонтального сжатия. Решение фокальных механизмов очагов землетрясений также свидетельствует о преобладании напряжений сжатия [47]. На какое расстояние к северу способны передаваться сжимающие напряжения? Этот вопрос пока не имеет однозначного решения, так как все зависит от выбранной реологической модели литосферы и от результатов наблюдений. Если принять литосферу за абсолютно твердое жесткое тело, то напряжения могут передаваться в принципе на сколь угодно большие расстояния. Однако совершенно очевидно, что этого не происходит, и возникающие деформации рассеивают напряжения. Но на какие расстояния? В передовых Предкавказских прогибах это влияние еще

сказывается, но там, кроме того, действуют большие добавочные напряжения в литосфере, возникшие за счет роста горного сооружения Большого Кавказа [1]. Достигают ли эти напряжения, скажем, кряжа Карпинского? Прямых доказательств этого нет, есть лишь косвенные соображения, позволяющие в какой-то степени считать, что это возможно, учитывая асимметричный характер рельефа в районе Маныча с крутыми южными склонами и пологими северными, как будто созданными давлением с юга, как и склоны, например, Сунженского и Терского хребтов.

Распределение эпицентров и гипоцентров землетрясений и реология коры. Распределение эпицентров в Кавказском сегменте подтверждает структурные неоднородности, сложившиеся в конце стадии “жесткой” коллизии (см. рис. 3). Помимо сгущения эпицентров в пределах Аграхано-

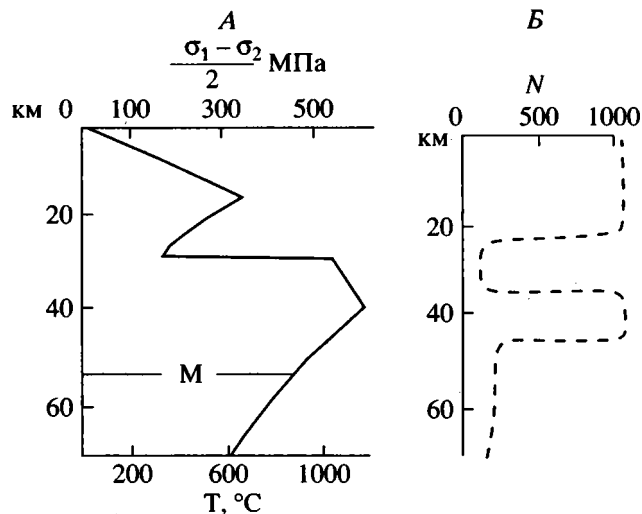


Рис. 4. А – Обобщенная прочность литосферы для Альпийского пояса ($\frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2}$ МПа по оси абсцисс условно); Б – распределение по глубине количества гипоцентров (N) землетрясений (каталог PDE за 1964–1992 гг.) – пунктирная линия. М – примерная граница Мохо.

Тбилиско-Левантинской левосдвиговой зоны, также хорошо выражена полоса эпицентров вдоль внешней зоны Загроса очагами в интервале глубин 25–50 км и даже глубже 50 км. Еще одна полоса концентрации эпицентров в этом же интервале глубин маркирует восточную половину северного ограничения Большого Кавказа. Более расплывчатая зона эпицентров характеризует надвиговые зоны Таврид и Эльбруса. Между полосами сгущения эпицентров вырисовываются массивы или блоки с гораздо более слабой сейсмичностью. Это те массивы, которые спаялись между собой в процессе коллизии, а швы между ними обладают повышенной сейсмичностью.

Определения глубины очагов землетрясений до 60-х годов вряд ли можно принимать во внимание, ввиду их малой точности. Если использовать более достоверный каталог PDE и другие новые данные, то картина получается примерно одинаковой. А именно, большая часть землетрясений коровая, и в пределах последней наименьшим количеством землетрясений характеризуются интервалы в низах гранитно-метаморфического слоя на глубинах от 18 до 30 км и в низах гранулито-базитового слоя на глубинах от 40 до 50 км (см. рис. 3). Это должно свидетельствовать о реологически неоднородной коре и о потере ею обобщенной прочности в указанных интервалах глубин. Для Альпийского пояса в целом подобная картина хорошо известна (рис. 4), а для наших целей она представляет интерес в связи с уровнем возможной генерации первичных магматических

очагов. Прочная и хрупкая верхняя кора сформировалась в этап “жесткой” коллизии, причем повышенный тепловой поток на Большом и Малом Кавказе говорит о высоко нагретых областях, а мощный гранитно-метаморфический слой вносит основной вклад в общую интегральную прочность всей литосферы [2]. Е.В. Артюшков также показал, что вариации теплового потока в таких сооружениях отражают вариации мощности литосферы до первых десятков процентов.

Характер верхней мантии и нижней коры в современный период в Кавказском секторе изучен еще плохо. Существуют работы, в которых обосновывается пониженная добротность мантии на глубинах до 200 км [29, 52]. Под центральной частью Большого Кавказа примерно от Эльбруса до Казбека и на Малом Кавказе (Ахалкалаки) в мантии непосредственно под корой устанавливается область с повышенными скоростями V_p ($\Delta V_p = 3\%$) [29]. В этих же районах в нижней коре, на глубинах 35–50 км, т.е. в низах гранулито-базитового слоя, существует область наиболее сильного поглощения продольных сейсмических волн, т.е. наблюдается пониженная добротность среды [48]. По данным сейсмической томографии, на глубинах от 33 до 66 км под Кавказом устанавливается субмеридиональная зона пониженных скоростей Р волн [62]. Можно предполагать, что в самых верхах мантии, на границе с корой, могут существовать капли расплава, резко ограничивающие скорость поперечных (V_s) сейсмических волн [29].

Для того, чтобы приблизиться к пониманию места и обстановки зарождения магматических очагов в стадию жесткой коллизии, в Лаборатории моделирования геологических процессов математическими методами при кафедре динамической геологии МГУ было проведено исследование поведения нижней коры в обстановке континентальной коллизии [10]. Моделирование показало, что при коллизии в нижней коре существуют области, где напряжения, а, соответственно, и скорости деформации увеличиваются и, следовательно, должна уменьшаться вязкость (рис. 5). Скачок скорости в нижней коре в центральной области орогена Большого Кавказа обусловлен тем, что вещество коры не затаскивается в мантию, а формирует коллизийное утолщение, хорошо известный нам “корень” гор. В то же время на границе с верхней корой вещество движется в обратную сторону, обуславливая гравитационное растекание горного поднятия. Те области в нижней коре, в которых наблюдается максимальный скачок скорости движения среды, отвечают интервалу минимума землетрясений и уровню возможной генерации первичных очагов базальтовой магмы, согласно нашим петрологическим расчетам. Расчетные геоизотермы для центральной части коллизийного орогена (в области пересечения их кривой ликвидуса влаж-

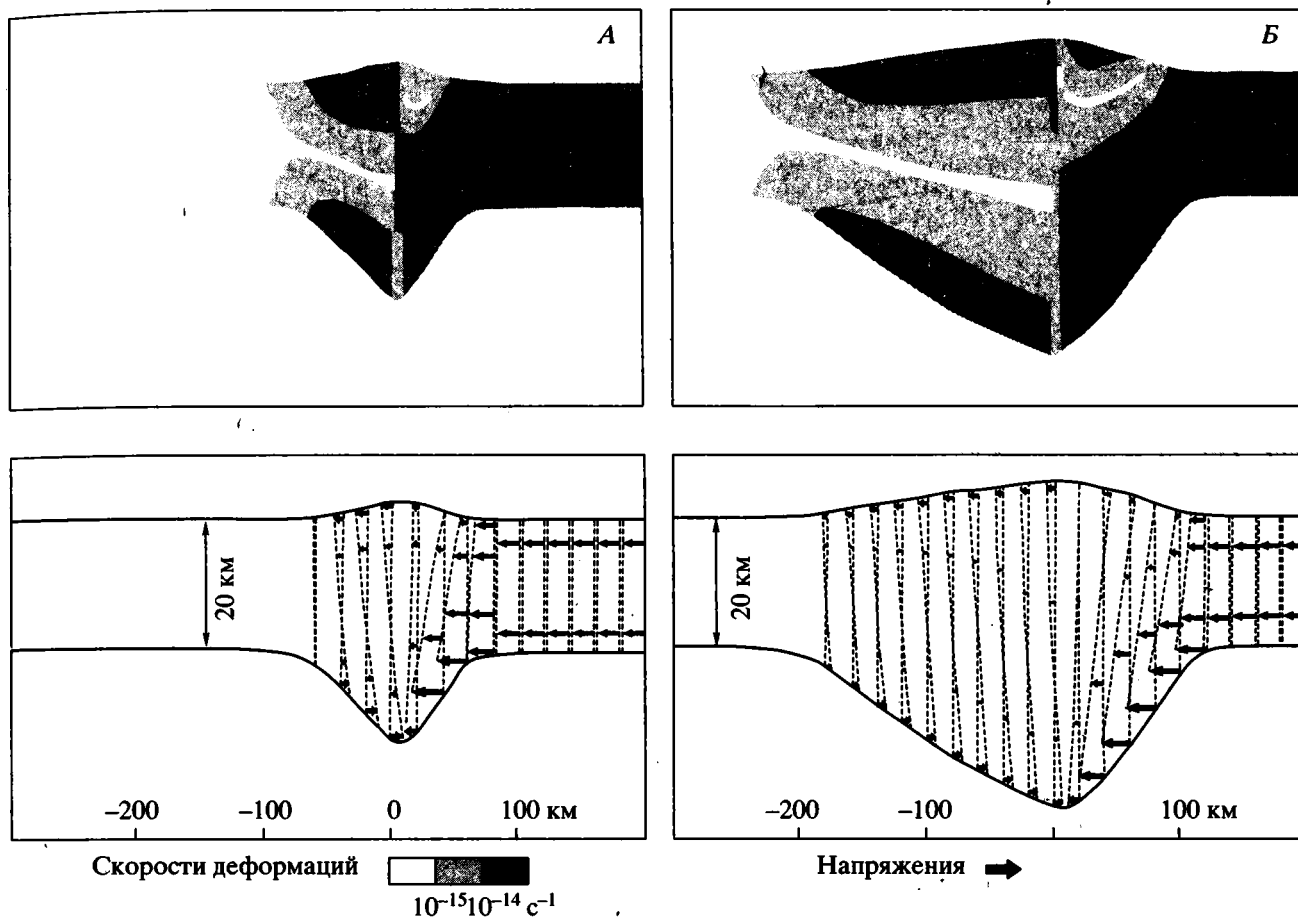


Рис. 5. Напряжения и скорости деформации в нижней коре коллизионного орогена по мере его развития: А – 5 и Б – 20 млн. лет [10].

ного гранита) показывают глубины в 25–30 км при $T = 650\text{--}600^\circ\text{C}$, т.е. предполагаемый уровень генерации первичных очагов кислой магмы близок к нашим расчетным данным (рис. 6). В любом случае при сжатии в условиях континентальной коллизии изотермы повышаются, как бы изгибаются вверх под орогенами. На Малом Кавказе на границе Мохо температура оценивается в $1000\text{--}1200^\circ\text{C}$ [2].

Приведенные данные петрологических расчетов, распределения гипоцентров землетрясений и реологических свойств коры, пониженная добротность коры в определенных интервалах по сейсмическим данным, наличие мантийного гелия ($^3\text{He}/^4\text{He} = 0.3 \times 10^{-5}$) [37, 42], т.е. флюидного потока, говорят о том, что кислые магмы в Кавказском пересечении зарождались на глубинах около 20–25 км, а базальтовые – 35–50 км на границе кора–мантия или в верхах мантии. Эти выводы подтверждаются сейсмическими исследованиями [14, 49], согласно которым именно на таких глубинах на Малом Кавказе и в Терско-Каспийском передовом прогибе выявлены низко-

скоростные участки, интерпретируемые как области возможной генерации магмы.

Таким образом, проблема уровней формирования первичных магматических очагов разного состава в коллизионный этап в кавказском пересечении получает новое освещение. К этому стоит добавить и увеличение глубины генерации базальтовых магм с севера на юг, о чем уже говорилось выше (рис. 7). Но все сказанное относится к первичным очагам, тогда как очаги более высокого гипсометрического уровня, периферические, например, под Эльбрусом имеют кровлю вблизи земной поверхности [24].

Позднекайнозойский вулканизм. Вулканогенные образования позднего кайнозоя, сопровождающие стадию жесткой коллизии в кавказском пересечении Альпийского складчатого пояса, в целом изучены достаточно полно, хотя и неравномерно. В настоящее время установлена их стратиграфия, последовательность извержений, связь с поверхностным тектоническим строением, петрохимия вулканитов отдельных районов [25, 38, 43, 58, 60].

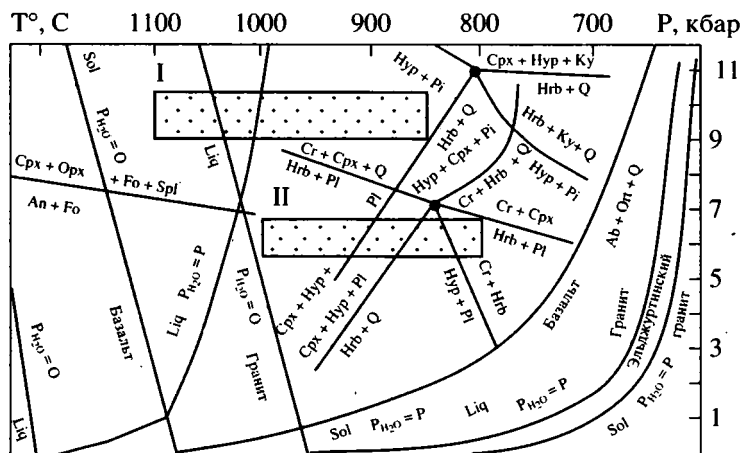


Рис. 6. РТ условия выплавления базальтов (I) Кавказского сегмента и дацитов Чегема (II). Линии плавления и минеральных равновесий по [34, 41, 57].

Подавляющая часть вулканитов сосредоточена на Малом Кавказе и в Восточной Анатолии в вулканической провинции Армянского нагорья, примерно 40000 км^3 , тогда как в Закавказье и на Большом Кавказе объем вулканитов составляет 2000 км^3 [39] (рис. 8). Выделяется 3 фазы усиленной вулканической деятельности: 1) поздний миоцен–ранний плиоцен; 2) поздний плиоцен; 3) поздний плиоцен–антропоген [38]. На Малом Кавказе и в Восточной Анатолии максимальным развитием пользуются вулканиты фазы 1-ой, а породы 2-ой и 3-ей фаз распространены меньше. На Большом Кавказе преобладает только 3-я фаза, если не считать Минераловодских магматических диапиров с возрастом 7–9 млн. лет [38]. Обращает на себя внимание размещение вулканических полей

на Малом Кавказе к востоку от главной Аграханно-Тбилиско-Левантинской левосдвиговой зоны, причем вулканиты 1-ой фазы, вплотную примыкая к сдвигу, развиты в западной половине провинции, а вулканиты более молодых фаз – в восточной. Поля вулканитов вытянуты в субширотном направлении и связаны с присдвиговыми зонами растяжений и только местами в Мокрых горах и в Гегамском нагорье приурочены к субмеридиональным раздвигам [22]. В провинции Большого Кавказа вулканические массивы также связаны с участками растяжения, приуроченными к явно или неявно выраженным сдвиговым зонам. Это касается Кельского и Казбекского районов, а также Эльбрусской вулканической области. Роль сдвиговых нарушений в современной структуре Кавказа и в контроле позднекайнозойских вулканитов оказалась намного большей, чем предполагалось раньше.

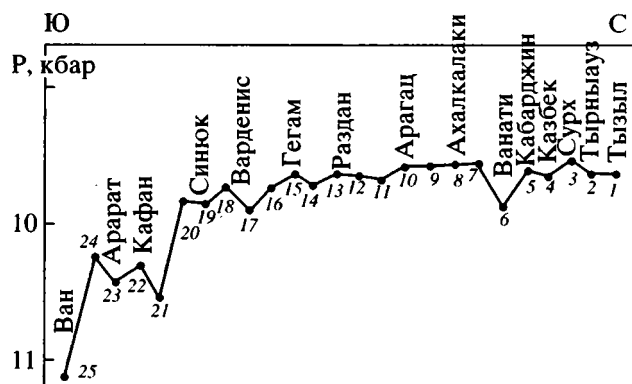


Рис. 7. Расчетные давления выплавления базальтов Кавказского сегмента, метод по [50].

Составы пород взяты из работы [43]. Цифры – порядковые номера районов, для которых рассчитаны давления: 1 – Тызыл, 2 – Тырныауз, 3 – Сурх-Крандук, 4 – Казбек, 5 – Кабарджин, 6 – Ванати, 7–9 – Ахалкалаки, 10 – Арагач, 11–13 – Раздан, 14–16 – Гегам, 17, 18 – Варденис, 19, 20 – Синок, 21, 22 – Кафан, 23, 24 – Арагат, 25 – Ван.

Петрохимические особенности вулканитов.

Коллизионные вулканиты Кавказского сегмента представлены известково-щелочными и субщелочными сериями, главными из которых являются: базальт-андезит-дацитовая миоплиоценового возраста с преобладанием андезито-дацитов и дацитов с наиболее низким содержанием щелочей; более контрастная базальт-трахит-риолитовая средне-позднеплиоценового возраста, распространенная на Малом Кавказе; андезит-дацитовая, дацит-риолитовая Большого Кавказа и субщелочная андезит-базальтового состава Малого Кавказа четвертичного возраста. В целом отмечается антидромный характер вулканизма и незначительные вариации содержаний многих химических элементов в сопоставляемых породах разного возраста, обнажающихся в одних и тех же местах, в то время как пространственные вариации очень существенны [43]. На Большом Кавказе от Кавказских Минеральных Вод на се-

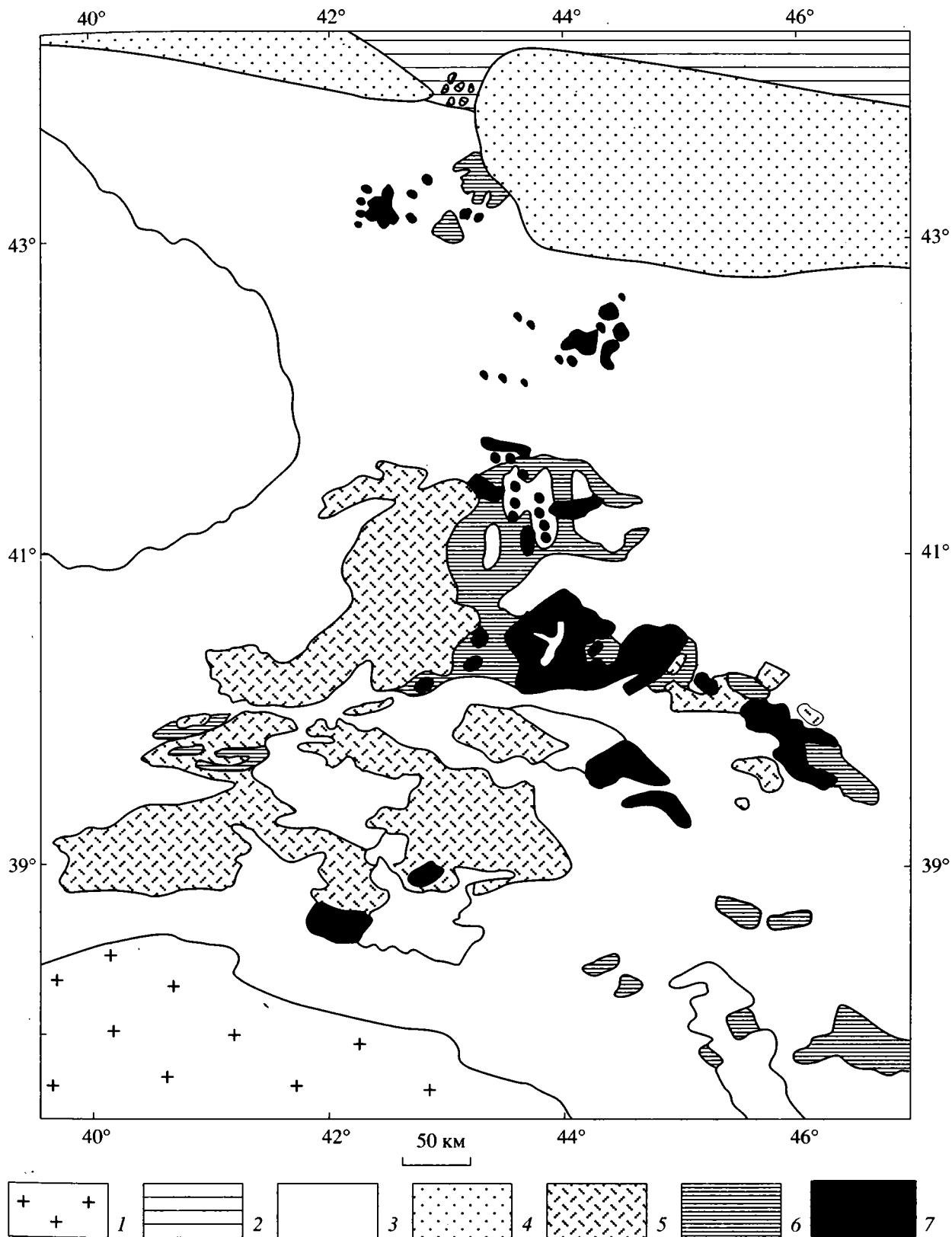


Рис. 8. Схема размещения позднекайнозойских вулканитов в Кавказском сегменте Альпийского складчатого пояса. 1–2 – плиты: 1 – докембрийская Аравийская, 2 – эппалеозойская Скифская; 3 – альпийские структуры; 4 – Предкавказские передовые прогибы; 5–7 – позднекайнозойские вулканиты: 5 – позднемиоцен-раннеплиоценовые, 6 – позднелиоценовые, 7 – позднелиоценовые-четвертичные. Местоположение рис. 8 см. на рис. 1.

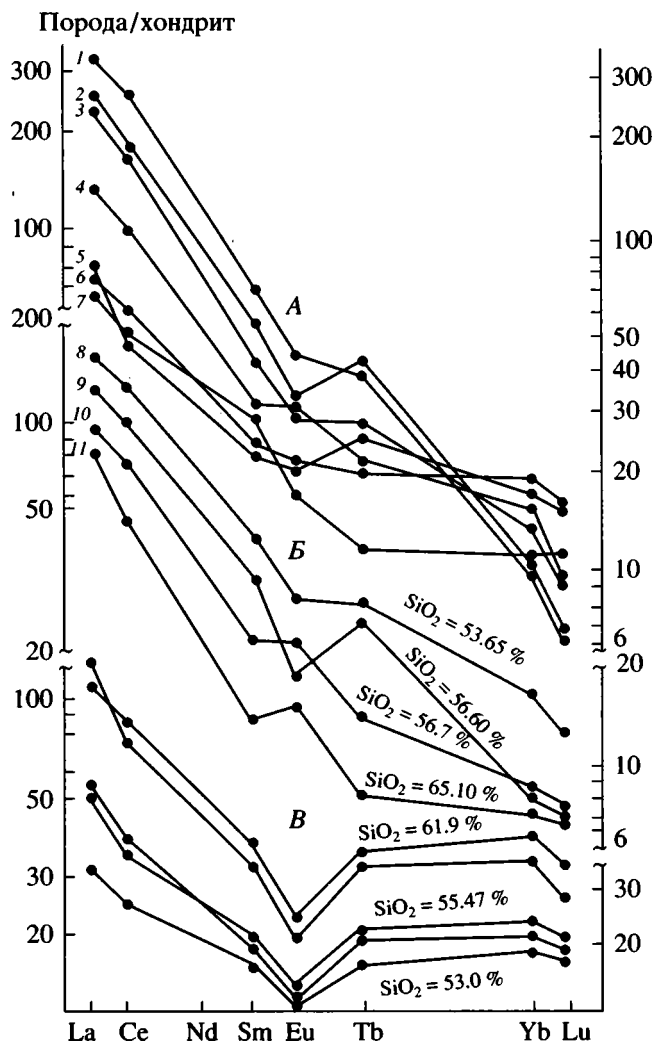


Рис. 9. Спектры REE для некоторых вулканитов Альпийского пояса: А – базальты Кавказа (1, 2 – Кафан, 3 – Синюкское нагорье, 4 – Кабарджин, 5 – Ортулдаг, 6 – Ахалкалакское нагорье, 7 – Сурх-Крандух), Б – вулканиты Кавказа (8, 9 – гора Кинжал, 10, 11 – гора Казбек); В – вулканиты Санторина. Анализы взяты из работ [43, 59].

вере до Цхинвали на юге преобладают кислые породы, а южнее – основные, средние и более щелочные. В породах обычны как афировые, так и порфиоровые структуры с вкрапленниками полевых шпатов, авгита, гиперстена, оливина, биотита, роговой обманки, кварца, магнетита, ильменита. В щелочных разностях присутствует нефелин. Вулканиты Кавказа характеризуются низкими содержаниями Ti, Fe, тяжелых REE, Y во всем диапазоне составов, в то время как содержания Al и Na достаточно высокие, а магнезиальность систематически возрастает от более ранних вулканитов к поздним [43]. Однако в целом магнезиальность пород невысокая, отношение Mg/Mg + Fe для базальтов составляет 0.33–0.50, что заметно отличает ба-

зальты Кавказа от пород, плавление которых осуществлялось в равновесии с мантийным субстратом; для последних оно равно 0.68–0.75 [55]. Базальты также заметно обогащены легкими лантаноидами, и в каждом конкретном районе вулканизма степень обогащения различна ($La/Lu = 43.5 - 555.6$), что объясняется различной щелочностью пород.

Столь дифференцированные спектры REE невозможно объяснить ни одной моделью фракционирования или частичного плавления. Для более кислых разностей, кроме дацитов, спектры REE значительно компактнее и при этом характерно общее снижение содержания легких REE и степени их дифференциации от основных пород к кислым, что существенно отличает коллизионные вулканиты от субдукционных, для которых эти соотношения, как правило, обратны (рис. 9).

В пределах западной части Армянского нагорья распространены вулканиты, относящиеся как к известково-щелочной, так и щелочной сериям, причем первые всегда более ранние и в отдельных ареалах сменяются более молодыми щелочными. В составе первой группы (плиоцен–плейстоцен) преобладают кислые разности (дациты, риолиты), в то время как андезиты, андезитобазальты играют подчиненную роль. Это порфиоровые породы с вкрапленниками зонального плагиоклаза, пироксенов, роговой обманки, биотита и реже оливина. Породы щелочной серии (основные и средние) развиты в двух провинциях: северной и южной. Вулканиты северной части обнаруживают дифференциацию от базальтов к гавайтам и муджиритам. На юге Армянского нагорья распространена бимодальная серия с парагенезисом базальтов и трахитов, бенморейтов, высококалиевых риолитов. Первые преимущественно порфиоровые и содержат фенокристаллы основного плагиоклаза (60–66% An), высокотитанистого авгита, реже оливина. На юге преобладают афировые разности. Породы щелочной серии отличаются более высокой титанистостью, глиноземистостью, железистостью, марганцовистостью и калиевостью [56].

По соотношению Cr–Ti, Ti–Zr, Zr–Ti–Y, Si–K–Ti, K–Ti–Mg и др. вулканиты Кавказа занимают промежуточное положение между вулканитами, образовавшимися в субдукционных и континентально-рифтовых обстановках. В то же время породы Восточной Анатолии тяготеют к полям вулканитов континентальных рифтов (рис. 10). По-видимому, в химизме вулканитов, образовавшихся в коллизионный этап, остается некоторая “память” от доколлизионных процессов, с одной стороны, но, с другой – они уже начинают реагировать на зарождающуюся новую геодинамическую обстановку постколлизионного континентального рифтогенеза. Соотношение изотопов Sr

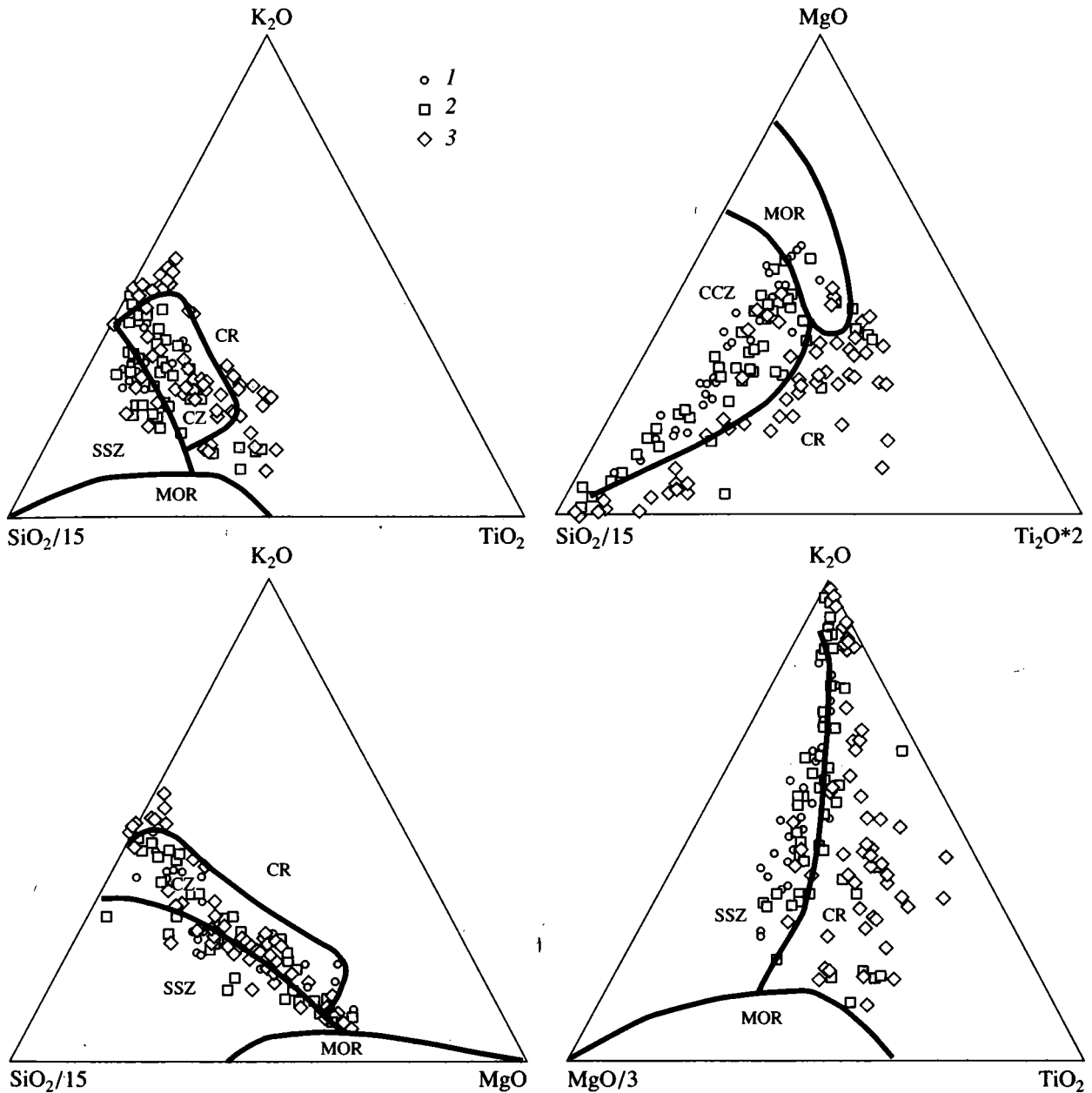


Рис. 10. Коллизионные вулканиды Кавказского региона на диаграммах соотношений Si, Mg, Ti и K.

1 – Большой Кавказ; 2 – Малый Кавказ; 3 – Восточная Анатолия. Данные взяты из работ [43, 60]. Поля для вулканидов, образовавшихся в обстановках срединно-океанических хребтов (MOR), континентальных рифтов (CR), зон субдукции (SSZ) и областей континентальной коллизии (CZ), даны по [7].

в лавах Кавказа изменяется от 0.7042 до 0.7055 [12], располагаясь близко к изотопным характеристикам молодой коры континентального типа. Полные геохимические спектры базальтов аналогичны спектрам постаршейской коры (рис. 11).

Термодинамические расчеты показывают, что глубины генерации базальтовых магм в целом для Кавказа близки и составляют 35–40 км ($P = 0.95\text{--}1.05$ ГПа, $T = 850\text{--}1100^\circ\text{C}$) (рис. 7). Таким образом, можно предположить, что базальты

могли образоваться при плавлении на границе нижнего гранулит-базитового слоя земной коры и мантии. Южнее (Кафан, оз. Ван) происходит углубление уровня генерации магм ($P = 1.1\text{--}1.2$ ГПа), который опускается в пределы верхней мантии. Этим объясняется существенное отличие базальтов Восточной Анатолии от пород более северных районов Кавказа в сторону их большей магнезиальности, титанистости и большим сходством с вулканидами континентальных рифтов. Для да-

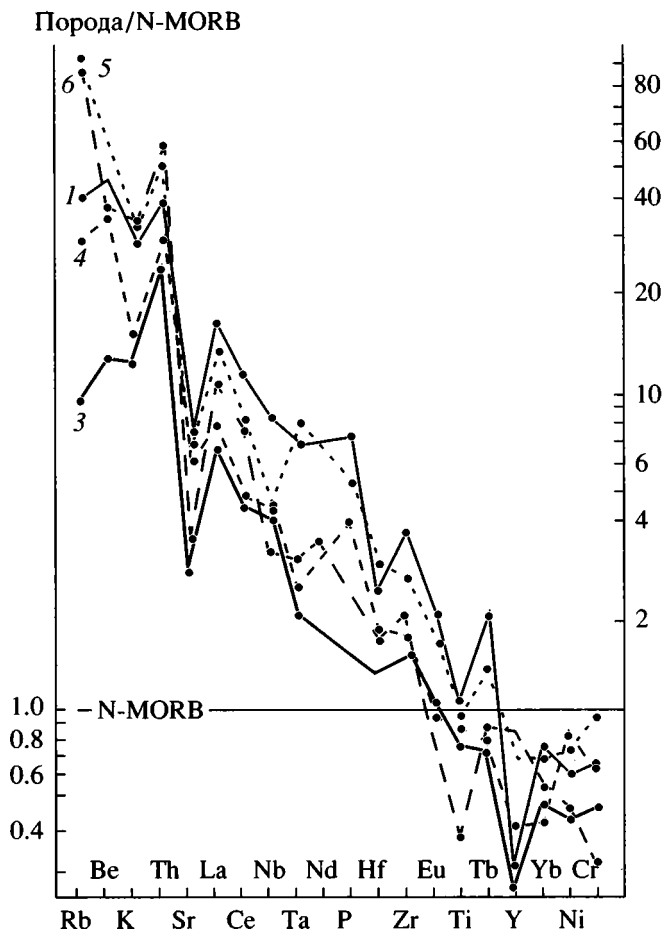


Рис. 11. Распределение микроэлементов в базальтах Кавказа, нормализованных по N-MORB.

1 – Кинжал, 3 – Сурх-Крандух, 4 – Казбек, 5 – Кабарджин, 6 – постархейская континентальная кора, по [63]. Состав базальтов по [43], MORB по [48].

цитов и риолитов Северного Кавказа РТ условия плавления ($P = 0.5\text{--}0.7$ ГПа, $T = 800\text{--}1000^\circ\text{C}$) указывают на глубины порядка 17–25 км (см. рис. 6). Эти данные подтверждаются геофизическими исследованиями, согласно которым на глубинах 35–45 км и 13–20 км существуют “волноводы” (6.9–6.9 км/с), объясняемые наличием внутрикоровых объемов с существенным разогревом, разуплотнением и частичным плавлением горных пород [14, 49].

В базальтах района оз. Ван зафиксированы процессы десиликации расплавов, что выражается в образовании кайм оливина вокруг гиперстена, кристаллизации более кислых плагиоклазов во вкрапленниках, чем в основной массе, обратной зональности плагиоклаза во вкрапленниках с более кислым ядром [56]. Учитывая экспериментальные данные [57], можно говорить о том, что процесс плавления распространяется не только вверх путем магматического замещения земной коры, но и в глубину, что подтверждается ростом

как давления, так и температуры. О возрастании последней свидетельствуют каймы пижонита вокруг клинопироксена, а также обилие пижонита в основной массе пород. Вполне вероятно, что, мигрируя вниз, область магмогенерации опускается в верхнюю мантию. На Северном Кавказе процесс десиликации происходил на более низком РТ уровне в более кислых породах. Например, в дацитах и андезитах Чегемской кальдеры он проявлен каймами гиперстена вокруг зерен кварца.

МОДЕЛЬ КОЛЛИЗИОННОГО МАГМАТИЗМА

Если существование геодинамической обстановки растяжения верхней части земной коры, сопутствующей проявлению вулканизма, не вызывает сомнений, то обстановки на уровне генерации первичного расплава – предмет дискуссий. Наиболее распространенные модели магмогенерации предполагают в качестве одного из ведущих факторов декомпрессию, обусловленную тектоническими подвижками. Действительно, для выплавления кислых магм в относительно малоглубинных условиях при высоких температурах и существенном флюидном давлении явления декомпрессии могут играть существенную роль, поскольку линии солидуса и ликвидуса сближены. В глубинных условиях линии солидуса и ликвидуса почти параллельны оси Р (см. рис. 6), для плавления кислых магм потребуется очень существенное снижение давления, что вряд ли возможно в коллизионной обстановке. Декомпрессия как ведущий фактор для выплавления базальтов еще более маловероятна, судя по положению линий ликвидуса и солидуса. Следует подчеркнуть также, что декомпрессия сама по себе не объясняет геохимические особенности коллизионных вулканитов.

Однако возможна и другая модель, предполагающая обстановку сжатия на глубинах, соответствующих самым низам земной коры или верхам мантии. Подобные условия не противоречат сильному сжатию в Кавказском сегменте, а петрохимические особенности вулканитов свидетельствуют о косвенном влиянии на характер магмы предшествующих процессов субдукции, которая обусловила гетерогенное строение верхней мантии и коры.

Магматический петрогенезис рассматривается нами с учетом взаимосвязанных петрологических и тектонических процессов, происходящих в обстановке коллизии. С учетом фактов, приведенных выше, модель коллизионного позднемиоценового – четвертичного вулканизма может быть представлена в следующем виде.

При коллизии Евразийской и Африкано-Аравийской плит после закрытия бассейнов с корой океанического типа и завершения процесса субдукции на глубине существует обстановка силь-

ного сжатия, сопровождающаяся значительным повышением давления, препятствующего процессам глубинного плавления, но способствующего селективной миграции резко восстановленных флюидов. С консолидацией подвижных зон и развитием режима сжатия прямо связано усиление окислительно-восстановительной обстановки эндогенных процессов [35]. Это объясняется все большей затрудненностью восходящей фильтрации флюидов, способствующей селективной миграции восстановленных компонентов (H_2 , CO , CH_4 др.). Последние поднимаются с больших глубин, так как в результате предшествующей субдукции в мантии могли возникнуть неоднородности за счет погружавшихся пластин, что способствовало созданию условий для фильтрации флюидов вдоль ослабленных зон. Такими зонами могли быть, с одной стороны, границы ранее погружавшейся, но уже существенно переработанной плиты, с другой – области, приуроченные к расколам, образовавшимся при коллизии, обычно сдвигам, расположенным под углом к бывшей зоне субдукции, а также зоны растяжения, образующиеся перпендикулярно к направлению сжатия. К зонам первого типа относятся районы проявления позднеплиоценового–четвертичного вулканизма Малого Кавказа (Ахалкалакское нагорье – Кафан) и Восточной Анатолии, второго – Большого Кавказа, третьего – система субпараллельных грабенов, например, Западной Анатолии.

Миграция восстановленных флюидов способствовала процессам выщелачивания из подвергнутых фильтрации толщ прежде всего некогерентных элементов с низкими потенциалами ионизации: Rb, K, Ba, Sr, Th и легких REE [9], поскольку в восстановленной среде происходит накопление ионов H^+ и усиление кислотности растворов, обуславливающей процессы кислотного выщелачивания [31]. Окисление флюидов происходит, скорее всего, в условиях нижней коры или на границе кора–мантия, так как именно здесь появляются минералы, в состав которых входит вода: амфиболы, слюды, и, кроме того, происходит резкое изменение химического состава толщ, сквозь которые фильтруются восходящие потоки флюидов. Реакции окисления наиболее распространенных компонентов флюида (H_2 , CO , CH_4) сильно экзотермичны (67–192 ккал/моль) и к тому же по закону Авогадро протекают со значительным уменьшением объема, т.е. обстановка сжатия на глубине, которая сопровождает процессы коллизии, должна способствовать окислению флюидов, что и приводит к выделению большего количества теплоты. Этого тепла вполне достаточно для того, чтобы вызывать региональный метаморфизм и гранитизацию нижних частей земной коры с выплавлением значительных объемов кислых магм [36]. Учитывая, что для выплавления 1 см^3 базальта требуется от 180 до

320 ккал [8], допускается, что при значительных объемах мигрирующих флюидов тепла, выделяющегося при их окислении, вполне хватит и для выплавления базальтов. Кроме того, возрастание давления H_2O приводит к существенному снижению температуры плавления базальтов, причем первые капли базальтового расплава могут появляться на солидусе уже при $T = 650\text{--}700^\circ\text{C}$ при условии, что $P_{H_2O} = P_s$ [4, 41].

Процессы плавления способствовали сбросу части некогерентных элементов, именно поэтому базальты отличаются наиболее обогащенными спектрами REE и повышенными содержаниями других некогерентных элементов. Дальнейшая фильтрация флюидов и прогрессирующее плавление приводили к процессам магматического замещения уже в средней части коры, что вызывало выплавление магм дацитового и риолитового состава. При этом тепломассоперенос осуществлялся за счет миграции как магм, так и флюидов, обуславливая также метаморфизм вмещающих толщ.

Вопрос о происхождении андезитовых магм требует дальнейшего изучения. Гипотезе о происхождении их за счет смешения основных и кислых магм противоречат однотипность спектров REE для андезитов и сосуществующих с ними вулканитов другого состава, наличие общих трендов химического состава (таблица, рис. 12). На рис. 13 хорошо видно, что посткальдерные андезиты Чегема, которые трактуются как продукты смешения гипотетических базальтов и дацит-риолитов [32], находятся на одних линиях тренда с последними, обнаруживая разрыв по кремнекислотности с 64 до 68 мас. % SiO_2 , что говорит о принадлежности их к продуктам единой магмы, а разрыв в области кремнекислотности, скорее, свидетельствует о расслоении расплава под действием потока флюидов, находящегося под большим давлением. Обилие игнимбритов и высокоэксплозивный тип вулканизма подтверждают это.

Широкий спектр изменения REE в базальтах Кавказа объясняется тем, что субстрат, подвергавшийся плавлению, имел разный состав, так как чем больше число минеральных фаз, тем уже интервал плавления, в котором состав редких элементов в образующейся магме должен оставаться постоянным. Например, довольно однообразный состав REE в базальтах COX объясняется тем, что минералогия мантии проста и ограничивается небольшим числом минеральных фаз. Существенные различия в щелочности вулканитов можно объяснить с позиций кислотно-основного взаимодействия [19], когда более щелочные магмы будут выплавляться там, где субстрат имел более основной состав с меньшим содержанием SiO_2 . Именно поэтому наиболее щелочные базальты с максимальным размахом спектра REE

Химический состав андезитов и дацитов Чегемской кальдеры (окислы – в мас. %, микроэлементы – в г/т)

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8
№ обр.	A-1	A-2	A-3	A-4	A-5	A-6	D-1	D-2
SiO ₂	62.61	60.02	63.55	63.15	62.14	63.91	69.07	70.59
TiO ₂	0.83	1.05	0.73	0.74	0.81	0.78	0.44	0.28
Al ₂ O ₃	16.05	17.13	15.71	16.02	15.86	16.04	15.6	13.7
FeO	4.85	5.73	4.42	4.55	4.38	5.23	2.58	2.35
MnO	0.05	0.07	0.06	0.06	0.08	0.05	0.05	0.04
MgO	3.01	3.21	2.98	2.55	4.99	1.75	1.53	0.7
CaO	4.91	5.71	3.65	3.9	4.45	4.35	2.12	1.21
Na ₂ O	3.95	4.01	4.05	4.02	3.91	3.86	4.42	3.9
K ₂ O	2.43	2.06	2.52	2.54	2.61	2.18	3.4	3.95
P ₂ O ₅	0.21	0.21	0.25	0.22	0.21	0.36	0.22	0.14
П. п. п.	1.01	1.02	1.85	1.65	0.55	1.13	0.65	2.21
Сумма	99.91	100.22	99.77	99.4	99.99	99.64	100.08	99.07
Cr	14	15	81	80	88	47	40	42
Ni	21	17	32	40	41	25	14	12
Co	14	20	18	19	22	19	17	14
V	95	95	90	100	77	120	50	40
Rb	77	71	52	41	62	67	84	145
Cs	5	3	5	4	3	4	3	3
Ba	411	342	415	405	410	425	610	435
Sr	323	300	218	181	265	255	225	146
Li	16	17	18	27	16	18	15	14
Nb	11	8	9	12	10	9	8	16
Zr	245	248	215	162	204	221	232	125
Y	26	25	22	18	25	24	22	26
La	43	34	42	41	40	40	50	51
Ce	61	49	66	61	63	60	64	62
Nd	31	24	28	29	32	30	24	24
Sm	5.5	5.2	5.5	5.8	5.2	5.3	3.9	5.4
Eu	1.2	1.49	1.4	1.35	1.6	1.5	1.3	0.7
Gd	4.12	4.35	4.2	4.5	4.7	4.6	2.8	3.7
Tb	0.65	0.62	0.64	0.7	0.6	0.7	0.5	0.6
Er	1.81	2.11	1.9	1.7	1.8	1.9	1.4	1.8
Yb	1.62	2.46	1.8	1.7	1.75	1.8	0.96	1.6
Lu	0.24	0.22	0.28	0.23	0.21	0.27	0.15	0.15

Примечание. Обр. 1–6 – андезиты; 7, 8 – дациты. Силикатные анализы выполнены в лаборатории геологического факультета МГУ М.П. Юкиной; REE – инструментальным нейтронно-активационным методом (ИЛС РАН); остальные микроэлементы определены количественным рентгено-спектральным методом (ГЕОХИ РАН).

