

Номер 3

Май - Июнь 1997

ISSN 0016-853X

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

# ГЕОТЕКТОНИКА



Главный редактор  
Ю.М. Пуцаровский

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

МАИК "НАУКА"



"НАУКА"

Российская академия наук

# ГЕОТЕКТОНИКА

№ 3 1997 Май–Июнь

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

*Главный редактор*  
Ю.М. Пуцаровский

*Заместитель главного редактора*  
А.А. Моссаковский

*Ответственный секретарь*  
В.С. Буртман

Редакционная коллегия:

Э. Бонатти (Италия), Ч.Б. Борукаев, А.Л. Книппер,  
В.И. Коваленко, Р. Колман (США), Н.В. Короновский,  
К. Крук (Гавайи & Австралия), Ю.Г. Леонов, Е.Е. Милановский,  
А.С. Перфильев, В.Е. Хаин, А.В. Чекунов (Украина), 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).

A.A. Mossakovsky – *Coeditor*  
V.S. Burtman – *Secretary*

Editorial board

E. Bonatti (Italy), Ch.B. Borukaev, A.V. Chekunov (Ukraine),  
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,  
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"

© Российская академия наук  
Отделение геологии, геофизики,  
геохимии и горных наук.  
Геологический институт, 1997 г.

# СОДЕРЖАНИЕ

---

---

Номер 3, 1997

---

---

Постумная реидная тектоника континентального фундамента <i>М. Г. Леонов</i>	3
Модель геодинамического развития Воронежского массива в раннем докембрии <i>Н. М. Чернышов, В. М. Ненахов, И. П. Лебедев, Ю. Н. Стрик</i>	21
Глубинная структура центральных районов Восточно-Европейской платформы <i>Т. В. Владимирова, И. Н. Капустин, Д. Л. Федоров</i>	31
Типы соляных структур Прикаспийской впадины <i>Ю. А. Волож, Л. Ф. Волчегурский, В. Г. Грошев, Т. Ю. Шишкина</i>	41
Позднепалеозойские деформации Тянь-Шаня <i>М. Л. Баженов, В. С. Буртман</i>	56
Миграция центров вулканизма Южно-Хангайской горячей точки по палеомагнитным данным <i>Д. В. Коваленко, В. В. Ярмолук, А. В. Соловьев</i>	66
Строение безофиолитового коллизийного шва Восточной Камчатки – зоны надвига Гречишкина <i>М. К. Бахтеев, О. А. Морозов, С. Р. Тихомирова</i>	74
Тепловые процессы при фазовых превращениях в оболочке Земли и их роль в движении литосферных плит <i>Л. А. Волохонский</i>	86

---

---

# Contents

---

---

## No. 3, 1997

Simultaneous English language translation of the journal is available from МАИК Наука/Interperiodica Publishing (Russia).  
*Geotectonics* ISSN 0016-8521.

---

---

Posthumous Rheid Tectonics of Continental Basement <i>M. G. Leonov</i>	3
A Model of Geodynamic History of the Voronezh Massif in the Early Precambrian <i>N. M. Chernyshov, V. M. Nenakhov, I. P. Lebedev, and Yu. N. Strik</i>	21
Deep Structure of Central Regions of the East European Platform <i>T. V. Vladimirova, I. N. Kapustin, and D. L. Fedorov</i>	31
Types of Salt Structures in the Caspian Depression <i>Yu. A. Volozh, L. F. Volchegurskii, V. G. Groshev, and T. Yu. Shishkina</i>	41
Late Paleozoic Deformations of the Tien Shan <i>M. L. Bazhenov and V. S. Burtman</i>	56
Migration of Volcanic Centers of the South Khangai Hot Spot: Paleomagnetic Evidence <i>D. V. Kovalenko, V. V. Yarmolyuk, and A. V. Solov'ev</i>	66
Structure of the Eastern Kamchatka Ophiolite-free Collisional Suture—Grechishkin Thrust <i>M. K. Bakhteev, O. A. Morozov, and S. R. Tikhomirova</i>	74
Thermal Processes during Phase Transformations in the Earth's Shells and their Role in Lithospheric Plate Motion <i>L. A. Volokhonskii</i>	86

---

---

Сдано в набор 07.02.97 г.

Подписано к печати 04.04.97 г.

Формат бумаги 60 × 88<sup>1</sup>/<sub>8</sub>

Офсетная печать Усл. печ. л. 12.5

Усл. кр.-отт. 6.2 тыс.

Уч.-изд. л. 12.5

Бум. л. 6.0

Тираж 474 экз.

Зак. 1545

## ПОСТУМНАЯ РЕИДНАЯ ТЕКТОНИКА КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ФУНДАМЕНТА

© 1997 г. М. Г. Леонов

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 22.01.96 г.

Изучение форм и особенностей проявления структурной и структурно-вещественной переработки горных пород после их вхождения в состав фундамента различных геоструктур (древних и молодых платформ, внутренних массивов подвижных поясов, внутриконтинентальных орогенов) свидетельствует, что породы фундамента практически всех типов геоструктур обладают значительной внутренней подвижностью, которая обеспечивается комплексом структурных и вещественных преобразований, связанных с объемным тектоническим течением или реидной (от “рео” – течь) деформацией. Реидная деформация реализуется в пластической, хрупко-пластической, катакластической и других формах или их сочетаниях. Механизмы и особенности проявления реидной деформации зависят в каждом конкретном случае от общей геодинамики региона, его первоначальной структуры, реологии слагающих пород, особенностей регионального и локального полей напряжений. В результате действия механизмов реидной деформации и регионального проявления реидной тектоники формируются сложные коллажи структур вертикально- и горизонтально-плоскостного течения, а также протрузивно-купольные структуры. Реидная тектоника фундамента является реальным и широкомасштабным явлением, которое определяет многие особенности внутриконтинентального тектогенеза.