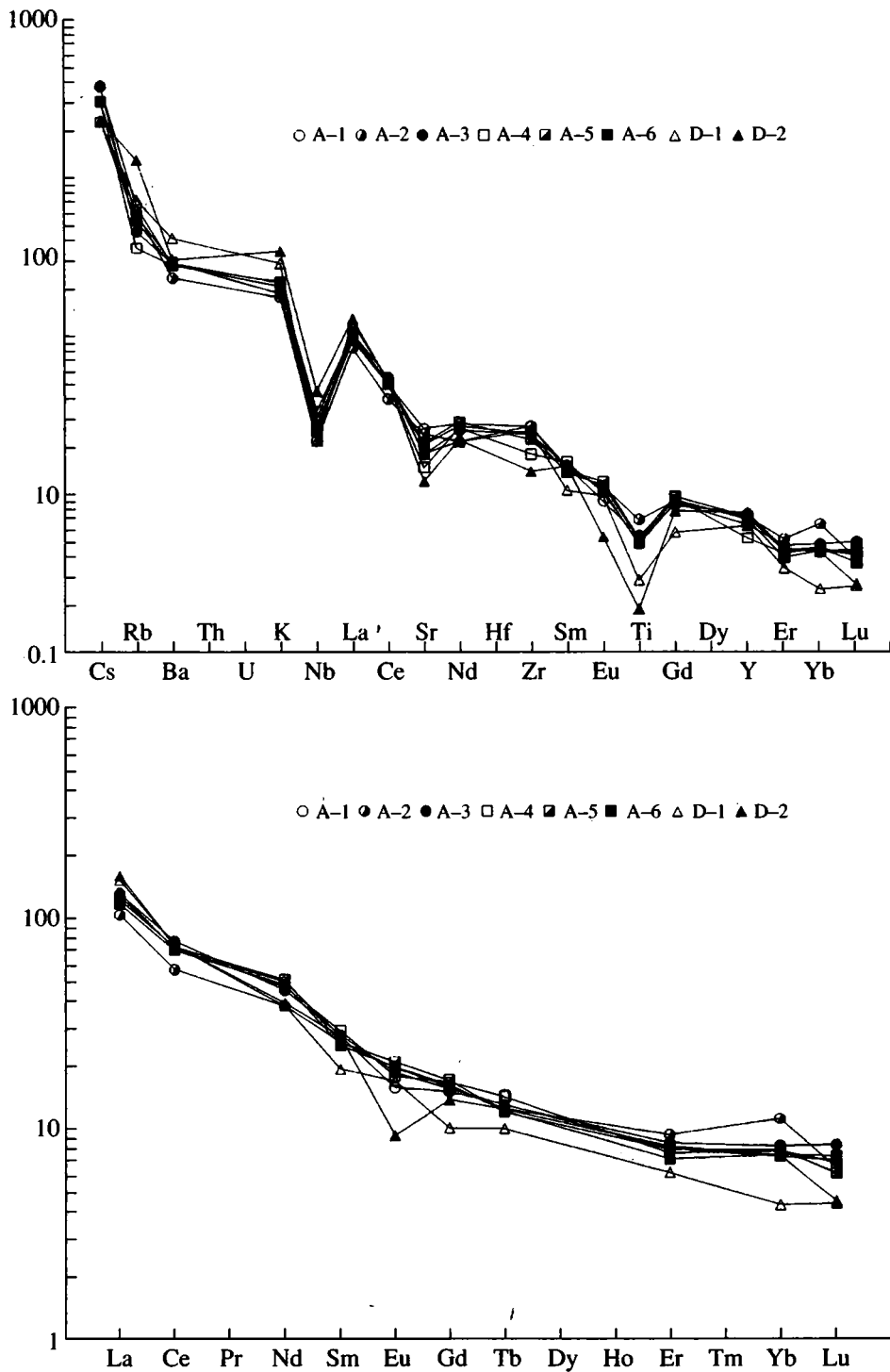


Рис. 12. Распределение микроэлементов и REE в дацитах и посткальдерных андезитах Чегема, нормализованных по N-MORB и хондриту.

Составы пород и номера обр. см. в таблице.

развиты на Кавказе там, где они расположены в местах древних зон субдукций (Ахалкалакское, Гегамское, Синюкское нагорья, Варденинский хребет, Кафан и др.).

Значительному повышению парциального давления воды во флюиде способствуют также реакции дегидратации, протекающие при метаморфизме вмещающих толщ особенно интенсивно на

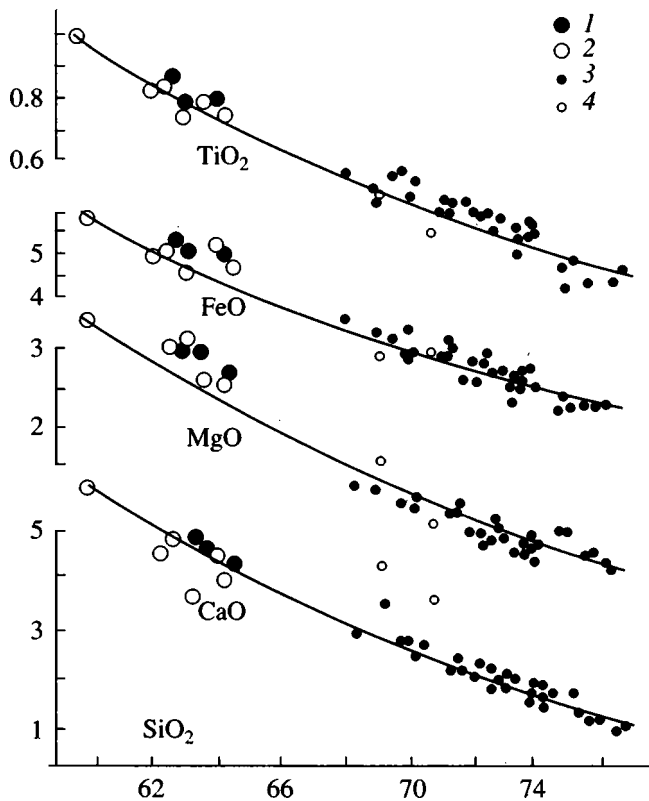


Рис. 13. Диаграммы $\text{SiO}_2 - \text{CaO}$, MgO , FeO , TiO_2 (в мас. %) для вулканитов Чегема.

1, 2 – посткальдерные андезиты; 3, 4 – дациты. Составы пород: 1, 3 – по [32]; 2, 4 – данные авторов (см. таблицу).

границе амфиболитовой и гранулитовой фаций. Они способствуют снижению температуры плавления пород, что приводит к их гранитизации. В природных зональных метаморфических комплексах процессы гранитизации максимально проявлены именно на границе амфиболитовой и гранулитовой зон ($P = 6-8$ кбар, $T = 650-750^\circ\text{C}$) [6]. Этот уровень близок к PT условиям выплавления дацитовых магм Кавказа.

Результаты количественного моделирования механических и тепловых процессов, происходящих при коллизии в литосфере, имеющей приближенно трехслойное строение (верхняя жесткая кора, нижняя пластичная кора, упругая подкоровая литосфера), указывают на значительное (до двух раз) увеличение мощности коры. В центральной части орогена на поздних стадиях коллизии и в постколлизии фазу возникает область растяжения, связанная с гравитационным “растеканием” образовавшегося поднятия. В процессе пластического деформирования вещества нижней коры происходит диссипативное выделение тепла, которое приводит к разогреву как са-

мой коры, так и подстилающей мантии. Численное моделирование теплового режима показывает, что область значительного увеличения температуры на подошве коры (на $50-200^\circ\text{C}$) имеет мощность около 10 км и горизонтальные размеры порядка сотен километров. Данный механизм также благоприятствует проявлению глубинного метаморфизма и может обеспечить достаточное для частичного плавления вещества нижней коры повышение температуры [10].

Таким образом, кроме декомпрессии, плавлению в условиях коллизии способствуют процессы окисления глубинных флюидов, явления дегидратации минералов, диссипативное выделение тепла при пластическом деформировании вещества нижней коры. Вопрос состоит в том, какой процент вносит каждый процесс в общий объем выплавляемых магм. Следует отметить, что модель коллизионного магматизма с ведущей ролью процессов окисления глубинных флюидов наиболее полно объясняет химические особенности вулканитов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрение заключительных этапов формирования современной структуры Альпийского складчатого пояса в кавказском пересечении продемонстрировало сложный стадийный характер развития коллизии от первых соприкосновений литосферных плит до образования монолитной структуры складчатого пояса, образовавшейся из разнородных элементов. На стадии “жесткой” коллизии, начавшейся 10–11 млн. лет назад, была сформирована сетка современных разрывных нарушений с преобладанием сдвигов и надвигов, переходящих в покровы, что отражает обстановку субмеридионального сжатия за счет конвергенции литосферных плит, хорошо отраженную в коровой сейсмичности региона. Реологические свойства коры выявляются на основании распределения гипоцентров землетрясений. Обстановка коллизионного сжатия в сочетании с декомпрессией и условиями тектонического растяжения в верхних частях коры способствовали формированию первичных очагов базальтовой магмы в низах коры – верхах мантии, а кислой – в низах верхней коры. Выделен особый, геохимически вполне отчетливый тип коллизионного магматизма, отличного от субдукционного и континентального рифтогенного.

Работа выполнена в рамках гранта (конкурс 1997 г.) по фундаментальным исследованиям в области геологии, поисков и разведки месторождений полезных ископаемых Министерства общего и профессионального образования РФ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Артюшков Е.В.* Геодинамика. М.: Наука, 1979. 327 с.
2. *Артюшков Е.В.* Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 454 с.
3. *Баженов М.Л., Буртман В.С.* Структурные дуги Альпийского пояса (Карпаты–Кавказ–Памир). М.: Наука, 1990. 167 с.
4. *Браунлоу А.Х.* Геохимия. М.: Недра, 1985. 331 с.
5. *Гущенко О.И., Митрофанов А.О., Петров В.А.* Структура поля современных напряжений сейсмоактивных областей земной коры восточной части Средиземноморского подвижного пояса // Докл. АН СССР. 1990. Т. 312. № 4. С. 830–835.
6. *Демина Л.И.* Природные реакции дегидратации при РТ условиях перехода от амфиболитовой к гранулитовой фации метаморфизма // Тез. докл. Междунар. совещ. “Геофиз. предпосылки и следствия дегидратации земной коры”. М.: ИО РАН, 1996. С. 1.
7. *Демина Л.И., Симонов Д.А.* Вулканы как индикаторы процесса континентальной коллизии // Докл. РАН (в печати).
8. *Дударев А.И., Кудрявцев В.А., Меламед В.Г., Шаранов В.И.* Теплообмен в магматических процессах. Новосибирск: Наука, 1972. 124 с.
9. *Жариков В.А.* Кислотно-основные характеристики минералов // Геология рудных месторождений. 1967. № 4. С. 75–89.
10. *Захаров В.С.* Динамика геологически расслоенной литосферы при континентальной коллизии: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. М.: МГУ, 1996. 20 с.
11. *Зоненшайн Л.П., Деркур Ж., Казьмин В.Г. и др.* Эволюция океана Тетис // История океана Тетис. М.: ОИ АН СССР, 1987. С. 104–116.
12. *Иванов Д.А., Бубнов С.Н., Волкова В.М., Гольцман Ю.В., Журавлев Д.З., Баирова Э.Д.* Изотопный состав стронция и неодима в четвертичных лавах Большого Кавказа в связи с проблемой их петрогенезиса // Геохимия. 1993. № 3. С. 343–352.
13. *Карякин Ю.В.* Геодинамика формирования вулканических комплексов Малого Кавказа. М.: Наука, 1989. 329 с.
14. *Кенгерли Т.Н.* Новая интерпретация геолого-тектонического строения Юго-Западного Кавказа // Основные проблемы геологического изучения и использования недр Северного Кавказа: Материалы VIII Юбилейной конференции по геологии и полезным ископаемым. Ессентуки: ВРГЦ Севкавказгеология, 1995. С. 302–304.
15. *Копп М.Л.* Разновозрастные структурные ансамбли Периаравийской структурной области: эволюции горизонтальных перемещений // Структурные парагенезы и их ансамбли. М.: ГИН РАН, ГЕОС, 1997. С. 66–69.
16. *Копп М.Л.* Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизиином поясе. М.: Научный мир, 1997. 313 с.
17. *Копп М.Л., Курдин Н.Н.* Региональные сдвиги на Юго-Восточном Кавказе // Изв. вузов Геология и разведка. 1980. № 11. С. 30–37.
18. *Копп М.Л., Курдин Н.Н., Блюмкин Е.И.* Региональные сдвиги Ширакско-Аджиноурской складчатой зоны Закавказья // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1989. Т. 64. Вып. 4. С. 14–28.
19. *Коржинский Д.С.* Кислотно-основное взаимодействие в минералообразующих системах. М.: Наука, 1994. 223 с.
20. *Короновский Н.В.* Линеаменты Большого Кавказа и Предкавказья по изображениям на космических снимках и их геологическое истолкование // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1984. № 6. С. 7–18.
21. *Короновский Н.В.* Аграхан-Тбилиско-Левантйская левосдвиговая зона – важнейшая структура Кавказского региона // Докл. РАН. 1994. Т. 337. № 1. С. 75–78.
22. *Короновский Н.В.* Геодинамические обстановки проявления позднекайнозойского вулканизма Эгейского, Анатолийского и Кавказского регионов (Центральная часть Альпийского складчатого пояса) // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1994. № 1. С. 35–48.
23. *Короновский Н.В.* Современная структура Кавказа и ее формирование // Тез. докл. Всероссийской тектонической конференции по неотектонике. М.: РАН, МТК, МГУ, геолог. ф.-т., 1996. С. 3.
24. *Короновский Н.В., Авдулов М.В.* О геологической природе Эльбрусского гравитационного минимума // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1993. № 3. С. 32–39.
25. *Короновский Н.В., Демина Л.И.* Модель коллизиионного вулканизма Кавказского сегмента Альпийского пояса // Докл. РАН. 1996. Т. 350. № 4. С. 519–522.
26. *Короновский Н.В., Ломизе М.Г., Гущин А.И. и др.* Главные события в тектонической эволюции Кавказского сегмента Средиземноморского складчатого пояса // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1997. № 4. С. 5–12.
27. *Короновский Н.В., Панина Л.В., Михайлов В.О.* Терско-Каспийский передовой прогиб: история формирования и современный структурный рисунок // Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы. М.: Фонд “Наука России”, 1994. С. 64–84.
28. *Короновский Н.В., Сим Л.А., Бойнагрян Б.В.* Новейшие и современные поля тектонических напряжений Кавказа и сейсмичность // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1996. № 2. С. 3–14.
29. *Кузнецова К.И.* О факторе растяжения в процессе горообразования // Проблемы эволюции тектоносферы. М.: ОИФЗ РАН, 1997. С. 388–403.
30. *Леонов М.Г.* Дикий флиш Альпийской области. М.: Наука, 1975. 139 с.
31. *Лутц Б.Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с.
32. *Ляtifова Е.Н.* Петрология плиоценового вулканизма Чегемского кальдерного комплекса (Север-

- ный Кавказ): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ, 1993. 25 с.
33. Макаров В.И., Трапезников Ю.А., Сквородкин Ю.П. и др. Современные деформации земной коры под влиянием глобальных и региональных процессов // Современные изменения в литосфере под влиянием природных и антропогенных факторов. М.: Недра, 1996. С. 7–49.
 34. Маракушев А.А. Петрология метаморфических горных пород. М.: МГУ, 1973. 322 с.
 35. Маракушев А.А. Петрогенезис и структурная эволюция земной коры // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1984. № 4. С. 6–24.
 36. Маракушев А.А., Перчук Л.Л. Происхождение и эволюция трансмагматических и метаморфических флюидов // Междунар. Геохим. Конгр. Тез. докл. М.: Изд-во АН СССР, 1971. С. 513–514.
 37. Матвеева Э.С., Толстихин И.Н., Якуцени В.П. Изотопно-гелиевый критерий происхождения газов и выявления зон неотектогенеза (на примере Кавказа) // Геохимия. 1978. № 3. С. 307–317.
 38. Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 279 с.
 39. Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Опыт количественной оценки продуктов орогенного вулканизма Альпийского пояса Евразии // Материалы X конгресса КБГА. Секция IV. Вратислава, 1975. С. 135–144.
 40. Никитина Е.С., Анжелье Ж., Ребецкий Ю.Л. Исследование на основе математического моделирования особенностей современного поля напряжений Аравийского синтаксиса // Структурные парагенезы и их ансамбли. М.: ГИН РАН, ГЕОС, 1997. С. 124–127.
 41. Перчук Л.Л. Термодинамический режим глубинного петрогенезиса. М.: Наука, 1973. 318 с.
 42. Поляк Б.Г. Тепломассопоток из мантии в главных структурах земной коры. М.: Наука, 1988. 190 с.
 43. Попов В.С., Семина В.А., Николаенко Ю.С. Геохимия новейших вулканитов Кавказа и их происхождение // Геохимия континентального вулканизма. М.: Наука, 1987. С. 143–231.
 44. Расцветаев Л.М. О геологической природе линейментов, выделяемых на космических изображениях Земли (на примере Кавказа) // Изв. вузов. Сер. Геология и разведка. 1974. № 12. С. 58–66.
 45. Расцветаев Л.М. Сдвиги и альпийская геодинамика Кавказского региона // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 109–112.
 46. Расцветаев Л.М. Содвиговые парагенезы в ансамбле коллизионных структур // Структурные парагенезы и их ансамбли. М.: ГИН РАН, ГЕОС, 1997. С. 136–140.
 47. Ребецкий Ю.Л., Фурсова Е.В. Современное поле напряжений Восточного Средиземноморья по данным о механизмах очагов коровых землетрясений // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. Т. II. М.: ГИН РАН, ГЕОС, 1998. С. 108–110.
 48. Сандерс А.Д., Тарни Дж. Геохимические характеристики вулканизма в задуговых бассейнах // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 102–133.
 49. Фельдман И.С. Дегидратация и электропроводность: Предпосылки и следствия // Тез. докл. Междунар. совещ. “Геофиз. предпосылки и следствия дегидратации земной коры”. М.: ИО РАН, 1996. С. 14–16.
 50. Фролова Т.И., Перчук Л.Л., Бурикова И.А. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. М.: Недра, 1989. 254 с.
 51. Хаин В.Е., Лобковский Л.И. Условия проявления остаточной мантийной сейсмичности Альпийского пояса Евразии // Геотектоника. 1994. № 3. С. 12–20.
 52. Шебалин Н.В., Безрукова Д.И. Затухание сейсмических сотрясений и добротность среды // Вопросы инженерной сейсмологии. 1989. Вып. 30. С. 63–72.
 53. Alavi M. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations // Tectonophysics. 1994. Vol. 229. № 3–4. P. 211–238.
 54. Dercourt J., Ricou L.E., Vrielynck B. Atlas Tetyas Palaeoenvironmental Maps. Paris: Gauthier-Villars, 1993. 307 p.
 55. Frey F.A., Green D.H., Roy S.D. Integrated models of basalt petrogenesis: a stygy of quartz tholeites to olivine melilitites from South-Eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data // J. Petrol. 1978. Vol. 73. P. 287–310.
 56. Innocenti F., Mazzauoli R., Pasquare G. et al. Geology of the Volcanic Area North of Lake Van (Turkey) // Sonderdruck aus der Geolog. Rundschau. 1980. B. 69. P. 292–323.
 57. Kyshiro J., Yoder H.S. Melting of forsterite and enstatite at high pressures under hydrous conditions // Carnegie Inst. Washington: Year book. 1969. № 67. P. 153–158.
 58. Lipman P.W., Bogatkov O.A., Koronovsky N.V. et al. 2,8-Ma ash-flou caldera at Chegem River in the northern Caucasus Mountains (Russia), cintemporaneous granites, and associated ore deposits // Jour. of Volcanol. and Geotherm. Res. 1993. Vol. 57. P. 85–124.
 59. Mitropoulos P., Tarney J., Saunders D., Marsh N.G. Petrogenesis of cenozoic volcanic rocks from the Aegean Island Arc // Jour. of Volcanol. and Geotherm. Res. 1987. Vol. 32. P. 177–193.
 60. Pearce J.A., Bender J.F., De Long S.E., Kidd W.S.F., Low P.J., Guner Y., Saroglu F., Yilmaz Y., Moorbath S., Mitchell J.G. Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey // Jour. of Volcanol. and Geotherm. Res. 1990. Vol. 44. P. 189–229.
 61. Perincek D., Cemer J. The structural relationship between the East Anatolia and Dead Sea fault zones in

- southeastern Turkey. // *Tectonophysics*. 1990. Vol. 172. P. 331–340.
62. *Spekman W.* Upper mantle delay time tomography (with and application to the collision zone of the Eurasian, African and Arabian Plates) // *Geologica Ultraictina*. 1988. № 53. 199 p.
63. *Taylor S.R., Mc Lennan S.M.* The continental crust: its composition and evolution. London: Blackwell Scient. Publ., 1985. 381 p.

Рецензенты: Ю.Г. Леонов, В.И. Коваленко

Collision Stage of the Evolution of the Caucasian Sector of the Alpine Foldbelt: Geodynamics and Magmatism

N. V. Koronovskii and L. I. Demina

Faculty of Geology, Moscow State University, Vorob'evy gory, Moscow, 119899 Russia

This study singles out and examines the collision stage of evolution in the Caucasian sector of the Alpine foldbelt. The stage is subdivided into phases, and its interrelation with magmatism is discussed. A specific, geochemically pronounced collision-type volcanism that differs from volcanic activity related to subduction and continental rifting is marked out. It is asserted that conditions favorable for the formation of the primordial acid and basic magma regions spring up at a depth of 25 km and 40–50 km, respectively.

УДК 551.24.25(234.851.852)

СТРУКТУРА И ДИНАМИКА СТАНОВЛЕНИЯ ПЛУТОНА КЫТЛЫМ НА СЕВЕРНОМ УРАЛЕ

© 1999 г. Г. Н. Савельева*, А. Н. Перцев*, О. В. Астраханцев*, Е. А. Денисова*,
Ф. Будье**, Д. Бош**, А. В. Пучкова*

*Геологический институт РАН, Москва

**Институт наук о земле, океане и космосе, Монпелье, Франция

Поступила в редакцию 24.11.97 г.

На основе новых данных по составу главных комплексов пород и структуре плутона Кытлым охарактеризована динамика его становления и реконструирована последовательность магматических и деформационных процессов. Массив входит в состав аллохтонов Тагильской зоны, сложенных вулканогенно-осадочными комплексами O_3-S_1 , S_{1-2} и метаморфитами O_3-S_1 ?. Динамика становления плутона характеризуется пульсационностью внедрений, высокой скоростью кристаллизации, локальностью высокоскоростных и высокотемпературных пластических деформаций. Эти деформации осуществлялись путем внутрикристаллического, реже – межзернового скольжения дислокаций, либо синтетектонической рекристаллизации – в зависимости от структурного положения области деформаций. Движение масс происходило, преимущественно, с северо-востока на юго-запад. В ходе трех последовательных внедрений область раскрытия смещалась в сторону от континента; жилы, дайки и штокверки поздних внедрений концентрировались вдоль контактов и в зонах деформаций остывающего плутона. Кристаллизация магмы примитивного состава начиналась в промежуточной глубинной камере и заканчивалась в малоглубинных верхних камерах с магматическим и механическим расслоением пород в процессе горячего течения (дуниты – верлиты – пироксениты – оливиновые меланогаббро). Вторая порция примитивной магмы поступала с пластически выжатými дунитами. Горячие пластические деформации накладывались на магматическую расслоенность структурно неоднородных порфиroidных пород. Последующее внедрение более дифференцированной магмы привело к образованию габбро-норитов, оливин-амфиболовых габбро, магнетитовых пироксенитов. Единый петрогеохимический тренд ультрабазит-базитов позволяет предполагать единый магматический источник, а высокое содержание некогерентных элементов указывает на обогащенный состав этого источника, возможно, лерцолитов подконтинентальной литосферы. Предполагается, что такой источник зарождался в астенотомантийном диапире, поднимающемся вдоль края континента. Подъем диапира обусловил тектоническое “растаскивание” литосферы с образованием сдвига растяжения (detachment fault), что выразилось в утонении и деструкции континентальной окраины, формировании рифтогенной впадины O_3-S_1 и метаморфизме погружающихся осадков, в которые на рубеже раннего и позднего силура внедрялись магматические выплавки.

1. ВВЕДЕНИЕ

Ультрамафит-габбровый массив Кытлым представляет один из крупнейших плутонов Платиноносного пояса Урала. Обсуждение вопросов генезиса и строения массивов этого пояса длится все двадцатое столетие и демонстрирует широкий спектр точек зрения на происхождение ультрамафитов и габброидов: от магматического [14, 28, 29] и метасоматического [3] до первично метаморфического [7]. Фактические материалы, приводимые в ходе дискуссий, показывают, что самые разные процессы участвовали в формировании ультрамафит-габбровых комплексов Платиноносного пояса. Геодинамические обстановки, в которых происходило становление массива, также оценивались по-разному – рифт на континентальной или океанической плите [7, 13, 28], надсубдукционная обстановка [8, 32]. Принципиально новый подход к

решению проблемы генезиса массивов Платиноносного пояса возможен при комплексных исследованиях, включающих структурно-геологические и петролого-геохимические методы.

Результаты детальных петроструктурных работ, проведенных нами в северо-западной и, частично, в восточной части массива Кытлым, и последующее изучение состава минералов и геохимии пород с учетом структурных данных послужили основанием для выделения ряда магматических и тектонических событий в истории становления плутона.

Цель нашей статьи – реконструировать последовательность и оценить роль магматических и деформационных процессов при формировании массива Кытлым и на этом основании – охарактеризовать динамику и условия его становления.

2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Массив Кытлым входит в состав Платиноносного пояса Урала, который протягивается вдоль западной окраины Тагильской зоны более чем на 900 км [7]. С этим поясом пространственно ассоциирует полоса выходов низкобарических метаморфитов зеленосланцевой–амфиболитовой фации шириной от 10 до 50 км [13]. Многочисленными исследованиями показано, что ранне- и среднепалеозойские вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы Тагильской зоны тектонически совмещены с отложениями шельфа и континентального склона, в том числе и с вулканогенно-осадочными отложениями рифтогенных впадин, формировавшихся в основании склона Восточно-Европейского палеоконтинента; складчатые структуры аллохтонных комплексов имеют общую западную вергентность [12, 15, 16].

Стратиграфический разрез района по данным геологических съемок (Б.В. Клименко и др., 1983, неопубликованные данные; А.Я. Рыбальченко и др., 1988, неопубликованные данные) представлен ордовикскими и силурийскими отложениями, принадлежащими палеоконтинентальному и палеоокеаническому секторам.

Разрез палеоконтинентального сектора в районе массива включает отложения нижнего и среднего ордовика: кварцево-сланцевые, слюдисто-кварцевые и кварц-альбит-сланцевые тонкослоистые сланцы с подчиненными прослоями глинистого и глинисто-карбонатного материала, мелкогалечных конгломератов (рис. 1). Количество вулканогенного материала (туфов основного состава и потоков трахибазальтовых и базальтовых порфиритов) возрастает вверх по разрезу. Мощность этих отложений составляет около 2000 м. Возраст определен по сопоставлению с фаунистически охарактеризованными отложениями на сопредельных территориях и находкам криноидей (?) ордовикского возраста. На этих отложениях, представляющих формации континентального склона и закладывающейся на нем рифтогенной впадины, стратиграфически согласно залегает толща метаморфизованных диабазов, миндалекаменных афировых и порфириковых базальтов. В ее верхней части метабазиты переслаиваются с углеродисто-сланцевыми кварцевыми сланцами. Мощность толщи составляет 900 м; возраст по неопубликованным данным Б.В. Клименко – позднеордовикский. Эта толща наращивает отложения рифтогенной впадины и составляет ее основной объем.

Образования палеоокеанического сектора представлены ордовикско-силурийскими отложениями, тектонически перекрывающими вышеописанные толщи. Нижняя часть разреза сложена зеленокаменно измененными базальтами, ассоциирующими с пачками углеродистых и кварцитизированных кремней, псаммитовых и пелитовых кремненых

туфов предположительно позднеордовикского – раннесилурийского возраста.

К северу от массива Кытлым, в районе гор Буртым и Ощий Камень, ордовикские (?) комплексы пород представлены тектонизированными реликтами офиолитовой ассоциации: серпентинизированными, карбонатизированными и оталькованными гарцбургитами и дунитами, диабазовыми дайками, рассланцованными подушечными базальтами и глаукофановыми сланцами. Эти породы, слагающие узкие тектонические клинья среди плагиоклазовых порфиритов андезитового состава и вулканокластических пород основного состава, являются южным продолжением офиолитовой сутуры массива Хорасюр [31] и зоны глаукофановых сланцев, ассоциирующих с апогарцбургитовыми серпентинитами, которые обнажены западнее массива Кумба и представляют южное продолжение Салатимского пояса офиолитов [13, 30]. Сутура с глаукофановыми сланцами в ассоциации с метагарцбургитами, диабазами и базальтами интерпретирована как след раннепалеозойской зоны субдукции [8, 17].

Силурийские отложения, относимые к островодужным [13], разделены на две толщи. Нижняя представлена преимущественно диабазами, диабазовыми порфиритами и их туфами. Верхняя толща объединяет спилиты, базальтовые порфириты, туфы основного состава и надстраивающие их альбитофиры, андезитовые порфириты и их туфы. На основании находок фауны в известняках, замещающих к югу описанные комплексы, нижняя толща отнесена к лландовери, верхняя – к венлоку. Таким образом, среди отложений палеоокеанического сектора выделяются формации океанического бассейна ордовикского возраста (офиолитовый комплекс гор Буртым и Ощий Камень) и островной дуги (силурийские толщи).

Метаморфические комплексы, граничащие с массивом Кытлым, представлены в основном плагиоклазовыми, эпидот-альбитовыми амфиболитами, зелеными, слюдистыми и биотит-антофиллитовыми сланцами, содержащими в подчиненном количестве прослой серицит-кварцевых сланцев и единичные маломощные линзы кварц-гранат-плагиоклаз-амфиболовых сланцев. Субстратом для этих пород были вулканогенно-осадочные и вулканомиктовые терригенные толщи с подчиненным количеством эффузивов основного состава, прослоев аргиллитов и глинисто-кварцевых песчаников, представляющих, вероятно, формации континентального склона и глубоководной впадины с вулканитами в его основании. Непосредственно в зоне западного экзоконтакта массива Кытлым распространены милониты предположительно по окремненным туфам и вулканитам основного состава.

Для последующей интерпретации структурного положения массива отметим следующие особенно-

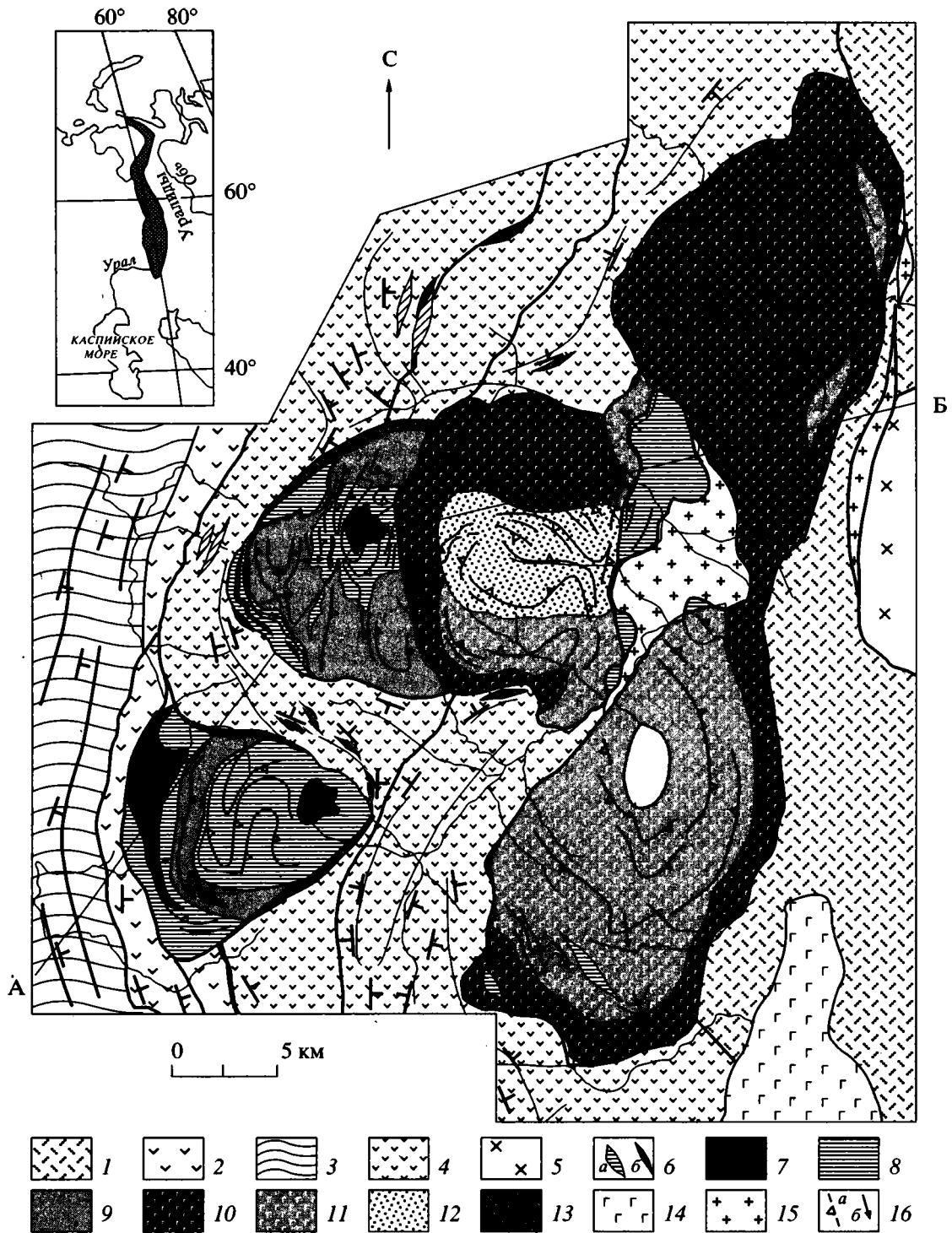


Рис. 1. Геологическая карта массива Кытлым (с использованием данных А.А. Ефимова и Л.П. Ефимовой [6]) и геологический разрез по линии А-Б.

1 – островодужные вулканиты (S_1); 2, 3 – отложения континентального склона: 2 – базальты, metabазальты, кремнисто-углеродистые и филлитовидные сланцы (O_3), 3 – псаммитовые и псефитовые аркозовые толщи, включающие потоки базальтов (O_{1-2}); 4 – базальты, углеродистые кремни, псаммитовые и пелитовые туфы, метаморфические породы зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций ($O_3-S_1?$); 5 – диориты; 6 – офиолиты: диабазовые дайки (а), серпентиниты (б); 7–15 – дифференцированный плутон: 7 – дуниты, 8 – пироксениты, 9 – плагиоклазовые верлиты и клинопироксениты, 10 – габбро-нориты, 11 – оливинные габбро, 12 – клинопироксен-роговообманковые габбро, 13 – мигматиты, дайки: габбро, роговообманковые габбро, габбро-диориты, 14 – габбро нерасчлененное, 15 – плагиограниты; 16 – полосчатость (а), линейность (б); а – б на разрезе: отрезок линии профиля на рис. 2.

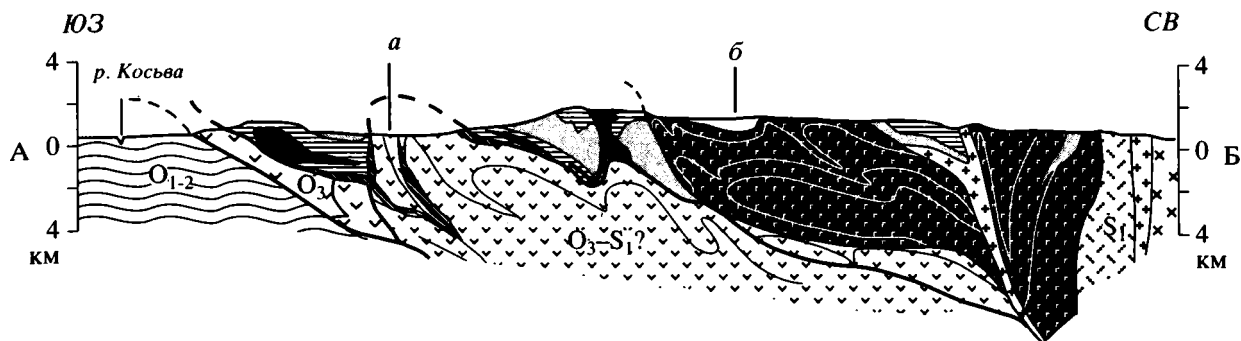


Рис. 1. Окончание.

сти строения района. (1) Тектонически сближенное залегание формаций, образованных в различных геодинамических обстановках: континентального склона и глубоководных впадин в основании континентального склона, центров спрединга, зоны субдукции и островной дуги. (2) Существенную разницу в метаморфизме вулканогенно-осадочных комплексов ордовика вдоль западного контакта Кытлымского массива (см. рис. 1). (3) Присутствие зоны милонитов вдоль западного контакта массива. (4) Торцовое сочленение структур буртымских офиолитов и глаукофановых сланцев с границами Кытлымского массива (см. рис. 1).

Это позволяет предположить присутствие сложно построенных аллохтонных комплексов в исследуемом районе и выделить, как минимум, две покровные системы. Первая, структурно нижняя, представлена отложениями раннего – среднего ордовика, толщей диабазов и миндалекаменных афировых базальтов позднего ордовика, а также реликтами офиолитов горы Буртым. Структурные комплексы этой системы распространены преимущественно к западу и к северу от гор Тылайский Камень и Конжаковский Камень. Вторая, структурно более высокая, имеет сложное строение и включает: тектонические пластины, сложенные вулканогенно-осадочными породами предположительно позднеордовикского – раннесилурийского возраста; метаморфические комплексы, обнаженные в антиформных структурах между ультрамафит-габбровыми телами, а также к северу и югу от них. Тела, составляющие массив Кытлым, занимают верхнюю часть этой покровной системы и, в свою очередь, с востока граничат с раннесилурийскими лавами и туфогенно-осадочными отложениями.

3. СТРОЕНИЕ

Геологическое строение массива Кытлым наиболее полно описано А.А. Ефимовым и Л.П. Ефимовой [6], выделившими основные ассоциации пород и интерпретировавшими его внутреннюю

структуру по результатам картирования полосчатости. По данным геофизических исследований [26], анализа геологических карт (результатов съемок масштаба 1 : 50000) и структурного изучения приконтактных зон массива, Кытлым, как и ряд других ультрамафит-габбровых тел Платиноносного пояса, наклонен на восток: подошва тела полого, под углами от 15 до 40° погружается на северо-восток и восток; мощность тел увеличивается в этом направлении от нескольких сотен метров до 5–8 км (см. рис. 1).

Наши структурные работы проведены в наиболее обнаженной части массива, охватывающей хребты Тылайского Камня и Конжаковского Камня, горы Иов и Иовского дунитового тела, западные отроги Серебрянского Камня, а также по отдельным пересечениям узловых участков в юго-западной и юго-восточной части массива Кытлым (рис. 2, см. рис. 1).

В Тылай-Конжаковской части массива достаточно четко выражена грубая петрографическая стратификация разреза: в его нижней части резко преобладают ультрамафиты – чередующиеся бесплагиоклазовые и безмагнетитовые дуниты, верлиты, пироксениты; в средней – выделяется мощная пачка порфиroidных меланогаббро с прослоями бесплагиоклазовых оливиновых пироксенитов; верхняя – сложена, в основном, оливиновыми пироксенитами с линзами-прослоями дунитов и полосчатых оливин-пироксеновых пород (коллонка на рис. 3, см. рис. 2). Эта стратификация осложнена штокверками даек габброидов, верлитов и внедрением пироксенитов и горячей протрузии дунитов.

Пластические деформации проявлены: а) типичными проникающими (penetrative) структурами, характеризующимися четкой минеральной уплотненностью и линейностью, соответствующими плоскостями (F_1) и линиям (L_1) высокотемпературного пластического течения, б) асимметричными складами течения в породах с неясно выраженной уплотненностью и линейностью; в) зонами бластомилонитизации, будинирования и рассланцевания с

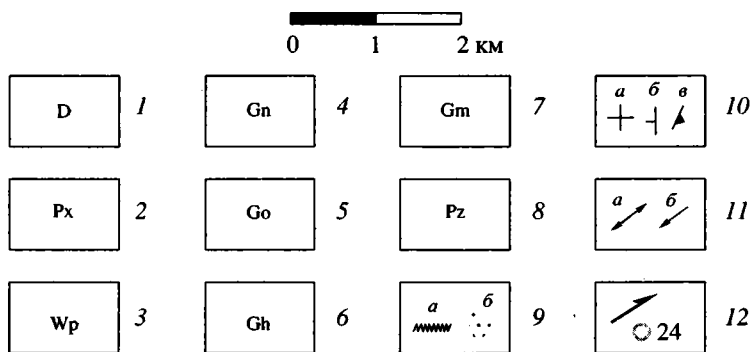
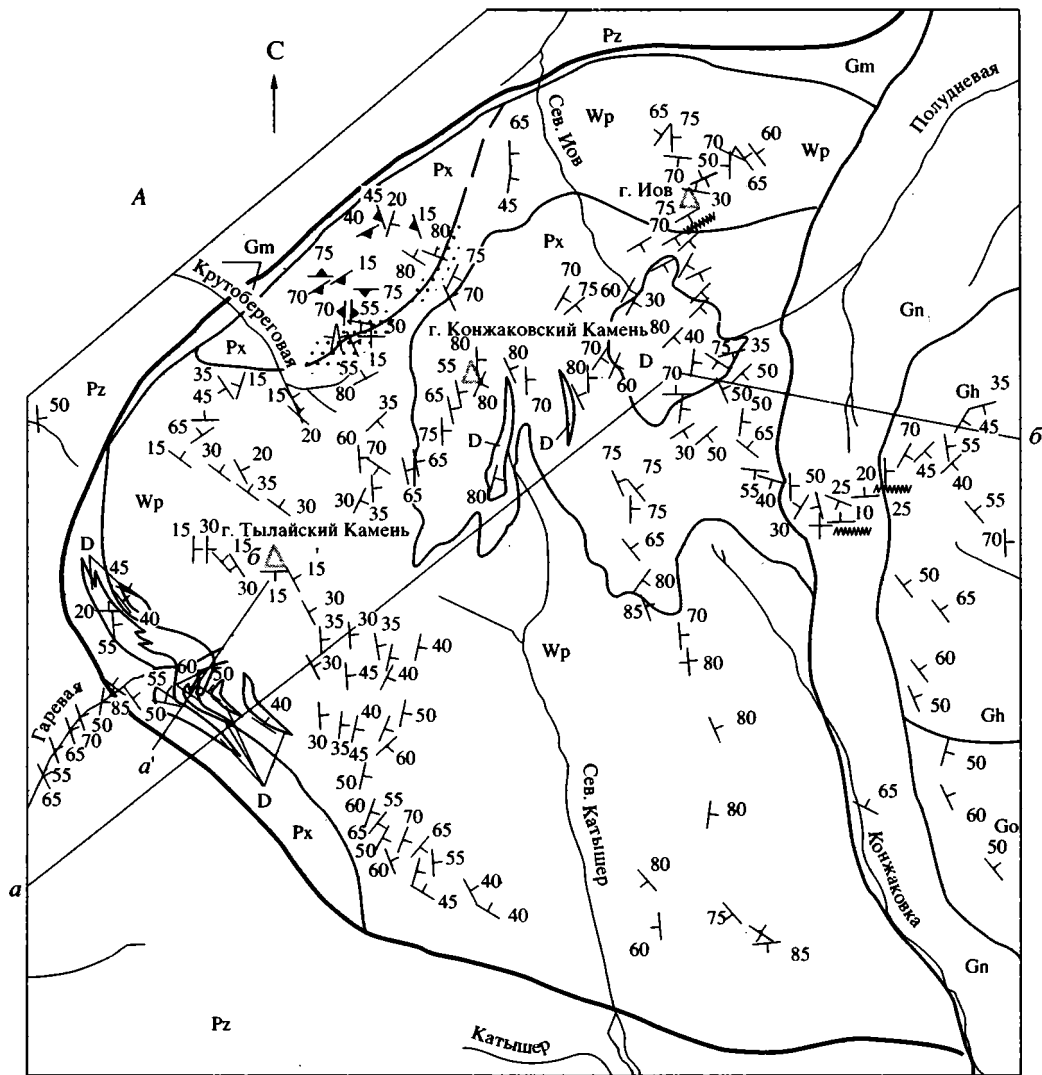


Рис. 2. Структурная карта Тылай-Конжаковской части Кытлымского массива, ориентировка: А – полосчатости и минеральной уплотненности, В – линейности; В – структурная схема, включающая проекции полосчатости и уплотненности (жирные линии) и линейности (стрелки); серое – плагиоклазовые верлиты и клинопироксениты. 1 – дуниты; 2 – клинопироксениты и оливиновые клинопироксениты; 3 – плагиоклазовые верлиты и клинопироксениты; 4 – габбро-нориты; 5 – оливин-роговообманковые габбро; 6 – роговообманковые габбро с анортитом; 7 – мигматиты; 8 – вмещающие вулканогенно-осадочные породы и метаморфические породы зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций ($O_3-S_1?$); 9 – жилы амфиболовых габбро (а) и штокверки жил верлитов, пироксенитов и роговообманковых габбро (б); 10 – залегание: а, б – полосчатости и минеральной уплотненности: а – горизонтальное, б – наклонное, в – недеформированной магматической полосчатости; 11 – склонение минеральной линейности: горизонтальное (а), наклонное (б); 12 – точки петроструктурных наблюдений и направления вращения при сдвиге.

Линия а-б – отрезок профиля А-Б на рис. 1; линия а'-б' – положение разреза опробования, представленного на рис. 3.

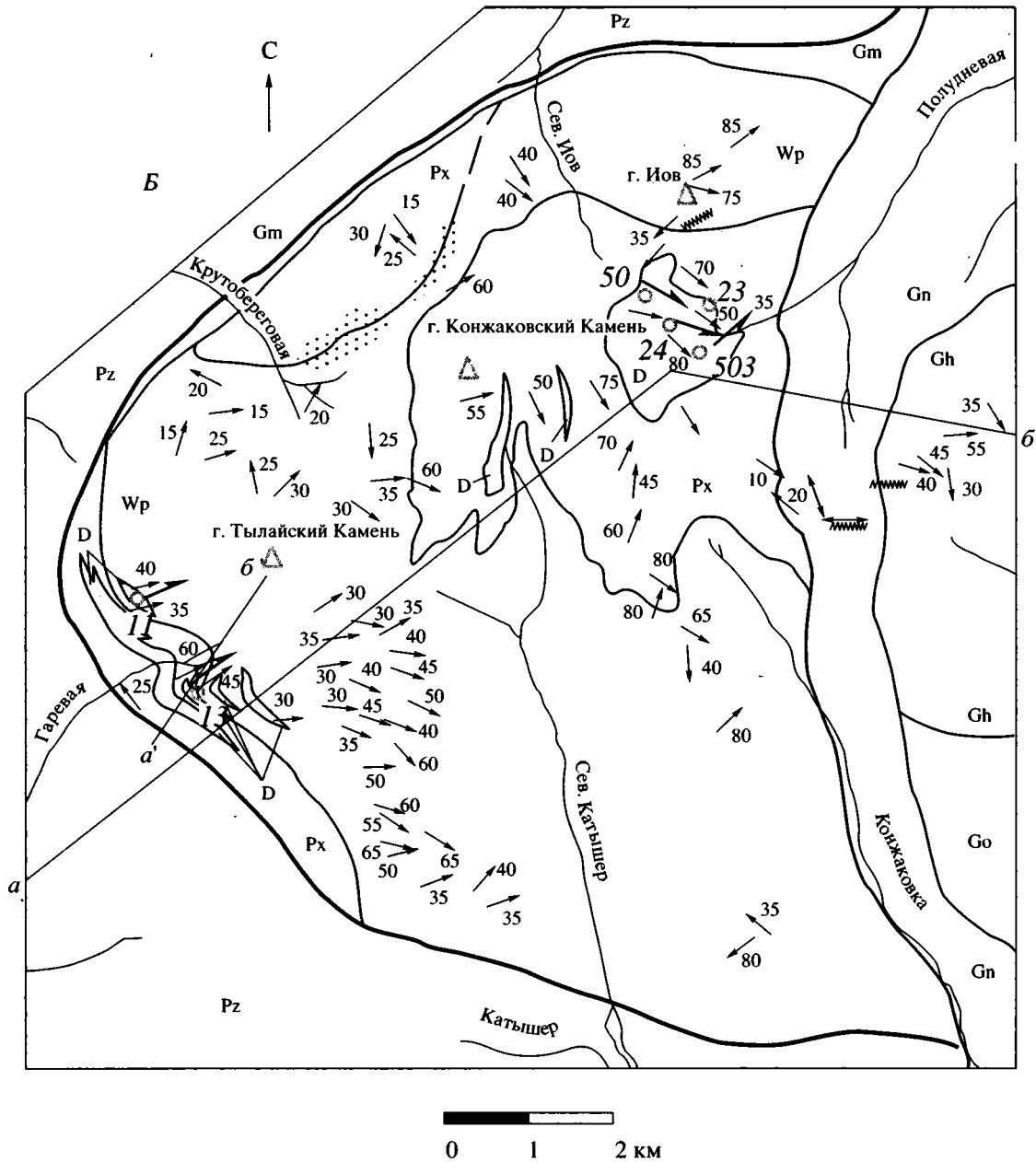


Рис. 2. Продолжение.

одновременной амфиболитизацией пород. Общее описание высокотемпературных пластических деформаций ультрамафит-габбровых комплексов Платиноносного пояса ("горячая тектоника") впервые было дано А.А. Ефимовым [4].

Наиболее существенные структурные наблюдения в Тылай-Конжаковской части массива кратко заключаются в следующем.

– Пластические деформации проявлены в породах различным образом, их стиль и интенсивность варьируют на разных участках массива.

– Определенно устанавливается неравномерное распределение в разрезе пород с резко поло-

счатыми текстурами с четкой минеральной уплощенностью и линейностью. Эти породы преобладают в нижней части разреза, сложенной верлитами, дунитами и плагиоклазовыми пироксенитами. Ориентировки полосчатости и уплощенности минералов, в плоскости которых расположена линейность, здесь совпадают.

– Полосчатость и уплощенность описывают фрагменты крупномасштабной складки течения с пологими изгибами и флексурами и преимущественным падением S_1 и F_1 к востоку и северо-востоку; углы падения меняются от пологих (10° – 30°) на отдельных участках западной приподошвен-



Рис. 2. Окончание.

ной части Тылай-Конжаковского тела до крутых (80° – 85°) (см. рис. 2). Усложнение крупной складки отчетливо вблизи контакта с пироксенитами р. Крутобереговой и по приближении к контакту с габбро-норитами Серебрянского Камня; падение полосчатости становится крутым на контакте с пироксенитами Конжаковского Камня (см. рис. 2, А).

– Асимметричные складки течения развиты в верхней части разреза, на водораздельных хребтах к северу и востоку от Иовского дунитового тела. На этих участках уплощенность минералов параллельна осевым плоскостям разномасштаб-

ных складок пластического течения, очерченных полосчатостью пород. Ясные деформации F_1 с образованием складок второй генерации с субвертикальной линейностью L_2 наблюдались только в плагиоклазовых верлитах севернее Иовского дунитового тела.

– Линейность L_1 систематически близка к линии падения S_1 и F_1 и радиальна относительно изометрического в плане выхода дунитов Иовского тела, имея преимущественное склонение в восточных (СВ и ЮВ) румбах под углами от 15° до 60° (см. рис. 2, В).

– В северо-западной части тела в верховьях р. Крутобереговой распространены массивные пироксениты, содержащие штокверки даек и жил роговообманково-пироксеновых и роговообманковых габбро, верлитов, полосчатых оливин-клинопироксеновых пород с плагиоклазом и без него, мегабрекчиевидных пород дунит-верлитового состава и габбро-пегматитов. Штокверки тяготеют к границе пироксенитов с тонкополосчатым оливиновым меланогаббро и также прорывают последние (см. рис. 2). Форма даек, их контакты, внутреннее строение и текстуры демонстрируют: а) поступление ультраосновного материала (оливиновые пироксениты и дунит-пироксеновые мегабрекчии) по системе хрупких сколов (сдвигов) после образования тонкополосчатого меланогаббро; б) неустойчивый режим поступления материала, обуславливающий полосчатые или брекчиевидные текстуры; в) в последнем случае пироксеновые дуниты цементируют разнородные оливиновые пироксениты и верлиты; в) ограниченное локальное проявление пластических деформаций на этом участке массива. Рои даек габброидов и субширотные пологие дайки габбро-пегматитов насыщают пироксениты и меланогаббро на севере Тылай-Конжаковского тела. Маломощные (1–3 м) зоны гнейсовидных бластомилонитов с амфиболом сопровождают появление даек в меланогаббро к северо-западу от горы Иов.

В верхней (гипсометрически и структурно) части разреза верлиты, пироксениты и дуниты отличаются преимущественно массивными текстурами с локальными зонами интенсивных пластических деформаций вблизи Иовского дунитового тела. Это тело имеет крутые южный и северо-западный контакты, пологие – северо-восточный и восточный, с падением на восток под углами от 10 до 40°. Залегание контактов и проекция выходов дунитов на рельефе Иовской Площадки и Иовской Пропasti (см. рис. 1, 2) показывают, что дуниты слагают столбообразное тело с крутыми боковыми стенками и асимметричным куполом.

На западных отрогах Серебрянского Камня, к востоку от Тылай-Конжаковской части массива в широтном пересечении через Иовское тело, пироксениты сменяются верлитами и *габбро-норитами*. Зона этого контакта также насыщена дайками мелкозернистых габбро-норитов и роговообманковых габбро, верлитов и габбро-пегматитов. В габбро-норитах прослежены локальные зоны деформаций, выраженные бластомилонитовыми, гнейсовидными текстурами, тонкой полосчатостью и линейно-плоскостными ориентировками. Как правило, бластомилонитизация сопровождается появлением черной роговой обманки. Мощность зон меняется от 1–2 до 10 м; полосчатость и уплотненность описывают складки с пологими (субгоризонталь-

ными) шарнирами, ориентированными субмеридионально в ЗСЗ-ом направлении; линейность параллельна шарнирам складок. Крылья складок наклонены к востоку: западные – под крутыми (70°–80°), а восточные – под более пологими углами (30°–60°). Сходные деформационные структуры с мелкими складками с пологими шарнирами ССЗ-ой ориентировки наблюдались и в габбро-норитах и магнетитовых верлитах на юго-востоке массива (см. рис. 1). Участки недеформированных полосчатых габбро-норитов с четкими трахитоидными текстурами и призматически зернистыми структурами постоянно присутствуют между зонами пластически деформированных пород. Залегание магматической полосчатости и трахитоидности в габбро-норитах на западных отрогах Серебрянского Камня нередко очень пологое. Плагиоклаз-роговообманковые пегматиты образуют серии субгоризонтальных дайкообразных тел с ксенолитами габбро, особенно в зоне перехода от габбро-норитов к клинопироксен-роговообманковым габбро (так называемым серебрянским габбро) [5, 6], занимающим самое высокое (гипсометрически и структурно) положение в разрезе массива (см. рис. 1).

Плагиограниты образуют многочисленные тела по периферии массива как во вмещающих метаморфических породах, так и в краевых габбро, пироксенитах и в этих породах внутри массива. Самое крупное тело плагиогранитов вскрыто в долинах р. Лобвы и ее левых притоков – Серебрянки 2-ой и Иова. Оно приурочено к апикальной части антиформной структуры ССВ-ого простирания в восточной части массива (см. рис. 1). Плагиограниты имеют брекчиевидное строение, отмечаемое всеми исследователями массива [6]. В краевых частях тела плагиограниты формируют штокверк и содержат многочисленные ксенолиты пироксенитов. Угловатые ксенолиты имеют, как правило, субгоризонтально залегающие верхние границы, из чего следует, что эрозией вскрыта, вероятно, апикальная часть кровли тела плагиогранитов. Судя по форме тел, приуроченности к присводовым трещинам и одинаковому залеганию ксенолитов, можно предполагать, что плагиограниты, как и пологие жилы габбро-пегматитов с ксенолитами на хребтах Серебрянского Камня, формировались в сходных динамических условиях.

Особую группу пород составляют *роговообманковые габброиды*, развитые преимущественно в эндо- и экзоконтактах массива, особенно на участке между горами Косьвинский Камень и Тылайский Камень (гора Катышер), а также внутри массива, как правило, в ассоциации с зонами амфиболовых бластомилонитов. К отличительным особенностям пород этой группы, извест-

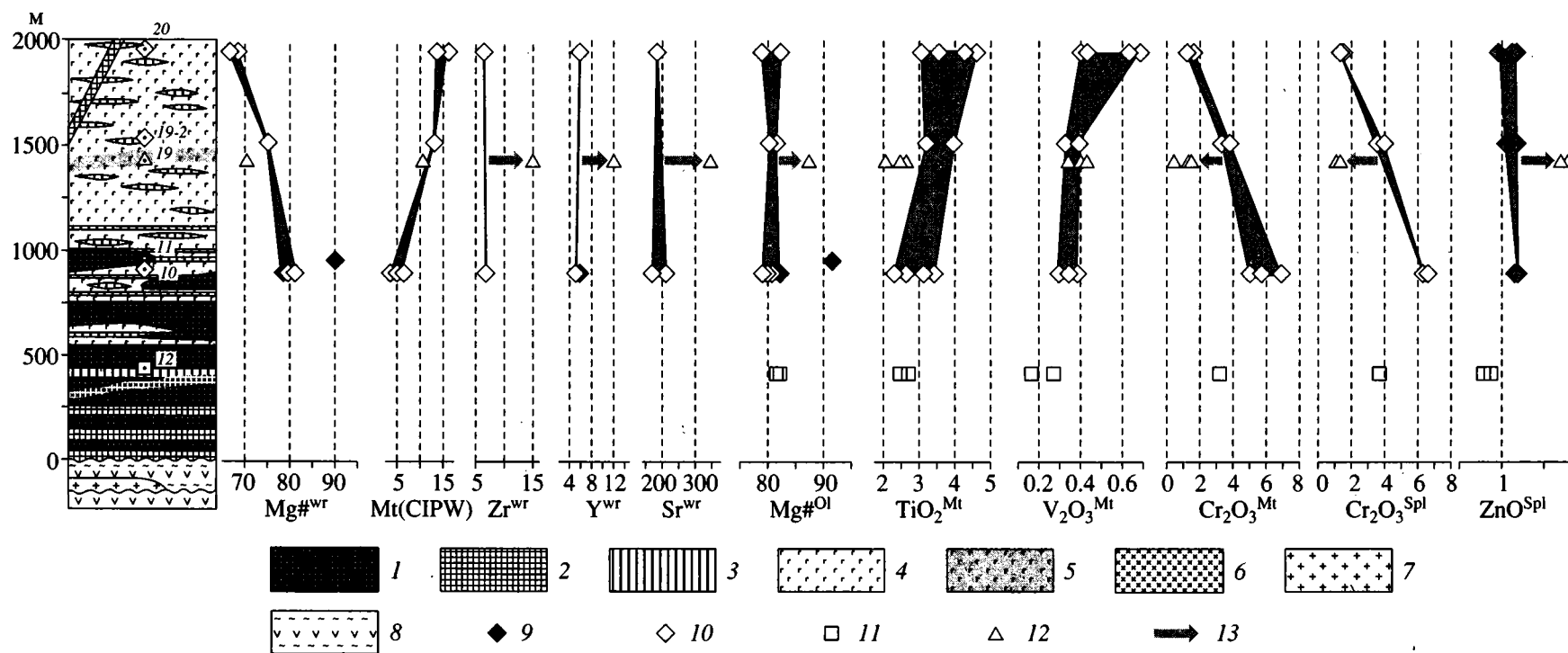


Рис. 3. Сводная колонка по стратифицированному разрезу *a' – б'* (см. рис. 2) дунит-верлит-пироксенит-габбровой ассоциации (верхья р. Гаревой – гора Тылайский Камень) и некоторые вариации параметров состава порфиридных пород от оливин-клинопироксенитового до габбрового состава.

1 – дуниты; 2 – равномернозернистые, верлиты и клинопироксениты без магнетита; 3 – магнетитсодержащие порфиридные оливинные клинопироксениты без плагиоклаза; 4 – магнетитсодержащие порфиридные плагиоклаз-оливинные клинопироксениты до меланогаббро; 5 – те же породы с биотитом и ортопироксеном; 6 – роговообманковые габброиды; 7 – плагиограниты; 8 – метавулканыты; 9–12 – точки опробования: 9 – дунитов, 10–12 – магнетитсодержащих порфиридных пород от оливинных клинопироксенитов до оливинных меланогаббро; 13 – направление изменения состава при появлении в породах биотита и ортопироксена.

$Mg^{#wr}$ – магнезиальность пород: $100 Mg / (Mg + Fe)$; Mt – магнетит;

$Mg^{#Ol}$ – магнезиальность оливина: $100 Mg / (Mg + Fe)$; Zr^{wr} , Y^{wr} , Sr^{wr} – содержания для пород в г/т $-TiO_2^{Mt}$, $V_2O_3^{Mt}$, $Cr_2O_3^{Mt}$, содержания в магнетите в мас. %;

$Cr_2O_3^{Spl}$, ZnO^{Spl} – содержания в шпинели в мас. %.

ным в литературе под собирательным названием “кытлымиты” [27], относятся:

1) разнообразие формы тел – от штокообразных и дайковых до штокверковых, жильных и мигматитовых;

2) интенсивные, но не повсеместные пластические деформации;

3) наличие ксенолитов вмещающих пород; ксенолиты имеют, в основном, плагиоклаз-амфиболовый состав, иногда с бурым гранатом и слюдой; встречаются циозит-гроссуляровые родинитоподобные породы.

4) резко изменчивые текстуры и структуры, как правило, метаморфические гнейсовидные или тонкозернистые роговиковоподобные, но иногда сохраняющие магматический облик – от мелкозернистых порфиroidных габбровых или габбро-долеритовых до крупнопризматически зернистых;

5) изменчивость состава даже в пределах одного тела – от габбро-норитов, преимущественно мелкозернистых, часто с биотитом, до габбро-диоритов и лейкодиоритов кварцевых при преобладании пород плагиоклаз-роговообманкового состава со структурами пластического течения. Характернейшие акцессорные минералы всех разновидностей пород этой группы – апатит, сфен и магнетит.

Перечисленные характеристики морфологии, состава, текстур и структур габброидов типичны для синдеформационных гипабиссальных интрузий водосодержащих базитовых магм [23]. Присутствие воды снижает вязкость пород и значительно облегчает протекание пластических деформаций, способствуя выравниванию составов и переуравновешиванию минеральных ассоциаций вмещающих базитов и габброидов, что приводит в обоих случаях к образованию амфиболитов.

4. ПЕТРОГРАФИЯ

Ниже рассмотрены важнейшие петрографические особенности дунит-клинопироксенит-габбровой и габбро-норитовой групп, определение генезиса которых нам представляется наиболее важным.

4.1. Дунит-клинопироксенит-габбровая группа

Породы этого ряда занимают около 30% объема массива и характеризуются полосчатым и линзовидно-полосчатым строением. Дуниты состоят из оливина и эвгедрального хромшпинелида (от 1 до 5%). Структуры дунитов отличаются исключительным разнообразием. Принципиальные типы структур: грубозернистые протогранулярные (зерна оливина от 2 до 10 мм) и мелкозернистые (зерна от 0.3 до 1 мм) полигональные. Неравномерная вкрапленность клинопироксена размером до 6–8 мм сопровождается переходом дунитов к верлитам. В верхней части разреза на контактах с клино-

пироксенитами дуниты замещаются оливинитами, содержащими наряду с клинопироксеном ксеноморфный магнетит, цементирующий силикаты (метадуниты [6]).

Верлиты и оливиновые клинопироксениты (с явным преобладанием последних) обнаруживают две главные разновидности: равномернозернистые с хромшпинелидом и порфиroidные с титаномагнетитом. Порфиroidные выделения оливина и клинопироксена размером до 6 мм, как правило, имеют более или менее изометричную форму с неровными зубчатыми краями; иногда они имеют правильную кристаллографическую форму фенокристов или форму угловатых обломков. Встречаются крупные порфиroidные клинопироксены овальной формы (резорбированные). Темные ламеллы распада, в основном представленные магнетитом, образуют тончайшую решетку, плотность которой показывает первичную зональность клинопироксеновых зерен. Как правило, порфиroidные выделения клинопироксена имеют наружную светлую кайму, “очищенную” от ламелл распада. Некоторые наиболее крупные зерна имеют также и светлое внутреннее ядро.

Матрикс сложен мелкозернистым агрегатом с размером зерен до 0.3–0.5 мм клинопироксена и оливина с примесью ангедрального титаномагнетита, часто с вростками зеленой шпинели. Породы, обогащенные магнетитом, имеют сидеронитовую структуру. Основной плагиоклаз спорадически появляется только в этих микроагрегатах. Его количество варьирует от единичных зерен до 30%. Богатые плагиоклазом разновидности этих порфиroidных пород номенклатурно относятся к *оливиновым габбро*.

4.2. Габбро-нориты

Породы состоят из плагиоклаза (An_{54-55}), клинопироксена, ортопироксена и титаномагнетита (иногда в сростках с ильменитом). Как правило, в породах присутствует биотит и роговая обманка. Структуры пород варьируют от равномернозернистых до порфиroidных. В последних плагиоклаз образует крупные (1–2 мм) зерна правильной призматической формы, отдельные изометричные зерна клинопироксена достигают того же размера. Основная масса сложена мелкозернистым агрегатом плагиоклаза, клинопироксена и ортопироксена с ангедральными выделениями титаномагнетита. Роговая обманка частично окаймляет титаномагнетит и клинопироксен.

4.3. Стадии кристаллизации

Таким образом, в плагиоклазсодержащих породах состава от оливиновых клинопироксенитов до оливиновых габбро (тылаитах) сохраняются

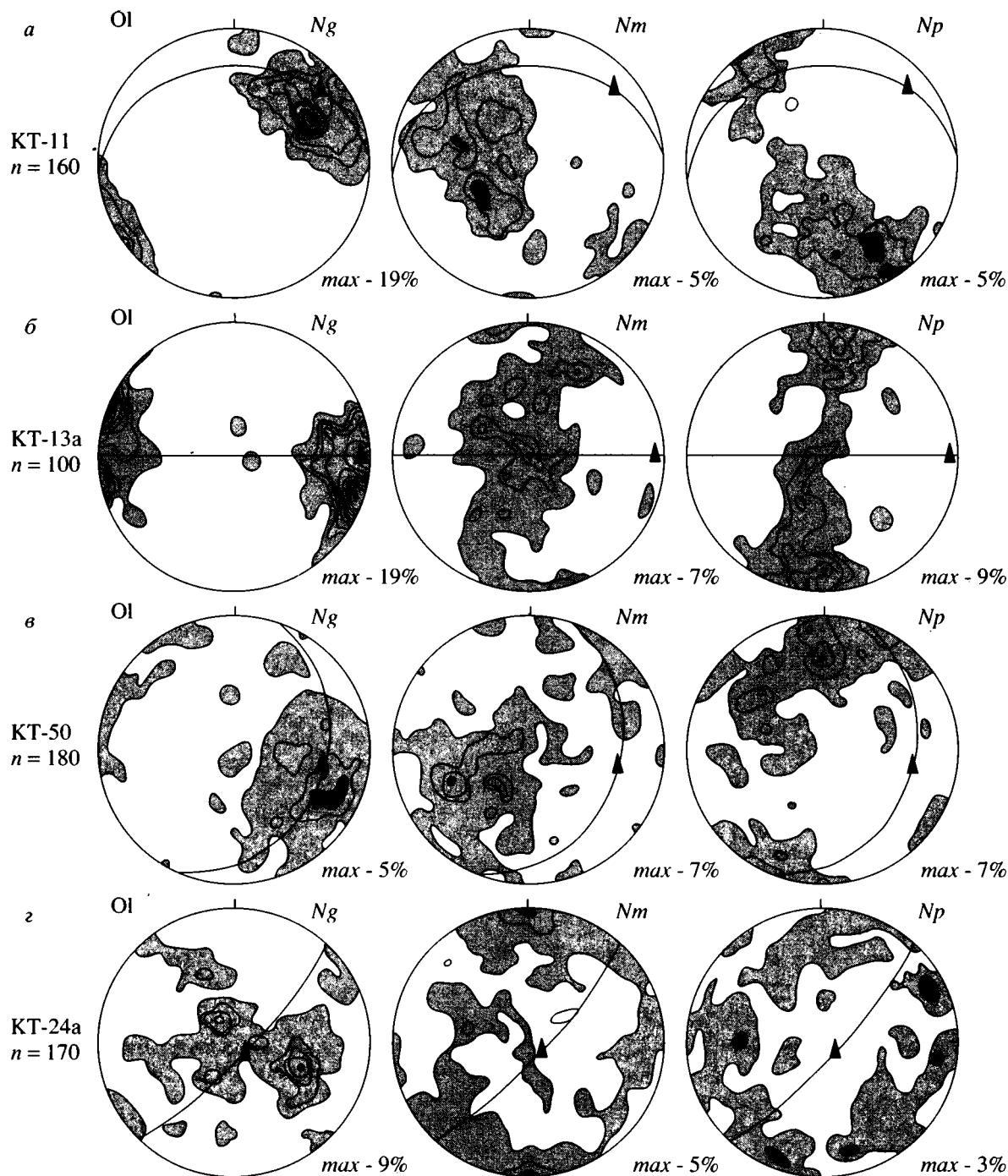


Рис. 4. Петроструктурные диаграммы оливина из дунитов (а–д) и гарцбургита (е) Кытлымского массива. Нижняя полусфера равноплоскостной проекции. Изолинии – 1, 3, 5% и т.д. на 1% площади. Сплошные линии – полосчатость и минеральная уплощенность, треугольники – линейность. а, в–д – географическая система координат.

первичномагматические структуры. В них порфиридные выделения оливина и клинопироксена отражают относительно раннюю котектическую кристаллизацию, тогда как мелкозернистый агрегат связан с достижением оливин-клинопироксен-плагиоклазовой (габбровой) эвтектики и относительно быстрой кристаллизации: $Ol + Crx \rightarrow Ol +$

$+ Crx + Plag$. Г.Б. Ферштатер и Е.В. Пушкарев [29] обосновали такое происхождение для аналогичных пород Тагильского массива, подчеркнув их быструю кристаллизацию и гипабиссальную природу. Некоторые крупные порфиридные выделения клинопироксена, по-видимому, сохраняют первичную фракционную зональность с более маг-

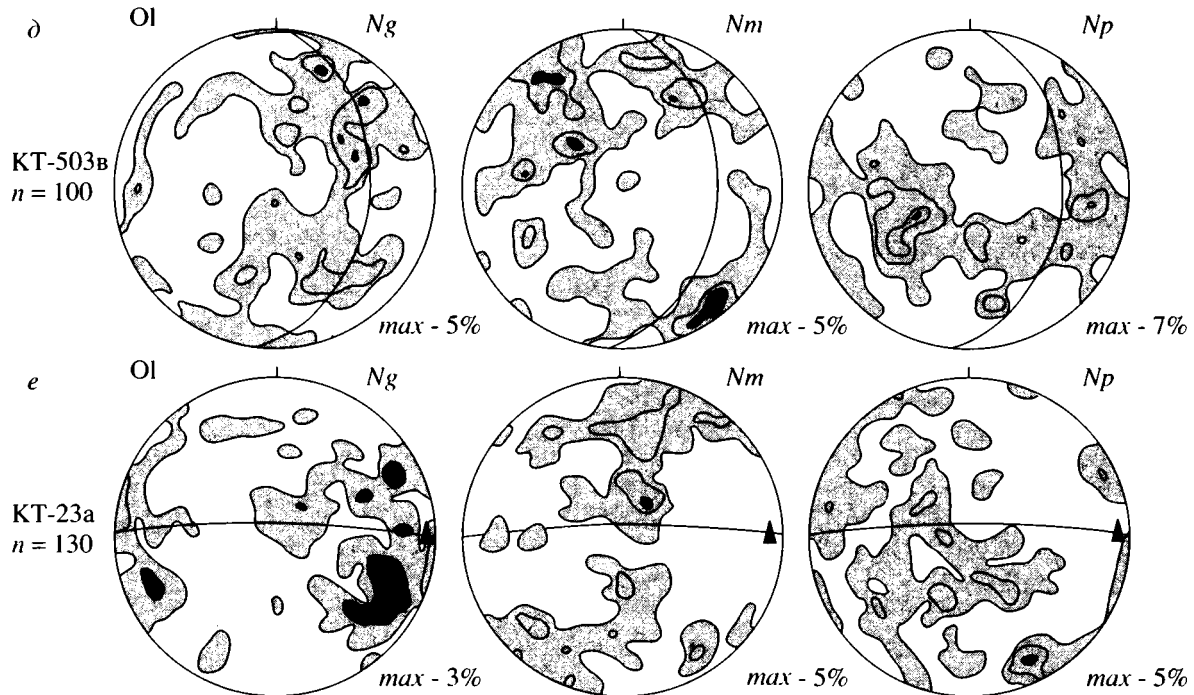


Рис. 4. Окончание.

незильным ядром, обедненным магнетитовыми ламеллями. Однако во многих случаях наблюдается и противоположная зональность с внешними каймами, обедненными ламеллями, которая, по всей видимости, связана с диффузионным выносом избытка железа из клинопироксена при более низкотемпературной перекристаллизации. Появление ангдрального магнетита в мелкозернистом агрегате, т.е. на поздних этапах кристаллизации, очевидно, связано с достижением поля стабильности магнетита в результате смещения равновесия $3\text{FeO} + 0.5\text{O}_2 = \text{Fe}_3\text{O}_4$ вправо. Это смещение может быть вызвано возрастанием фугитивности кислорода и/или снижением температуры [2]. Влияние обоих факторов согласуется с внедрением плутона в малоглубинные горизонты.

5. ПЕТРОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ

Предпочтительные ориентировки осей оптической индикатрисы оливина, изученные в пяти образцах дунита и гарцбургите, различаются по характеру и интенсивности в разных частях разреза.

Наиболее четкие ориентировки оливина выявлены в дунитах, слагающих линзы-прослой среди пироксенитов и верлитов в основании Тылай-Конжаковского разреза. В образцах 11 и 13а **р. Гаревой** (см. рис. 2, Б) ориентированные зерна и цепочки хромшпинелида, реже диопсида вместе с оливином образуют линейно-плоскостную тек-

стуру породы, согласную полосчатости. Залегания структурных элементов, уточненные под микроскопом в трех взаимно перпендикулярных шлифах, следующие: в обр. 11 азимут простирания полосчатости 85° , падение на север, угол $25^\circ\text{--}30^\circ$; линейность (L) полого склоняется по азимуту 50° под углом $15^\circ\text{--}20^\circ$; в обр. 13а полосчатость и минеральная уплощенность (F) простираются по азимуту 115° , падение на северо-восток, угол 55° , L склоняется по азимуту 60° под углом 50° . В порфирокластической микроструктуре дунитов определяющее значение имеют крупные зерна оливина, сильно деформированные, с многочисленными полосами излома, с волнистыми границами. Эти оливины уплощены и вытянуты – соотношения их коротких и длинных осей варьируют от 1 : 2 до 1 : 3, а размеры по длинным осям составляют 1–2, значительно реже 5 мм. Крупные оливины разделены мелкозернистым (от 0.05–0.1 до 0.5–1 мм) гранобластовым оливином без признаков пластических деформаций.

В петроструктурных ориентировках оливина (рис. 4, а, б) ось Ng образует наиболее интенсивный максимум вблизи полого склоняющейся на северо-восток L (19% в обоих образцах). В обр. 11 она склоняется по азимуту 60° под углом 35° . Np дает неполный широкий пояс около максимума Ng и L с максимальной концентрацией вблизи F в одном образце (5%) и перпендикулярно к ней в другом (9%), где получен полный, хороший пояс. Не-

сколько хуже ориентированная Nm (5–7%) образует широкие пояса разной полноты с максимумами под большими углами к максимумам Np . Подобные петроструктурные ориентировки возникают в результате *внутрикристаллического скольжения* по системе $\{0kl\}$ [100], которая, судя по экспериментальным данным, работает в интервале температур 800–1150°C при скорости деформации 10^{-5} /сек [35]. Они составляют характернейшую черту реститовых ультрамафитов в офиолитах, глубинных ксенолитах и других мантийных комплексах и интерпретируются как результат высокотемпературного пластического течения мантийного материала [24, 40 и др.]. Эта же система скольжения установлена и в некоторых полосчатых дунит-верлит-клинопироксенитовых сериях офиолитов, граничащих с реститами [33].

По смещению максимумов Ng относительно L и максимумов Np относительно полюсов F устанавливается, что в районе р. Гаревой пластическое течение происходило в режиме правостороннего вращения (верхние горизонты разреза скользили относительно нижних на северо-восток), вероятно, во время формирования антиклинальной структуры, разделяющей Тылай-Конжаковскую и Косьвинскую части массива (см. рис. 2).

В пределах **Иовского дунитового тела** были изучены три образца дунита (50, 24а, 503в) и гарцбургит 23а (см. рис. 2, Б). Линейно-плоскостные и полосчатые текстуры развиты здесь очень слабо, под микроскопом ориентировка порообразующих минералов также проявлена нечетко и преобладают мелко- и среднезернистые гранобластовые и таблитчатые структуры. Вблизи северо-западного контакта тела в дуните обр. 50 – F простирается по азимуту 20°, падение на юго-восток, угол 30°–35°, L склоняется под тем же углом по азимуту 100°. В центральной части тела (обр. 24а) L ориентирована по падению F – по азимуту 130°–135° под углом 80°. В дуните 503в, отобранном в юго-западной части тела, слабо проявленные F и полосчатость падают на восток по азимуту 95° под углом 40°, а L не обнаружена. На северо-восточном контакте Иовского тела в гарцбургите 23а линейность ориентирована по падению полосчатости, которая падает на юго-восток по азимуту 130° под углом 50°. В целом для приконтактных частей Иовского тела характерны падения плоскостных структурных элементов на юго-восток, реже восток под углами 30°–50° и ориентировка L по падению полосчатости и F . В центральной части тела в обр. 24а устанавливаются близкие к вертикальным залегания F и L . Неравномернозернистая микроструктура этих пород менее напряженная, чем на р. Гаревой, – полосы излома в крупных зернах редки, границы зерен более выровненные и более типичны 120-градусные тройные сочленения мелких, недеформированных зерен (от 0.1–0.2 до 1 мм), характерные для гранобластовых струк-

тур. Вытянутость крупных оливинов не превышает 1 : 2, а размер по длинной оси колеблется от 1 до 2 мм, редко – до 5 мм.

Петроструктуры всех образцов характеризуются широкими максимумами, широкими плохо выраженными поясами, сложными, изрезанными контурами изолиний, наличием двух и более максимумов (см. рис. 4, в–е). Однако предпочтительные ориентировки выявляются и в этих породах. Лучше ориентированная Ng (3–9%) образует вблизи L широкие максимумы, иногда растягивающиеся в пояса в F . В обр. 50 максимум Ng склоняется по азимуту 115° под углом 20°, в образце 24а – по азимуту 110° под углом 45°, а в обр. 503в – по азимуту 45–50° под углом 35°. Остальные оси дают чаще неполные и нечеткие пояса около L и максимумов Ng с максимальными концентрациями 3–7% для Np и 5–7% для Nm под разными углами к F и L . Особенности микроструктуры дунитов и гарцбургита Иовского тела позволяют предполагать доминирование *синтектонической рекристаллизации* при формировании деформационной петроструктуры, а внутрикристаллическому скольжению по системе $\{0kl\}$ [100] отводить подчиненную роль. По смещению максимумов осей оливина относительно элементов линейно-плоскостной текстуры в Иовском теле в обр. 50 и 23а фиксируется правое, а в обр. 24а и 503в – левое вращение. Это означает, что пластическое течение в западной части дунитового тела происходило в системе правого сдвига, а на востоке, в его прикровлевой части, – в системе левого сдвига. Эта кинематическая картина может быть интерпретирована как “растекание” дунитов от центра пологого асимметричного купола; при этом на востоке пироксенитовая кровля соскальзывала с купола поднимавшихся дунитов.

Раздельное изучение петроструктур крупных (более 1 мм) и мелких (менее 1 мм) зерен в трех образцах (11, 50 и 24а) показало, что их петроструктурные диаграммы аналогичны или, как в последнем образце, незначительно различаются. Это, очевидно, отражает сохранение векторов поля напряжений в ходе синтектонической рекристаллизации, что позволило представить все замеры (см. рис. 4, а, в, г) в суммированном виде.

Отдельно в оливинах изучались ориентировки полос излома (kink band boundary), являющихся надежным признаком действия механизма внутрикристаллического скольжения и позволяющих уточнить направление скольжения в кристалле. Наибольшее количество полос излома фиксировалось в дунитах района р. Гаревой. Из измеренных в двух образцах 80 полос излома 78 образованы при скольжении в направлении $\{100\} = Ng$, что согласуется со сделанным ранее выводом о деформировании пород путем внутрикристаллического скольжения оливина по системе $\{0kl\}$ [100]. Диаграммы ориентировок полос излома анало-

гичны диаграммам ориентировок Ng оливина, что также подтверждает этот вывод. Оставшиеся два замера дали направление скольжения $[001] = Nm$. В дунитах и гарцбургите Иовского тела полосы излома в оливинах наблюдались в меньших количествах, что объясняется деформированием этих пород преимущественно путем синтетектонической рекристаллизации. Из четырех образцов в общей сложности было сделано 78 замеров полос излома, из которых только один дал направление скольжения $[001] = Nm$, а 77 позволяют говорить о резком доминировании скольжения в направлении $[001] = Ng$.

Таким образом, изучение петроструктурных ориентировок оливина из дунитов Кытлымского массива позволило сделать выводы о деформационной природе текстур и структур изученных пород и доминировании разных механизмов деформаций в разных частях разреза. В районе р. Гаревой в основании разреза дуниты деформировались, главным образом, путем внутрикристаллического скольжения по высокотемпературной системе $\{0kl\} [100]$ при подчиненной роли синтетектонической рекристаллизации. В центральной части, в пределах Иовского дунитового тела, наоборот, резко преобладала синтетектоническая рекристаллизация, а скольжение, осуществлявшееся по той же системе, было лишь дополнительным механизмом. В обоих изученных районах установленные механизмы дополняют один другой, являясь выражением одного и того же процесса – интенсивного высокотемпературного твердопластического течения, испытанного породами массива. По минимальному размеру необластов оливина, возникающих при рекристаллизации, максимальные оценки дифференциального стресса по формулам Р. Поста [41] и Ж.К. Мерсье [39] составляют 85–170 МПа для района р. Гаревой и 55–95 МПа для Иовского тела (0.05–0.1 и 0.1–0.2 мм соответственно). Единичные полосы излома, дающие направление скольжения $[001] = Nm$, по-видимому, свидетельствуют о завершении процесса деформирования в более низкотемпературных условиях, однако эти деформации были слабыми и не привели к переориентировке петроструктур пород. Возможно, последующая рекристаллизация в условиях гидратации привела к образованию пегматоидных структур [10].

6. АНАЛИТИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

6.1. Состав пород

Породы Кытлымского массива в целом обнаруживают тренд магматической дифференциации от дунитов и верлит-клинопироксенитовых пород к габброидам. Общая обратная (близкая к гиперболической) связь магнезиальности и содержания щелочей показана также на диаграмме рис. 5. Снижение магнезиальности в породах коррелирует с возрастанием содержания титана (рис. 5),

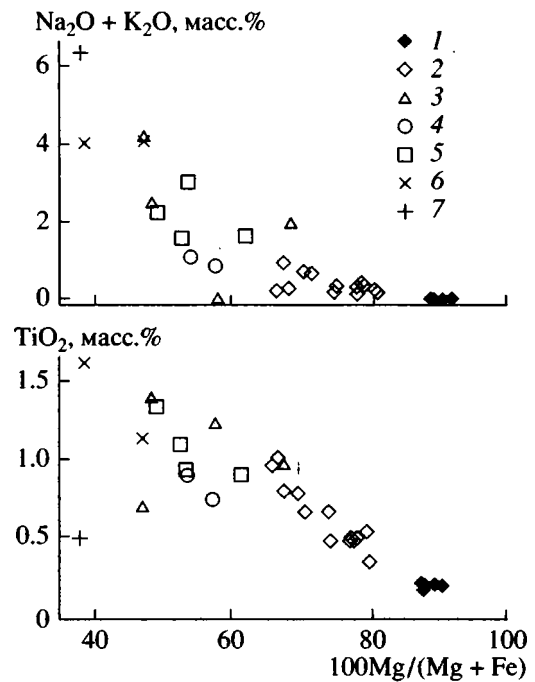


Рис. 5. Соотношение магнезиальности и содержаний TiO_2 , $Na_2O + K_2O$ в породах Кытлымского массива.

1 – дуниты и гарцбургит; 2 – порфиroidные породы от оливиновых клинопироксенитов до оливиновых меланогаббро; 3 – габбро-нориты; 4 – оливин-роговообманковые габбро; 5 – роговообманковые габбро с анортитом; 6 – габбро-диориты, мигматиты; 7 – плагиогранит.

стронция и циркония (рис. 6). Вместе с тем габбро-диорит-мигматиты, габбро-норит и плагиогранит обогащены цирконием относительно общего тренда, что, по всей видимости, связано с кристаллизацией циркона. Отношения Zr/Ti и Zr/Y в породах Кытлымского массива в целом непрерывно возрастают в направлении более дифференцированных разностей (см. рис. 6). Это также подтверждает, что базиты Кытлымского массива могли иметь единый магматический источник.

6.2. Особенности состава минералов

Оливины обнаруживают три уровня магнезиальности $100 Mg/(Mg + Fe)$: 88–91 в дунитах, 79–81 в верлит-клинопироксенит-габбровых разностях и 76 в биотит-оливиновом меланогаббро.

Клинопироксены обнаруживают заметные вариации содержания Al_2O_3 , TiO_2 и магнезиальности (рис. 7, табл. 1). Обогащение этими компонентами по мере снижения магнезиальности наиболее сильно проявлено в порфиroidных биотит-оливиновых габбро (обр. 62а), так же, как и обогащение щелочами. Общий ультрамафит-габбровый

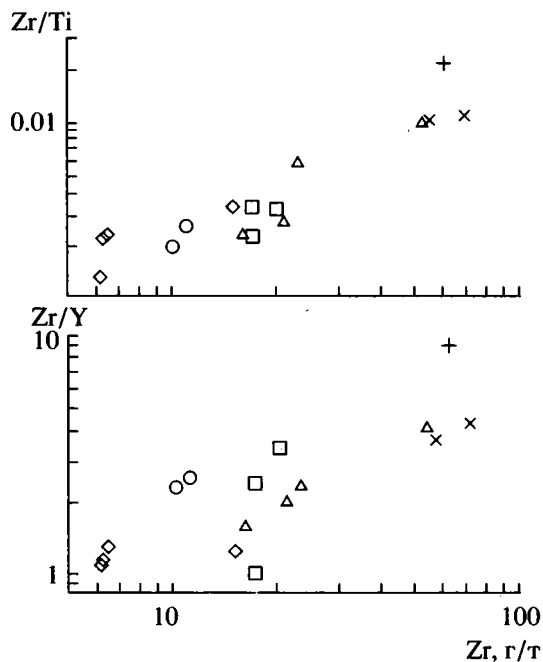


Рис. 6. Геохимические вариации пород Кытлымского массива.

Условные обозначения см. на рис. 5.

тренд состава клинопироксенов позволяет рассматривать разные магматические породы Кытлымского массива как продукты единого магматического события. Сопоставление этого тренда с вариациями состава клинопироксенов из офиолитовых

комплексов, в том числе магматического генезиса, показывает, что в последних дифференциация проявлена значительно слабее, особенно по содержанию TiO_2 (см. рис. 7).

Оксиды. Хромшпинелид (субферрихромит) в дунитах и гарцбургитах варьирует по соотношению Cr и Al в ограниченных пределах (табл. 2). По сравнению с хромшпинелидами из реститовых перидотитов Урала он, будучи высокохромистым, обнаруживает более высокое содержание Fe_2O_3 и TiO_2 , аналогичное содержанию в шпинелидах дунитов Уктусского массива [19] (рис. 8). **Магнетит**, характерный для порфировидных верлит-клинопироксенит-габбровых пород, габбро-норитов и амфиболовых габбро, заметно различается по содержанию примесей TiO_2 , Al_2O_3 , Cr_2O_3 , V_2O_5 (см. табл. 2). Содержание TiO_2 изменяется от 2 до 6 мас. %, достигая максимума в габбро-норитах в парагенезисе с ильменитом. Содержания Cr_2O_3 и V_2O_5 обнаруживают соответственно обратную и прямую корреляцию с содержанием TiO_2 . Максимальные содержания V_2O_5 (до 0.8%) отмечены в габбро-норите, а Cr_2O_3 (до 7 мас. %) – в магнетитах из порфировидных оливиновых клинопироксенитов. **Шпинель** встречается в сростках с магнетитом в порфировидных породах верлит-клинопироксен-габбровой ассоциации. По составу она существенно глиноземистая. Вариации содержания Cr_2O_3 (1.5–6.5 мас. %) практически совпадают с таковыми в сосуществующем магнетите (см. табл. 2). Отмечается постоянная примесь ZnO на уровне 1 мас. %.

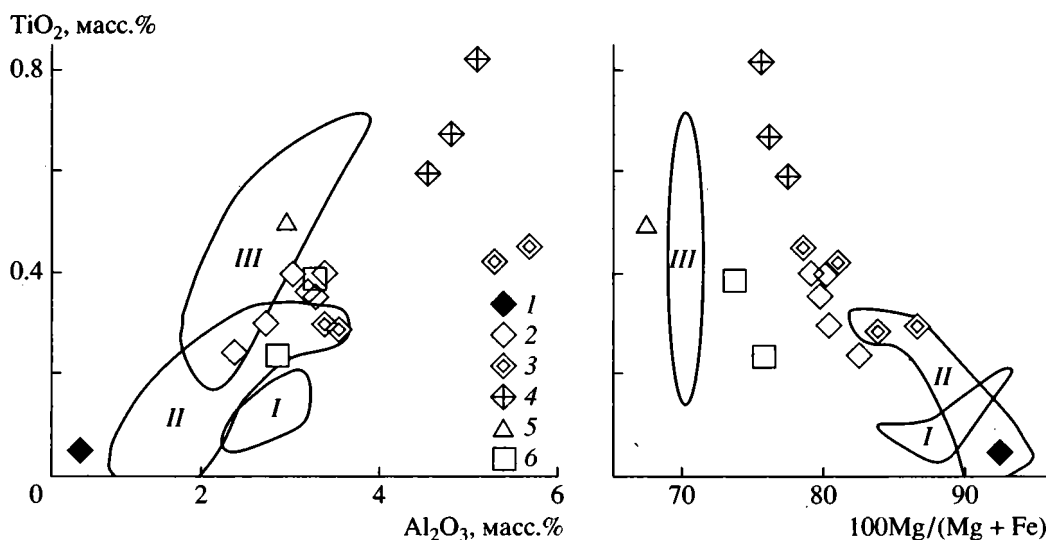


Рис. 7. Корреляции содержаний TiO_2 , Al_2O_3 и магниальности в клинопироксенах.

I – гарцбургит; 2 – порфировидные породы от оливиновых клинопироксенитов до оливиновых меланогаббро; 3 – плагиоклаз-оливиновый клинопироксенит 42-1; 4 – биотит-плагиоклаз-оливиновый клинопироксенит 62а; 5 – габбро-нориты; 6 – роговообманковые габбро.

Поля составов клинопироксена из пород офиолитового массива Нурали: I – мантийные перидотиты; II – верлиты, клинопироксениты; III – амфиболовые габбро.

Таблица 1. Представительные микрозондовые анализы пироксенов, мас. %

№ обр.	КТ-236	КТ-236	КТ-42-1	КТ-42-1	КТ-42-1	КТ-42-1	КТ-20-1	КТ-20-1	КТ-20-1
Минерал	Орх	Срх	Срх	Срх	Срх	Срх	Срх	Срх	Срх
Порода	Нб	Нб	Wp	Wp	Wp	Wp	Wp	Wp	Wp
SiO ₂	55.17	54.19	50.32	50.30	51.74	52.88	51.80	50.57	52.19
TiO ₂	0.07	0.05	0.42	0.45	0.29	0.30	0.40	0.35	0.40
Cr ₂ O ₃	0.18	0.37	0.00	0.00	0.05	0.04	0.00	0.12	0.06
Al ₂ O ₃	0.70	0.64	5.27	5.66	3.54	3.37	3.02	3.26	3.38
FeO _{sum}	6.80	2.83	6.20	6.90	5.51	4.50	7.38	6.95	7.02
MnO	0.28	0.12	0.07	0.09	0.17	0.07	0.14	0.27	0.34
MgO	35.14	19.50	14.61	14.12	15.76	16.06	15.66	15.36	15.81
CaO	0.27	21.80	23.72	23.00	23.04	23.94	21.75	21.85	21.86
Na ₂ O	0.19	0.48	0.36	0.36	0.51	0.36	0.52	0.59	0.67
K ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Сумма	98.81	99.99	100.96	100.88	100.63	101.51	100.67	99.32	101.74
Mg#	90.21	92.48	80.76	78.48	83.59	86.10	79.08	79.74	80.04

№ обр.	КТ-106-4	КТ-106-4	КТ-106-4	КТ-62-а	КТ-62-а	КТ-62-а	КТ-31	КТ-31	КТ-35	КТ-35
Минерал	Срх	Срх	Срх	Срх	Срх	Срх	Орх	Срх	Срх	Срх
Порода	Wp	Wp	Wp	Wp	Wp	Wp	Gn	Gn	Gh	Gh
SiO ₂	53.27	52.36	53.11	51.32	50.23	50.86	51.40	51.92	52.01	51.31
TiO ₂	0.30	0.36	0.24	0.59	0.82	0.67	0.18	0.49	0.38	0.24
Cr ₂ O ₃	0.26	0.35	0.00	0.13	0.17	0.08	0.11	0.00	0.00	0.05
Al ₂ O ₃	2.72	3.20	2.38	4.54	5.07	4.80	1.46	2.94	3.26	2.85
FeO _{sum}	6.97	7.07	6.15	7.36	7.82	7.80	22.75	11.45	8.54	8.02
MnO	0.20	0.13	0.24	0.18	0.14	0.10	0.88	0.39	0.25	0.22
MgO	15.96	15.63	16.12	14.04	13.39	13.77	21.05	13.21	13.36	14.05
CaO	21.72	22.33	22.43	21.87	22.36	21.64	1.08	20.77	22.88	22.03
Na ₂ O	0.42	0.53	0.46	1.06	1.13	1.22	0.12	0.46	0.75	0.83
K ₂ O	0.01	0.00	0.01	0.01	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Сумма	101.82	101.97	101.14	101.10	101.16	100.95	99.03	101.64	101.43	99.60
Mg#	80.33	79.74	82.36	77.26	75.32	75.89	62.25	67.28	73.59	75.75

Примечание. Анализы выполнены на электронном микроанализаторе "Camebax SX-50" с кристаллодисперсионными детекторами, кафедра минералогии геологического факультета МГУ, аналитик Н.Н. Кононова. Сокращения: D – дунит, Нб – гарцбургит, Wp – порфириодная порода состава от оливиновых клинопироксенитов до оливиновых габбро, Gn – габбро-норит, Gh – роговообманковое габбро. Mg# – магнезиальность – 100 Mg / (Mg + Fe).

7. МАГМАТИЧЕСКАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ

7.1. Петрографические признаки дифференциации

Закономерные взаимоотношения пород дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциации наиболее определенно проявлены в части разреза (см. рис. 2, 3) от истоков р. Гаревой до горы Конжаковский Камень. В целом по разрезу намечается определенная периодичность: бесплагноклазовые дунит-верлит-клинопироксенитовые породы с хромшпинелидом – оливин-клинопироксен-плаг-

оклазовые породы с титаномagnetитом – бесплагноклазовые дунит-клинопироксенитовые породы, оливиниты с клинопироксеном и magnetитом. Подобная периодичность, возможно, обусловлена кристаллизацией не менее двух последовательных поступлений базитового расплава. Неоднократность магматических поступлений подтверждается тем, что более дифференцированные плагноклазосодержащие породы прорываются менее дифференцированными бесплагноклазовыми. В этом случае нижняя часть разреза до горы Тылайский Камень может отражать наиболее полную после-

Таблица 2. Представительные микронзондовые анализы минералов-окислов, мас. %

№ обр	КТ-25а	КТ-25а	КТ-25а	КТ-11	КТ-11	КТ-11	КТ-236	КТ-106-4	КТ-106-4	КТ-20-1	КТ-20-1
Минерал	Cr-Spl	Cr-Spl	Cr-Spl	Cr-Spl	Cr-Spl	Cr-Spl	Cr-Spl	Mt	Mt	Spl	Mt
Порода	D	D	D	D	D	D	Hb	Wp	Wp	Wp	Wp
SiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.08
TiO ₂	0.57	0.58	0.71	0.56	0.59	0.48	0.87	2.81	2.42	0.05	4.56
Cr ₂ O ₃	43.47	42.57	41.49	40.39	38.87	39.75	29.93	3.06	7.18	1.55	1.57
Al ₂ O ₃	9.05	8.94	9.28	11.04	10.80	11.10	6.42	1.92	2.51	60.19	1.88
Fe ₂ O ₃	16.37	16.36	18.14	19.60	20.28	19.21	31.44	58.29	55.15	4.87	56.45
FeO	22.05	22.60	23.28	19.85	20.38	21.09	25.63	32.85	31.45	15.06	34.93
MnO	0.40	0.52	0.46	0.35	0.29	0.44	0.38	0.26	0.16	0.19	0.64
MgO	7.07	6.54	6.50	9.16	8.54	8.01	4.53	0.65	1.49	16.37	0.22
NiO	0.13	0.01	0.19	0.11	0.15	0.26	0.32	0.04	0.23	0.13	0.17
V ₂ O ₃	0.02	0.13	0.06	0.11	0.03	0.06	0.15	0.44	0.34	0.12	0.63
ZnO	0.18	0.12	0.15	0.13	0.17	0.12	0.10	0.00	0.02	1.16	0.03
Сумма	99.30	98.36	100.26	101.30	100.12	100.51	99.77	100.32	100.95	99.72	101.14
R ^{Cr} Cr ₂ O ₄	59.01	58.53	56.04	52.66	51.51	52.59	41.99	4.55	10.49	1.61	2.31
R ^{Al} Al ₂ O ₄	18.32	18.33	18.69	21.47	21.35	21.90	13.42	4.25	5.47	93.26	4.13
R ₂ ^{Ti} Ti ₂ O ₄	1.47	1.51	1.83	1.38	1.49	1.21	2.33	7.94	6.72	0.09	12.81
R ^{Fe} Fe ₂ ^{III} O ₄	21.18	21.44	23.36	24.35	25.61	24.22	42.04	82.59	76.82	4.83	79.52
R ^V V ₂ O ₄	0.02	0.18	0.08	0.14	0.04	0.08	0.22	0.67	0.51	0.13	0.94
№ обр	КТ-42-1	КТ-42-1	КТ-42-1	КТ-62а	КТ-62а	КТ-31	КТ-31	КТ-31	КТ-31	КТ-35	КТ-35
Минерал	Spl	Mt	Mt	Mt	Mt	Mt	Mt	Ilm	Mt	Mt	Mt
Порода	Wp	Wp	Wp	Wp	Wp	Gn	Gn	Gn	Gh	Gh	Gh
SiO ₂	0.00	0.05	0.06	0.05	0.04	0.07	0.06	0.02	0.01	0.05	0.05
TiO ₂	0.01	2.00	2.42	4.18	2.61	11.70	5.98	50.17	2.42	1.72	1.72
Cr ₂ O ₃	0.03	0.12	0.06	1.68	2.43	0.18	0.17	0.03	0.69	0.60	0.60
Al ₂ O ₃	61.03	0.74	1.27	3.25	4.74	3.77	2.96	0.08	1.99	1.41	1.41
Fe ₂ O ₃	7.95	63.94	62.30	55.13	55.54	41.76	51.60	6.77	60.58	62.50	62.50
FeO	14.08	31.74	31.19	32.87	29.28	41.70	35.80	41.45	31.86	32.10	32.10
MnO	0.16	0.21	0.19	0.63	0.51	0.55	0.22	1.60	0.33	0.19	0.19
MgO	18.03	0.72	1.25	1.13	2.45	0.38	0.26	1.16	0.73	0.21	0.21
NiO	0.02	0.08	0.11	0.21	0.08	0.05	0.00	0.00	0.07	0.16	0.16
V ₂ O ₃	0.06	0.45	0.47	0.38	0.27	0.80	0.83	0.17	0.60	0.42	0.42
ZnO	0.30	0.00	0.02	0.00	0.19	0.20	0.26	0.00	0.15	0.05	0.05
Сумма	101.48	100.05	99.33	99.51	98.14	101.15	98.15	101.44	99.42	99.39	99.39
R ^{Cr} Cr ₂ O ₄	0.03	0.17	0.09	2.49	3.59	0.26	0.26	-	1.03	0.91	0.91
R ^{Al} Al ₂ O ₄	92.20	1.65	2.84	7.17	10.42	8.17	6.68	-	4.45	3.18	3.18
R ₂ ^{Ti} TiO ₄	0.03	5.72	6.92	11.77	7.33	32.33	17.21	-	6.92	4.95	4.95
R ^{Fe} Fe ₂ ^{III} O ₄	7.68	91.58	89.19	77.82	78.13	57.80	74.35	-	86.65	90.12	90.12
R ^V V ₂ O ₄	0.06	0.68	0.72	0.58	0.40	1.18	1.27	-	0.92	0.65	0.65

Примечание. Cr-Spl – хромшпинелид, Spl – шпинель, Ilm – ильменит. Остальные обозначения см. в табл. 1.

довательность кристаллизации одной порции расплава в магматической камере.

7.2. Тренды дифференциации в реконструируемой камере

Для выяснения более датальной стратификации разреза, охарактеризованного петрографически (см. рис. 1–3), необходимо рассмотреть вариации состава в петрографически однотипных породах по разрезу. Для этого подходят порфирировидные породы, варьирующие по составу от оливиновых клинопироксенитов до оливиновых меланогаббро, поскольку они составляют большую часть разреза. Точки опробования были выбраны достаточно близко к профилю *a'–b'* (см. рис. 2).

Как видно на рис. 3, магнезиальность пород заметно снижается от 80 до 67 снизу вверх по разрезу, несмотря на практически постоянную магнезиальность оливина. Судя по нормативному (CIPW) и модальному содержанию магнетита, вариации магнезиальности пород явно связаны с содержанием этого минерала в породах. Содержания Zr, Y и Sr в породах практически не меняются по разрезу.

Отмечается заметное снижение содержания Cr_2O_3 в магнетите и шпинели, что можно связать с кристаллизационным фракционированием. Слабо проявленное накопление TiO_2 и V_2O_5 в магнетите в верхней части разреза также согласуется с общей магматической стратификацией. Примесь ZnO в шпинели варьирует незначительно.

Намеченная таким образом стратификация порфирировидных пород осложнена горизонтом биотит- и ортопироксенсодержащих габброидов (см. рис. 3, обр. 19). Эти породы менее магнезиальны и относительно обогащены Zr, Y и Sr. Магнетит и шпинель беднее хромом, а шпинель относительно обогащена ZnO . Образование этого горизонта могло быть связано с кристаллизацией более дифференцированной магмы, относительно обогащенной ZnO , некогерентными элементами и щелочами (биотит). Поскольку отношение Zr/Y в этом горизонте то же, что и в большинстве порфирировидных пород, данная гетерогенность, по-видимому, не была связана с какими-либо дополнительными порциями магмы, а обусловлена кристаллизацией остаточного расплава.

В целом породы оливин-клинопироксен-габбровой группы проявляют изменения состава, согласующиеся с магматической дифференциацией: снижение магнезиальности пород и содержания хрома в минералах-окислах. Вместе с тем постоянство магнезиальности оливина и содержания некогерентных элементов (Zr, Y, Sr) не позволяет предполагать существенную кристаллизационную дифференциацию в пределах части разреза, сложенной этими породами. По-видимо-

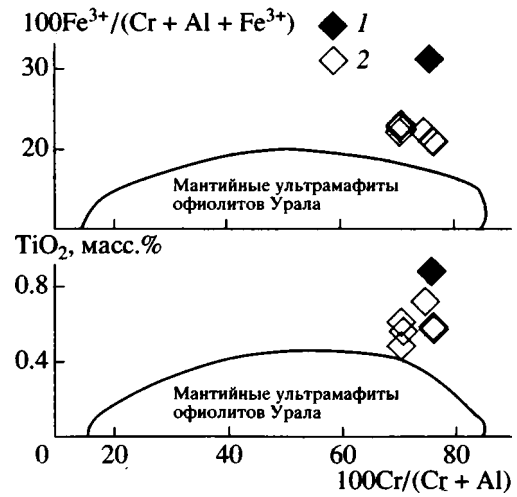


Рис. 8. Главные особенности состава хромшпинелидов из ультрамафитов Кытлымского массива.

1 – гарцбургит; 2 – дуниты.

му, ранняя медленная кристаллизация дунит-верлит-клинопироксенитовых пород на дне камеры сменилась ускоренной кристаллизацией магмы в значительном объеме камеры, с образованием слабодифференцированных по разрезу пород. На быструю кристаллизацию указывает также порфирировидная структура пород и присутствие их бесплагмоклазовых разностей (недостижение эвтектики $\text{Ol} + \text{Cpx} + \text{Plag}$) по всему разрезу.

8. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Последовательность магматических и тектонических событий, вытекающая из рассмотренного строения и состава пород, отражена в табл. 3. Из этих данных, геологического разреза к карте и структурных схем следует, что породы каждой из ассоциаций занимают определенное структурное положение и характеризуются различным стилем деформаций.

8.1. Дифференциация

Единый петро- и геохимический тренд базитов массива позволяет предполагать для них единый магматический источник. Наименее дифференцированные образования массива – породы дунит-клинопироксенит-габбровой группы – образуют тренд, который на диаграммах продолжается неразделяющимися полями габбро-норитов и оливин-амфиболовых – амфиболовых габбро. Судя по петро-геохимическому составу пород и, в частности, по высокому содержанию некогерентных элементов (например, Zr, Y), магмы выплавлялись в обогащенном источнике, вероятно, лерцолитовом.

Таблица 3. Схема формирования пород плутона Кытлым

События	Минеральные ассоциации	Структуры и текстуры
1. Кристаллизация ранних кумулятов из примитивной магмы в камере нижнего уровня	$Fo_{89-91} + Cr-Spl \pm Cpx$ (1)	Полосчатые грубозернистые
2.1. Внедрение примитивной магмы вместе с телами и "кашей" ранних кумулятов (1) и, возможно, реститов в верхнюю кору, быстрая кристаллизация	$Fo + Cpx$ (2) ↓	Полосчатые и линзовидно-полосчатые текстуры Порфиroidные выделения
Высокотемпературные деформации кумулятов и, возможно, реститов	$Fo_{79-92} + Cpx + Mt \pm An_{85-87} \pm Al-Spl \pm Phl \pm Amph$ (3) $Fo + Mt \pm Cpx$ (4)	Мелкозернистый матрикс
2.2. Повторное внедрение примитивной магмы вместе с телами и "кашей" ранних кумулятов (1) и, возможно, реститов в верхнюю кору, быстрая кристаллизация	(2) ↓ (3) ↓ (4)	Линейно-плоскостные текстуры (F_1, L_1); порфирокластические, бластомилонитовые и гранулярные структуры Те же, что в (1–3), и мегабрекчиевидные текстуры
Высокотемпературные деформации кумулятов и продуктов кристаллизации предыдущего внедрения 2.1		Те же, что в (1–3), и деформации F_1, L_1
3. Внедрения и кристаллизация дифференцированной магмы (габбро-нориты и оливин-амфиболовые габбро)	$Orx + Cpx + An_{54-55} + Mt \pm Hbl \pm Phl$ (5) $Ol + Cpx + An + Hbl$ (6)	Полосчатые, трахитоидные, с магматической линейностью, порфиroidные и равномернозернистые
Высокотемпературные пластические деформации продуктов кристаллизации 2.1. и 2.2		
Статическая гидратация с локальной сдвиговой тектоникой	$Cpx + Hbl + An_{85} + Mt \rightarrow Hbl + An_{80-90} + Mt$ (7)	Полосчатые, грубозернистые, пегматитовые, бластомилонитовые
4. Множественные дифференцированные интрузии роговообманковых габброидов	$Cpx + Hbl + An_{40-70} + Mt + Ar + Tnt \pm Orx \pm Phl \pm Oz$ (8)	От массивных до тонкополосчатых или брекчиевидных такситовых, мелкозернистые порфиroidные
Высокотемпературные до среднетемпературных деформации, локальная сдвиговая тектоника в более ранних образованиях	$Hbl + An_{40-50} + Oz \pm Ar \pm Phl \pm Grt$ (9)	Тонкополосчатые, плейчатые, мигматитовые; мелкозернистые, гранобластовые
5. Интрузии плагиогранитов	$Hbl + An_{10-25} + Oz + Ar + Tnt \pm Phl \pm Moissanite$ (10)	Массивные, брекчиевидные
Среднетемпературные деформации	$Act + Mu + Qz + Mt \pm Chl$ (11)	Сланцеватые

Примечание. Fo – форстерит, Cr-Spl – хромшпинелид, Cpx – клинопироксен, Mt – магнетит, An – анортит, Al-Spl – герцинит-плеонаст, Phl – флогопит, Amph – амфибол, Hbl – роговая обманка, Ar – апатит, Tnt – титанит, Orx – ортопироксен, Ol – оливин, Qz – кварц, Grt – гранат, Act – актинолит, Mu – мусковит, Chl – хлорит.

Среди пород массива Кытлым выделяется три главных группы, различающихся по степени дифференциации: 1) дуниты, верлиты и клинопироксениты без плагиоклаза и магнетита (оливин + клинопироксен ± хромшпинелид); 2) порфиroidные породы ряда оливинный клинопироксенит – оливинное габбро (оливин + клинопироксен + магнетит ± плагиоклаз ± плеонаст); 3) габбро-нориты (клинопироксен + плагиоклаз + ортопироксен + магнетит ± амфибол ± флогопит).

Рассмотренное выше строение массива позволяет предложить следующую модель формирования плутона.

– Существовало два уровня глубин формирования магматических камер. Эти уровни различались по степени дифференциации расплава, условиями стабильности магнетита (фугитивность кислорода и/или температура) и динамическим характеристикам кристаллизации.

– Наиболее существенная кристаллизационная дифференциация происходила на более глубинном уровне, в крупной камере (или камерах).

– Порции расплава, отвечающие разным стадиям этой дифференциации, последовательно внедрялись в камеры верхнего уровня.

– Ранние порции расплава выносили фрагменты оливин-клинопироксеновых кумулятов глу-

бинной кристаллизации и сопровождались протрузиями этих кумулятов. Вместе с тем последние могут представлять собой мантийные рестины, вынесенные из прикровлевой части астенотийного диапира.

– В верхних горизонтах происходила быстрая кристаллизация с образованием порфиroidных пород и высокотемпературная пластическая деформация более ранних продуктов кристаллизации.

Похожая двухстадийная кристаллизация на разных уровнях выявлена для Эимнейейской группы массивов Южной Корякии [37], где кумуляты ранней стадии также представлены дунитами и верлитами. Однако поздняя кристаллизация там проходила достаточно медленно, с образованием равномернозернистых эвтектических оливиновых габбро и в более восстановительных условиях (при отсутствии магнетита). Ускоренная малоглубинная кристаллизация с образованием порфиroidных плагиоклазовых оливиновых пироксенитов, меланогаббро (тылаитов) установлена в Тагильском массиве [29]. Вместе с тем в тагильских тылаитах проявлена высокая щелочность вплоть до появления нефелина, тогда как в аналогичных породах массива Кытлым из калийсодержащих минералов появляется только флогопит.

8.2. Структура

В нижней, существенно ультрамафитовой, части разреза ясно проявлена грубая петрографическая стратификация и здесь же наиболее интенсивны и разнообразны деформации – от высокотемпературных пластических до хрупких сколовых, также синхронных высокотемпературным внедрениям (верлиты р. Крутобереговой). В породах структурно верхней, существенно габброидной и основной по объему, части массива Кытлым, как правило, распознаются магматические структуры; пластические деформации здесь локальны и сопровождаются появлением амфибола. Поздние внедрения роговообманковых габбро и плагиогранитов связываются в единый комплекс все породные ассоциации.

Ранние деформационные структуры осложнялись в ходе внедрения второй порции примитивной магмы, поступавшей совместно с пластически выжимавшими дунитами Иовского тела. Структурно верхнее со смещением к востоку, положение ультрамафитов второй порции, прямые пересечения верлитами расслоенных оливиновых меланогаббро и усложнения структур (складки второй генерации с изгибом F_1 и появлением L_2) на границе с ультрамафитами второй порции, а также преимущественные восток-северо-восточные склонения линейности – все это свидетельствует о том, что пространство для внедрения от-

крывалось восточнее первой интрузии (далее от континента) (рис. 9, А, Б). Самое мощное третье внедрение дифференцированной магмы (габбро-нориты, оливин-амфиболовые и оливин-магнетитовые габбро, пироксениты) также структурно наращивает плутон с востока-северо-востока; максимальные пластические деформации здесь также зафиксированы вдоль контакта с первой и второй интрузией.

Таким образом, наращивание плутона происходило за счет смещения области внедрения (открывающего камерного пространства) в сторону от континента. Внедрения были пульсационными, как следует из последовательной и резкой смены состава сменяющихся ассоциаций и структурной организации массива. Прерывистость поступления материала могла быть обусловлена как периодичностью накопления магм в области плавления, так и деформациями в коре, приводящими к раскрытию сдвиговых трещин, или обеими причинами вместе. Сдвиговые деформации (обеспечивающие образование плоскостных структур пород и относительное проскальзывание их слоев) доминировали при становлении плутона, и, как мы видели, особенно четко они проявились в лежащем боку каждой интрузии (см. рис. 9). Четкие линейно-плоскостные текстуры, тонкозернистые бластомилонитовые, бластопорфиroidные и порфиroidбластовые структуры, распространенные в основании первой интрузии (и, соответственно, всего плутона), обусловлены пластическим течением пород в интервале температур от 850 до 1150°C при скорости деформации 10^{-5} /сек. Мелкий размер необластов, составляющих значительный объем пород, и сильная уплотненность относительно крупных (около 1 мм по длинной оси) зерен оливина свидетельствуют о высоких скоростях деформаций и, одновременно, склоняют в пользу принятия нижнего температурного предела пластических деформаций [40]. Пластическое течение этих пород осуществлялось в режиме правого сдвига, что связано, очевидно, с ростом антиформной складки во вмещающих толщах. Таким образом, мы наблюдаем в основании Тылайской структуры “выдавливание” метаморфитов относительно “соскальзывающих” вил ультраосновных пород. Отсюда вытекает вывод о синдеформационном внедрении плутона и о том, что его перемещение в сторону континента (западная вергентность складки) начиналось почти сразу после внедрения (породы еще имели температуры, достаточные для протекания проникающих деформаций).

Рои верлитовых жил, даек с мегабрекчиевидной текстурой, круто секущие полосчатость меланогаббро I фиксируют наличие подводящей системы второго внедрения. Внедрение столбообразного тела дунитов с пологим куполом, а также разнообразие структур этих дунитов с преобладанием рекристаллизованных отражает пластичес-

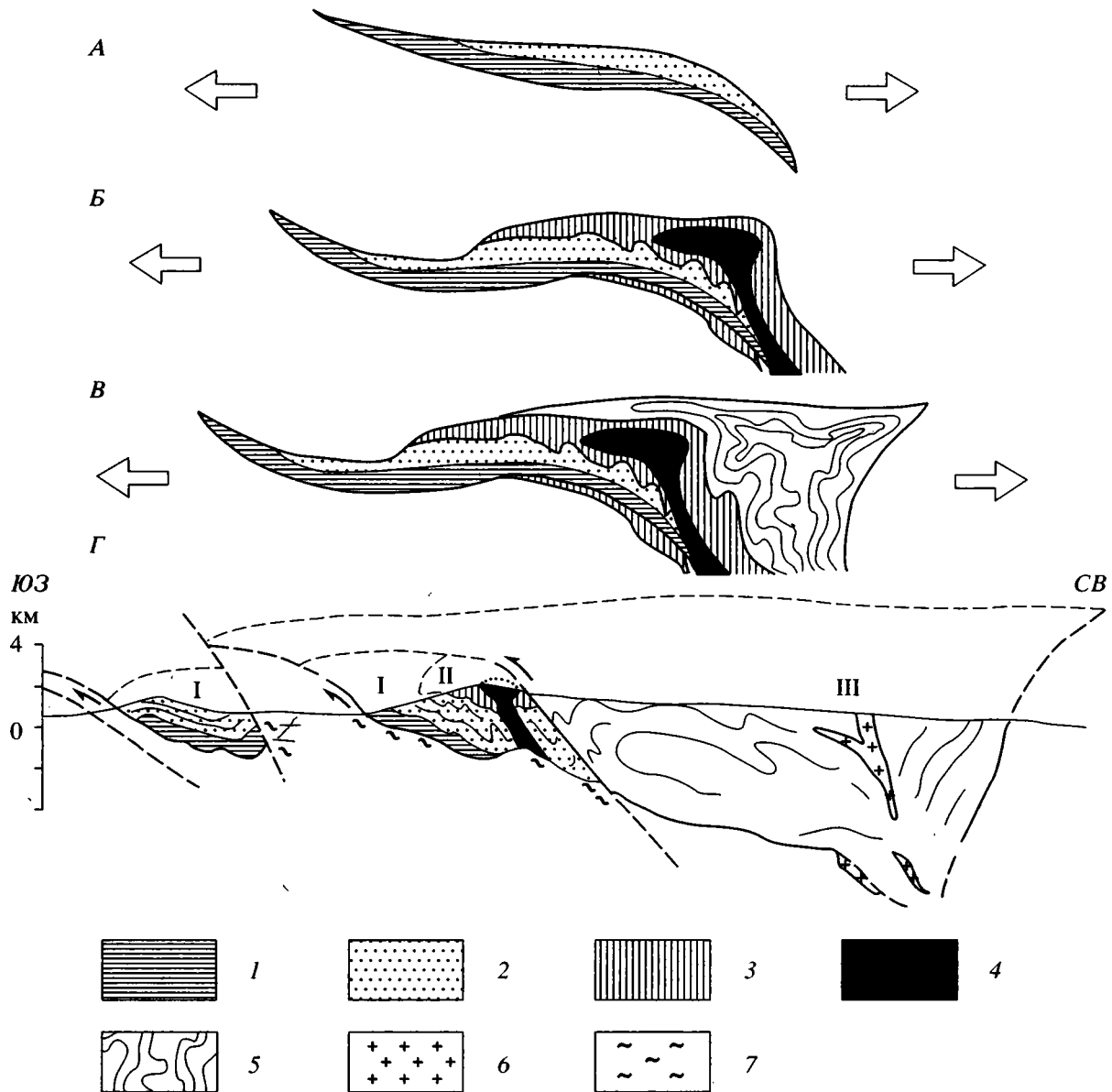


Рис. 9. Схема формирования плутона Кытлым (см. табл. 3, рис. 1): А – первая интрузия и кристаллизационная дифференциация примитивной магмы (I); Б – вторая интрузия примитивной магмы (II); В – третья интрузия дифференцированной магмы; изогнутые тонкие линии соответствуют линиям магматического или твердопластического течения (III); Г – первое (I), второе (II) и третье (III) внедрения в современной структуре плутона.

1 – клинопироксен-оливиновые кумуляты; 2 – оливиновые меланогаббро и линзы оливиновых пироксенитов; 3 – верлиты; 4 – дуниты; 5 – габбро-нориты, роговообманковые габбро, пироксениты; 6 – плагиограниты; 7 – роговообманковые габбро, габбро-диориты, в том числе мигматитовые.

кое выжимание горячих дунитов и их синдеформационную рекристаллизацию с участием летучих, аналогично структурам в концентрически-зональных массивах [1]. Стирание границы между структурами магматического и высокотемпературного твердопластического течений указывает на высокую скорость поступления магм с телами и “кашей” ранних кумулятов в уже хрупкие породы интрузии I. Пространственная ориентировка петроструктур дунитов Иовского тела и де-

формации правого сдвига на западном контакте и левого сдвига – на восточном при пологом залегании плоскостей смесителя (что согласуется с геологическими наблюдениями), возможно, отражают соскальзывание пироксенитовой кровли.

Динамику становления плутона характеризует также высокая скорость кристаллизации дунит-пироксенит-габбровых интрузий I и II. На это указывают преобладающие порфировидные структуры с тонкозернистым матриксом. Интенсивность плас-

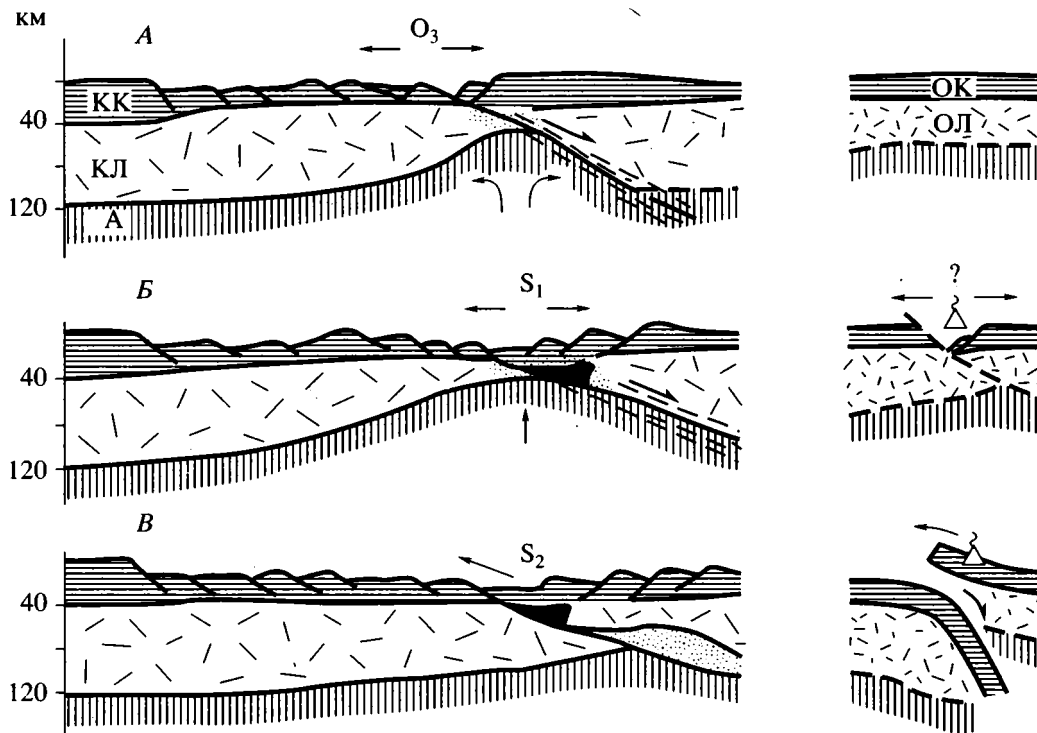


Рис. 10. Реконструкция геодинамической области формирования плутона: *А* – заложение разрыва растяжения (detachment fault) и рифтогенной впадины на краю континентальной окраины в позднем ордовике над поднимающимся астенотомантийным диапиром; *Б* – кульминация развития рифтогенной впадины, расширение и резкий подъем астенотомантийного диапира с прогревом и низкотемпературным, высокотемпературным метаморфизмом (точки) погружающихся пород в раннем силуре; внедрение ультрамафит-габбровых плутонов (черное) на границе раннего и позднего силура; *В* – отмирание диапира под континентальным краем, субдукция и островодужный магматизм в сопредельной океанической области.

кк – континентальная кора, кл – континентальная литосфера, а – астеносфера, ок – океаническая кора, ол – океаническая литосфера.

тических деформаций также, по-видимому, связана с быстрым перемещением материала в кору, а большой градиент скорости деформаций, их локальный характер и широкое распространение хрупких деформаций при формировании разнообразных штокверков, от ультраосновных до плагиогранитных, указывают на то, что становление интрузий происходило близко к поверхности (на глубине 5–10 км). На это же указывает наличие закаленных эндоконтактовых пород, описанных на массиве Кумба [25], и мелкозернистые, порфириовидные структуры дифференцированных габбро-норитов, роговообманковых габбро с ксенолитами вмещающих пород между Косвинским и Тылай-Конжаковским массивами.

8.3. Геодинамическая обстановка

Положение массива в составе герцинских аллохтонных структур, а именно, в пакете крупных тектонических пластин, сложенных позднеордовикскими вулканитами и осадками, а также метаморфизованными вулканогенно-осадочными толщами ордовикского – раннесилурийского возраста, до-

статочно очевидно. В то же время все интрузии, составляющие единый плутон Кытлым, внедрялись и остывали в этих метавулканитах – метасадках: мы рассматривали такие свидетельства, как интрузии роговообманковых габброидов, габбро-диоритов и дайки двупироксеновых микрогаббро в плутоне Кытлым (преимущественно в зонах контактов) и во вмещающих метаморфитах, с ксенолитами последних; следы эндоконтактовой закалки и т.д. Сильные, резко градиентные пластические деформации этих пород и одновременная их гидратация приводят к образованию низкотемпературных амфиболитов, выравнивая составы габброидов и вмещающих metabазитов, что затрудняло выяснение первичной природы пород и привело к возникновению собирательного термина “кытлымит”.

Как следует из рассмотрения геологической структуры района, позднеордовикские – раннесилурийские вулканиты и осадки накапливались в глубоководном бассейне в основании континентального склона. Принципиальная тектоническая схема развития подобных структур – разрыва, сдвига растяжения (detachment fault) (рис. 10) – широко обсуждается в литературе [11, 38]; существующие

материалы по истории развития континентальной окраины Палеоуральского бассейна [18, 21, 22, 42] допускают возможность такого пути ее эволюции с деструкцией в раннем палеозое и формированием глубинных сдвигов растяжения (растаскивания). Судя по геологическим материалам, растяжение, начавшееся в позднем ордовике с появления базальтов на краю континентального склона, достигло максимума в раннем силуре с разрастанием астеносферного диапира и утонением континентальной коры. Простирающиеся структур растяжения–сдвига, маркировавшие цепь поднимавшихся астеносферных диапиров, было ориентировано косо к границе континентальной и океанической плит (к краю Восточно-Европейского континента) [22]. Вулканогенно-осадочные породы соскальзывающей литосферной пластины метаморфизовались в зоне сдвиговых деформаций (области растяжения) по мере подъема диапира и поступления тепла в условиях низких давлений и высоких температур [36] (см. рис. 10). Осадки, испытывавшие прогрессивный метаморфизм, возможно, были источником летучих компонентов и щелочей при последующей гидратации плутона. Внедрение огромных магматических масс в литосферу в короткий интервал времени на границе раннего и позднего силура – 428 ± 7 млн. л. [34], 419 ± 12 млн. л. [20] привело к релаксации напряжений в пограничном слое литосфера – астеносфера, прекращению растяжений уже разрушенного континентального края. В это же время широко проявился островодужный магматизм в сопредельной океанической области, и тогда же началось движение океанической плиты в сторону континента (см. рис. 10) [8, 13, 16, 18].

Косое (произвольное) расположение цепи астеносферных (астеномантийных) диапиров относительно зоны конвергенции литосферных плит и, соответственно, структур растяжения в литосфере и коре, а также мера этого растяжения (мера подъема диапира) обеспечивают разнообразие геодинамических обстановок появления этих плутонов в коре – от типичных островодужных (Аляска, Корякия) до платформенных (Сибирь). Однако во всех случаях задействована подлитосферная мантия (в ходе процесса, который в общем случае предшествует или сопровождает конвергенцию плит), и во всех случаях сверхглубинный источник начального плавления обеспечивает стабильно сходную металлогеническую специализацию – платиноидную.

9. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, согласно предлагаемой модели, массив Кытлым представляет собой полифазную интрузию с кристаллизацией пород на двух глубинных уровнях. В ходе последовательных внедрений область раскрытия смещалась в сторону от континента. Горячие пластические деформации на-

кладывались на магматическую расслоенность структурно неоднородных порфиридных пород. Предполагается единый обогащенный магматический источник – лерцолиты подконтинентальной литосферы. Вероятно, этот источник зародился в астенотектоническом диапире, подъем которого обусловил тектоническое растаскивание литосферы с образованием сдвига растяжения. Уточнение и деструкция континентальной окраины сопровождалась формированием рифтогенной впадины и метаморфизмом погружающихся осадков, в которые на рубеже раннего и позднего силура внедрялись порции магмы.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 95-05-14376 и 97-05-79059) и Института наук о земле, океане и космосе (г. Монпелье, Франция). Авторы благодарны А. Николаю за организацию международного проекта по изучению Платиноносного пояса и признательны А.А. Ефимову за помощь в организации полевых исследований. Большую роль при подготовке рукописи сыграли советы и замечания А.Л. Книппера и А.А. Савельева, а также конструктивные замечания рецензентов В.И. Коваленко и С.А. Куренкова.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бетхер О.В., Гончаренко А.И. Петроструктурные особенности и условия формирования ультрамафитов Инаглинского массива (Алданский щит) // Палеогеодинамика и формирование продуктивных зон Южной Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1991. С. 106–129.
2. Борисов А.А., Жаркова Е.В., Кадик А.А., Кравчук И.Ф., Луканин О.А., Малинин С.Д., Шилобреева С.Н. Флюиды и окислительно-восстановительные реакции в магматических системах. М.: Наука, 1991. 256 с.
3. Воробьева О.А., Самойлова Н.В., Свешникова Е.В. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1962, 319 с. (Тр. ИГЕМ АН СССР. № 65).
4. Ефимов А.А. "Горячая тектоника" в гипербазитах и габброидах Урала // Геотектоника. 1977. № 1. С. 24–42.
5. Ефимов А.А. Высокотемпературный водный метаморфизм в платиноносном поясе Урала: тектонический режим и метаморфические реакции // Актуальные проблемы магматической геологии, петрологии и рудообразования. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 1995. С. 150–156.
6. Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Кытлымский платиноносный массив // Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. М.: Недра, 1967. Вып. 13. 336 с.
7. Ефимов А.А., Ефимова Л.П., Маегов В.И. Тектоника Платиноносного пояса Урала: соотношение вещественных комплексов и механизм формиро-

- вания структуры // Геотектоника. 1993. № 3. С. 34–46.
8. *Иванов К.С., Шмелев В.Р.* Платиноносный пояс Урала – магматический след раннепалеозойской зоны субдукции // Докл. РАН. 1996. Т. 347. № 5. С. 649–652.
 9. *Иванов О.К.* Высокотемпературные зональные контактовые образования дунитовых массивов Платиноносного пояса Урала // Сов. геология. 1979. № 1. С. 49–60.
 10. *Иванов О.К.* Ультрамафические пегматиты пироксенит-дунитовых массивов Платиноносного пояса Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 57 с.
 11. *Иванов С.Н., Иванов К.С.* Режимы и структуры растяжения земной коры Провинции бассейнов и хребтов в Кордильерах Северной Америки. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 1996. 150 с.
 12. *Иванов С.Н., Пучков В.Н., Иванов К.С. и др.* Формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1986. 248 с.
 13. *Каретин Ю.С.* Геологические аспекты метаморфизма в зоне Платиноносного пояса Урала // Геология метаморфических комплексов Урала. Свердловск: Изд-ие УПИ, 1976. Вып. 127. С. 66–72.
 14. *Малахов И.А., Малахова Л.В.* Нижне-Тагильский пироксенит-дунитовый массив и вмещающие его породы. Свердловск, 1970. 167 с. (Тр. Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Вып. 83).
 15. *Пейве А.В., Иванов С.Н., Нечухин В.М. и др.* Тектоника Урала: Объяснительная записка к тектонической карте Урала масштаба 1 : 1 000 000. М.: Наука, 1977. 120 с.
 16. *Перфильев А.С.* Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 188 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 328).
 17. *Петров Г.А., Пучков В.Н.* Главный Уральский разлом на Северном Урале // Геотектоника. 1994. № 1. С. 25–37.
 18. *Пучков В.Н.* Палеоокеанические структуры Урала // Геотектоника. 1993. № 3. С. 18–33.
 19. *Пушкарев Е.В., Аникина Е.В., Тарутин Дж., Закарини Ф., Кабелла Р.* Эволюция состава хромшпинелидов и минералов ЭПГ в дунитах Уктусского массива (Средний Урал) // Ежегодник-1996. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 1997. С. 104–110.
 20. *Ронкин Ю.Л., Иванов К.С., Шмелев В.Р., Лепихина О.П.* К проблеме изотопного датирования Платиноносного пояса Урала: Rb-Sr и Sm-Nd систематика Чистопского массива // Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала: Тез. докл. VI Уральского петрогр. совещ. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 1997. Ч. 2. С. 119–123.
 21. *Руженцев С.В., Савельев А.А.* Палеозойские структурно-формационные комплексы Восточно-Европейской континентальной окраины на Полярном Урале // Докл. РАН. 1997. Т. 352. № 4. С. 507–510.
 22. *Савельев А.А.* Базит-ультрабазитовые комплексы офиолитовой ассоциации Урала: структура и условия формирования // Геотектоника. 1996. № 3. С. 25–35.
 23. *Савельев А.А., Савельева Г.Н.* Офиолиты Кемпирсайского массива: основные черты структурной и вещественной эволюции // Геотектоника. 1990. № 6. С. 59–75.
 24. *Савельева Г.Н.* Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 404).
 25. *Семенов И.В., Яковлева О.М.* Роговики юго-восточного обрамления габбрового массива горы Кумба – апогаббровые бластокатаклазиты или экзоконтактовые аповулканогенные образования? // Ежегодник-1993. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 1994. С. 29–34.
 26. *Сколов В.Б.* О глубинном строении массивов Платиноносного пояса Среднего Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 11. С. 73–80.
 27. *Успенский Н.М.* О генезисе конфокальных ультраосновных массивов Урала // Петрология и минералогия некоторых рудных районов СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1952. С. 54–78.
 28. *Ферштатер Г.Б.* О двух главных генетических типах габбро // Докл. АН СССР. 1979. Т. 246. № 4. С. 946–950.
 29. *Ферштатер Г.Б., Пушкарев Е.В.* Нефелинсодержащие тылаиты в дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциации Платиноносного пояса Урала // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1992. № 4. С. 74–84.
 30. *Шалагинов В.В.* Глаукофансодержащие сланцы восточного склона Северного Урала // Геология метаморфических комплексов Урала. Свердловск, 1975. С. 15–22. (Тр. Свердловского горного института. Вып. 116).
 31. *Шмелев В.Р.* Структура и петрология Хорасюрского габбро-гипербазитового массива, Приполярный Урал // Петрология. 1994. Т. 2. № 5. С. 495–510.
 32. *Шмелев В.Р.* К проблеме формирования Платиноносного пояса Урала // Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала: Тез. докл. VI Уральского петрогр. совещ. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 1997. Ч. 2. С. 41–42.
 33. *Шербаков С.А.* Пластические деформации ультрабазитов офиолитовой ассоциации Урала. М.: Наука, 1990. 119 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 450).
 34. *Boschh D., Krasobayev A.A., Efimov A.A., Saveliyeva G.N., Boudier F.* Early Silurian ages for the gabbroic section of the Mafic-ultramafic zone from the Urals Platinum Belt // EUG 9 scientific conference. Strasbourg, France. Abstr. 1997. P. 122.
 35. *Carter N.L., Avé Lallemant H.G.* High temperature flow of dunite and peridotite // Geol. Soc. Amer. Bull. 1970. Vol. 81. № 8. P. 2181–2202.
 36. *Haeussler P., Bradley D., Goldfarb R., Snee L., Taylor C.* Link between ridge subduction and gold mineralization in Southern Alaska // Geology. 1995. Vol. 23. № 11. P. 995–998.
 37. *Kepezhinskas P.K., Reuber I., Tanaka H., Miyashita S.* Zoned Calc-Alkaline Plutons in Northeastern Kamchat-

- ka, Russia: Implications for the Crustal Growth in Magmatic Arcs // *Mineralogy and Petrology*. 1993. Vol. 49. P. 147–174.
38. *Le Pichon X., Angelier J., Sibuet J.C.* Plate boundaries and extensional tectonics // *Tectonophysics*. Vol. 46. P. 369–406.
39. *Mercier J.C.* Natural peridotites: chemical and rheological heterogeneity of the upper mantle: Ph. D. thesis. Earth and Planetary Science Department, University of New York. Stony Brook, 1976. 718 p.
40. *Nicolas A., Poirier J.P.* Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. L.-N.Y.: John Wiley and Sons, 1976. 444 p.
41. *Post R.* The flow laws of Mt. Burnett dunite: Ph. D. thesis. Geophysics Department, University of California. Los Angeles, 1973. 272 p.
42. *Savelieva G.N., Sharaskin A.Ya., Saveliev A.A., Spadea P., Gaggero L.* Ophiolites of the southern Uralides adjacent to the East European continental margin // *Tectonophysics*. 1997. Vol. 276. P. 117–137.

Рецензенты: В.И. Коваленко, С.А. Куренков

Kytlym Pluton, North Urals: Structure and Emplacement History

G. N. Savelieva*, A. N. Pertsev*, O. V. Astrakhantsev*, E. A. Denisova*, F. Boudier, D. Bosch**, and A. V. Puchkova***

**Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 109117 Russia*

***Institut des Sciences de la Terre, de l'Eau et de l'Espace de Montpellier, France*

Based on new data on the composition of the major rock complexes and the structure of the Kytlym Pluton, the dynamics of its emplacement is described and the sequence of magmatic and deformation events is reconstructed. The pluton is localized in allochthons of the Tagil Zone, which are complicated by volcanogenic-sedimentary complexes of O_3-S_1 and S_{1-2} ages and by metamorphic rocks of $O_3-S_1?$ ages. The dynamics of the pluton emplacement was marked by pulsatory intrusions, high crystallization rates, and the local distribution of high-rate and high-temperature plastic deformations. The deformations occurred as intracrystalline and less-common intergranular dislocation sliding or as syntectonic recrystallization, depending on the structural positions of deformation regions. Rock masses moved primarily from the northeast to the southwest. In the course of three successive intrusions, the region of opening was shifted away from the continent. Veins, dikes, and stockworks were injected later along the contacts and inside the deformation zones of the pluton. Primitive magma began to crystallize in a reservoir at an intermediate depth. Its crystallization terminated in shallow upper chambers with the magmatic and mechanical layering of the material in the course its hot flow (dunite–wehrlite–pyroxenite–olivine melanogabbro). The next portion of primitive magma rose along with plastically squeezed-out dunite. Hot plastic deformations were superimposed upon the magmatically layered, structurally heterogeneous porphyry-like rocks. The next, more differentiated magma intrusion resulted in the emplacement of gabbro–norite, olivine–amphibole gabbro, and magnetite pyroxenite. The same petrochemical trend of the mafic–ultramafic rocks suggests one magma source. The high content of incompatible elements points to the enriched composition of this source, possibly in subcontinental lithospheric lherzolites. This source is believed to have been generated in an asthenospheric mantle diapir that rose along the edge of the continent. The rising diapir caused the tectonic stretching and detachment of the lithosphere with the formation of a detachment fault. This resulted in the thinning and destruction of the continental margin, the development of a rift-like trough (O_3-S_1), and the metamorphism of the subsiding sediments, into which magma portions were injected at the Early–Late Silurian boundary.

УДК 551.242.22(262.4)

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ АРХИПЕЛАГА КИКЛАДЫ ВДОЛЬ ТРАВЕРСА ЭВИЯ–АМОРГОС (ГРЕЦИЯ)

© 1999 г. П. А. Мухин

Иерусалимский университет, Институт Наук о Земле, Израиль

Поступила в редакцию 02.06.97 г.

Кайнозойский метаморфический пояс Киклада представляет собой глубоко переработанные части коры Эгейского бассейна, располагающегося в настоящее время над активной зоной субдукции. Сопоставление тектоно-стратиграфических колонок для его различных частей позволяет установить наличие двух олигоцен-раннемиоценовых тектонических единиц внутри пояса (СЗ и ЮВ Киклады). Тектонический шов, разделяющий палеоплиты, проходит через центральную часть бассейна почти перпендикулярно к субширотному простиранию современной зоны субдукции. Сопоставление литологических и структурных данных, различий в стиле и зональности метаморфизма для обеих единиц показывает, что в истории формирования коры района существовало две фазы. Первая фаза, проявившаяся в эоцене, создала широтную структуру пояса с одновременным проявлением голубосланцевого метаморфизма. Вторая фаза проявилась в олигоцене – раннем миоцене и привела к зональному зеленосланцевому регрессивному метаморфизму всего комплекса с образованием гигантских поперечных лежащих складок, обладающих северо-западной вергентностью. Палеомагнитные данные, распределение нормированных концентраций K_2O в миоценовых гранитных интрузиях и изменение ориентировки краевого вулканического пояса, синхронного с аккрецией, показывают, что формирование коры Эгейского бассейна происходило в условиях меняющегося положения зоны субдукции: с широтного в эоцене до субмеридионального в олигоцене – раннем миоцене и, вновь, до широтного в настоящее время.

1. ВВЕДЕНИЕ

Геология Эгейского региона и, в частности, Киклады, изучалась многими исследователями в течении последних 15 лет [3, 6, 8, 14, 27, 31, 34 и многие другие]. В этих работах показано, что сложно деформированные голубосланцевые комплексы Киклады относятся к средней части аккреционного клина, располагающегося на дугообразном стыке офиолитовых сутурных зон (Вардар – Измир, Пиндос, Лисин) и микроконтинентов (Апулия, Анатолия), слагающих территорию Греции и Турции (рис. 1). Этот аккреционный клин представляет собой нагромождение гигантских аллохтонных пластин общей мощностью свыше 20 км, прорванных интрузиями миоценовых гранитов–гранодиоритов. Разрез шарьяжного сооружения может быть представлен в виде *tr ex* главных тектонических комплексов [8, 14, 27].

Нижний тектонический комплекс состоит из преимущественно мелководных карбонатных и обломочных шельфовых отложений передовой части Апулийского микроконтинента с возрастом от триаса до олигоцена включительно (Ионийская зона и зона Гаврово–Триполитца в Греции и их аналоги на о-ве Крит). Средний тектонический комплекс включает карбонатные отложения триасово–мелового возраста (комплекс Пиндос–Етия), перекрытые гетерогенным набором формаций, вклю-

чающих внутрибассейновые базальтоиды, пелагические кремнистые и карбонатные осадки в сочетании с грубокластическими олистостромами и турбидитами (“Блоковый” флиш, по [14]) в возрастном диапазоне эоцен–олигоцен(?). По мнению некоторых исследователей, эта часть разреза, состоящая из мегабрекчий, может рассматриваться в качестве самостоятельных мелких пластин, из-за огромных размеров олистоплаков в разрезе [8]. Верхний тектонический комплекс Эгейского аккреционного комплекса сложен доюрскими кристаллическими породами; представляющими, по видимому, фрагменты доальпийской континентальной коры (единица “Астероза”), и раннеюрскими(?) серпентинитами, габбро и базальтами.

Р. Холл с соавторами [14] в работе по структуре о-ва Крит впервые установили, что метаморфические толщи, формирующие тектонические комплексы южной части Эгейского бассейна, отличаются один от другого наличием структурно-метаморфических несогласий. Согласно этим наблюдениям, наиболее нижние тектонические единицы, слагавшие чехол Апулийского микроконтинента (единицы Ида, Триполи, Платенкалк на Крите и их латеральные аналоги на греческом континенте), были деформированы в средне-позднечетвертичное время в субширотно ориентированные лежащие складки с южной вергентностью

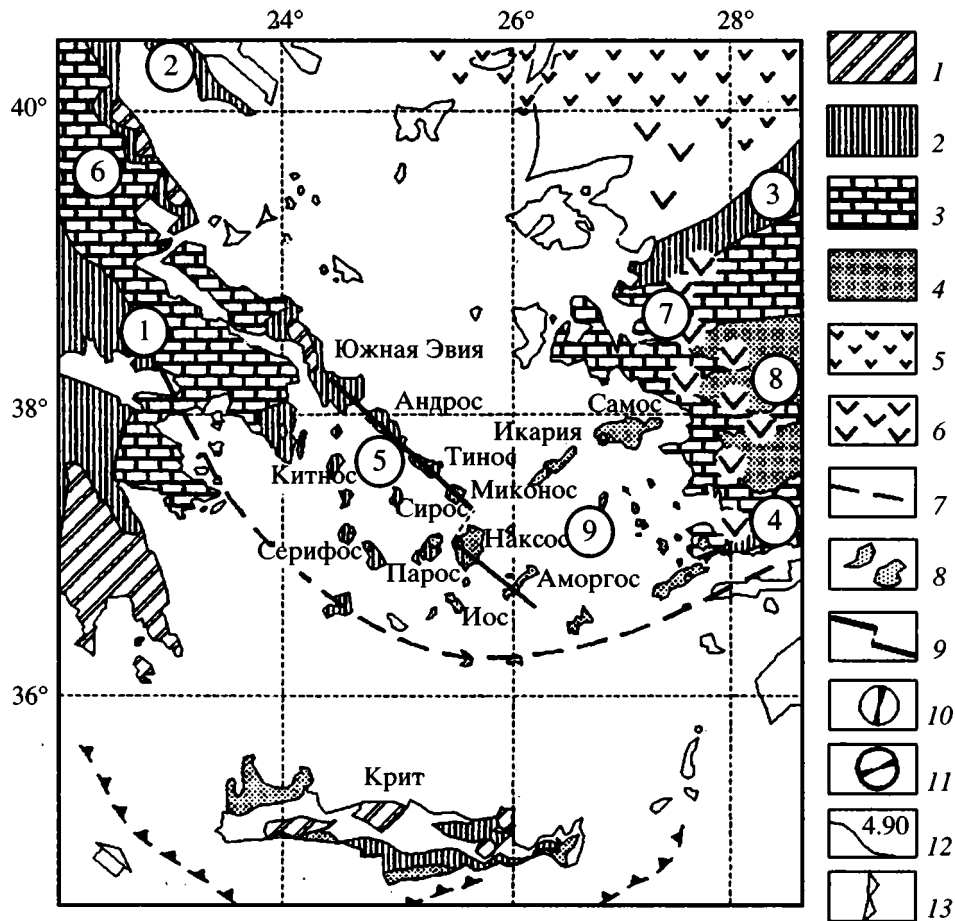


Рис. 1. Тектоническая схема Эгейского бассейна, по [30, 37].

1 – субплатформенные карбонатные комплексы (Апулия); 2 – офиолитовые сутуры и аллохтоны (цифры в кружках: 1 – Пиндос, 2 – Вардар, 3 – Измир, 4 – Лисин, 5 – СЗ-ая Киклада); 3 – субплатформенные комплексы на доюрском основании (цифры в кружках: 6 – Субпелагонийская зона, 7 – Анатолия); 4 – метаморфическое основание (цифры в кружках: 8 – массив Мендерес, 9 – ЮВ-ая Киклада); 5 – олигоценовый и 6 – позднемиоценовый вулканические пояса; 7 – Южно-Эгейская плиоцен-четвертичная вулканическая дуга; 8 – миоценовые гранитные интрузии; 9 – линия траверса; 10–11 – ориентировка: 10 – складок M_2 Внутренних и 11 – лежащих Внешних Эллинид; 12 – значения нормализованного K_2O в интрузивных гранитах при 70% SiO_2 ; 13 – олигоцен-миоценовая сутура.

по направлению к современному Эллинскому желобу. Средняя литологически сложно построенная часть аккреционного клина, включающая сильно метаморфизованные маломощные пелагические осадки, “блоковый” флиш, крупные офиолитовые пластины и известняки палеошельфа (так называемые единицы Пиндос–Этия, Триполица, филлит-кварцитовая и др.), была деформирована дважды: сначала (олигоцен–миоцен) в субмеридионально ориентированные лежащие складки, сопровождавшие синметаморфическое шарьирование пород в условиях низкоградиентных зеленосланцевой и голубосланцевых фаций, а затем подверглась деформации в субширотные складки одновременно с нижними комплексами. И, наконец, самая верхняя единица (“Астероза”), состоящая на о-ве Крит из амфиболитов и гнейсов, обладает независимой от подстилающих еди-

ниц реликтовой массивной текстурой высокоградиентных метаморфитов. Таким образом, впервые было установлено, что формирование нижней и средней части аккреционного клина Эгейского бассейна происходило в условиях меняющегося направления сжатия.

Данные о преимущественной субмеридиональной ориентировке лежащих складок и синхронной метаморфической минеральной линейности в голубых сланцах пояса Киклады были независимо получены М. Блейком с соавторами [6, 7]. Авторы показали, что голубосланцевые комплексы на огромной (несколько десятков тысяч квадратных километров) территории Киклады и части Греции деформированы в сжатые лежащие складки с ориентировкой осей и метаморфической линейности в северо-восточных румбах (20° – 60°).

М. Блейк и Р. Холл с соавторами попытались объяснить феномен поперечной к Эллинскому желобу ориентировки складчатых структур Киклады и сопредельных районов как результат деформации и метаморфизма пород в зоне субдукции, имевшей поперечную к современному положению ориентировку. Эта зона была намечена М. Блейком вдоль ориентированной в ССВ-ом направлении полосы развития крупных интрузий гранитов (острова Микonos, Наксос, Парос и др.). На основании предполагаемой ими симметричной зональности метаморфических фаций относительно этой полосы и ограниченных литолого-стратиграфических данных было высказано предположение, что субдукция в данном районе происходила дивергентно при встречном движении плит [6]. Р. Холл с соавторами выдвинули свою гипотезу, предполагающую, что субдукционная зона М. Блейка была наклонена монополярно, возникнув на месте ранее существовавшего трансформного разлома [14]. Однако модель М. Блейка была подвергнута серьезной критике многими исследователями из-за ряда серьезных ошибок в интерпретации строения разреза, метаморфической зональности и оценке направления деформаций в пределах пояса. Поэтому для объяснения феномена поперечной структуры Киклады по отношению к простиранию ограничивающих пояс сутурных зон стала доминировать модель с привлечением *a*-тектонитового механизма деформаций при общем меридиональном растяжении аккреционного клина в субширотной зоне субдукции [32]. М. Блейк с соавторами были вынуждены признать возможность существования такого альтернативного объяснения [7].

Последующие исследования [34] установили, что в пределах Киклады отчетливо проявились в действительности два этапа метаморфизма, завершившиеся внедрением интрузивов. Первый этап метаморфизма высоких давлений (M_1 , 40–45 млн. лет) проявился в эоцене и был представлен омфациит-глаукофан-гранат-фенгит-эпидотовой низкоградной ассоциацией минералов голубосланцевой фации (до 15 кбар давления и 500°C). Второй этап метаморфизма средних давлений (M_2 , 22–25 млн. лет) проявился в позднем олигоцене – миоцене в условиях зеленосланцевого (биотит, мусковит, альбит, актинолит, роговая обманка, корунд) регрессивного метаморфизма (около 5–7 кбар давления и 400–650°C). Было также установлено, что метаморфизм СЗ-ой части Киклады (Евия, Андрос, Тинос, Китнос, Сифнос и др.) был низкоградным, в то время как в ЮВ-ой части (Наксос, Иос и их сателлиты) – высокоградным с “подогревом”. Дополнительный “подогрев” (7–12 млн. лет) предположительно связывался с внедрением гранитоидных интрузий, выплавившихся из самой нижней еди-

ницы Эгейского аккреционного клина (“Внешние Эллениды” – шельф Апулии).

Процессы метаморфизма и деформации в Кикладе были близки во времени с возникновением двух вулканических поясов в Турции (см. рис. 1). Олигоценый пояс (15–37 млн. лет), субширотный по простиранию, представлен породами известково-щелочной серии, выплавившимися из наклоненной к северу субдукционной зоны [1, 37]. Второй, миоценовый (4–15 млн. лет) по возрасту, субмеридиональный по простиранию, представлен породами щелочной серии. Оба пояса располагаются к северо-востоку (юго-восточное обрамление Родопского массива) и к востоку (западное побережье Турции) от голубосланцевых комплексов Киклады. Изменение простирания поясов с субширотного положения в олигоцене на субмеридиональное в миоцене происходило постепенно на фоне увеличения щелочности вулканитов [13] и последовательной миграции активных вулканических очагов, начавшись на севере примерно 15–10 млн. лет назад и закончившись на юге 4.5–4 млн. лет назад [33].

Между тем идея “поперечного меридионального растяжения” или просто “растяжения”, выдвинутая Д. Роджерсом [32], все больше превалировала при интерпретации тектонической истории метаморфических пород Киклады, в частности, на Наксосе [9, 21] и Тиносе [2]. Была предпринята также попытка использовать механизм растяжения для объяснения причин вскрытия голубых сланцев Киклады на дневной поверхности и их эволюции в целом [3]. Однако и эта гипотеза обнаруживает ряд недостатков принципиального характера. В ней отсутствует объяснение причин возникновения многокилометровых гигантских лежащих складок, явно указывающих на продольное сжатие и перемещение метаморфического комплекса в субширотном направлении. Совершенно не обсуждается проблема пространства при растяжении огромной территории, требующая увеличения размеров Киклады как минимум в два раза (что составляет несколько сотен километров в поперечнике). Отсутствует объяснение дугообразного простирания офиолитовых сутур, ограничивающих метаморфический пояс. И, наконец, гипотеза не рассматривает причины возникновения краевых вулканических поясов, образования гранитных интрузивов и их места в структуре пояса, игнорирует петрологическую зональность и распределение нормированного K_2O в них.

В настоящей работе автор предпринял попытку увязать ранее известные и недавно опубликованные данные, в частности, по зональности метаморфизма Киклады, некоторым аспектам петрологии интрузивов, вергентности складок внутри шарьяжей и палеомагнитным данным разновозрастных осадочных комплексов континентальных частей

Греции и Турции. Такой синтез представляется необходимым в свете существования альтернативных гипотез, объясняющих геодинамическое развитие Киклады. В основу предлагаемой работы положены результаты детальных авторских исследований в пределах нескольких островов архипелага Киклада вдоль траверса островов Южная Эвия – Аморгос и рекогносцировочные маршруты в районах развития офиолитовых покровов зоны Пиндос в Греции в 1993–1996 гг.

2. ГЕОЛОГИЯ ОСТРОВОВ

Отдельные фрагменты стратиграфической последовательности мощной голубосланцевой толщи архипелага Киклады были изучены в процессе проведения детальных геологических съемок в 70-х и начале 80-х годов. В результате во многих местах были выявлены устойчивые маркирующие горизонты, характеризующиеся определенным составом и специфическими условиями накопления (гнейсовые формации, бокситоносные горизонты, олистостромы, железо-марганцевые глубоководные осадки). Ниже приводятся краткие сведения о геологическом строении островов вдоль траверса (см. рис. 1).

Южная Эвия. Формации, слагающие остров, принадлежат метаморфическому комплексу Киклады и перекрываются его Субпелагонийской тектонической единице [27]. Комплекс Киклады имеет двучленное строение (рис. 2). Нижняя часть сложена мраморами Алмиропотамос и обнажается из-под голубых сланцев в ядре антиформы в центральной части острова (см. рис. 2). Возраст толщи, состоящей из мощных (свыше 400 м) неритовых карбонатных отложений, триас–эоценовый [11]. Залегающая выше формация Стира [18] представлена многокилометровой толщей глаукофановых сланцев, мраморов и фрагментов офиолитовой ассоциации (главным образом габбро и серпентинитов, реже мраморов). Видимый разрез свиты Стира начинается с монотонных серо-черных метапесчаников около 1.5 км мощности, включающих изолированные горизонты обломочных мраморов и, изредка, крупных блоков офиолитов. Выше залегают толща амфиболитизированных мраморов (до 80% объема) в переслаивании со сланцами альбит-хлорит-амфиболового состава, иногда с кварцем. Верхняя часть разреза содержит не менее двух крупноглыбовых олистостромовых горизонтов среди монотонных серых грубозернистых метапесчаников. Горизонты вулканитов основного состава завершают разрез свиты [16]. Это часть свиты Стира в некоторых публикациях носит также название единицы Охи [26, 27]. Метаморфический комплекс Стира–Охи тектонически перекрывается мощной толщей известняков и доломитов Субпелагонийской тектонической единицы (средний триас–верх-

няя юра), которая слагает всю северо-западную часть острова и значительную часть континентальной Греции к западу от рассматриваемой в данной статье территории.

Сведения о характере метаморфизма M_1 ограничиваются констатацией наличия реликтовой сланцеватости в породах, подчеркнутой ассоциацией минералов (глаукофан, лавсонит, эпидот, спессартин) низкоградиентного метаморфизма высоких давлений и низких температур (более 310°C, 7 кбар). Сланцеватость повсеместно, за исключением шарниров, располагается параллельно кливажу осевой поверхности небольших лежащих складок, подчеркнутого минеральной ассоциацией (актинолит, мусковит, биотит, эпидот) синкинематического зеленосланцевого метаморфизма M_2 высоких давлений и умеренных температур. Складки и сопровождающая их минеральная линейность ориентированы очень строго в СВ-ом направлении – 40–50° [7]. В свою очередь, все текстуры и структуры синметаморфической деформации M_2 смяты в крупные открытые антиформы и синформы с пологими крыльями (угол наклона 40°–60° для северо-западных и 20°–40° для юго-восточных), главной среди которых является антиформа Алмиропотамос с одноименной формой в ядре. Оси этих структур ориентированы с некоторым разбросом в тех же северо-восточных румбах (см. рис. 2).

Андрос. Стратиграфия и структура острова исследованы и описаны детально Д. Папаниколао [26], разделившего голубосланцевую толщу острова, общей мощностью в несколько километров, на две единицы: верхнюю – Макротанталон и нижнюю – Центрально-Южный Андрос (рис. 3). В свою очередь, нижняя единица подразделена на четыре свиты, отличающихся литологическим составом (снизу вверх): мраморы Мессария, сланцы Петалон, “луковичные” мраморы Агиос Петрос Сиполин и сланцы Агиос Саранта. Отложения в целом характеризуются значительной латеральной изменчивостью мощности, литологического состава и понижением степени метаморфизма с востока на запад. Органические остатки пермского возраста найдены в телах мраморов среди метапесчаников в кровле единицы Макротанталон [26]. Крупные тела серпентинитов в ассоциации с габбро и плагиигранитами встречаются в юго-восточной части острова, в центре (сланцы Петалон) и на северо-западе в переходной толще мегабрекчий свиты Агиос Саранта в свиту Макротанталон, образуя три полосы до 1–3 км шириной.

Последующее литолого-петрологическое исследование позволило уточнить стратиграфию и происхождение метаморфических толщ Андроса [24, 25, 30]. По этим данным разрез состоит из трех турбидитно-олистостромовых толщ, разделенных двумя периодами отложения пелагических известняков и глубоководных металлоносных осадков. Самый нижний олистостром, развитый в

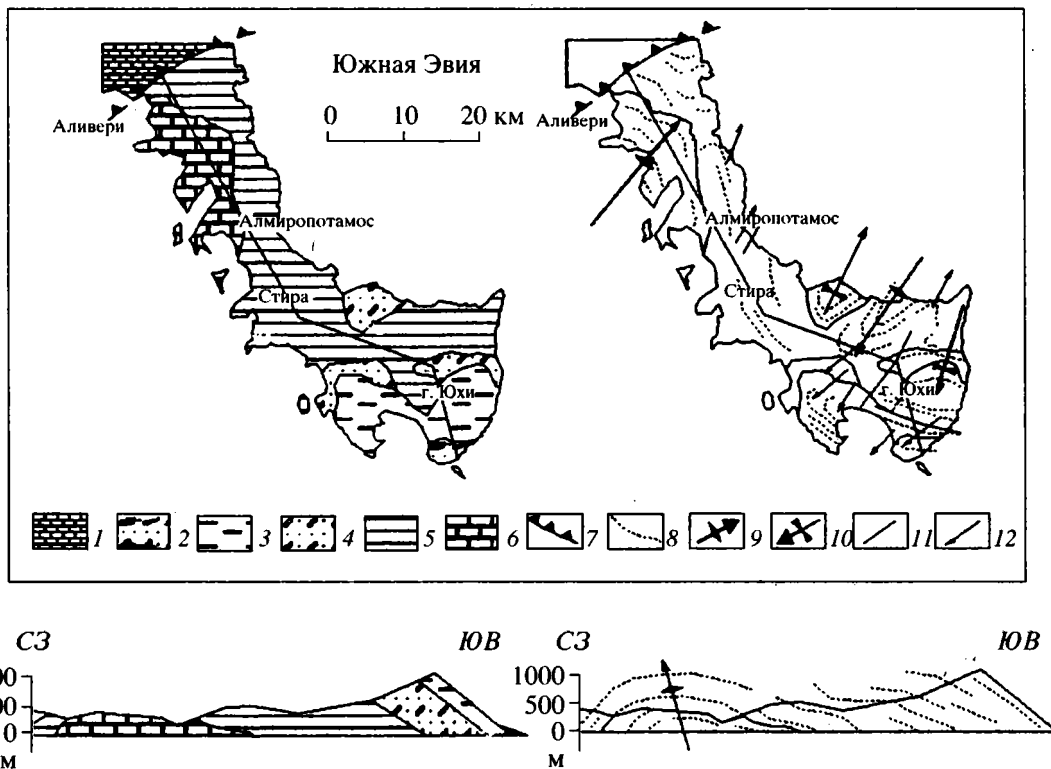


Рис. 2. Схематическая геологическая (по [16]) и структурная карты южной части о-ва Эвия.

1 – верхнетриасово-юрские известняки (Субпелагонийская зона); 2–4 – олистостромы (единица Охи), преимущественно: 2 – с олистоплаками серпентинитов, 3 – с блоками метариолитов, 4 – конгломераты; 5 – сланцы и мраморы с телами серпентинитов в основании (единица Стира); 6 – верхнетриасовые–верхнеэоценовые мраморы Алмиропотамос; 7 – главные шарьяжи Д₂; 8 – кливаж Д₁ и Д₂; 9 – антиформы и 10 – синформы Д₃; 11 – поздние разломы Д₃ и Д₄; 12 – минеральная линейность и оси мелких складок Д₂.

юго-восточной части острова (см. рис. 3), состоит в основном из массивных или неяснослоистых серо-черных метапесчаников с редкими прослоями и горизонтами турбидитов. Разобщенные тела офиолитов располагаются в кровле толщи и представлены крупными блоками вулканических пород основного состава и гигантскими (порядка 100 × 800 м) олистоплаками габбро-серпентинитов. Толща мегабрекчий перекрыта слоистыми калькаренидами (мраморы свиты Мессария) мощностью до 300–500 м.

Свита Петалон начинается с ритмично слоистых темных песчаников около 300–600 м мощности. В основании разреза содержатся многочисленные прослои турбидитов метровой мощности с ярко выраженной градационной слоистостью. Глубоководные тонкие осадки, содержащие железо-марганцевые конкреции и корки, завершают эту часть разреза. Мегабрекчии мощностью в 1000–2000 м образуют самый верхний элемент свиты Петалон. Матрикс мегабрекчий представлен грубыми несортированными гравелитами и конгломератами с гальками и глыбами мраморов и вулканических пород до нескольких метров. Очень крупные до гигантских размеров (несколь-

ко километров в длину) тела серпентинизированных гарцбургитов, габброидов и плагиогранитов концентрируются в самой верхней части свиты. Они сопровождаются мощными шлейфами грубокластических пород и, вероятно, представляли собой фронтальные части офиолитовых покровов, перемещавшихся в период седиментации. Перекрывается олистостром частым чередованием светлых слоистых мраморов, зеленовато-серых метапесчаников и метаалевролитов до 1000 м мощности (свита Агиос Петрос Сиполин). Эти отложения также изобилуют тонкими градационно-слоистыми турбидитами и косослоистыми прослоями существенно карбонатных пород. Они были отложены, по-видимому, дистальными турбидитными потоками и придонными течениями. Маломощные прослои железо-марганцевистых метаалевролитов маркируют переходную часть разреза свиты Агиос Петрос Сиполин в неяснослоистые сланцы нижней части свиты Агиос Саранта.

Верхняя часть этой свиты представляет собой новый горизонт мегабрекчий, содержащих гигантские тела офиолитов (серпентиниты, реже габбро и плагиограниты). Олистоплаки светлых

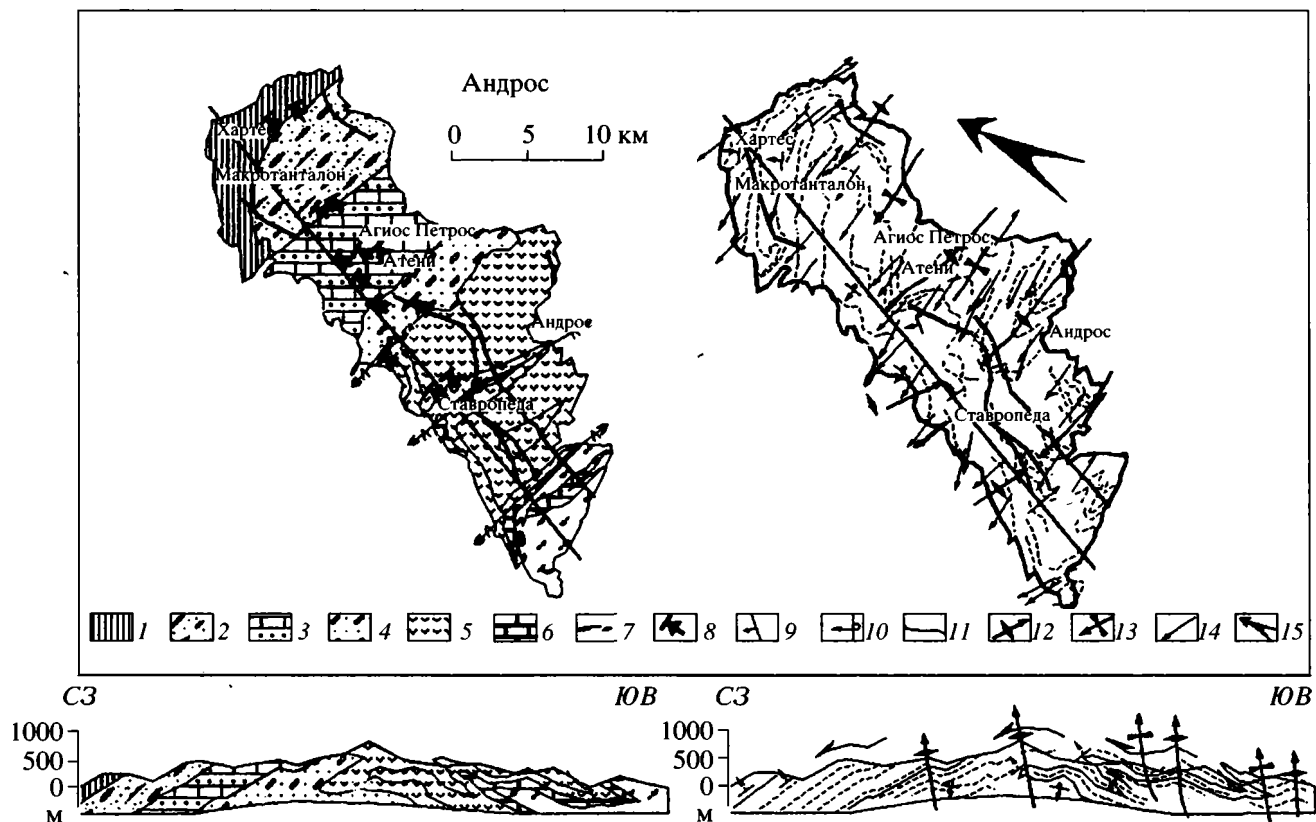


Рис. 3. Схематическая геологическая и структурная карты о-ва Андрос по [25, 26].

1 – свита Макротанталон; 2 – верхний олистостром, Агиос Саранта сланцы; 3 – Агиос Петрос мраморы; 4 – средний олистостром; 5 – Петалон сланцы; 6 – Мессария мраморы; 7 – нижний олистостром; 8 – vergentность крупных складок M_2 ; 9 – нормальное и 10 – опрокиннутое залегание пород; 11 – поздние разломы D_3 и D_4 ; 12 – антиформы и 13 – синформы D_3 ; 14 – минеральная линейность и оси мелких складок M_2 ; 15 – направление тектонического перемещения масс в этап M_2 .

массивных мраморов являются типичными для этой части разреза острова Андрос. Матрикс мегабрекчий представлен монотонной толщей темных метапесчаников и алевролитов с прослоями редких тальк содержащих сланцев мощностью в десятки сантиметров, иногда слабо градационнослойчатых. Самый верхний горизонт мегабрекчий постепенно переходит в монотонную толщу грубых серо-черных метапесчаников, образующих нижнюю часть свиты Макротанталон. Верхняя часть свиты Макротанталон, более пестрая по составу, состоит из слоистых вулканомиктовых песчаников, линз гравелитов и конгломератов. К ним приурочены тела светлых мраморов с пермскими органическими остатками. Завершается разрез монотонной пачкой метатuffов и метатuffитов зеленого цвета.

Олистостромы и турбидитные горизонты сохранили в ряде случаев первичные стратиграфические соотношения матрикса с олистолитами и различные типы слоистости, позволяющие диагностировать кровлю и подошву слоев. По этим признакам было установлено, что метаморфозо-

ванная толща пород находилась в нормальном положении до деформации пород в лежачие складки этапа M_2 . Последовательность отложения олистолитов в то же время обратная: породы, первоначально располагавшиеся в верхней части офиолитовой последовательности (карбонатные породы, базальты и кислые лавы), преобладают в основании олистостромов, а слагавшие нижние части (гарцбургиты, дуниты, габбро и плагиограниты) – в кровле [25].

Метаморфическая сланцеватость M_1 в породах развита повсеместно, располагаясь параллельно слоистости S_0 . Мелкие субширотные складки F_1 , амплитудой до первых метров, развиты чрезвычайно редко и главным образом среди нижней части сланцев Петалон. Метаморфические минералы M_1 представлены той же, что и на Южной Эвии, ассоциацией голубосланцевого очень низкоградиентного метаморфизма высоких давлений и низких температур (400–450°C, более 10 кбар). Деформационные структуры синкinemатического зеленосланцевого метаморфизма M_2 (400–500°C, 5–7 кбар [35]) представлены

повсеместно развитым кливажем осевой плоскости, минеральной линейностью и сжатыми лежащими складками от микроскопических до многокилометровых по размерам. Синкинематический комплекс минералов состоит из ассоциации хлорита, эпидота, фенгита, винчита и реже глаукофана. Две крупные антиклинали амплитудой более 10 км развиты в юго-восточной части острова и хорошо прослеживаются по маркирующему горизонту мраморов Мессария. Их пологие ($0-20^\circ$) шарниры прослеживаются поперек всего острова от деревни Ставропеда до поселка Андрос на расстоянии около 15 км по простиранию (см. рис. 3). Сопутствующие мелкие складки и минеральная линейность ориентированы очень строго в СВ-ом направлении: $20-30^\circ$ и развиты повсеместно. Благодаря сохранившейся реликтовой градационной слоистости в турбидитных прослоях установлена северо-западная вергентность лежащих складок в пределах всего острова [25].

Метаморфический комплекс M_1 и M_2 вместе с сопутствующими структурами был деформирован в антиформы и синформы D_3 . Самые крупные из них развиты в центральной (антиформа Петалон) и юго-восточной части острова. Оси структур D_3 ориентированы коаксиально шарнирам лежащих складок M_2 . Складки имеют крутые, слегка опрокинутые к западу осевые поверхности и довольно пологие крылья (см. рис. 3). Во многих местах они сопровождаются крутыми разломами северо-восточного простирания с низкотемпературной железо-марганцевой минерализацией.

Тинос. Видимый литолого-стратиграфический разрез метаморфических сланцев на острове начинается карбонатными отложениями бухты Панормос, структурное положение которых аналогично мраморам Алмиропотамос (рис. 4). Они содержат фауну позднего триаса – ранней юры [22]. Мраморы перекрыты мощной (1–1.5 км) толщей глаукофаносодержащих серо-черных метапесчаников, метагравелитов и сланцев, включающих несколько прерывистых и маломощных (1–20 м) горизонтов светлых мраморов, часто обломочных и с признаками переотложения. Габбро-серпентинитовые тела размером до 2–5 м с характерными признаками транспортировки и отложения в турбулентной среде встречаются довольно часто. Завершается разрез огромными аллохтонными габбро-серпентинитовыми массивами, развитыми в северо-восточной и северо-западной частях острова [19, 22]. К–Аг датировка дометаморфической роговой обманки из габбровых тел (гора Чикниас) показывает возраст “остывания” габбро около 70 млн. лет назад [28]. Маломощные плиоцен-четвертичные неавтохтонные отложения залегают несогласно на метаморфических породах.

Метаморфическая текстура M_1 эоценового возраста обнаруживается повсеместно в породах,

но, как и на Южной Эвии, она практически всегда параллельна осевому кливажу M_2 и слоистости S_0 , за исключением шарниров редко встречающихся лежащих складок M_2 . Синкинематическая перекристаллизация пород M_1 происходила при температуре около 500°C и давлении около 15 кбар. Такая же температура, но при давлении 5–7 кбар установлена для олигоцен-раннемиоценового метаморфизма M_2 (4). Линейность M_2 ориентирована строго в СВ-ом направлении – $30^\circ-50^\circ$. Обе метаморфические текстуры деформированы в очень пологие постметаморфические складки D_3 . Мульды наиболее крупных синформ располагаются в северо-восточной (массив Чикниас), в центральной (массивы Каллони и Клефтовуни) и северо-западной (массив Марлас) частях острова. Ядра двух главных антиформ сложены мраморами бухты Панормос или прорваны гранитной интрузией. Оси складок этапа D_3 , как и в предыдущих случаях, ориентированы приблизительно параллельно осям лежащих складок и линейности M_2 (см. рис. 4).

Миоценовая гранитная интрузия Тиноса образует слабо удлиненное вдоль оси антиформы D_3 тело. Внедрение интрузии сопровождалось внедрением даек преимущественно лейкократового состава, располагающихся почти исключительно внутри интрузии. Контакты интрузии с окружающими сланцами во многих случаях отчетливо субсогласны с небольшими апофизами, развивающимися вдоль кливажа D_2 вмещающих пород. В приконтактной зоне шириной в несколько сотен метров граниты отчетливо гнейсированы, что указывает на их синкинематическое с M_2 внедрение и последующую, после внедрения даек, совместную деформацию на заключительных этапах процесса M_2 (24).

Наксос и Иос. Особенностью геологии этих островов является присутствие доальпийского метаморфического комплекса, состоящего из очковых гнейсов, гранат-слюдистых сланцев, анатектических гранитоидов и даек [15, 39]. Этот гнейсовый комплекс слагает основание разреза и перекрывается переслаивающимися глаукофановыми сланцами и мраморами с наждаком, образовавшимся за счет метаморфизма бокситов. В нижней части сланцевой толщи (Наксос, Иос и Икария), среди метаморфизованного флиша, спорадически встречаются тела амфиболитов и ультратабзитов (рис. 5). Возраст отложений оценивается как допозднетриасовый. Выше залегает толща мраморов с горизонтами наждаков. Почти у основания “поднаждачной” толщи обнаружена поздне-триасовая фауна. Мраморы, залегающие выше горизонтов с наждаком, содержат поздне-меловую фауну [26, 27]. Завершается разрез метаморфизованным эоцен-олигоценным флишем, включающим горизонты с глыбами диабазов (Наксос, Икария).

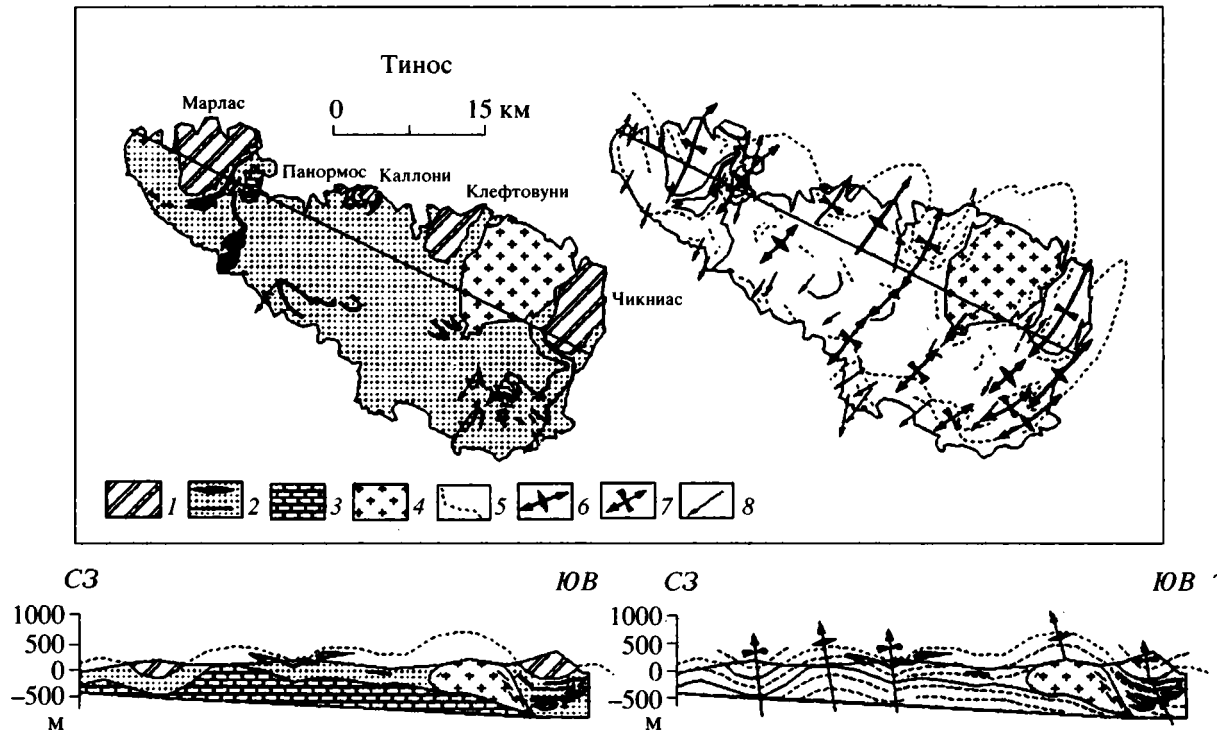


Рис. 4. Схематическая геологическая [22] и структурная карты о-ва Тинос.

1 – “Верхняя единица” (крупные олистоплаки офиолитов); 2 – олистостром, включающий спорадические горизонты мраморов и кремней; 3 – мраморы Панормос; 4 – граниты (8 млн. лет); 5 – кливаж M_2 ; 6 – антиформы и 7 – синформы D_3 ; 8 – минеральная линейность и оси мелких складок M_2 .

Метаморфические процессы на Наксосе и Иосе также происходили в два этапа [5, 9, 34, 38]: 40–45 млн. лет (эоцен) и 22–25 млн. лет назад (граница олигоцена и миоцена). Минеральные ассоциации M_1 , образующие сланцеватость S_1 , сохранились только в периферических частях острова, вдали от центральной части, где они полностью замещены минералами этапа M_2 (см. рис. 5). На Наксосе ассоциация M_1 представлена альбитом, глаукофаном, эпидотом, кальцитом в метабазитах и диаспором, кианитом, корундом, клиноцоизитом, хлоритоидом в бокситоносных седиментах, в целом соответствуя температуре 400–450°C и давлению около 12 кбар. Такая же метаморфическая ассоциация на острове Иос содержит дополнительно гранат и омфацит (350–400°C, 9–11 кбар). Олигоцен-миоценовый метаморфизм M_2 на Наксосе, в отличие от всех вышеописанных мест, представлен высокоградиентными минеральными ассоциациями, маркирующими температурные зоны от 450 до 700°C при 7 кбар давления (см. рис. 5). Все минералы этого этапа совместно с кварцевыми жилами располагаются вдоль кливажа S_2 многочисленных мелких лежащих складок F_2 и линейно ориентированы по азимуту СВ 10–30°. Как и в предыдущих случаях, комплекс был подвергнут деформации в постметаморфические складки D_3 , осложненные несколько опрокинуты-

ми к западу крутыми разломами. В ядре главной антиформы вскрыты породы наиболее высокотемпературной зоны, отвечающей палингенезу, и затем зоны индекс-минералов концентрически прослеживаются вокруг ядра на расстоянии до 5–8 км. Крупный гранитный интрузив слагает западную часть острова. С вмещающими породами он контактирует либо по пологим надвиговым швам M_2 , либо по разлому D_3 (см. рис. 5). Синкинематическое внедрение интрузии иллюстрируется мощными эндоконтактовыми зонами гнейсированных и полосчатых гранитов, параллельными кливажу M_2 вмещающих пород [15].

Аморгос. Стратиграфическая последовательность в главных чертах повторяет последовательность о-ва Наксоса, однако благодаря более слабой перекристаллизации породы Аморгоса значительно лучше палеонтологически датированы (рис. 6). Видимый разрез начинается с толщи силлиманит-андалузитовых гнейсов, гранатовых амфиболитов, кварц-мусковитовых сланцев, мраморов, гранитных даек и пегматитов островов-сателлитов Доноссия и Никория. Структурно выше на них залегают маломощные триасовые конгломераты Капсала, состоящие из свала плохо окатанных глыб и галек кварца, мраморов, метапесчаников и реже обломков подстилающих пород.

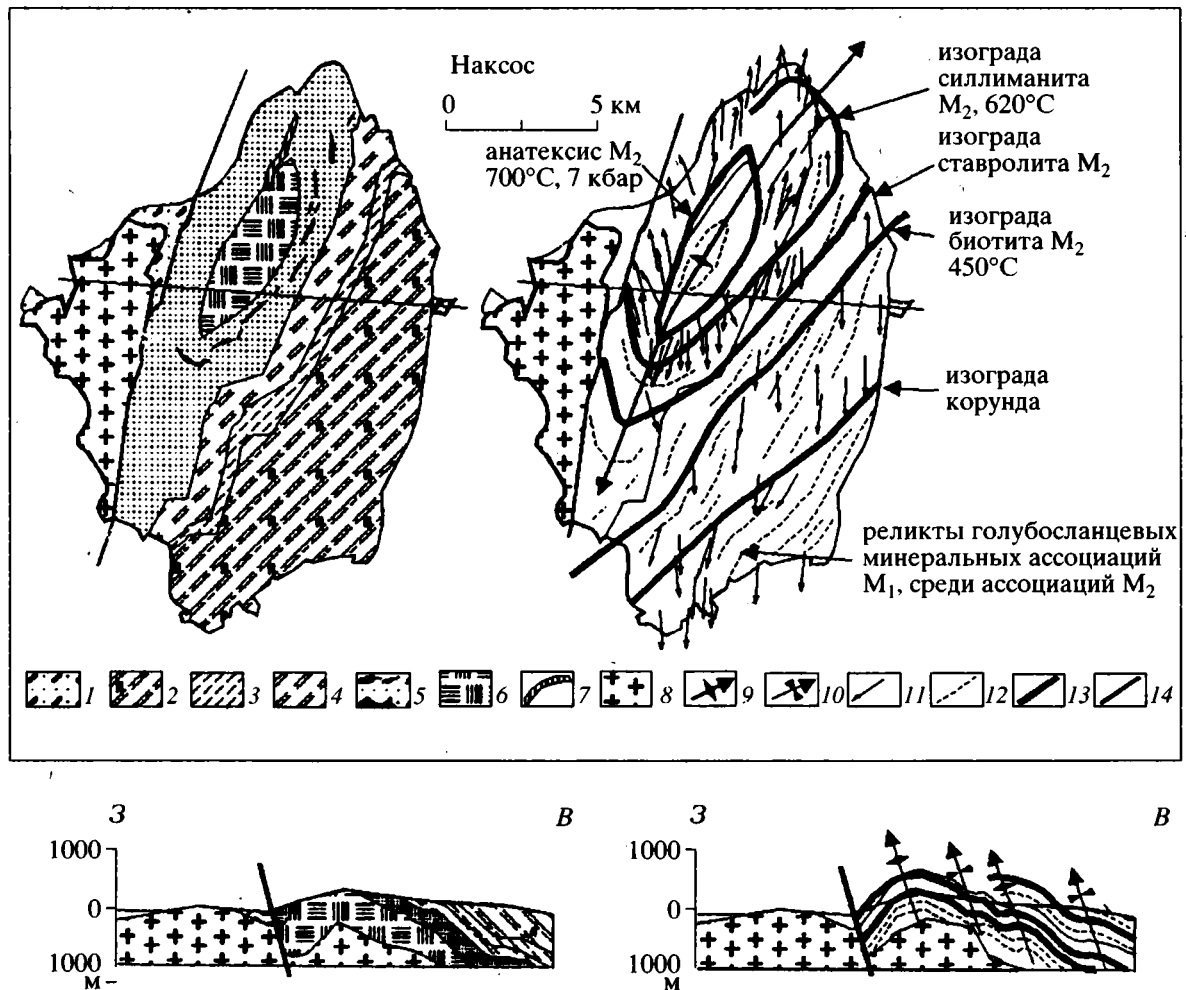


Рис. 5. Схематическая геологическая [17] и структурная карты о-ва Наксос.

1 – грубый флиш, олистостром (эоцен-нижний миоцен?); 2 – “наднаждачные” мраморы, наждак в переслаивании с песчаниками (верхний мел); 3 – сланцы; 4 – “поднаждачные” мраморы (верхний триас); 5 – песчаники, мраморы, тела ультрабазитов; 6 – лейкогнейсы и кристаллические сланцы (доальпийский фундамент); 7 – анатектические граниты и пегматиты; 8 – граниты 11 млн. лет; 9 – антиформы и 10 – синформы D_3 ; 11 – минеральная линейность и оси мелких складок M_2 ; 12 – кливаж M_2 ; 13 – изограды минералов; 14 – разломы D_3 .

Эта толща, по-видимому, отложилась на континентальном склоне. Выше по разрезу залегает мощная толща мраморов и доломитов, слоистых и комковатых, часто брекчированных. Они содержат многочисленные кораллы, гастроподы и форамениферы всех ярусов верхнего триаса. К кровле толщи приурочен гнездовидный горизонт мраморов с многочисленными железистыми стяжениями и конкрециями. Еще выше толща перекрывается юрскими(?) слоистыми мраморами в чередовании с радиоляриевыми кремнями, меловыми (?) мергелями и неправильными телами гематит-диаспоровых пород (метабокситы). Эта часть разреза плохо выдержана по простиранию, что связано со сложной топографией дна мелководного бассейна в этот период. Завершается разрез нижнепалеогеновыми(?) конгломератами и

эоцен-нижнемиоценовым олистостромом, залегающими с разрывом на подстилающих отложениях. Среди олистолитов типичными являются мраморы и реже метаморфизованные базальты, туфы и туффиты. Неметаморфизованные плейстоценовые отложения несогласно перекрывают весь метаморфический комплекс.

P–T параметры процессов M_1 и M_2 на Аморгосе изучены недостаточно. Метаморфический комплекс гнейсового основания, содержащий эпидот, андалузит, силлиманит, диопсид, принадлежит к высокотемпературным фациям низких давлений [12]. На него наложился высокоградиентный метаморфизм низких температур и высоких давлений глаукофанового типа, который охватил весь разрез полностью, включая олигоценные отложения. Этот метаморфический процесс повсеместно

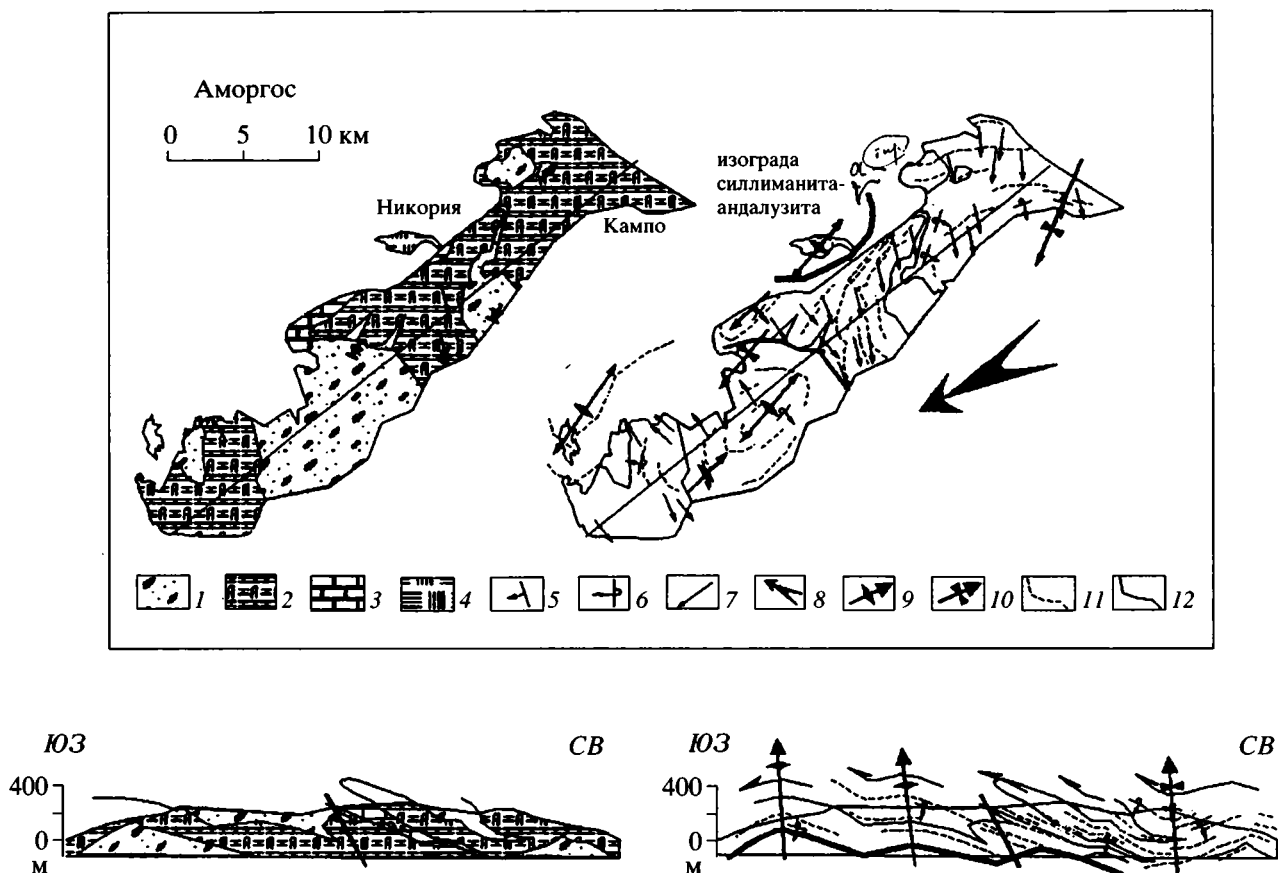


Рис. 6. Схематическая геологическая [12] и структурная карты о-ва Аморгос.

1 – олистостромы и флиш (палеоген); 2 – бокситоносные и железистые мраморы, слоистые мраморы (юра? – верхний мел); 3 – слоистые и конгломератовидные мраморы (средний триас-юра?); 4 – амфиболиты, гнейсы (доальпийский фундамент); 5 – нормальное и 6 – опрокинутое залегание; 7 – минеральная линейность и оси мелких складок M_2 ; 8 – вергентность складок M_2 ; 9 – антиформы и 10 – синформы D_3 ; 11 – кливаж M_2 ; 12 – поздние разломы.

сопровождался деформацией пород в лежачие складки с западной вергентностью и шарьяжными перемещениями. Оси лежачих складок мега- и микромасштаба совместно с метаморфической линейностью ориентированы почти строго меридионально ($0-10^\circ$), что по сумме признаков позволяет относить их к этапу M_2 (см. рис. 6).

3. ТЕКТОНОСТРАТИГРАФИЯ

Прослеживание маркирующих горизонтов показывает (рис. 7), что метаморфиты северо-западной части Киклады (Южная Эвия, Андрос Тинос и, вероятно, Миконос) по составу, мощности и последовательности отложений хорошо коррелируются между собой и, в свою очередь, достаточно сильно отличаются от юго-восточной части (Накос, Иос, Аморгос с сателлитами).

Видимый разрез отложений в пределах северо-западной части Киклады начинается с триас-эоценовых неритовых карбонатных отложений типа Алмиропотамос (Южная Эвия) и бухты Па-

нормос (Тинос) мощностью более 500 м. Они характеризуются хорошо выраженной слоистостью и выдержанностью по простиранию по типу карбонатных платформ, образующихся на поднятиях океанического дна [8]. Эти карбонатные отложения перекрываются обломочной толщей, включающей три горизонта олистостромов и турбидитов, отложившихся в глубоководном бассейне при лавинообразном поступлении обломочного материала во время транспортировки фронтальных частей офиолитовых покровов. Возраст толщи в целом может быть оценен как олигоценый.

Все три горизонта олистостромов и турбидитов хорошо прослеживаются в частных разрезах и колонках островов вдоль траверса (см. рис. 7). Наиболее нижний из них, залегающий на карбонатной единице Алмиропотамос – Панормос, хорошо опознается на Южной Эвии и Тиносе, благодаря темной окраске песчаных, монотонному строению и спорадическим прослоям кремнистых и карбонатных пород мощностью до нескольких

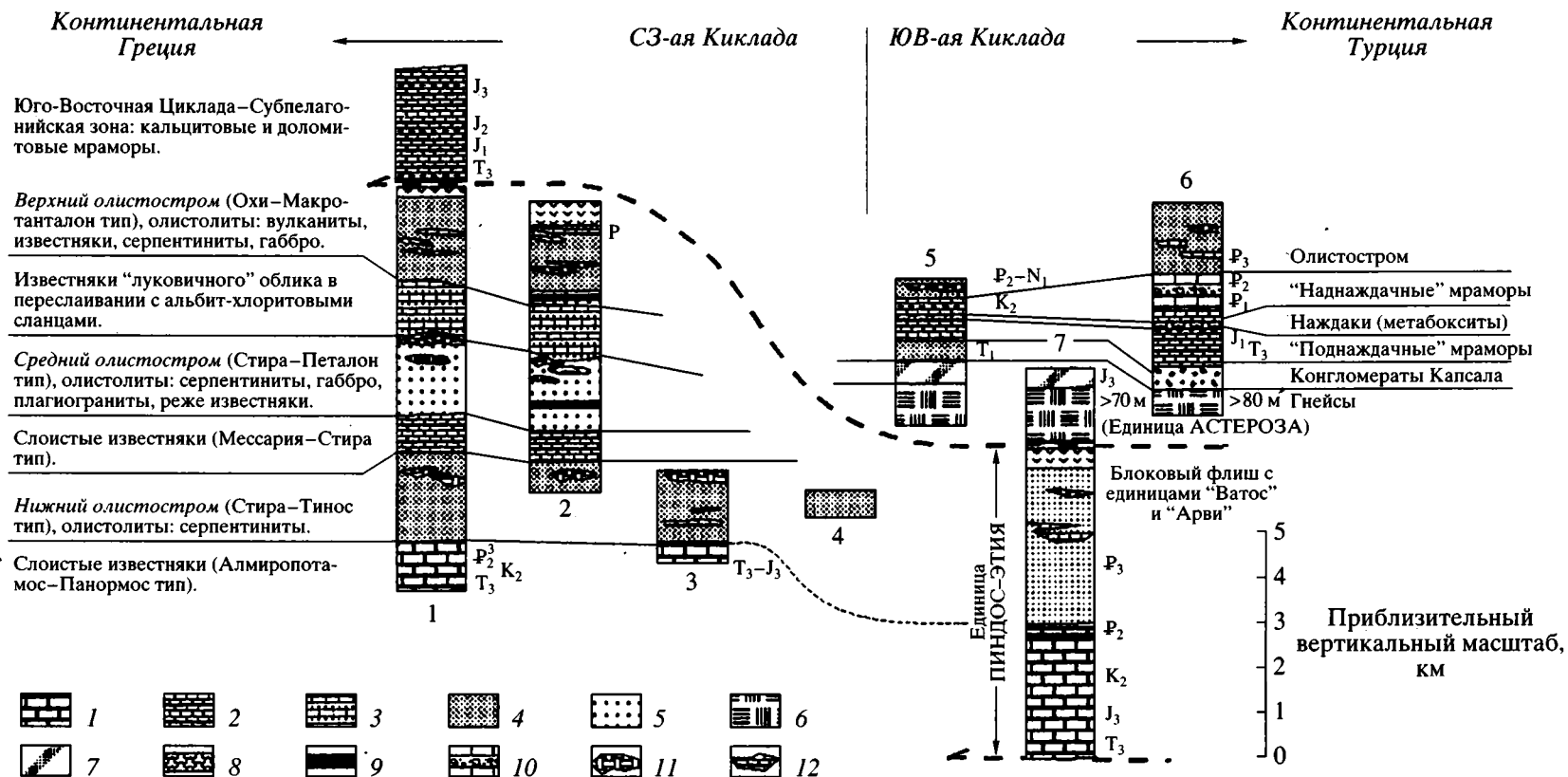


Рис. 7. Схема сопоставления литолого-стратиграфических колонок СЗ-ой и ЮВ-ой Киклад.

Районы: 1 – Южная Эвия [16], 2 – Андрос [25], 3 – Тинос [22], 4 – Микнос [27], 5 – Наксос [17], 6 – Аморгос [12], 7 – Крит [14].

1 – неритовые массивные грубослоистые известняки; 2 – слоистые известняки и калькарениты с примесью глин; 3 – слоистые и линзовидно слоистые известняки с примесью вулканического материала; 4 – темные алевролиты с шлейфами грубокластических турбидитов; 5 – проксимальные турбидиты и олистостромы; 6 – гнейсы и гранито-гнейсы (доальпийское континентальное основание); 7 – грубые песчаники с телами серпентинизированных ультрабазитов (рифтогенные отложения?); 8 – переотложенные морские бокситы; 9 – глубоководные Fe–Mn металлоносные осадки; 10 – обломочные известняки (конусы выноса на шельф и подножье); 11 – олистолиты: 11 – габбро и серпентинитов, 12 – известняков.

десятков метров. Более верхние горизонты состоят из остроугольных галек карбонатных пород с примесью серпентинитового материала (Тинос). Выше этих маломощных олистостромов-предвестников залегают крупные (Эвия) и гигантские (Тинос) олистоплаки серпентинизированных габбро протяженностью в несколько километров. Еще выше размеры олистоплаков резко уменьшаются до нескольких сотен метров и в их составе уже преобладают габброиды, плагиограниты и базальты, но самые верхние из них состоят всегда из серпентинитов (юго-восточное окончание Андроса). Перекрывается олистостром мощной практически чисто карбонатной толщей (единица Стира на Эвии и мраморы Мессария на Андросе).

Средний горизонт метакластических пород залегают выше мраморов и начинается с мощного мегаритма турбидитов, обладающих контрастной окраской из-за присутствия светлых карбонатных и альбитовых зерен в темном матриксе. Породы хорошо и ритмично слоистые с четкими и резкими границами слоев. В прослоях крупнозернистых песчаников изредка встречается косая слоистость. Завершается турбидитная пачка горизонтом глубоководных отчетливо слоистых тонких осадков, содержащих железо-марганцевые корки и конкреции (Андрос). Собственно олистостромовая часть среднего горизонта начинается выше глубоководных отложений. В основании она представлена грубообломочными несортированными гравелитами и конгломератами, чередующимися с мощными горизонтами несортированных песчаников. Слоистость в породах как правило неотчетливая. Гальки и глыбы до нескольких метров в диаметре состоят из светлых мраморов, серых кремней, плагиогранитов, зеленовато-серых андезитов-базальтов. Самая верхняя часть олистострома содержит олистолиды габбро, плагиогранитов, кислых и основных лав в сложных соотношениях. Размер олистолитов достигает несколько десятков метров мощности (олистостром в основании единицы Охи на Эвии и верхи сланцев Петалон на Андросе). Завершается разрез гигантскими олистоплаками серпентинизированных гарцбургитов протяженностью в несколько километров, выше которых с видимым согласием залегают терригенно-карбонатная толща (Агиос Петрос Сиполин и карбонатная толща Охи).

Верхний горизонт метакластических пород также начинается с тонкослоистых тонких песчаников, включающих прослойки металлоносных осадков. Выше по разрезу они переходят в неслоистые серо-черные среднезернистые песчаники с очень крупными телами светлых мраморов. Редкие горизонты гравелитов содержат гальки мраморов, зеленых туфовых пород и базальтоидов. Перекрываются тела мраморов монотонной

толщей темных песчаников в несколько сотен метров мощности с прослоями до одного метра мощности тальковых и тальксодержащих пород, образовавшихся за счет размыва близко расположенных поднятий, сложенных ультраосновными породами. Крупные олистолиды серпентинитов, олистоплаки габбро – плагиогранитов с грубообломочным матриксом, состоящим из гравелитов и мелкогалечных конгломератов, перекрывают эту толщу (верхняя часть сланцев Агиос Саранта и низы Макротанталон, верхний олистостром единицы Охи). Завершается разрез верхнего олистострома монотонной толщей грубых серых песчаников с линзовидными горизонтами мелкогалечных гравелитов и перемещенными телами рифоидных мраморов и перекрывающих их ярко-зеленых андезитов-базальтовых туфов.

Стратиграфические колонки юго-восточной группы островов Киклады (Наксос, Иос, Аморгос и др.) начинаются с гранито-гнейсового комплекса, принадлежащего доальпийскому (герцинскому, по [39]) континентальному основанию, перекрываемому нарушенным чехлом мезозойских мелководных осадков и переотложенных на шельфе бокситов. Располагающиеся в основании чехла среди нижнетриасовых монотонных кластических осадков ультрабазиты и базальты (Наксос, Иос) имеют, вероятно, рифтогенную природу, так же, как в пределах континентальной Греции [31]. Позднее карбонатные отложения чехла ЮВ-ой Киклады накапливались в условиях преимущественно пологого континентального склона (поздний триас – начало юры?) и мелководного шельфа (конец юры? – мел) с поступлением бокситового материала из районов развития латеритных кор (Наксос, Аморгос). Мощность карбонатных отложений, присутствие метабокситовых горизонтов и обилие остатков мелководной фауны резко отличают карбонатный чехол ЮВ-ой Киклады от его более глубоководных аналогов в СЗ-ой Кикладе. Накопление олистостромов в условиях лавинной седиментации, связанной с глобальной тектонической активизацией, также приходится на эоцен. Однако мощность олистостромов, размер и количество олистолитов, поступающих в этот мелководный бассейн, оказываются несравнимо меньшими по отношению к олистостромам северо-западной части Киклады.

Оба типа разреза архипелага Киклада можно без особых затруднений сопоставить с хорошо изученными и не столь сильно метаморфизованными разрезами континентальных частей Греции и Турции. Так, например, офиолитсодержащие метаморфические толщи и мраморы северо-западной части Киклады литологически похожи на офиолитовые толщи континентальной Греции, расположенные западнее и накапливавшиеся в центральной части океанического бассейна Пиндос [31]. Разрезы обоих регионов совпадают во

многих деталях, включая даже марганцовистую геохимическую специализацию тонких осадков. В то же время комплексы юго-восточной части Киклады имеют несомненное сходство с метаморфическим основанием микроконтинента Анатолия (массив Мендерес) расположенным к востоку от архипелага [6, 10, 27].

Аналоги толщ СЗ-ой и ЮВ-ой Киклады также хорошо распознаются в покровном сооружении Крита среди самых верхних единиц Астероза и Пиндос – Этия [14]. Так, например, единица Пиндос – Этия на Крите состоит из двух главных частей: нижней, преимущественно карбонатной, с возрастным интервалом поздний триас–палеоцен(?), и верхней – мощного олистострома и флиша палеогенового возраста. Согласно М. Бонно [8], в строении блокового флиша наблюдается три стратиграфических уровня, содержащих офиолитовые блоки, разделенных карбонатными толщами, – полный аналог разреза метаморфических толщ СЗ-ой Киклады на островах Андрос и Южная Эвия. Петрографически резко отличная единица Астероза залегает на единице Пиндос-Этия и представлена толщей кристаллических сланцев, мраморов и гнейсов, пронизанных дайками метаморфизованных гранитов. Выше этой толщи залегают юрские (?) серпентиниты [8], занимающие такую же структурную позицию, как и серпентиниты на Наксосе и Иосе. Гнейсы и сланцы обладают автономным структурным стилем, независимым от альпийских деформаций других тектонических покровов. Все это позволяет рассматривать кристаллическое основание ЮВ-ой Киклады в качестве возможных аналогов Астерозы, которая, в свою очередь, считается аналогами основания Субпелагонийской зоны [8].

4. МАГМАТИЧЕСКАЯ И МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Миоценовые (8–18 млн. лет) гранитоидные интрузии в пределах пояса распределены крайне неравномерно, образуя цепь массивов “батолитового типа” вдоль главной шарьяжной зоны между СЗ-ой и ЮВ-ой Кикладой и несколько разрозненных массивов к востоку и западу (рис. 8, см. рис. 1). Граниты принадлежат преимущественно к I-типу при резко подчиненном количестве S-гранитов [34]. Щелочность интрузий отчетливо возрастает с запада на восток: от гранодиоритов в Аттике (Лаурум) и на о-ве Серифос через нормальные и лейкократовые граниты на островах Тинос, Миконос–Делос, Икария, Наксос, Иос и Парос до монцонитовых гранитов на островах Самос, Кос и полуострове Будрум. Соответственно щелочности в гранитах с запада на восток возрастает содержание нормализованного K_2O . Изолинии содержания K_2O простираются параллельно линейности и шарнирам лежащих складок M_2 (рис. 9).

Гранитные интрузии, локализованные внутри и по периферии зоны шарьяжа, обнаруживают следы синкинематического внедрения: породы гнейсированы и полосчатость конформна с кливажем этапа M_2 во вмещающих сланцах. Дайки и пегматитовые жилы, свидетельствующие о высокой насыщенности магмы флюидом, образуют рой и скопления главным образом в пределах более верхнего тектонического комплекса ЮВ-ой Киклады. Количество их закономерно уменьшается вверх по разрезу и на восток по направлению общего погружения главной шарьяжной зоны, включающей граниты “батолитового типа”. Такое соотношение позволяет предполагать, что кровля гранитных массивов также в целом погружается в восточном направлении вслед за метаморфическими изоградами (см. рис. 8).

Свидетельства о наличии и составе флюидного потока в период метаморфизма M_2 приведены в работе по исследованию состава флюидных включений в магматических породах, метаморфических жилах и вмещающих сланцах [36]. Согласно этим исследованиям, состав флюида существенно менялся от почти несоленого гидрокарбонатного (до 90 мол. % CO_2) в период метаморфизма M_2 до сверхсоленого (40–45% $NaCl$, KCl , $CaCl_2$, $MgCl_2$) рассола в период внедрения гранитных магм. Температура флюида M_2 колебалась от 400–500 до 600–700°C в период контактового метаморфизма. Количество метаморфогенного флюида, рассчитанное различными методами, составляло от 10 до 100% от объема метаморфизирующихся пород, что явно свидетельствует о наличии внешнего источника газовой-жидкой фазы. Флюид по мнению авторов, мигрировал вдоль вторичных поверхностей скалывания метаморфических пород, был химически неравновесным с вмещающими породами и циркулировал достаточно короткое время, так и не заместив окончательно предшествующие осадочные и метаморфические ассоциации минералов. Авторы также делают заключение на основании исследования δC^{12} и δO^{18} во включениях, что источником флюида являлись хорошо гомогенизированные коровые и мантийные породы, подвергнувшиеся реакции декарбонатизации при температуре около 1000°C, однако этот вывод был оспорен позднее в пользу корового источника [5].

Таким образом, шарьяжная зона во время погружения комплексов СЗ-ой Киклады под комплексы ЮВ-ой Киклады должна была представлять собой зону транспортировки и вывода избыточного флюида из достигших нижнекорового уровня карбонатных и олистостромовых отложений, подвергшихся там дегидратизации, декарбонатизации и расплавлению. Наблюдения над синметаморфическими жилами показывают, что в подавляющем числе случаев они располагаются вдоль кливажных поверхностей M_2 в виде субсогласных линз, “пузырей” и торпедообразных тел,

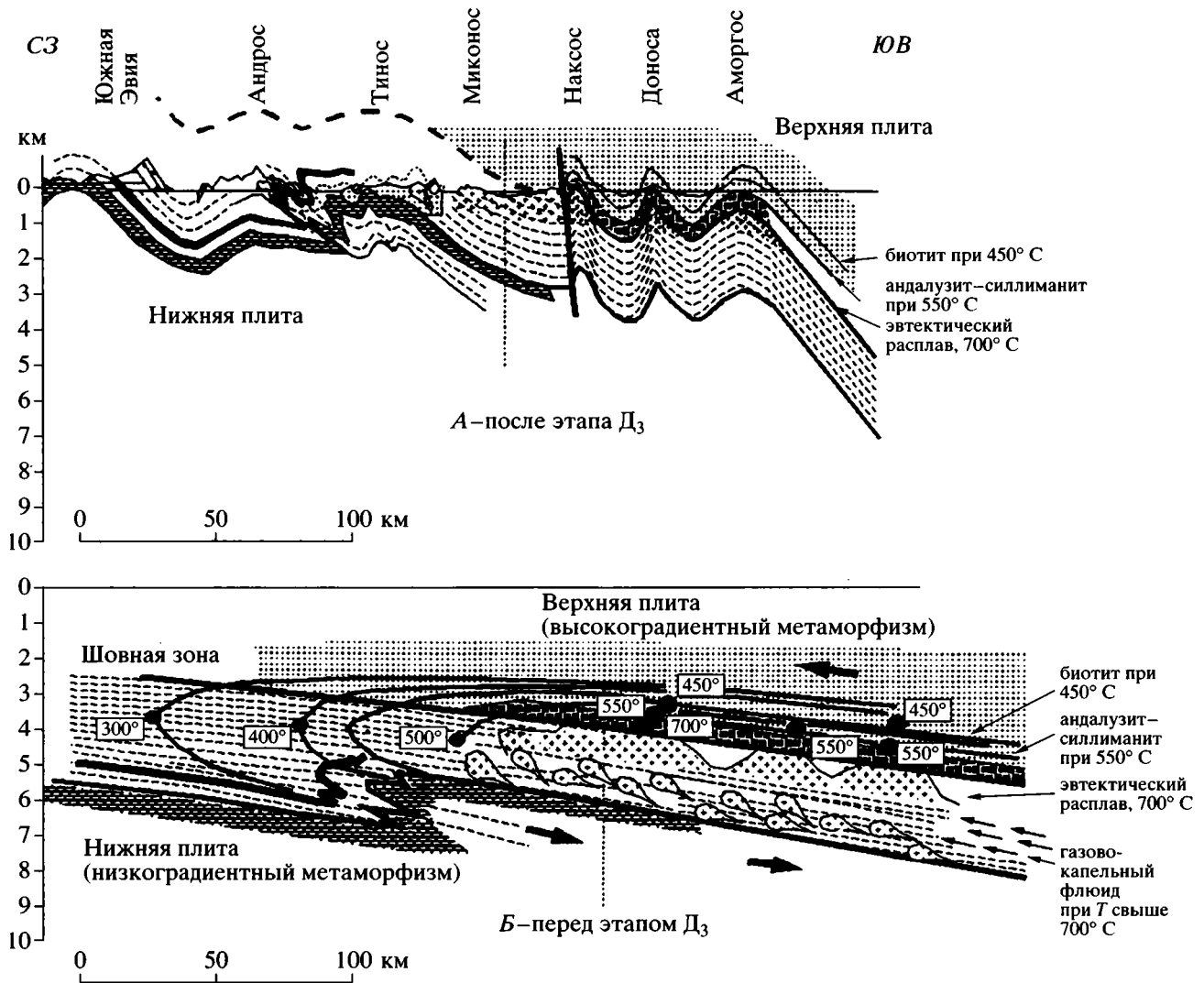


Рис. 8. Глубинный геологический разрез (А) вдоль траверса и его реконструкция (Б) на поздний олигоцен–ранний миоцен.

практически не пересекая кливаж M_2 , что свидетельствует о крайне низкой способности флюида мигрировать поперек зоны. Из этого следует, что наклонная шарьяжная зона представляла собой анизотропное образование, хорошо проницаемое для флюида только в продольном направлении по восстанию зоны. Этот вывод может быть оценен количественно на основе анализа распределения градиентов температур вдоль траверса. Как показывают восстановленные изограды (см. рис. 9), тепловой ореол, создаваемый флюидом, имел вытянутую вдоль шарьяжной зоны форму с градиентами температур, отличающимися на порядок: $1\text{--}2^\circ\text{C}/\text{км}$ для СЗ-ой Киклады (вдоль зоны, по направлению высокой проницаемости) и $30\text{--}50^\circ\text{C}/\text{км}$ для ЮВ-ой Киклады (поперек зоны, по направлению низкой проницаемости). Краевая высокоградиентная часть потока на современном эрозионном срезе

вскрыта в ядрах антиформ D_3 юго-восточной части Киклады (Наксос, Иос и др.), а центральная низкоградиентная – на всей территории СЗ-ой Киклады.

5. ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ

Формирование континентальной коры в Эгейском бассейне происходило в олигоцен-миоценовое время в результате полного закрытия северной ветви Нео-Тетиса (Вардарский океан) и коллизии связанных один с другим Апулийского и Анатолийского микроконтинентов с южным краем Евразийского континента [31, 37]. В результате эоценовой коллизии северная часть коры Вардарского океана субдуцировала под край Евразии, образовав в результате плавления олигоценовый вулканический пояс. Южная же часть океанической

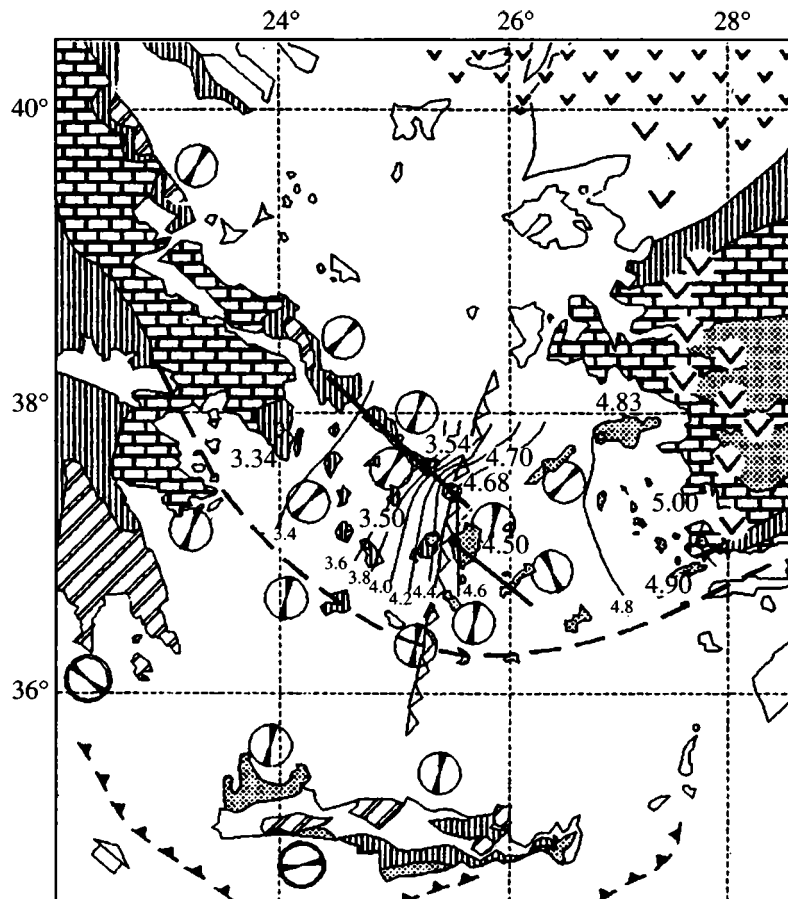


Рис. 9. Соотношение простираний шовной зоны M_2 , ориентировки складок и минеральной линейности M_2 , пространственных изолиний нормализованного K_2O (данные по [34]) в миоценовых гранитах. Условные обозначения см. на рис. 1.

коры оказалась выжатой далеко на юг в результате субдукции под нее обоих микроконтинентов и практически полностью их перекрыла [31, 37]. Остатки коры Вардарской океанической структуры образуют в настоящее время Вардарскую и Измирскую сутурные зоны и многочисленные офиолитовые аллохтоны выше Субпелагонийской единицы в Греции и Анатолии в Турции.

Осадочные формации Киклады, располагавшиеся в пределах западного края Анатолийского микроконтинента (ЮВ-ая Киклада) и карбонатной платформы (СЗ-ая Киклада), соединяющей Анатолию с Апулией, начиная с эоцена, накапливались на северных пассивных окраинах микроконтинентов непосредственно перед фронтом офиолитовых шарьяжей. Обе зоны могли быть разделены разломом трансформного типа, как и предполагалось ранее [14]. Субдукция пассивного края микроконтинента и карбонатного "моста" под южный край Вардарской структуры происходила, вероятно, не менее чем в три фазы, чем объясняется ритмическое строение карбонатно-листочтостромовых отложений, перекрывающих отложения карбонатной платформы и западного

края Анатолии. В результате полного перекрытия территории офиолитовыми покровами в толще формируется кристаллизационная сланцеватость M_1 и линейности вдоль плоскостей слоистости. Судя по наблюдениям на Сиросе [29] и Андросе [25], первоначальная ориентировка складок и линейности этапа M_1 была близширотной, что согласуется с северным направлением субдукции. Метаморфическая ассоциация этого этапа включает минералы, характерные для очень низкоградиентного типа метаморфизма высоких давлений и низких температур. Хотя состав ассоциации меняется от места к месту в пределах всего пояса, тем не менее в среднем она обнаруживает близкие температуру и давление своего образования (400–500°C, около 12–15 кбар), что соответствует погружению на глубину до 50 км [34].

Второй синметаморфический этап M_2 проявился в позднем олигоцене – раннем миоцене. Лежачие складки и связанная с ними линейность довольно строго ориентированы на СВ 20–40° вне зависимости от масштаба складок и грубо параллельно миоценовому вулканическому поясу в Турции (см. рис. 9). По крайней мере в двух местах

(острова Андрос и Аморгос) устанавливается их западная вергентность в мезо- и мегамасштабе. Процесс пластического синметаморфического течения пород сопровождался образованием многочисленных разрывов шарьяжного типа как внутри толщ, так и на их контактах. Несомненно, что наиболее крупной из них являлась шарьяжная зона на стыке обоих типов разрезов Киклады, поскольку во время формирования она служила основной магмовыводящей структурой. Интерпретируя вергентность лежащих складок как следствие "выдавливания" масс из нижнекоровых уровней в результате изменения геометрии взаимодействия плит, можно сделать вывод о транспортировке пород вверх и на запад вдоль полого наклоненного на восток глубинного шарьяжа. При этом перемещении континентальные мелководные комплексы ЮВ-ой Киклады перекрыли более глубоководные комплексы СЗ-ой Киклады.

С деформацией M_2 шарьяжного сооружения связан во времени поворот западной части Эгейского бассейна по часовой стрелке в среднем на 25° [20] и восточной части против часовой стрелки почти на 30° [23]. Линия перегиба легко трассируется по областям, не испытавшим поворота по палеомагнитным данным, и точкам перегиба сутур (рис. 10А). Она прослеживается от центральной части о-ва Крит через шарьяжную зону между ЮВ-ой и СЗ-ой Кикладой и далее до стыка олигоценового и миоценового вулканических поясов на территории северо-западной Турции. Это взаимостречное вращение двух блоков, проходившее вдоль указанной линии, привело к возникновению глубинной шарьяжной зоны, наклоненной на восток и деформации голубосланцевого комплекса M_1 в лежащие складки многокилометровой амплитуды с перемещением пород вначале в средние (7–20 км), а затем, в период поступления перегретого флюида и внедрения гранитов, в более верхние (5–7 км) горизонты коры.

Реставрация взаимного положения блоков и оценка минимального сокращения территории Киклады может быть произведена на основе предположений, что центр вращения обоих блоков располагался в районе о-ва Крит, как это показано на рис. 10Б, В. Легко увидеть, что "исчезнувшая" территория в пределах шарьяжной зоны представляла собой сектор с вершиной, обращенной к югу. Такая конфигурация неизбежно приводит к прогрессивному уменьшению количества поглощенной коры в период субдукции: с 200–300 км на севере до нуля на юге. Это означает, что миоценовый вулканический пояс над поглощенной корой должен был возникнуть на севере раньше, чем на юге, что и имеет место в действительности [33]. Кроме того, прогрессивное уменьшение количества поглощенной коры к югу, достигнув величины 100–150 км, должно было вообще привести к прекращению вулканической деятельности

в миоценовом поясе Турции по мере продвижения на юг, поскольку размеры погруженной плиты не позволяли ей опуститься в область плавления. Перемещение предполагаемого центра вращения в южном направлении за пределы о-ва Крит и увеличение соответственно площади сектора приводит лишь к пропорциональному увеличению размеров поглощенной коры в результате вращения, не влияя на установленные закономерности субдукции в целом.

Третий этап D_3 (плиоцен?) проявлен как отчетливая постметаморфическая деформация пород всей Киклады в крупные слабо опрокинутые к западу складки с пологими (до 40°) крыльями, которые были наложены на лежащие складки M_2 с первоначальной западной вергентностью. Примерами таких структур являются антиформы и сопряженные с ними синформы в центральной части Эвии, Андроса, Наксоса, Аморгоса и др. Шарниры этих открытых складок ориентированы в северо-восточных румбах, во многих случаях совпадая с ориентировкой складок M_2 , но, в отличие от них, антиформы и синформы имеют крутую осевую поверхность. Такое коаксиальное соотношение кинематических параметров доказывает, что этапы M_2 и D_3 являются следствием одного и того же процесса сжатия, эволюционировавшего от шарьяжного перемещения блоков при высоких давлениях к простому поперечному сокращению коры в приповерхностных условиях при одной и той же ориентировке сжимающих усилий. Это позволяет предполагать, что обе деформации являются проявлением ранней и поздней стадии одного и того же процесса.

Согласно палеомагнитным данным [20], западная часть Эгейского бассейна в это время после перерыва от 15 до 7 млн. лет назад (поздний миоцен) вновь продолжила вращение по часовой стрелке. Угол поворота в течение плиоцена составил 25° , а соответствующее сокращение площади оказалась вполне достаточным, чтобы вызвать деформацию D_3 .

Четвертый этап D_4 , начавшийся, по-видимому, в конце плиоцена и начале четвертичного времени, характеризуется новой перестройкой направления деформаций, поперечной к этапу D_3 . Он контролирует современную топографию дна Эгейского моря, находящегося в режиме развития задугового бассейна в результате субдукции океанической коры в Эллинском желобе.

Автор выражает благодарность Научному Фонду Министерства Абсорбции Израиля, финансировавшего полевые исследования в пределах Киклады в 1993–1994 гг., и Среднеазиатской консалтинговой фирме "Гея" (Узбекистан), поддержавшей продолжение работы в 1995–1996 гг. Часть полевых наблюдений на островах Андрос и Тинос проводилась совместно с профессорами

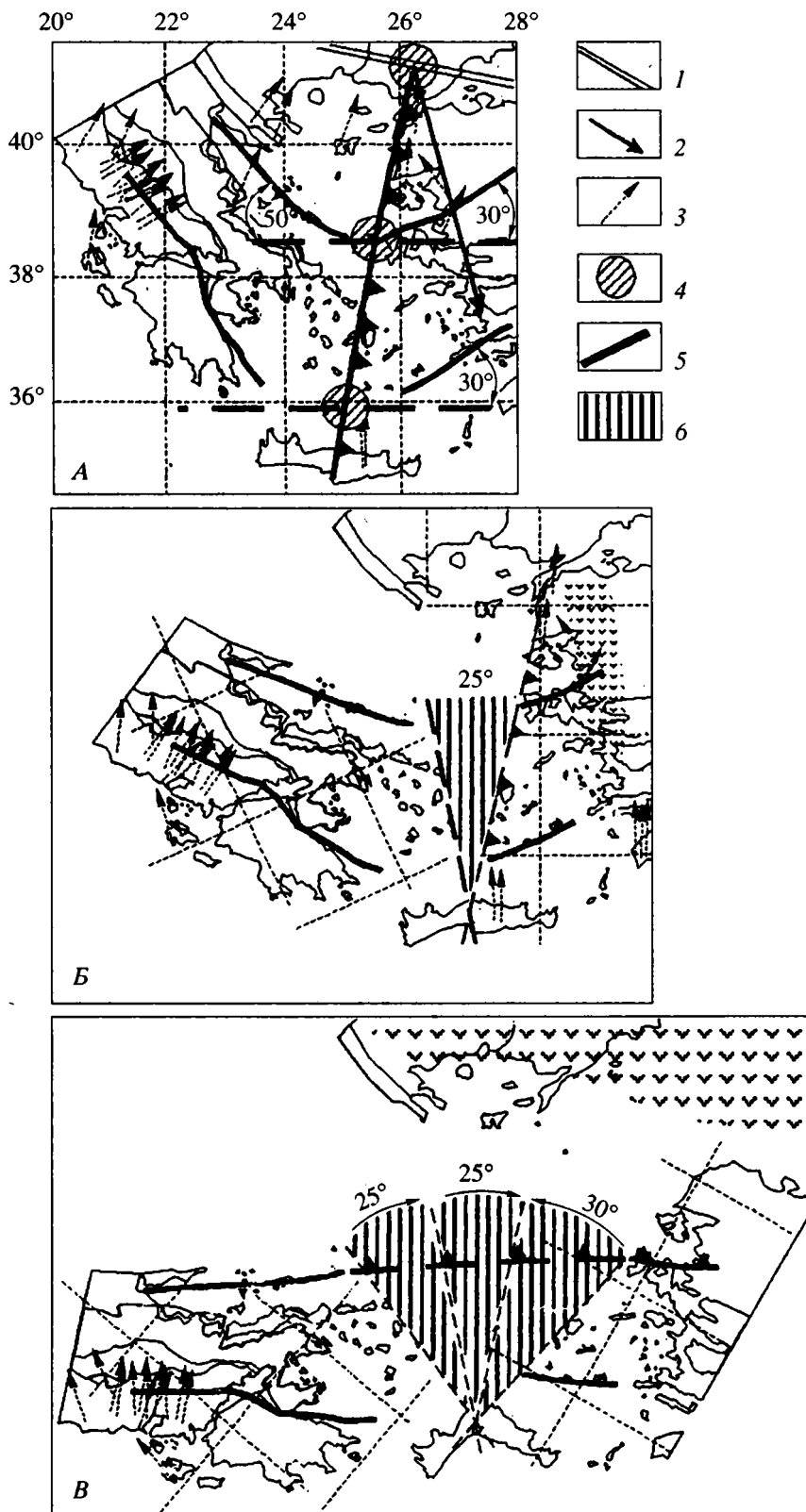


Рис. 10. Палеомагнитные направления и простирания главных сюртур Эгейского бассейна (А), реставрация положения блоков для позднего миоцена–плиоцена (Б) и позднего олигоцена – раннего миоцена (В). См. пояснения в тексте.

1 – олигоценый и 2 – миоценовый вулканические пояса (стрелка указывает направление омолаживания вулканов); 3 – палеомагнитные направления; 4 – точки поворота; 5 – офиолитовые сюртуры; 6 – субдуцировавшая площадь.

Иерусалимского университета Цви Гарфункелем и Аланом Мэтьюсом, которым также выражается искренняя признательность за конструктивное обсуждение результатов. В процессе подготовки работы к печати важные замечания были сделаны академиком РАН А.Л. Книппером (Москва), профессором Н.В. Короновским (Москва) и профессором Д. Диксоном (Эдинбург).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Adis C., Walter W.H., Satir M.* Trace element and Sr–Nd isotope geochemistry of Tertiary volcanism from the Biga peninsula and Ayyalik: NW Turkey // Second International Symposium on the geology of the Eastern Mediterranean region. Jerusalem, Israel, August 27–September 1, 1995. Abstracts 1995. P. 19.
2. *Avigad D., Garfunkel Z.* Low-angle faults above and below a blueschist belt—Tinos Island, Cyclades, Greece // *Terra Nova*. 1989. Vol. 1. P. 182–187.
3. *Avigad D., Garfunkel Z.* Uplift and exhumation of high-pressure metamorphic terrains: the example of the Cycladic blueschist belt (Aegean Sea) // *Tectonophysics*. 1991. Vol. 188. P. 357–372.
4. *Avigad D., Matthews A., Evans B.W., Garfunkel Z.* Cooling during the exhumation of blueschist terrain: Sifnos (Cyclades), Greece // *Eur. J. Minera.* 1992. Vol. 4. P. 619–634.
5. *Baker J., Matthews A.* The stable isotopic evolution of a metamorphic complex, Naxos, Greece // *Contrib. Mineral Petrol.* 1995. Vol. 120. P. 391–403.
6. *Blake M.C., Bonneau M., Geysant J., Kienast JR., Lepvier C., Maluski H., Papanikolaou D.* A geologic reconnaissance of the Cycladic blueschist belt, Greece // *Geological Society of America Bulletin*. 1981. Vol. 92. P. 247–354.
7. *Blake M.C., Bonneau M., Geysant J., Kienast JR., Lepvier C., Maluski H., Papanikolaou D.* A geologic reconnaissance of the Cycladic blueschist belt, Greece: Reply. *Geological Society of America Bulletin*. 1984. Vol. 95. P. 119–121.
8. *Bonneau M.*, Correlation of the Hellenide nappes in the south-east Aegean and their tectonic reconstruction // *The Geological evolution of the Eastern Mediterranean*. / Eds. J.E. Dixon and A.H.F. Robertson. Blackwell, Oxford: Geol. Soc. London Spec. Pub., 1984. Vol. 17. P. 517–527.
9. *Buick I.S.* The late alpine evolution of an extensional shear zone, Naxos, Greece // *J. Geol. Soc. Lond.* 1991. Vol. 148. P. 93–103.
10. *Dixon J.E., Ridly J.* Excursion guide to the trip on Seriphos, Syros, and Naxos. Syros Island // *Chemical Transport in Metasomatic Processes*, / Ed. H.C. Helgeson. D. Reidel Publishing Company, 1987. P. 489–500.
11. *Dubois R., Bignot G.* Presence d' un "hard ground" nummulitique au sommet de la série crétacé d' Almyropotamos (Eubée méridionale, Grèce). Conséquences // *C.R. Acad. Sci. Paris*. 1979. Vol. 289. P. 993–995.
12. *Düür St.H.* Geological map of Amorgos – Donoussa sheet. Institute of Geology and Mineral Exploration (IGME), Athens, 1982.
13. *Fytikas M., Innocenti F., Manetti P., Mazzuoli R., Peccerilo A., Villari L.* Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region // *The Geological evolution of the Eastern Mediterranean*. Eds. J.E. Dixon and A.H.F. Robertson. Blackwell, Oxford: Geol. Soc. London Spec. Pub., 1984. P. 687–699.
14. *Hall R., Audley-Charles M.G., Carter D.J.* The significance of Crete for the evolution of the Eastern Mediterranean // *The Geological evolution of the Eastern Mediterranean*. Eds. J.E. Dixon and A.H.F. Robertson. Blackwell, Oxford: Geol. Soc. London Spec. Pub., 1984. P. 499–515.
15. *Henjes-Kunst F., Kreuzer H.* Isotopic ages of pre-Alpine rocks from the islands of Ios (Cyclades, Greece) // *Contrib. Mineral Petrol.* 1982. Vol. 80. P. 245–253.
16. *Jacobschagen V., Skala W.* Geologie der Nord – Sporaden und die Struktur-Prägung auf der mittel-ägäischen Inselbrücke // *Ann. Géol. Pays Hellén.* 1977. Vol. 28. P. 233–274.
17. *Jansen J.B.H.* Geological map of Naxos Island. Institute of Geological and Mining Research (IGMR), Athens, 1973.
18. *Katsikatsos G.* La structure tectonique de la Attique et de l' ile d'Eubée // *VI Coll. Geol. Aegean Region*. Athens. 1977. Vol. 211–228.
19. *Katzir Y., Matthews A., Garfunkel Z., Schliestedt M., Avigad D.* The tectono-metamorphic evolution of dismembered ophiolite (Tinos, Cyclades, Greece) // *Geological Magazine*. 1996. Vol. 133. № 3. P. 237–254.
20. *Laj C., Jamet M., Sorel D., Valente J.P.* First paleomagnetic results from Mio-Pliocene series of the Hellenic sedimentary arc // *Tectonophysics*. 1982. Vol. 86. P. 45–67.
21. *Lister G.S., Banga G., Feenstra A.* Metamorphic core complexes of Cordilleran type in the Cyclades, Aegean Sea, Greece // *Geology*. Vol. 12. P. 221–225.
22. *Melidonis N.G.* The geological structure and mineral deposits of Tinos Island (Cyclades, Greece) // *The geology of Greece*. Athens: I.G.M.E., 1980. Vol. 13. P. 1–80.
23. *Morris A., Robertson A.H.F.* Miocene remagnetisation of carbonate platform and Antalya Complex units within the Isparta Angle, SW Turkey // *Tectonophysics*. 1993. Vol. 1–4. P. 243–266.
24. *Mukhin P.* The olistostromes and turbidites of Andros Island and geodynamic events in the Cycladic Blueschist-belt development // *Tectonostratigraphic, petrological and geochemical studies of the Median Aegean Crystalline complex*. Final research report / Authors: Matthews A., Garfunkel Z. Jerusalem: The Hebrew University of Jerusalem, Institute of Earth Sciences. 1995. P. 55–152.
25. *Mukhin P.* Metamorphosed turbidites and olistostromes of Andros Island and their tectonic significance (Cyclades, Greece) // *Geological Magazine*. 1996. Vol. 133. № 6. P. 697–711.
26. *Papanikolaou D.* Contribution to the geology of Aegean sea: the Andros Island // *Annales géologiques des pays Helléniques*. Athènes, 1978. 553 p.
27. *Papanikolaou D.* Tectonic evolution of the Cycladic blueschist belt (Aegean sea, Greece) // *Chemical Transport in Metasomatic Processes* / Ed. H.C. Helgeson. D. Reidel Publishing Company. 1987. P. 429–450.

28. Patzak M. Der Amphibolit-Gneis-Koerper von Akrotiri, Insel Tinos (Griechenland). Universitat Wurzburg: Diplomarbeiten fur das Studienfach Mineralogie, 1988.
29. Ridley J. The significance of deformation associated with blueschist facies metamorphism on the Aegean island of Syros // The Geological evolution of the Eastern Mediterranean. Eds. J.E. Dixon and A.H.F. Robertson. Blackwell, Oxford: Geol. Soc. London Spec. Pub., 1984. P. 545–550.
30. Reinecke T., Okrusch M., Richter P. Geochemistry of ferromanganous metasediments from the Island of Andros, Cycladic blueschist belt, Greece // Chemical Geology. 1985. Vol. 53. P. 249–278.
31. Robertson A.H.F., Clift P.D., Degnan P.J., Jones G. Palaeographic and palaeotectonic evolution of the Eastern Mediterranean Neotethys // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. Amsterdam: Elsevier Science Publishers B.V. 1991. Vol. 87. P. 289–343.
32. Rodgers J. A geologic reconnaissance of the Cycladic blueschist belt, Greece: Discussion // Geological Society of America Bulletin. 1984. Vol. 95. P. 117–119.
33. Savascin M.Y., Ergun M. Evidence of the eastern boundary of Western Anatolia (and Menderes massif) from the volcanological and geophysical data // Second International Symposium on the geology of the Eastern Mediterranean region. Jerusalem, Israel, August 27 - September 1, 1995. Abstracts. 1995. P. 19.
34. Schliestedt M., Altherer R., Matthews A. Evolution of the Cycladic crystalline complex: petrology, isotope geochemistry and geochronology // Chemical Transport in Metasomatic Processes / Ed. H.C. Helgeson. D. Reidel Publishing Company. 1987. P. 389–428.
35. Schliestedt M., Bartsch V., Carl M., Mathews A. The P-T Path of Greenschist-Facies Rock from the Island of Kithnos (Cyclades, Greece) // Chem. Erde. Vol. 54. P. 281–296.
36. Schuiling R.D., Kreulen R., Salemink J. Metamorphic events in the Cyclades and their associated fluids // Chemical Transport in Metasomatic Processes / Ed. H.C. Helgeson. D. Reidel Publishing Company. 1987. P. 451–466.
37. Sengör A.M.C., Yilmaz Y. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach // Tectonophysics. 1981. Vol. 75. P. 181–241.
38. Urai J.L., Schuiling R.D., Jansen J.B.H. Apline deformation on Naxos (Greece) // Deformation mechanisms, Rheology and Tectonics. / Eds. R.J. Knipe, E.H. Rutter. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 1990. Vol. 54. P. 509–522.
39. Van der Maar P.A., Jansen J.B.H. The geology of the polymetamorphic complex of Ios, Cyclades, Greece and its significance for the Cycladic Massif // Geol. Rundschau. 1983. Vol. 72. P. 283–299.

Рецензенты: Н.В. Короновский, А.Л. Книппер

Geological Structure of the Cyclades along the Ewoia–Amorgos Traverse, Greece

P. A. Mukhin

Institute of Earth Sciences, Hebrew University of Jerusalem, Givat Ram, Jerusalem 91904, Israel

The Cenozoic Cycladic metamorphic belt consists of deeply reworked crustal zones within the Aegean basin, which at present overlies an active subduction zone. Comparison of tectono-stratigraphic columns from different parts of the basin indicates the presence of two Oligocene–Early Cretaceous tectonic units within the belt (northwestern and southeastern Cyclades). The tectonic suture that separates the paleoplates runs through the central part of the basin and is almost perpendicular to the E–W-trending present-day subduction zone. Comparison of lithological and structural data and differences in style and zoning between the two units show that there were two phases in the crustal evolution of the region. The first phase in the Eocene created the E–W-trending structure of the belt with a concomitant manifestation of greenschist-facies metamorphism. The second phase in the Oligocene–Early Miocene resulted in zoned retrograde metamorphism of the entire complex, producing gigantic NW-vergent recumbent transverse folds. Paleomagnetic evidence, the distribution of normalized K_2O concentrations in Miocene granitic intrusions, and the change in the orientation of the marginal volcanic belt at the time of accretion indicate that the formation of the crust underlying the Aegean basin was accompanied by a change in the orientation of the subduction zone: from E–S in the Eocene to roughly N–W in the Oligocene–Early Miocene, then again to E–W at present.

УДК 551.24.02

СТРУКТУРНЫЕ ПАРАГЕНЕЗЫ КАК РЕЗУЛЬТАТ ПРОЦЕССОВ САМООРГАНИЗАЦИИ В ДЕФОРМИРУЕМОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЕ

© 1999 г. В. Г. Талицкий

Геологический факультет Московского государственного университета

Поступила в редакцию 26.05.97 г.

Настоящее время характеризуется интенсивным проникновением в науки о Земле идей синергетики – нового междисциплинарного научного направления, изучающего универсальные свойства явлений самоорганизации в динамических неравновесных системах. Интерес геологов к проблемам синергетики не случаен, так как Земля как геологический объект буквально насыщена множеством разнообразных систем и подсистем, подчиняющихся законам самоорганизации, что продемонстрировано множеством работ, опубликованных в последние годы. В этом смысле не составляют исключения и различные тектодинамические системы, являющиеся следствием деформаций геологической среды.

В статье на некоторых конкретных примерах предпринята попытка рассмотреть процессы самоорганизации, возникающие в деформируемой геологической среде и сопровождающие формирование парагенезов разномасштабных структурных форм.

ВВЕДЕНИЕ

Выявление механизмов тектонических деформаций, приводящих к формированию деформационных структурных форм и их сочетаний (структурных парагенезов), является важнейшей задачей геологии, направленной как на решение частных практических вопросов структурного прогноза, так и на познание общих закономерностей эволюции тектоносферы. Значительный прогресс в решении этой задачи был достигнут в связи с применением принципов механики деформируемых твердых тел к интерпретациям наблюдающихся тектонических структур, что определило переход от морфологических исследований к решению генетических вопросов тектоники. Вместе с тем, ориентирование моделей механики на нужды промышленности, в частности, на решение проблем прочности и разрушения материалов и конструкций, используемых в технике и строительстве, ограничивает их применимость рамками поставленных задач или требованиями тех или иных технологий.

В тектонике перечень проблем, связанных с деформированием природных объектов, значительно шире, чем в промышленности, и многие из этих проблем не могут быть решены в рамках традиционных механических представлений. В этой связи в последние годы появилось множество работ, в которых высказана явная неудовлетворенность моделями механики деформируемых твердых тел применительно к изучению различных сторон тектогенеза [10, 13, 14–17, 22–24]. В подтверждение сказанного приведем цитату из одной из пере-

численных работ, в которой четко сформулированы противоречия в подходах к изучению деформаций в механике и геологии: "...в механике деформируемого твердого тела, которая до сих пор является фундаментом геомеханики, усилия исследователей были направлены главным образом на поиск однозначных связей между деформациями и напряжениями. Успех в решении задач о напряженно-деформированном состоянии твердой среды достигался ценой обезличивания природных объектов, пренебрежения их структурой и историей. Выделение природного объекта из окружающей среды приводило к его омертвлению, и прогноз отдаленных последствий становился невозможным и бессмысленным.

Назначение исследователем начальных и граничных условий фактически навязывало твердому телу детерминированное поведение. Однако природный объект благодаря приобретенной структуре обладает собственной приспособительной реакцией. Структурные изменения имеют определенную направленность, которая обусловлена, вероятно, стремлением ослабить действие внешних сил, увеличив, например, подвижность слагающих природные тела блоков. Если в механике твердого деформируемого тела привычен вопрос: как это происходит?, то для природного объекта приобретают смысл вопросы: почему? с какой целью?" [13, с. 14].

Возникшие противоречия между объектом и моделями, применяемыми для его изучения, очевидно, могут быть устранены путем разработки новых подходов к моделированию геологической

среды и протекающих в ней динамических процессов. В этой связи в последние годы в тектонике и геофизике был предложен ряд принципиально новых моделей, значительно отличающихся от традиционных моделей механики деформируемых твердых тел [8, 10, 11, 13, 14–17, 22–24]. Эти модели отличаются одна от другой, но их объединяет общее свойство: в их рамках геологическая среда в объеме литосферы представляется открытой системой взаимодействующих структурных элементов, обменивающейся энергией и веществом с внешним миром. Различные динамические процессы, протекающие в такой системе, в том числе и процессы тектогенеза, направлены на перераспределение и трансформацию энергии и массы, поступающих извне, при этом изменяются свойства самой системы: она перестраивается.

Очевидно, что на развитие новых подходов к моделированию геологической среды оказало влияние проникновение в науку о Земле идей синергетики – нового междисциплинарного научного направления, изучающего универсальные свойства явлений самоорганизации в динамических неравновесных системах. В этой связи следует отметить, что литосфера представляется прекрасным объектом для синергетики, так как она буквально насыщена множеством разнообразных систем и подсистем, подчиняющихся законам самоорганизации [4–6]. Различные примеры функционирования таких систем и подсистем в геологической среде приведены в работах многих исследователей [8, 10, 17, 24]. В последние годы идеи синергетики активно используются в геодинамике [7]. Законам самоорганизации подчиняются и деформируемые среды [9], в том числе и геологическая среда, испытывающая тектонические деформации [5, 6, 10, 22–24].

РЕЛАКСАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ ДЕФОРМАЦИОННОГО ПРОЦЕССА

В цитируемой выше работе [13] обосновывается мысль, что главная цель моделирования в геомеханике заключается в исследовании приспособительных реакций природных объектов на внешнее воздействие и условий их реализации. Такие представления о моделировании вполне совместимы с изучением механизмов формирования структурных парагенезов – закономерных, устойчиво повторяющихся сочетаний структурных форм различной морфологии и размера, образующихся при тектонических деформациях и являющихся, по существу, единственным свидетельством протекания последних, сохраненном в “памяти” геологической среды.

Не вдаваясь в подробности, отметим, что вряд ли можно получить сколько-нибудь значимую информацию о формировании структурных парагенезов на основании механических моделей

сплошности, в которых деформируемая среда изначально лишена каких-либо структур. Гораздо более перспективный путь – представить геологическую среду совокупностью геометрических структурных элементов, объединенных в систему. По определению, система – это множество элементов, находящихся в отношениях и связях друг с другом, образующих определенную целостность, единство. Иначе говоря, система – это ряд особым образом организованных элементов, а организация элементов в системе является ее структурой. В такой модели среда представляется сплошной в том смысле, что она практически непрерывно заполняет геологическое пространство, но в то же время она дискретна, так как состоит из элементов определенной геометрии и размеров, связанных в единое целое.

Изначальное структурное состояние реальной геологической среды определяется совокупностью разномасштабных структурных элементов, находящихся в определенных отношениях и связях и являющихся структурными уровнями ее организации. На разных структурных уровнях такими элементами могут быть отдельные минеральные зерна, агрегаты зерен, слои, пачки слоев, блоки и т.д., а структура среды в целом представляет собой суперпозицию структур разных структурных уровней. Следовательно, модель исходной структуры реальной геологической среды может быть представлена сложной иерархически построенной системой элементов, содержащей разные уровни их структурной организации: внутризерновые уровни (атомы, точечные дефекты, дислокации, блоки мозаики и др.), уровни зерен, агрегатов зерен, слоев, пачек слоев, блоков и т.д., при этом каждый из последующих структурных уровней включает в себя предыдущие. Система открыта для энерго- и массообмена с окружающей средой. Такая модель может быть исследована на предмет приспособительной реакции структуры системы, возникающей в ответ на какие-либо внешние воздействия в том числе и на ее нагружение.

Поскольку для анализа процессов структурообразования в геологической среде привлекается модель с исходной иерархической структурой, имеет смысл, прежде всего, определить функции этой структуры в механизмах тектогенеза. Основная функция иерархической структуры заключается в том, что при нагружении системы (или ином внешнем воздействии) возникающие в ней напряжения распределяются неравномерно, концентрируясь на неоднородностях разных структурных уровней. Иначе говоря, иерархия структурных уровней среды порождает весьма неоднородное поле напряжений с концентраторами разных размеров и интенсивности. В связи с неоднородностью поля напряжений деформация также неоднородна и развивается локализованно в концентраторах, так

как в этих областях раньше, чем в любым других частях системы, напряжения достигают предельных значений. Такие представления позволяют использовать синергетический подход к описанию тектонических деформаций и рассматривать деформируемую геологическую среду как далекую от равновесия диссипативную систему. При этом предполагается диссипация упругой энергии, поэтому деформационный процесс напрямую связан с релаксацией поля напряжений.

Релаксация напряжений в концентраторах нагружаемой среды (а, следовательно, и диссипация энергии) может осуществляться различными механизмами, связанными с разными уровнями структурной организации: внутризерновыми механизмами (диффузионными, трансляционными и др.), механизмами уровней зерен и агрегатов зерен (перестройкой и миграцией границ зерен, растворением – переотложением, рекристаллизацией, перекристаллизацией, фазовыми превращениями и др.), слоев и пачек слоев (перемещением слоев по границам, их будинированием, изгибом и др.), наконец, разрушением материала в концентраторах, т.е. образованием трещин и разрывов и перемещениями блоков по разрывам. Эффективность тех или иных релаксационных механизмов существенно зависит от внешних условий (T , P , скорости нагружения системы и т.п.). При определенных внешних условиях концентраторы каждого из уровней структурной организации системы обладают собственными механизмами и, что очень важно, *собственными временами релаксации напряжений*, поэтому деформационный процесс в системе осуществляется не хаотически, а вполне упорядоченно, последовательно переходя с уровня на уровень, что и отражается в формировании закономерных структурных сочетаний (структурных парагенезов).

В работе [9] с позиций релаксационной модели рассмотрена пластическая деформация твердых тел и обоснован вывод, что, если представлять нагружаемый объект как систему взаимодействующих концентраторов напряжений, в ней неизбежно происходит синхронизация релаксационных процессов, следствием которой является самопроизвольное формирование пространственно-временной структуры в виде релаксационных волн пластичности. Формирование такой структуры может быть объяснено следующим образом. При нагружении объекта первым в релаксационную работу включается тот уровень структурной организации, в концентраторах которого при данных внешних условиях напряжения быстрее достигают предельных значений. Если, следуя вышеизложенному, считать, что любой механизм деформации реализуется как релаксационный процесс, то, как это показано в [9], деформационная кривая $\sigma - \epsilon$, получаемая при механических испытаниях кристаллических материалов, в том числе и

горных пород, может быть представлена в виде пилообразной функции (рис. 1-1). Из диаграммы следует, что каждый сброс напряжений и скачкообразный прирост деформации начинаются, когда на одном из концентраторов достигается критическое напряжение ($\sigma_{кр}$), и заканчивается, когда напряжение падает ниже критического. Затем процесс повторяется с другим концентратором и т.д. Но поскольку в системе имеется огромное количество концентраторов, которые срабатывают без четкой последовательности, перекрываясь, кривая сглаживается и деформация представляется как интегральный процесс самоорганизации элементарных актов пластичности, носящий коллективный скоррелированный характер, и именно скоррелированный самосогласованный характер работы концентраторов напряжений обеспечивает стационарность деформации, проявляющуюся на макроуровне.

С течением времени количество концентраторов соответствующего структурного уровня постепенно исчерпывается, что на диаграммах $\sigma - \epsilon$ отражается в упрочнении, а в самой системе – в перестройке ее структуры и соответственно в перестройке поля напряжений. Полное исчерпание релаксационной работы концентраторов данного уровня структурной организации приводит к его исключению из системы, и, если при этом нагружение продолжается, происходит кардинальное изменение характера деформационного процесса. На диаграммах механических испытаний такое изменение фиксируется, например, постепенным либо мгновенным сбросом напряжений, а в самой системе – переходом на другой структурный уровень, имевший ранее в системе или приобретенный в процессе деформации.

Переход деформации с одного структурного уровня на другой наиболее отчетливо проявляется на диаграммах с деформациями в запредельных областях (см. рис. 1-2; 3). Такие диаграммы часто получаются при механических испытаниях горных пород, особенно при испытаниях на сжатие. На этих диаграммах так же, как и в ранее рассмотренном случае, вначале отмечается деформация с упрочнением, а затем, при достижении напряжениями некоторого предела, происходит частичная потеря сопротивления, фиксируемая постепенным спадом напряжений, продолжающимся вплоть до полного разрушения образца. При деформировании материалов в запредельных областях обычно развиваются большие остаточные деформации. Изучение структурных изменений, происходящих в образцах в процессе деформирования, показывает, что при достижении определенного уровня напряжений в материале зарождаются “трещины скалывания” (зоны сдвига), разбивающие образцы на блоки. Дальнейшая деформация материала осуществляется смещением блоков по этим зонам, что и отражает переход

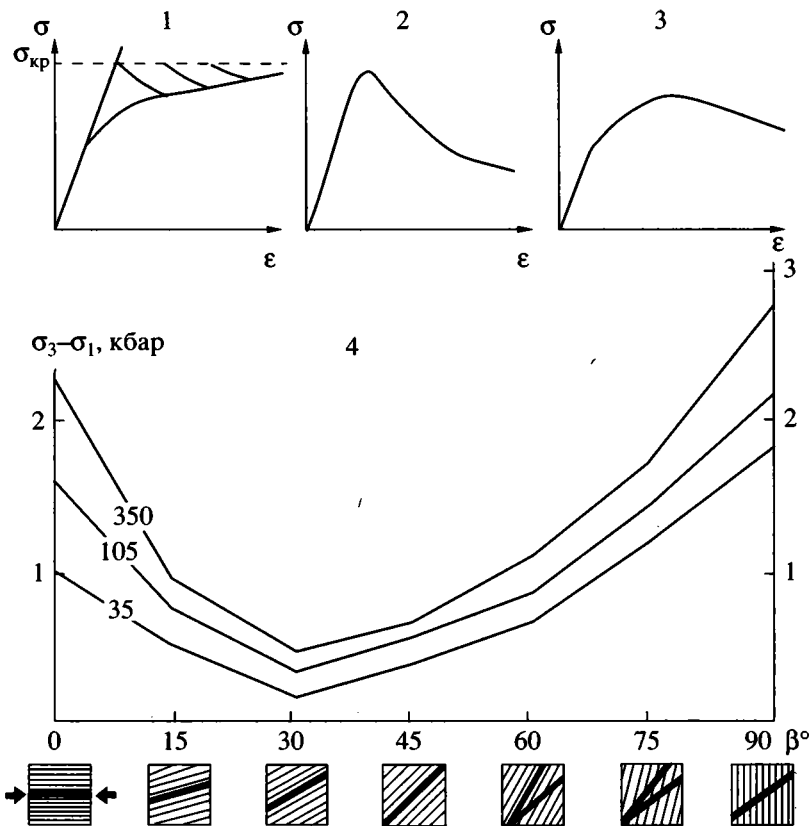


Рис. 1. 1–3 – диаграммы σ – ϵ , получаемые при механических испытаниях горных пород: 1 – пластичность с упрочнением (интерпретация по [9]); 2, 3 – пластичность с разупрочнением (деформация в запредельных областях); 4 – диаграмма, показывающая влияние анизотропии на предел прочности при трехосном сжатии аспидного сланца Мартинсбург. Построена по данным, взятым из [25].

σ – напряжение, ϵ – деформация, $\sigma_{кр}$ – критический уровень напряжений в концентраторах. Для 4: испытывались цилиндрические образцы 25×6 см в резиновой оболочке при $T = 20^\circ\text{C}$ и скорости деформации 10^{-4} с^{-1} . $\sigma_3 - \sigma_1$ – дифференциальные напряжения; β – угол наклона плоскостей анизотропии к оси сжатия (σ_3); цифры у кривых – окружающее давление $P = \sigma_1 = \sigma_2$ (бар). Внизу в квадратах жирными линиями показана ориентировка возникающих трещин по отношению к плоскостям анизотропии.

деформации в новое качество, на другой структурный уровень.

На диаграммах механических испытаний пород появление в образцах новообразованной блоковой структуры и переход деформации на новый структурный уровень в одних случаях фиксируется четко выраженным пиком (см. рис. 1-2), в других – максимум напряжений оказывается размытым (см. рис. 1-3). В первом случае в испытываемых образцах формируется одна сдвиговая зона, проходящая через весь образец, т.е. здесь в “чистом виде” проявляется рассматриваемая ранее “пилообразность” функции при релаксации одного концентратора. Во втором случае в образцах формируется множество мелких зон сдвига, и функция сглаживается в результате коллективной релаксационной работы множества концентраторов напряжений.

Сброс напряжений, которым сопровождается переход деформации на новый структурный уровень, очевидно, говорит об энергетической вы-

годности такого перехода. Этот вывод напрашивается в связи с тем, что релаксационная работа новообразованной структуры оказывается более эффективной, на что и указывает снижение напряжений при деформациях в запредельных областях. Следовательно, новообразованная структура в момент ее формирования способна более эффективно перерабатывать и диссипировать упругую энергию. С этой точки зрения столь же эффективным оказывается и процесс разрушения образцов, при котором деформируемый материал также приобретает новую структуру.

ПРОЦЕССЫ САМООРГАНИЗАЦИИ В ДЕФОРМИРУЕМОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЕ

Релаксационная модель деформационного процесса может быть применена и к описанию тектонических деформаций, однако при этом необходим учет, как специфики строения реальной геологи-

ческой среды, так и специфики условий, при которых осуществляется деформация. В отличие от механических испытаний, в природе деформациям подвергаются огромные объемы резко неоднородной геологической среды, содержащей флюид. Деформация природных объектов осуществляется в стесненных условиях при скоростях, значительно более низких, чем скорости нагружения образцов в испытательных машинах. Все это, а также ряд других моментов [1] определяет особенности протекания деформаций в тектоносфере.

Тот факт, что в природе горные породы претерпевают огромные остаточные деформации, практически не достижимые при их механических испытаниях, говорит о широких релаксационных возможностях реальной геологической среды. Очевидно, эти возможности определяются большим запасом релаксационных механизмов, значительная часть которых утрачивается при изъятии из системы ее части (образца горных пород). Поэтому и предлагается моделировать геологическую среду системой разномасштабных структурных элементов и рассматривать деформации геологических тел (структурных элементов разных уровней организации) в их взаимосвязи и зависимости от конкретных условий деформирования (T , P , способа нагружения и т.п.).

Ранее уже отмечалось, что морфологически тектонические деформации в геологической среде фиксируются закономерными сочетаниями деформационных структурных форм разной морфологии и размера (структурными парагенезами). С точки зрения релаксационной модели в основе их формирования лежит представление о непрерывном возникновении разного рода концентраторов, контролируемых иерархической структурой среды, и их релаксации, ведущей к структурным перестройкам. При таком подходе важными элементами изучения тектонических деформаций, а, следовательно, механизмов формирования структурных парагенезов, является определение конкретных релаксационных механизмов, связанных с разными уровнями структурной организации системы, и установление закономерностей пространственного и временного взаимодействия релаксационной работы концентраторов разных структурных уровней. Исследования показывают, что именно синхронный самосогласованный характер релаксационной работы концентраторов разных структурных уровней, имевшихся изначально в геологической среде или приобретенных в процессе деформации, определяет как ход самой деформации, так и ее структурный результат.

Ниже приводятся примеры, в которых с позиций релаксационной модели рассмотрены механизмы формирования некоторых широко распространенных типов структурных сочетаний, образующихся при тектонических деформациях,

а также проинтерпретированы результаты некоторых физических экспериментов, имеющих отношение к механизмам структурообразования в реальной геологической среде. В ходе анализа особое внимание обращается на различные элементы самоорганизации, сопровождающие процессы тектогенеза.

Формирование складчатых парагенезов

Анализ формирования таких парагенезов начнем с ряда предположений, основанных на результатах морфологических исследований. Предположим, что объем геологической среды, состоящей из минеральных зерен, объединенных в слои, сжимается в направлении, параллельном слоистости. Предположим также, что в концентраторах уровня зерен быстрее достигается предел упругости, после чего зерна испытывают пластическую деформацию, протекающую с некоторой зависящей от уровня напряжений скоростью. Очевидно, что при такой деформации зерна начнут сплющиваться, образуя текстуру, ориентированную перпендикулярно к оси сжатия. Возникновение текстуры означает, что точечные контакты зерен на границах, ориентированных нормально к оси сжатия, постепенно заменяются плоскостными с постоянно увеличивающейся площадью. Напряжения в концентраторах падают и, следовательно, для поддержания той же скорости деформации системы требуются все возрастающие внешние усилия ($\sigma = F/S$). Если к такой системе приложить силу, при которой напряжения на контактах зерен превысят предел упругости, но не достигнут предела прочности, и оставить систему в нагруженном состоянии на некоторое время, в ней начнутся процессы структурной перестройки (формирование текстуры или, что то же самое, замена точечных контактов плоскостными), ведущие к постепенной релаксации напряжений.

Важно отметить, что замена точечных контактов зерен на плоскостные – это не одновременный акт мгновенной структурной перестройки, а процесс самоорганизации, контролируемый приращением площади каждого из индивидуальных контактов. При увеличении площади какого-то одного из контактов напряжения на нем падают и деформация замедляется или прекращается вовсе, если напряжения падают ниже предела упругости. Деформация переходит на другие контакты с меньшей площадью, так как на них сконцентрированы большие напряжения. Происходит своеобразное эстафетное распределение деформации по множеству концентраторов, имеющих в системе, что ведет к синхронизации деформационного процесса, связанного с уровнем зерен. Физический смысл такого рода синхронизации заключается в согласованной релаксации большинства концентраторов. В результате снижает-

ся уровень напряжений в системе, т.е. снижается запас упругой энергии. Морфологически синхронизация таких релаксационных процессов выражается в формировании новообразованной плоскостной текстуры, постепенно пронизывающей весь объем геологической среды, в котором эти процессы развиваются. В реальной геологической среде подобным образом формируется межзерновой кливаж. Конкретные релаксационные механизмы, ведущие к формированию межзернового кливажа, неоднократно описывались нами ранее [2, 20]. Здесь важно отметить, что деформация, ведущая к образованию такой текстуры, полностью соответствует диаграмме, приведенной на рис. 1-1.

Постепенное заполнение геологической среды новообразованной текстурой ведет к исключению из релаксационной работы уровня зерен. Это и понятно, так как структура уровня зерен перестраивается (заменяется совершенно иной структурой), а, следовательно, перестраивается поле напряжений. Исчерпание зернового механизма релаксации напряжений ведет к перераспределению последних и к включению в деформационную работу других релаксационных механизмов, связанных с другими уровнями структурной организации системы.

Поскольку исходная структура исследуемой системы, помимо зернового, содержит уровень слоев, логично предположить, что при релаксации зернового уровня в деформацию может включиться уровень слоев, т.е. слои начнут сминаться в складки. Однако при заданном выше типе нагружения слоистая среда начнет сминаться в складки лишь в случае, если слои способны потерять устойчивость. Широкое развитие в реальной геологической среде складчатых деформаций говорит о том, что в природе способность слоистых толщ к потере устойчивости действительно реализуется, при этом установлено, что, помимо геометрии элементов и типа нагружения, важным условием потери устойчивости является значительный контраст деформационных свойств чередующихся слоев.

Теоретические, экспериментальные и натурные исследования показывают, что в условиях продольного сжатия слоистые толщ теряют устойчивость при значительном контрасте деформационных свойств чередующихся слоев. Так, в [26] экспериментально показано, что слои теряют устойчивость и начинают сминаться в складки (без предварительного продольного укорочения) при контрасте вязкостей $\approx 10^3$. Этот вывод подтверждается натурными и теоретическими исследованиями. В работе [18] приведена диаграмма зависимости длины волны (L_D) природных складок различных размеров от мощности (h) наиболее жестких слоев. В результате измерений полученное

среднее отношение L_D/h составляет величину ≈ 27 . Если считать, что верна формула Био (эта формула приводится практически во всех учебниках по структурной геологии: $L_D = 2\pi h(\mu/6\mu_1)^{1/3}$, где L_D – доминирующая длина волны, h – мощность компетентного слоя вязкости μ , μ_1 – вязкость вмещающей среды), то при условии контраста вязкостей в три порядка получим отношение $L_D/h \approx 34.5$. Если же в формулу подставить измеренное в природе значение L_D/h , то полученный при этом контраст вязкостей слоев составит величину $\approx 5 \times 10^2$.

Контраст деформационных свойств слоев, достаточный для потери устойчивости, может изначально существовать в природе (тогда слои сминаются в складки без их предварительного укорочения, т.е. деформация сразу начинается с элементов уровня слоев, минуя уровень зерен). В рассматриваемом же случае контраст, достаточный для потери устойчивости, достигается при деформации с зерновом уровне (рис. 2, I), тогда деформация с уровня зерен переходит на уровень слоев. Слои теряют устойчивость и начинают сминаться в складки (см. рис. 2, II стадия). Подробно причины и механизмы потери устойчивости в слоистых толщах описаны в [21].

При переходе деформации с уровня зерен на уровень слоев процессы самоорганизации вначале четко проявляются в конкуренции длин волн возникающих возмущений и естественном отборе доминирующей длины волны (L_D), о которой речь шла выше, а впоследствии – в согласованном саморегулируемом характере релаксационной работы, совершаемой в процессе складкообразования. Рассмотрим этот вопрос более подробно.

Из рис. 1-1 следует, что при прогрессирующей деформации зернового уровня кривая постепенно приближается к уровню критических напряжений ($\sigma_{кр}$), при которых релаксируют концентраторы. Очевидно, что в момент, когда эта кривая пересечется с пунктирной линией, в системе, а, точнее, в тех ее слоях, в которых быстрее идут релаксационные процессы, практически не останется концентраторов уровня зерен. Эти слои окажутся предельно упрочненными, и для продолжения деформации требуется смена релаксационных механизмов. В то же время перестройка структуры вызывает перераспределение напряжений.

Перераспределение напряжений осуществляется между предельно упрочненными и недоупрочненными слоями: предельно упрочненные слои принимают нагрузку на себя, следовательно, уровень напряжений в них должен несколько превысить уровень критических напряжений, необходимых для релаксации концентраторов зернового уровня. В сменившемся поле напряжений потерю устойчивости провоцируют неровности

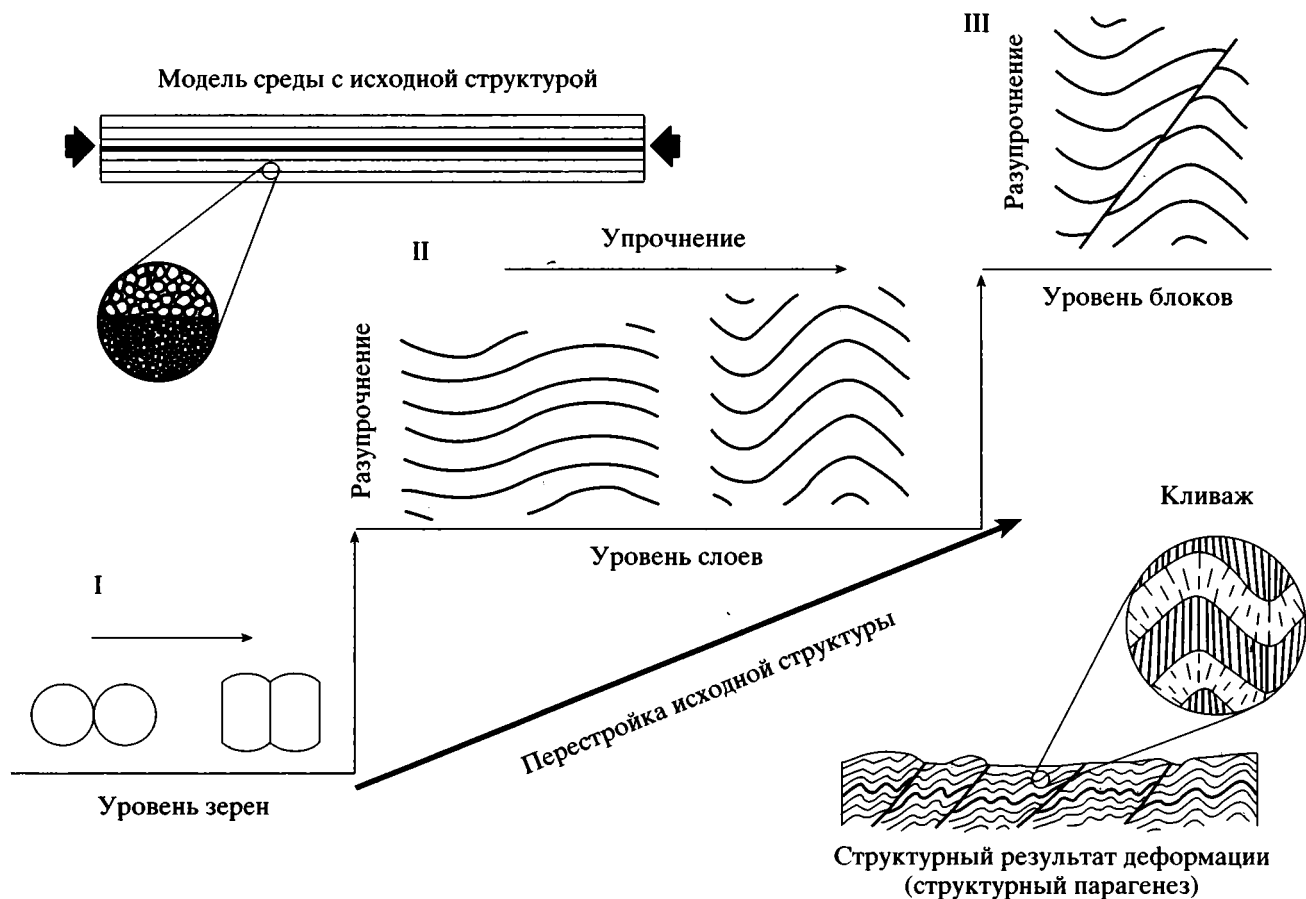


Рис. 2. Принципиальная схема формирования парагенеза кливаж–складки–надвиги. I–III – стадии структурообразования (пояснения в тексте).

контактов между слоями, а также различного рода структурные и вещественные неоднородности слоистых толщ, которые могут быть отнесены к разряду флуктуаций.

Вслед за потерей устойчивости и начавшимся изгибанием слоев поле напряжений вновь перестраивается, и в релаксационную работу включается уровень слоев. Теперь уже деформация системы определяется уменьшением угла формирующихся складок, а релаксация напряжений осуществляется механизмом встречного поворота крыльев со скольжением слоев по границам.

Начальные стадии формирования складок, очевидно, сопровождаются снижением уровня напряжений (деформация с разупрочнением), что указывает на эффективность нового релаксационного механизма, а затем, при достижении складками некоторого предельного угла, напряжения начинают возрастать (деформация с упрочнением). Такой характер напряженно-деформированного состояния среды при развитии складок косвенно подтверждается результатами механических испытаний пород, содержащих плоскостную текстуру. На рис. 1, 4 приведен график влияния ани-

тропии на предел прочности, построенный по результатам механических испытаний на сжатие аспидного сланца Мартинсбург. Результаты испытаний взяты из [25]. На рисунке в нижнем ряду в квадратах показано положение плоскостей анизотропии испытываемых образцов по отношению к оси сжатия (жирные линии и сектора – ориентировка возникающих при деформации трещин скальвания и отрыва), а на оси абсцисс отложены значения угла (β) наклона сланцеватости к оси деформируемого образца (σ_3). Из графика следует, что при увеличении β от 0 до 30° предельные напряжения снижаются, а при дальнейшем увеличении β от 30° до 90° напряжения начинают возрастать. Очевидно, что возрастание напряжений при увеличении угла анизотропии к оси сжатия связано с усилением трения на плоскостях сланцеватости. Исходя из этого соображения, можно предполагать, что при достижении складками угла, при превышении которого начинают возрастать напряжения, между всеми складками, формирующимися в системе, устанавливается пространственно-временная корреляция в их релаксационной работе. Эта корреляция регулируется трением между

слоями на крыльях формирующихся складок. Таким образом, процесс складкообразования также характеризуется определенной самоорганизацией, структурным результатом которой является множество похожих одна на другую складок, непрерывно заполняющих деформируемый объем.

При прогрессирующем уменьшении угла формирующихся складок трение между слоями на их крыльях все больше возрастает, и при некотором критическом угле этот механизм исчерпывает свои релаксационные возможности. В то же время в исходной модели системы исчерпываются уровни структурной организации, на которые могла бы перейти деформация. В этом случае напряжения начинают возрастать и при достижении некоторого нового предела в системе формируется новый структурный уровень – уровень блоков (см. рис. 2, III), способный эффективно релаксировать напряжения путем перемещений и поворотов новообразованных структурных элементов. Эффективность релаксационной работы новообразованного структурного уровня подтверждается результатами механических испытаний горных пород. При образовании в образцах сдвиговых зон типа “трещин скалывания” дальнейшая их деформация сопровождается разупрочнением, т.е. снижением уровня напряжений (см. рис. 1–3).

Формирование разрывных парагенезов

Возникновение в деформируемой системе уровня блоков предваряется формированием зон локализованной деформации (тектонических разрывов), являющихся границами блоков. В этой связи разрывообразование в геологической среде может рассматриваться как совместное проявление двух взаимосвязанных процессов: процесса зарождения зон локализованной деформации, ведущей к обособлению блоков, и процесса перемещения блоков по этим зонам.

Исследование процесса зарождения тектонических разрывов сводится, по существу, к установлению причин резкой локализации деформации. Локализация деформации внутри нагружаемых объемов возникает в связи с деформационной неустойчивостью, когда по каким-либо причинам становится легче деформировать систему в том месте, где она уже была в какой-то степени деформирована. Специальные экспериментальные исследования условий появления деформационной неустойчивости в общем виде показали, что неустойчивость появляется тогда, когда в уравнениях равновесия сумма членов деформационного разупрочнения уравновешивает сумму членов деформационного упрочнения таким образом, что в результате проявляется деформационное разупрочнение [12]. Очевидно, что после этого легче деформировать область, уже подвергнутую деформации (деформировать при меньших напря-

жениях), чем начать деформирование в других местах. Иными словами, зона локализованной деформации связана с процессами, ведущими к разупрочнению материала в этой зоне. Сказанное означает, что формирование тектонических разрывов подготавливается деформационной предисторией. Так, в рассмотренном выше случае причина формирования разрывов связана с исчерпанием релаксационных возможностей системы имеющимися структурными уровнями (уровнями зерен и слое). В то же время предшествовавшая разрывообразованию складчатая деформация подготовила условия для “срывов” по границам слоев на крыльях складок, повернутых под углами к ориентировке оси сжатия. Эти заранее подготовленные направления структурной и механической анизотропии могут быть использованы при образовании сколовых (сдвиговых) разрывных нарушений типа взбросов или надвигов.

В других случаях формирование зон локализованной деформации, в частности деформации сдвига, может подготавливаться процессами разрушения. Формирование разрывов такого типа изучалось нами экспериментально.

Эксперименты проводились на образцах из различных материалов (глины, песка и др.), которые деформировались в обстановке сжатия–растяжения при активном приложении растягивающих напряжений. Плоские образцы толщиной 1.5–2 см из влажной глины или смеси песка с солидолом помещались на лист вакуумной резины, и резина растягивалась в одном направлении. Таким образом достигалось рассредоточенное нагружение по подошве образцов. Первоначально учитывался тот факт, что в деформируемых образцах имеется изотропная структура, обусловленная наличием жестких зерен и границ между ними, являющихся ослабленными зонами (зонами пониженной прочности). Для получения трещин отрыва образцы из глины до деформации “охрупчивались” путем нанесения на их поверхность тонкой пленки поверхностноактивных жидкостей (воды или глицерина). Результаты экспериментов представлены на рис. 3А, 3Б.

Уже при небольших размерах деформации (3–5%) на поверхности образцов возникали мелкие трещины отрыва, ориентированные нормально к оси растяжения. Вначале отдельные трещины оказывались разобщенными в пространстве, но по мере увеличения количества трещин между последними начинали проявляться процессы взаимодействия. Образующиеся новые трещины располагались четко упорядоченно, кулисно подстраиваясь к уже имеющимся и формируя два типа зон: диагональные по отношению к оси нагружения зоны эшелонированных трещин отрыва (см. рис. 3, В-а) и нормальные к этой оси зоны типа “коленвал”, в которых кулисно подставляющие одна другую

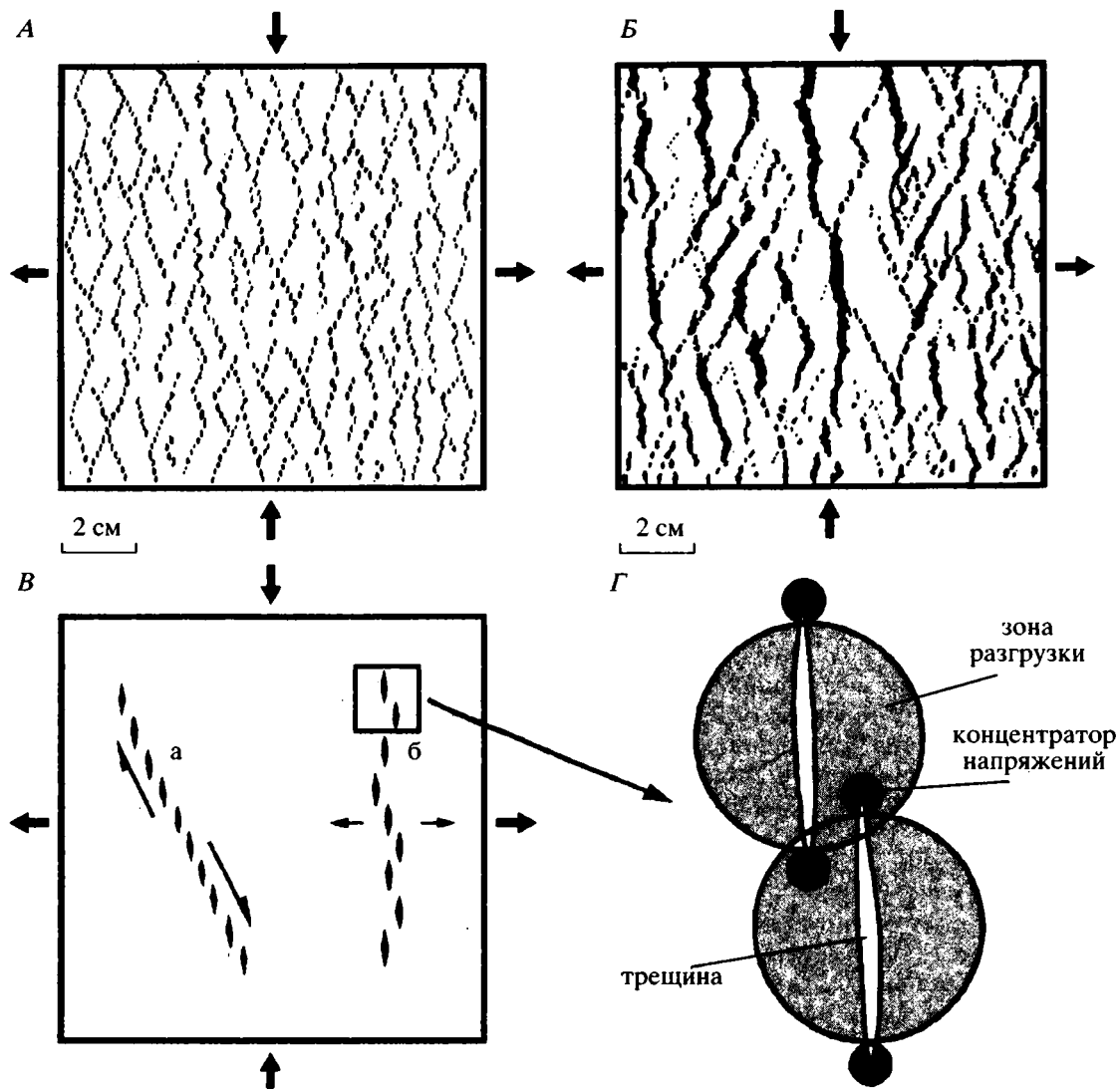


Рис. 3. А, Б – трещинные структуры, получаемые при растяжении образцов из глины (А) и смеси песка с солидолом (Б) (рисунки по фотографиям); В – зоны трещин отрыва типа “эшелон” (а) и “коленвал” (б); Г – схема, поясняющая кулисное расположение трещин в системах.

отдельные трещины по простиранию смещались то в одну, то в другую сторону (см. рис. 3, В-б).

Следует заметить, что кулисные системы трещин разного размера широко распространены в природе. Такие же системы формируются и в эксперименте. В этой связи есть основание предполагать, что закономерное упорядоченное расположение отдельных отрывов в формирующихся трещинных системах не является случайным. Очевидно, в образовании таких систем проявляются процессы самоорганизации, заключающиеся во взаимодействии множества отдельных трещин. Видимо, взаимодействие трещин, объединяющихся в системы, осуществляется через упругие поля (поля напряжений), связанные с каждой отдельной трещиной.

Известно, что в условиях сжатия–растяжения вокруг формирующихся трещин отрыва происходит перераспределение напряжений. Участки материала, примыкающие к берегам трещин, оказываются недогруженными, а вблизи вершин трещин образуются концентраторы – резко перегруженные участки материала. В этой связи кулисное расположение трещин оказывается наиболее энергетически выгодным, так как в этом случае концентраторы накладываются на недогруженные участки (см. рис. 3, Г). В результате уровень напряжений в концентраторах снижается, т.е. снижается запас упругой энергии системы.

Формирующиеся зоны трещин отрыва являются зонами разупрочнения, т.е. потенциальными зонами локализации деформации. При прогрессирующем нагружении системы такие зоны

переходят в разрывы, что подтверждают эксперименты. В экспериментах диагональные зоны трещин отрыва при объединении трещин путем разрушения перемычек переходили в разрывы сколового (сдвигового) типа, а зоны типа “коленвал” – в раздвиги. В результате образцы оказывались разбитыми разрывами на блоки. Следует заметить, что процесс объединения трещин в разрывы сопровождается дальнейшим снижением упругой энергии системы, так как при разрушении перемычек и увеличении длины трещин уменьшается количество концентраторов и увеличивается объем недогруженного материала, прилегающего к берегам трещин.

С появлением в системе уровня блоков и вовлечением его в деформацию происходит очередная кординальная перестройка поля напряжений. В результате изменяются как масштабы, так и механизмы релаксационных процессов.

Деформация геологической среды на уровне блоков осуществляется путем взаимного перемещения и поворота блоков как целого и деформации самих блоков. Такой механизм продиктован принципом совместимости деформаций [6], обеспечивающим сохранение целостности структурно неоднородной деформируемой среды.

Следует заметить, что при переходе деформации на уровень блоков разупрочнение отмечается лишь в начальные моменты, а затем, при образовании все большего числа различно ориентированных разрывных зон, трансляционные смещения блоков по разрывам становятся заторможенными и деформация переходит в режим упрочнения.

Описание новой блочно-иерархической модели геологической (геофизической) среды и ее функционирования как открытой динамической системы, способной к энергообмену с внешним миром, приведено в ряде работ [14–17]. Здесь же мы обратим внимание на некоторые моменты, связанные с формированием в такой системе парагенезов структурных форм.

Как показано в перечисленных выше работах, блоковое строение геологической среды характеризуется определенной иерархичностью в распределении по размерам блоков и разделяющих их границ. Более крупные блоки и разделяющие их широкие разрывные зоны состоят из блоков меньшего размера, разделенных разрывными зонами меньшей мощности, и т.д. Механическое взаимодействие блоков в такой системе, протекающее в условиях стесненной деформации и осуществляемое посредством смещений блоков по разрывам, ведет к концентрации напряжений в местах заторможенных сдвигов. Кроме того, неравномерность смещений по различно ориентированным границам порождает поля поворотных моментов, действующих на блоки. В такой ситуации деформация системы определяется релаксацией концентраторов и упругих полей поворотных моментов.

Процессы самоорганизации при деформациях геологической среды на уровне блоков так же, как и при деформациях на других уровнях структурной организации, заключаются в синхронном согласованном характере релаксационной работы, обеспечивающей деформацию системы. В условиях развитой деформации при постоянно действующем нагружении (поступлении энергии извне) релаксация локальных упругих полей, возникающих при перемещениях и поворотах блоков, осуществляется эстафетно, следуя за изменениями поля напряжений. При релаксации наиболее подготовленных, энергонасыщенных концентраторов происходит перераспределение напряжений между другими концентраторами, последовательно подготавливая и включая их в релаксационную работу.

Конкретные механизмы релаксации концентраторов зависят от детального внутреннего строения среды и внешних условий деформирования, т.е. от наличия или отсутствия в системе уровней структурной организации, способных эффективно релаксировать напряжения. При наличии таких уровней релаксация упругих полей осуществляется посредством медленно развивающихся структурных перестроек, приводящих к изменению внутренней структуры и конфигурации блоков (рис. 4А). Если по тем или иным причинам релаксационные возможности системы оказываются ограниченными, напряжения возрастают и при достижении ими значений предела прочности пород происходит разрушение концентраторов, в результате чего в системе появляются новые структурные элементы, способные эффективно релаксировать напряжения. Эти новообразованные элементы вовлекаются в релаксационную работу. Анализ материалов, получаемых при натурных исследованиях, говорит о том, что во многих случаях блоковые перемещения сопровождаются формированием элементов новых структур, аккомодирующих трансляции и повороты блоков. Их образование часто бывает связано с возникновением систем сколов и отрывов, развивающихся в концентраторах и объединяющихся в разрывы различных кинематических типов, смещения по которым приводят к релаксации локальных упругих полей (концентраторов или полей поворотных моментов), связанных с движениями блоков. В результате протекания таких процессов в геологической среде формируются своеобразные структурные рисунки (структурные парагенезы), состоящие из закономерных сочетаний трещин и разрывов различной кинематики. Многие из подобных парагенезов выделены и описаны А.В. Лукьяновым, Л.М. Расцветаевым и другими исследователями. На рис. 4Б–Г приведены некоторые из таких парагенезов, зарисованные в поле и полученные в физическом эксперименте. Следует заметить, что формирование таких парагенезов в одних случаях осуществляется как медленно развивающийся процесс формирования систем трещин, постепенно объеди-

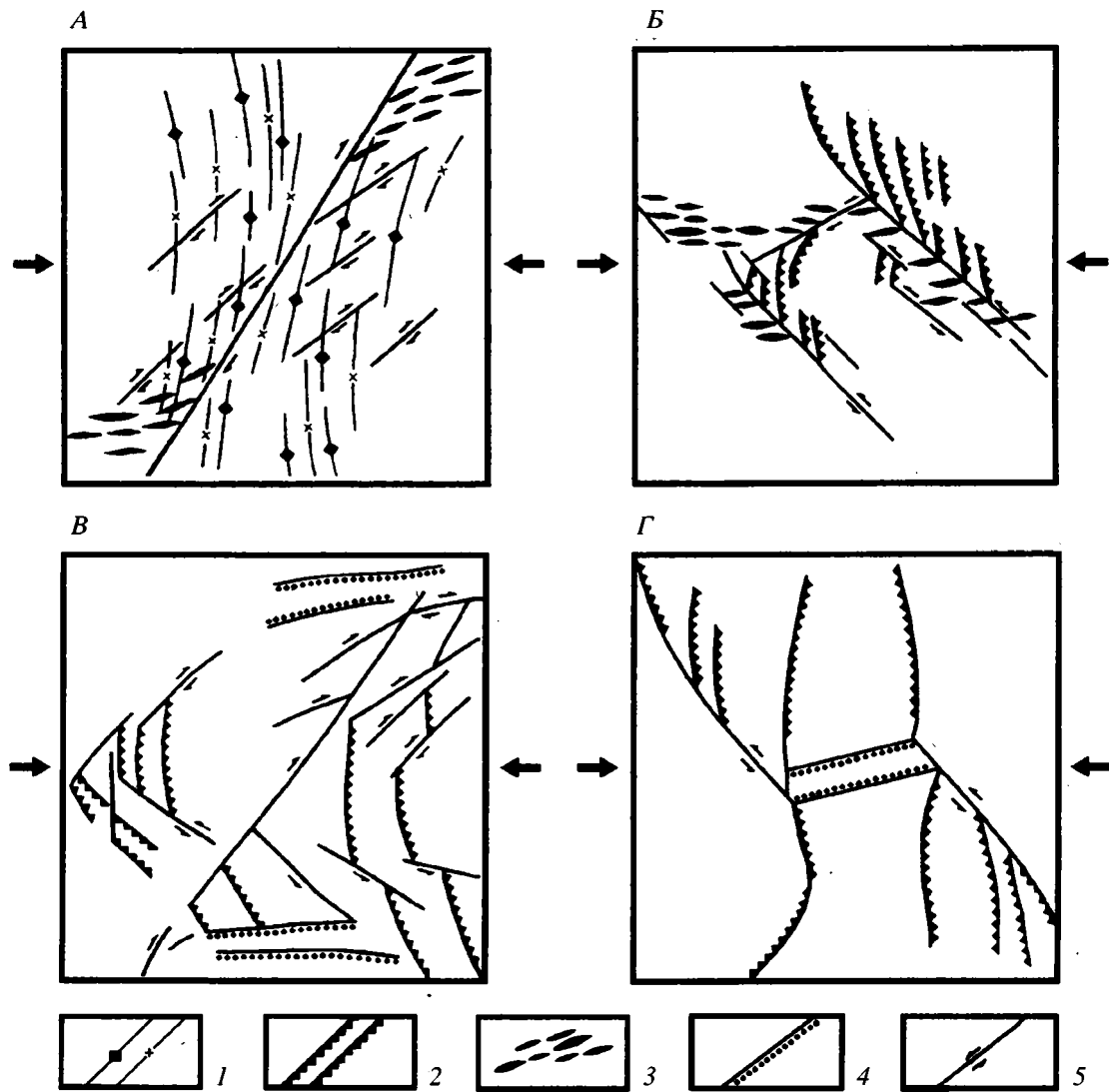


Рис. 4. Структурные парагенезы, формирующиеся при перемещениях блоков по разрывам, сочетания: А – складок, сдвигов и отрывов, Б, В – различных разрывных структур [6], Г – их же, полученных в эксперименте.

1, 2 – структуры сжатия: 1 – складки, 2 – надвиги; 3, 4 – структуры растяжения: 3 – трещины отрыва, жилы, дайки, 4 – сбросы; 5 – сдвиги.

няющихся в разрывы, по которым происходят криповые смещения новообразованных структурных элементов, согласованные с движениями самих блоков; в других – концентраторы разрушаются быстро, практически мгновенно, сопровождаясь различного рода сейсмическими эффектами: сейсмической эмиссией или землетрясениями различных энергетических классов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сформированные к настоящему времени представления о тектоносфере как о неоднородной иерархически построенной системе разномасштабных структурных элементов, способной к энергообмену с окружающей средой, позволяет

рассматривать структурные парагенезы как результат приспособительной реакции системы на внешние воздействия. Такая реакция реализуется путем динамических перестроек исходной структуры неоднородной геологической среды, возникающих в связи с поступлением в систему энергии извне и способствующих ее переработке и диссипации.

Геологическая среда по своей природе является средой гетерофазной, структурно неоднородной, причем структурная неоднородность присуща ей уже в исходном состоянии. Естественно, что неоднородность структуры оказывает существенное влияние на ход тектонических деформаций и их результат. Многочисленные геологичес-

кие и геофизические наблюдения свидетельствуют, что в различных объемах тектоносферы, вплоть до отдельных обнажений, образцов и даже минеральных зерен, деформация распределена крайне неравномерно. Этот факт говорит о том, что деформация структурно неоднородной геологической среды зависит в большей мере не от осредненных полей напряжений, как это предполагают модели механики деформируемого твердого тела, а от их максимумов, т.е. концентраторов напряжений, распределение и перестройка которой, в свою очередь, контролируются детальной иерархической структурой среды, а не ее осредненными свойствами. Иначе говоря, деформационные процессы в геологической среде развиваются в поле концентраторов напряжений разных структурных уровней, непрерывное возникновение и релаксация которых и определяют как ход деформации, так и ее структурный результат. Последнее означает, что деформация неоднородной геологической среды может быть представлена конкуренцией двух процессов: накоплением в системе упругой энергии и ее переработкой и диссипацией.

Накопление упругой энергии связано с воздействием, оказываемым на систему извне, а ее переработка и диссипация определяются релаксационными возможностями геологической среды, т.е. наличием механизмов, способных эффективно релаксировать напряжения. Каждый из уровней структурной организации потенциально обладает множеством релаксационных механизмов, однако их реализация зависит как от детального внутреннего строения системы (свойств элементов, их геометрии, прочности связей на границах, наличия флюидов и т.п.), так и от внешних условий, при которых осуществляется деформация (скорости нагружения, T , P и др.). Детальная внутренняя структура среды отвечает за последовательность включения релаксационных механизмов того или иного структурного уровня, а внешние условия – за конкретные механизмы релаксации напряжений. Если при заданных внешних условиях в системе имеются уровни, способные эффективно релаксировать напряжения, происходит перестройка их структуры с сохранением целостности структурно неоднородного материала (сохранение целостности подразумевает согласованный характер формоизменения или перераспределения (переупаковки) структурных элементов при последовательном вовлечении в деформацию разных структурных уровней). Если же по тем или иным причинам такие уровни отсутствуют изначально или в процессе деформации исчерпываются их релаксационные возможности, происходит разрушение наиболее подготовленных, энергонасыщенных концентраторов, при этом также осуществляются структурные перестройки: формируются новые блоковые структуры, вовлекающиеся в релаксационную ра-

боту. Таким образом, энергоемкость нагружаемых объемов геологической среды оказывается ограниченной релаксационными процессами (фактически, прочностью среды в широком понимании), в результате которых структура системы перестраивается, приспособляясь к изменившимся условиям: разномасштабные элементы изменяют свою конфигурацию, переупаковываются, разрушаются, образуются новые структурные элементы и вырабатываются новые структурные сочетания (структурные парагенезы), являющиеся структурным выражением деформаций.

В общем случае можно отметить, что в процессе протекания деформаций между структурой среды и релаксацией напряжений устанавливается обратная связь. Структура определяет распределение напряжений. Релаксация напряжений ведет к структурной перестройке. С изменением структуры изменяются механические свойства среды: перестраивается поле напряжений, а, следовательно, возникают релаксационные процессы, отличающиеся как масштабом, так и механизмами. Существование такой связи определяет состояние динамического развития системы, при котором силы, действующие на элементы разных структурных уровней, оказываются не заданными изначально внешним воздействием, а сами являются функцией свойств иерархической структуры среды и ее деформационной предыстории. Как справедливо отмечено М.А. Садовским [15], в процессе прогрессирующих деформаций изменения свойств среды постоянно колеблются около некоторого среднего состояния, определяемого средним уровнем энергообмена системы с внешним миром.

Сами по себе структурные парагенезы, наблюдаемые и картируемые в деформированных объемах литосферы, являются структурами статистическими, отражающими современное структурное состояние, достигнутое системой при ее деформационной эволюции. Вместе с тем анализ деформационной эволюции различных природных тектонических систем говорит о том, что образование структурных парагенезов сопровождается процессами самоорганизации, устанавливающимися при синхронизации релаксационной работы концентраторов разных структурных уровней и выражающимися в формировании диссипативных динамических структур в виде спектра релаксационных волн с различными пространственными и временными характеристиками. Характеристиками таких структур: длины волн, периоды, частоты и т.д. – органически связаны с самой системой и определяются ее параметрами: размером системы и размерами составляющих ее элементов, степенью структурированности и т.п. На микроскопических структурных уровнях (внутризерновых и зерновом) в релаксационной работе принимает участие огромное количество близко расположенных концентраторов с относительно короткими време-

нами релаксации, поэтому макроскопически деформация, осуществляемая механизмами этих уровней, даже в небольших объемах пород воспринимается как однородное течение. Однако в основе такого течения лежит непрерывное возникновение и релаксация концентраторов напряжений. То же можно сказать и про деформации уровня агрегатов зерен, осуществляемые механизмом катаклаза. При вовлечении в деформацию элементов макроскопических структурных уровней (уровней слоев и блоков) периодический волновой характер деформаций становится более ощутимым. Он фиксируется, например, в пределах единых тектонических зон пространственной и временной миграцией складчатых деформаций, но наиболее отчетливо проявляется, когда релаксация концентраторов осуществляется быстродействующими механизмами – механизмами разрушения. В релаксационную работу такие механизмы включают тогда, когда по разным причинам исчерпываются иные возможности эффективно гасить упругие возбуждения, возникающие в системе в результате внешних воздействий, и с их проявлением система приобретает новые релаксационные возможности, что подтверждается натурными наблюдениями [3, 19].

Особо следует подчеркнуть, что рассмотренные выше примеры структурных перестроек иерархической системы элементов, ведущих к формированию некоторых широко распространенных парагенезов, являются лишь одним из путей структурной эволюции деформируемой геологической среды. Детальный структурный анализ различных региональных тектонических систем предполагает и иные пути, ведущие к иным структурным результатам. Однако важно заметить, что любой путь структурной эволюции системы преследует единую цель: нейтрализовать или ослабить воздействие, оказываемое на систему извне. Эта цель достигается коллективной самосогласованной работой элементов разных структурных уровней (как имеющих в системе изначально, так и формирующихся в процессе деформации), направленной на релаксацию поля напряжений, т.е. на снижение уровня упругой энергии, возникающей в системе при взаимодействии с окружающей средой. В результате вырабатываются новые структурные сочетания (структурные парагенезы), более приспособленные к изменившимся условиям.

В заключение следует отметить, что привлечение к анализу тектонических деформаций новых моделей, интегрированных в рамки новых представлений о геологической среде как сложной саморазвивающейся системе элементов, помимо вопроса, как это происходит, позволяет ответить на вопросы, почему и с какой целью. Автор надеется, что затронутые в статье проблемы и предложенные пути их решения, проиллюстрированные

некоторыми конкретными примерами, в какой-то степени отвечают на эти вопросы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 98-05-64032).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белоусов В.В. О некоторых особенностях механизма тектонических деформаций // Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. М.: Недра, 1970. С. 5–31.
2. Галкин В.А. Микродеформации неизмененных и слабометаморфизованных осадочных и вулканогенных пород и их значение в структурном анализе (на примере Тянь-Шаня и Кавказа): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1988. 16 с.
3. Леонов М.Г. Внутренняя подвижность фундамента и тектогенез активизированных платформ // Геотектоника. 1993. № 5. С. 16–33.
4. Летников Ф.А. К проблеме синергетики геологических систем // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. № 1. С. 34–56.
5. Лукьянов А.В. Релаксационные автоколебательные системы в геологических процессах. Моделирование // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: ГИН АН СССР, 1987. С. 8–86.
6. Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1994. 144 с.
7. Нелинейная геодинамика. М.: Наука, 1994. 191 с.
8. Николаев П.Н. Методика тектоно-динамического анализа. М.: Недра, 1992. 295 с.
9. Панин В.Е., Гриняев Ю.В., Данилов В.И. и др. Структурные уровни пластической деформации и разрушения. Новосибирск: Наука, 1990. 255 с.
10. Пономарев В.С. Структуры самопроизвольного разрушения в горных породах // Изучение тектонических деформаций. М.: ГИН АН СССР, 1987. С. 117–136.
11. Пономарев В.С., Трифонов В.Г. Тектонические системы // Природа. 1989. № 7. С. 62–74.
12. Пуарье Ж.-П. Ползучесть кристаллов. Механизмы деформации металлов, керамики и минералов при высоких температурах. М.: Мир, 1988. 287 с.
13. Родионов В.Н., Сизов И.А., Кочарян Г.Г. О моделировании природных объектов в геомеханике // Дискретные свойства геофизической среды. М.: Наука, 1989. С. 14–19.
14. Садовский М.А. Естественная кусковатость горной породы // Докл. АН СССР. 1979. Т. 247. № 4. С. 829–831.
15. Садовский М.А. О значении и смысле дискретности в геофизике // Дискретные свойства геофизической среды. М.: Наука, 1989. С. 5–14.
16. Садовский М.А., Писаренко В.Ф., Родионов В.Н. От сейсмологии к геомеханике: о модели геофизической среды // Вестн. АН СССР. 1983. № 1. С. 82–88.
17. Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Сейсмический процесс в блоковой среде. М.: Наука, 1991. 95 с.

18. *Спенсер Э.У.* Введение в структурную геологию. Л.: Недра, 1981. 283 с.
19. *Стаховский И.Р., Белоусов Т.П.* Масштабные инварианты в сейсмотектонике // Докл. АН. 1996. Т. 347. № 2. С. 252–255.
20. *Талицкий В.Г.* Механизм образования кливажа в обломочных горных породах // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1989. № 1. С. 19–27.
21. *Талицкий В.Г.* О соотношении со складками (генетический аспект) // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1989. № 4. С. 3–14.
22. *Талицкий В.Г.* Модель структурообразования в неоднородной геологической среде // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1991. № 1. С. 27–33.
23. *Талицкий В.Г.* Новые подходы к моделированию геологической среды // Геотектоника. 1994. № 6. С. 78–84.
24. *Талицкий В.Г., Галкин В.А.* Неоднородности земной коры как фактор структурообразования // Дискретные свойства геофизической среды. М.: Наука, 1989. С. 61–70.
25. *Хендин Д.* Прочность и пластичность // Справочник физических констант горных пород. М.: Мир, 1969. С. 211–272.
26. *Hudleston P.Y., Stephansson O.* Layer shortening and fold-shape development in the buckling of single layers // Tectonophysics. 1973. Vol. 17. № 1/2. P. 299–321.

Рецензенты: В.Н. Шолпо, А.В. Лукьянов

Structural Assemblages as a Result of Self-organization in Strained Geological Media

V. G. Talitskii

Department of Geology, Moscow State University, Vorob'evy Gory, Moscow, 119899 Russia

At present, the earth sciences borrow many fruitful ideas from synergetics—a new interdisciplinary area of study that is concerned with the universal properties of self-organization phenomena in dynamic nonequilibrium systems. It is no accident that geologists are interested in synergetics, because the earth as a geological object is replete with various systems and subsystems that obey self-organization laws, as demonstrated in many recent works. Various geodynamic systems resulting from deformations of geological media are no exception. This paper uses a few specific examples to examine the processes of self-organization that operate in strained geological media and accompany the formation of structural assemblages.

УДК 55.061.3

ТРЕТИЙ СЕМИНАР ПО НЕЛИНЕЙНОЙ ГЕОДИНАМИКЕ

В октябре 1998 г. состоялся 3-й междисциплинарный семинар по нелинейной геодинамике. Первые два состоялись в 1993 и 1995 гг. 3-й семинар проходил под руководством академика Ю.М. Пушаровского и А.Ф. Грачева и был организован Геологическим институтом РАН, Институтом Физики Земли РАН и Научным советом РАН по проблемам Мирового океана (Рабочая группа “Тектоника и магматизм”).

Во вступительном слове Ю.М. Пушаровский отметил, что за прошедшие три года понятие нелинейности в науках о Земле укоренилось, о чем свидетельствуют многие публикации. Данный семинар должен послужить дальнейшим шагом в этой важной области.

В выступлении академика В.Н. Страхова, также предвадившем семинар, отмечалось, что в геофизике с самого начала нелинейные задачи играли определяющую роль – и в гравиметрии, и в магнитометрии, но особенно в электроразведке и сейсморазведке. Что касается геологии, то только после того, как в этой науке начнется процесс подлинного освоения математических методов, понятие “нелинейных геологических процессов” приобретет строго формализованное содержание и не будет предметом субъективного толкования.

На семинаре было заслушано 13 докладов.

В докладе Ю.М. Пушаровского “Линейность и нелинейность в геологии” было показано, что конец XX столетия в отношении научного знания отмечается успехами доктрины нелинейности, хаоса и самоорганизации. Однако, в геологии в указанном направлении мы могли бы достичь большего. Главная причина – традиционное убеждение, что все в геологии предопределено, детерминировано. Такому образу мыслей весьма способствует линейная по своему существу теория тектоники литосферных плит.

Наряду с этим, существуют высказывания, что все геологические процессы и явления нелинейны. Здесь заключено отрицание элементов стабильного, поступательного развития. Оба взгляда являются крайностями.

Исходным положением в теоретической геологии в настоящее время должно быть то, что Земля в целом представляет открытую неустойчивую систему сложнейшего рода, в которой упорядоченность сочетается с хаосом и которой свойственны одновременно проявляющиеся процессы самоорганизации, катастрофических вспышек, бифуркации, протекающие на фоне необратимого развития планеты.

В заключение докладчик отметил, что дальнейшему прогрессу теоретического поиска в геологии способствует разработка проблемы соотношения понятий эволюции и нелинейности геологических систем. Эти понятия не должны противопоставляться.

Доклад А.В. Лукьянова “Основные причины самоорганизации геологических процессов” был основан на результатах целенаправленных многолетних исследований причин самоорганизации геологических процессов. Эти результаты получены автором при полевых исследованиях и моделировании геологических самоорганизующихся систем.

Причин самоорганизации геологических процессов много. Они связаны с разными особенностями изучаемых процессов. Среди этого разнообразия можно выделить две основные причины, которые всегда обнаруживаются в геологических самоорганизующихся системах – нелинейные зависимости между воздействием и реакцией среды и запоздание отрицательных обратных связей. Эти причины определяются фундаментальными свойствами геологической среды:

1. Наличием вполне определенных критических состояний, в которых отклик среды на действующий фактор перестает определяться линейной зависимостью и становится существенно нелинейным, а сама среда переходит в новое качественное состояние (температуры фазовых переходов, пределы упругости, прочности, пластичности и др.).

2. Способностью геологической среды сохранять старое качество за пределом, соответствующим равновесию между старым и новым состояниями (закон запредельного терпения), т.е. способностью находиться в метастабильном состоянии.

При прохождении потока энергии или вещества через зоны, находящиеся в таком запредельном состоянии, в них возникают автоколебательные системы и осуществляется самоорганизация геологической среды.

С.Д. Соколов в докладе “Бифуркации в геологии” отметил, что главные достижения современного естествознания связаны с изучением неравновесных и нелинейных процессов и явлений самоорганизации в диссипативных системах. Применение в геологии базовых понятий современного естествознания (самоорганизация, хаос, бифуркация, и др.) определяет познавательную новизну предлагаемого подхода. В докладе на конкретных примерах была продемонстрирована возможность применения идей и законов современного естествознания (неравновесная термодинамика, теория катастроф,

самоорганизация) для описания эволюционных процессов в геологии, а также рассмотрены перспективы мультидисциплинарного подхода в геотектонике.

Доклад В.А. Дубровского постулировал нелинейную неустойчивость в качестве основы тектонических процессов и вихревых проявлений в литосфере. Было показано, что состоящие системы упругая литосфера – размягченная астеносфера с инверсией плотности является неустойчивым. Процесс развития неустойчивости является нелинейным, поскольку степень инверсии зависит от интенсивности протекающих процессов, направленных на ликвидацию инверсии плотности.

В сообщении В.И. Кондаурова и А.В. Конюхова рассматривалась конвективная неустойчивость внедрения мантийного диапира в литосферу как проявление нелинейной геодинамики. Результаты численного исследования позволили авторам сделать вывод о влиянии плюма на локализацию вулканизма при континентальном рифтогенезе.

В докладе Л.И. Лобковского “Режимы мантийной конвекции и нелинейная геодинамика террейнов” было показано, что наиболее важный фундаментальный результат численного моделирования мантийной тепловой конвекции, полученный в конце 80-х годов, состоит в том, что трехмерные течения в сферическом слое сильно вязкой жидкости, нагреваемой снизу и изнутри, при больших числах Рэлея самоорганизуются в виде достаточно локализованных и устойчивых в пространстве колец нисходящих потоков, пронизывающих весь слой, и компенсирующих восходящих потоков цилиндрической формы.

Было показано, что в истории Панталассы наряду с “дивергентными” режимами литосферных плит существовали “конвергентно-дивергентные” режимы, при которых часть плит осуществляла возвратное движение к центральным областям океана с возникновением здесь внутренних зон субдукции и островных дуг.

А.В. Николаев в докладе “Проблемы нелинейной сейсмологии” рассмотрел три класса нелинейных сейсмических явлений: 1) нелинейная упругость и взаимодействие сейсмических волн, 2) сейсмо-акустическая эмиссия, ее внешняя организация и самоорганизация, хаотизация, 3) наведенная сейсмичность и ее взаимодействие с естественными и техногенными процессами.

Было показано, что тонкая структура сейсмического процесса – его фрактальная размерность, пространственно-временные признаки самоорганизации и хаотизации, взаимные связи между землетрясениями и их группами – обладает высокой чувствительностью к внешним воздействиям и сложным образом реагирует на их совместное действие.

Нелинейные процессы в геодинамике и возможности прогноза их проявления рассматрива-

лись в докладе А.Ф. Грачева. Отмечалось, что линейность и нелинейность геологических процессов в значительной степени зависят от того, на каком временном уровне мы их рассматриваем. Масштабный фактор также имеет значение, но не всегда, и наиболее значимым остается фактор времени.

Ю.Н. Авсюк, С. И. Александров, И. Н. Галкин, А. Г. Гамбурцев, О. В. Олейник в докладе “Лунная приливная сейсмичность как проявление нелинейной геодинамики” показали, что нелинейная геодинамика определяется как наука, изучающая особенности неустойчивого проявления тектонических структурообразующих явлений, протекающих во времени и в пространстве. Эти явления связаны с изменением напряженно-деформированного состояния литосферы под воздействием внутрипланетных и внепланетных факторов. Неоднородность строения и свойств элементов среды приводит к неоднородности в ней напряженно-деформированного состояния. Флуктуации перечисленных факторов являются причиной перехода среды из одного неравновесного состояния в другое. Нелинейность процессов обусловлена постоянным движением, взаимодействием и неустойчивостью элементов среды в поле тектонических напряжений.

С.Л. Юнга, Е.А. Рогожин в докладе “Современная нелинейная геодинамика Курило-Камчатской островной дуги и ее отражение в особенностях сейсмичности и других геолого-геофизических проявлениях” показали, что перспективным направлением для интерпретации современной тектонической обстановки в районе Курило-Камчатской островной дуги является концепция нелинейной геодинамики. Особо было подчеркнуто, что предпринятое в работе изучение статистических характеристик тензоров сейсмических моментов, а также характеристик сейсмического режима позволяет на базе их объемного картирования провести разделение сейсмофокальной области на отдельные однородные подзоны.

Доклад Ю.Н. Разницына “Тектоническая расслоенность океанической литосферы и нелинейная геодинамика” касался широкого распространения тектонической расслоенности литосферы Мирового океана. За последние 25 лет эта идея получила свое полное подтверждение на многочисленных примерах деформаций глубинных и близкоповерхностных масс.

Масштабность проявления тектонической расслоенности верхней части литосферы современных океанов в сочетании с крупноамплитудными вертикальными движениями отдельных блоков в конечном счете приводит к созданию сложной, хаотично построенной структуры в целом, не вписывающейся в рамки простых слоистых моделей. В то же время идет и обратный процесс перехода хаотического состояния системы на новый, более дифференцированный и более высокий уровень упорядоченности с созданием диссипативной струк-

туры в результате процесса самоорганизации океанической литосферы.

Г.Б. Удинцев, рассматривая неравномерность развития важнейших морфоструктурных систем и гетерогенность дна океана, показал, что в последние десятилетия выполнен большой объем геолого-геофизических исследований и картирования важнейших морфоструктурных систем дна Мирового океана – как в ходе работ исследовательских судов и глубоководных погружаемых аппаратов, так и в результате спутниковых альтиметрических съемок. Рассмотрены результаты исследований Экваториального сегмента Срединно-Атлантического хребта в сопоставлении с другими сегментами этого и других рифтогенных хребтов, а также результаты исследований рифтов Западной Антарктики. Анализ полученных материалов приводит к представлениям о существенной неравномерности развития океанических рифтов, о расположении их в ряде областей вне связи с границами литосферных плит, о сегментации срединноокеанических хребтов и неравномерности развития различных сегментов таких хребтов.

Было подчеркнуто, что в морфоструктуре рифтогенных хребтов океана можно видеть черты нелинейного эволюционного развития в связи с глубинным процессом неравномерного фокусированного мантийного диапиризма в ходе квази-конвекции мантийного вещества.

В докладе “Факторы нелинейности и неоднородности в системе очаг-предвестники землетрясений” И.Г. Киссин рассматривал яркие проявления нелинейности геодинамических процессов в системе очаг-предвестники землетрясения. При этом особо подчеркивалась роль неоднородности среды и нелинейных зависимостей при подготовке очагов землетрясения.

Было показано, что система очаг-предвестники землетрясения формируется в условиях литологической и тектонической неоднородности среды, сложной конфигурации поля напряжений-деформаций при подготовке землетрясения. Большое влияние на распределение и интенсивность предвестников землетрясений оказывает тензочувствительность – нелинейная зависимость возмущений различных полей от деформаций.

По прослушанным докладам развернулась оживленная дискуссия.

Л.В. Дмитриев отметил, что проведение семинаров по нелинейной геодинамике приносит несомненную пользу, так как они отражают первые шаги на пути к количественной оценке того, что в общем виде мы называем геодинамической обстановкой. В то же время сейчас не существует надежных и термодинамически обоснованных количественных критериев линейности или нелинейности геологических процессов.

Однако, даже термодинамика необратимых процессов не может дать количественное определение хода изменений в системе, для которых пред-

полагается “нелинейность”, т.е. для тех изменений, которые могут происходить в мгновенный период вывода системы из равновесия (переход к хаосу).

Представляется, что к работе семинара было бы весьма полезно привлечь специалистов в области термодинамики необратимых процессов на уровне консультаций и рекомендаций.

А.Г. Гамбурцев остановился на двух вопросах, прозвучавших на семинаре. Первый связан с предвестниками землетрясений и фоновыми и аномальными вариациями геофизических параметров (в частности сейсмических параметров, а точнее – времени пробега сейсмических волн). Второй касается расслоенности земной коры. Оба вопроса связаны с нелинейной геодинамикой. Существует такой вид расслоенности земной коры, при котором разные слои могут быть охарактеризованы различными режимами изменений своих свойств во времени. Более того, оказалось что ряды одноименных параметров, полученные для разных слоев земной коры имеют свои собственные наборы ритмических составляющих, а интервалы времени относительно упорядоченных и хаотизированных режимов вариаций в разных слоях земной коры могут быть различными.

В.В. Эз отметил, что, к сожалению, на семинаре не рассматривались явления, с которыми постоянно имеет дело полевой геолог. Имеются в виду деформационные геологические структуры различного масштаба, от микроскопических до изображаемых на геологических картах, которые являются ярким примером самоорганизации вещества.

Было отмечено, что процессы деформационного структурообразования нелинейны, так как параметры, определяющие ход процесса, могут зависеть не только от свойств и структуры среды, но и от того, как идет процесс.

Были и другие выступления.

Ю.М. Пушаровский в заключение отметил, что прошедший семинар показал растущий интерес к проблеме нелинейности в геологии в среде широкого круга геологов и геофизиков. Большая польза семинара состоит в том, что путем взаимной информации прояснился уровень, на котором проходят эти исследования. В общем данный уровень высок и убеждает, что отечественная геология продолжает лидировать в этом разделе нашей науки. Дальнейшее развитие нелинейной геологии и особенно нелинейной геодинамики призвано создать и создает теоретическую базу для новых более обоснованных моделей строения Земли и происходящих в ней геодинамических процессов. При этом имеется в виду Земля в целом, а не только литосфера.

Научная мысль быстро продвигается к тому, что общенаучной парадигмой очень скоро будет признание нелинейности, как важнейшего фактора в развитии природных и общественных процессов.

Ю.Н. Разницин

УВАЖАЕМЫЕ ПОДПИСЧИКИ ЖУРНАЛОВ ИЗДАТЕЛЬСТВА “НАУКА”

Подписка на академические журналы издательства “Наука” во II полугодии 1999 г. будет проводиться по той же схеме, по которой она велась в предыдущем полугодии, – по ценам Объединенного Каталога Почты России “Подписка-99” (т. 1) в отделениях связи, а также по специальным (сниженным) ценам.

Специальные (сниженные) цены предоставляются Российской академией наук государственным академическим научно-исследовательским организациям и их сотрудникам. В связи с сокращением бюджетного финансирования подписка для других научных учреждений и их специалистов будет осуществляться на общих основаниях. Обращаем Ваше внимание, что цена подписки на II полугодие 1999 г. изменена по сравнению с предыдущей подпиской.

Индивидуальные подписчики академических организаций смогут оформить подписку по специальным ценам, **предъявив служебное удостоверение**. Лица, желающие получать подписные издания непосредственно на свои почтовые адреса, а также иногородние подписчики смогут оформить ее по специальным заявкам. Индивидуальная подписка по-прежнему будет проводиться по принципу “Один специалист – одна подписка”.

Коллективные подписчики, перечисленные выше, для оформления своего заказа должны будут направить в издательство “Наука” надлежаще оформленные бланк-заказы. При положительном рассмотрении издательством полученных заявок оплата производится через отделение банка или почтовым переводом на основании полученного подписчиками счета ЗАО “Агентство подписки и розницы” (АПР).

Учреждения РАН, специализирующиеся на комплектовании научных библиотек академических организаций (БАН, БЕН, ИНИОН, ГПНТБ СО РАН) могут осуществить подписку, как и прежде, непосредственно в издательстве, предварительно согласовав с ним список пользующихся их услугами организаций и количество льготных подписок.

Лицам и организациям, сохранившим право подписки по специальным ценам, в соответствии с настоящими условиями, достаточно будет при оформлении подписки на II полугодие 1999 г. лишь подтвердить заказ, указав в письме номер своего кода, присвоенного АПР при предыдущем оформлении подписки.

Бланки заказов как коллективных, так и индивидуальных подписчиков **будут приниматься только с печатью организации** (оттиск должен быть четким и читаемым).

Убедительно просим всех индивидуальных и коллективных подписчиков журналов издательства “Наука”, имеющих право на подписку по специальным ценам, заблаговременно направлять свои заказы и письма по адресу: 117864, ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., 90, комната 430, факсы: 334-76-50, 420-22-20.

Поздно поданная заявка будет оформляться только с соответствующего месяца.

В конце этого номера журнала публикуются бланки заявок с указанием цены подписки, доставляемой по Вашему адресу.

Издательство “Наука”

Журналы РАН, выходящие в свет на русском и английском языках

Агрохимия
Акустический журнал
Астрономический вестник
Астрономический журнал
Биология моря
Биоорганическая химия
Биофизика
Биохимия
Вестник РАН
Водные ресурсы
Вопросы ихтиологии
Высокомолекулярные соединения

Генетика
Геомagnetизм и аэрoномия
Геология рудных месторождений
Геотектоника
Геохимия
Геoэкология
Доклады Академии наук

Журнал аналитической химии
Журнал вычислительной математики
и математической физики
Журнал неорганической химии
Журнал общей химии
Журнал органической химии
Журнал прикладной химии
Журнал физической химии
Журнал эволюционной биохимии и физиологии
Защита металлов
Зоологический журнал
Известия АН. Серия биологическая
Известия АН. Теория и системы управления
Известия АН. Физика атмосферы и океана
Кинетика и катализ
Коллоидный журнал
Координационная химия
Космические исследования
Кристаллография
Литология и полезные ископаемые
Микробиология
Микроэлектроника
Молекулярная биология
Неорганические материалы
Нефтехимия
Океанология
Онтогенез
Оптика и спектроскопия
Палеонтологический журнал
Петрология
Письма в Астрономический журнал
Почвоведение
Приборы и техника эксперимента
Прикладная биохимия и микробиология
Проблемы прогнозирования
Программирование
Радиохимия
Радиотехника и электроника
Стратиграфия. Геологическая корреляция
Теоретические основы химической технологии
Теплофизика высоких температур
Теплоэнергетика
Труды Математического института имени В.А. Стеклова
Физика Земли
Физика и химия стекла
Физика металлов и металловедение
Физика плазмы
Физиология растений
Физиология человека
Химия высоких энергий
Экология
Электрохимия
Энтомологическое обозрение
Ядерная физика

Agricultural Chemistry
Acoustical Physics
Solar System Research
Astronomy Reports
Russian Journal of Marine Biology
Russian Journal of Bioorganic Chemistry
Biophysics
Biochemistry (Moscow)
Herald of the Russian Academy of Sciences
Water Resources
Journal of Ichthyology
Polymer Science. Series A
Polymer Science. Series B
Russian Journal of Genetics
Geomagnetism and Aeronomy
Geology of Ore Deposits
Geotectonics
Geochemistry International
Environmental Geoscience
Doklady Biochemistry, Doklady Biological Sciences,
Doklady Biophysics, Doklady Botanical Sciences,
Doklady Chemical Technology, Doklady Chemistry,
Doklady Mathematics, Doklady Physical Chemistry,
Doklady Physics
Doklady Earth Sciences
Journal of Analytical Chemistry
Computational Mathematics and Mathematical Physics

Russian Journal of Inorganic Chemistry
Russian Journal of General Chemistry
Russian Journal of Organic Chemistry
Russian Journal of Applied Chemistry
Russian Journal of Physical Chemistry
Journal of Evolutionary Biochemistry and Physiology
Protection of Metals
Russian Journal of Zoology
Biology Bulletin
Journal of Computer and Systems Sciences International
Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics
Kinetics and Catalysis
Colloid Journal
Russian Journal of Coordination Chemistry
Cosmic Research
Crystallography Reports
Lithology and Mineral Resources
Microbiology
Russian Microelectronics
Molecular Biology
Inorganic Materials
Petroleum Chemistry
Oceanology
Russian Journal of Developmental Biology
Optics and Spectroscopy
Paleontological Journal
Petrology
Astronomy Letters
Eurasian Soil Science
Instruments and Experimental Techniques
Applied Biochemistry and Microbiology
Studies on Russian Economic Development
Programming and Computer Software
Radiochemistry
Journal of Communications Technology and Electronics
Stratigraphy and Geological Correlation
Theoretical Foundations of Chemical Engineering
High Temperature
Thermal Engineering
Proceedings of the Steklov Institute of Mathematics
Izvestiya, Physics of the Solid Earth
Glass Physics and Chemistry
The Physics of Metals and Metallography
Plasma Physics Reports
Russian Journal of Plant Physiology
Human Physiology
High Energy Chemistry
Russian Journal of Ecology
Russian Journal of Electrochemistry
Entomological Review
Physics of Atomic Nuclei

Журналы МАИК "Наука", выходящие в свет на английском языке

Laser Physics
Pattern Recognition and Image Analysis
Russian Journal of Mathematical Physics