### ВВЕДЕНИЕ

Фундамент континентов – это сложное гетерогенное образование, в котором выделяются комплексы основания различных геоструктур: молодых и древних платформ, срединных массивов, подвижных поясов, зон внутриконтинентального орогенеза и пр. Изучение тектонической и структурно-вещественной эволюции складчато-метаморфического основания континентов направлено главным образом на понимание процессов преобразования горных масс до их вхождения в состав фундамента. Процессы дальнейшей перестройки горных пород после их становления в качестве собственно континентального основания изучены менее полно. Традиционно считается, что, единожды сформировавшись, горные породы основания континентов, особенно платформ, не подвержены серьезным структурным и вещественным преобразованиям. Большое внимание, правда, уделено эпохам тектоно-магматической активизации, но это не снимает остроты проблемы, так как, во-первых, априори принимается, что вне эпох и областей такой активизации фундамент континентов остается пассивной и относительно неподвижной субстанцией и, во-вторых, механизмы структурно-вещественной перестройки пород и объемной подвижности фундамента даже для периодов такой активизации остаются недостаточно изученными.

Проблема внутренней переработки пород кристаллического фундамента древних платформ и складчато-метаморфического основания молодых платформ и подвижных поясов, вошедших в состав континентов, обозначена в ряде работ [1, 3, 7, 19, 24, 25, 48]. В настоящее время появились

данные и теоретические представления, которые позволяют раскрыть новые аспекты проблемы [25, 28–30], одним из вопросов в которой является вопрос о внутренней объемной подвижности фундамента и ее роли в тектонической эволюции земной коры. В этом аспекте наиболее отчетливо высказывались С. Керри [57] и Л. Кинг [12], которые использовали понятие “реидная деформация” (от “рео” – течь) и определяли ее как способность горных пород к течению в твердом состоянии.

В геологической литературе часто используется термин “тектоническое течение”, и это не случайность. Дело в том, что отнесение деформации к той или иной ее разновидности (пластической, хрупкой, хрупко-пластической) зависит от масштаба исследования. Этому вопросу много внимания уделяли В.В. Эз, Ю.В. Миллер, а также и другие исследователи [18, 50]. Более того, как отмечено в [50], разделение тектонических деформаций на связные и разрывные, при котором связные деформации отождествляются с пластичностью, разрывные – с хрупким разрушением, весьма искусственно. Понятие же реидной деформации – и в этом его преимущество – охватывает все виды тектонического течения и различные их сочетания, что позволяет избежать указанных противоречий и сделать более адекватным описание природных процессов, не входя в противоречие с принципами механики и реологии [47]. В соответствии со сказанным понятие “реидная тектоника” включает в себя совокупность тектонических структур и процессов, отражающих объемное тектоническое течение горных масс и генетический с ним связанный.

## ПРИЗНАКИ РЕИДНОЙ ДЕФОРМАЦИИ И МЕХАНИЗМЫ ЕЕ РЕАЛИЗАЦИИ

Пликативные деформации поверхности кристаллического цоколя в пределах платформ и подвижных поясов хорошо известны. Анализируя историю развития рельефа материков, Л. Кинг [12] пришел к выводу о значительной внутренней подвижности фундамента континентов и ввел понятие киматогенеза, т.е. образования вздутий земной коры, обусловленных ламинарным течением кристаллических горных масс, однако структурно-вещественные аспекты этого явления им рассмотрены не были.

Чтобы породы фундамента изменили форму залегания и их верхняя первоначально субгоризонтальная поверхность испытала изгиб без видимого разрыва сплошности (образовала складку, купол или систему куполов и складок), должно произойти внутреннее перераспределение вещества, связанное с перемещением в пространстве отдельных его доменов или элементарных составляющих деформируемого объема, или эти составляющие должны изменить свою форму. Анализ литературных данных и специальные исследования позволили выделить несколько способов структурной и структурно-вещественной переработки пород, которые сопровождают изменение внешней формы фундамента и обеспечивают его внутреннюю подвижность. Описание этих механизмов приведено в [1, 3, 24, 43], а также в следующих разделах статьи, и здесь мы ограничимся лишь их перечислением (рис. 1, 2). Это: пластическая деформация; хрупкая макросколовая (блоковая) и микросколовая (кливажная) деформация; меланжирование; дезинтеграция и катаклаз; динамическая рекристаллизация; бесструктурное течение гранулированных сред. Указанные механизмы могут проявляться самостоятельно или в различных, порой сложных сочетаниях и обеспечивают реидное поведение горных масс.

Отражением внутренней подвижности пород фундамента служат также глубинные диапиры и кристаллические протрузии. Механизм их возникновения различен. В одних случаях это плотностная инверсия и всплывание разуплотненного или первично более легкого материала, в других – образование протрузивных тел обусловлено совокупным действием тектонической компрессии и вязкостной инверсии [25, 44]. Как следует из [25, 35, 44, 46], вертикальные диапировые или протрузивные потоки могут быть связаны со значительными латеральными перемещениями горных масс на различных глубинных уровнях литосферы. Одним из ведущих механизмов в этом случае является компрессионно-эжективный [25, 27].

Масштабная реидная деформация может быть выявлена и путем анализа разломных структур, взаимное расположение и форма которых указывают на сложное объемное течение горных масс (рис. 3). Парагенетический анализ структурных рисунков

[20, 36] также позволяет устанавливать объемную деформацию в пределах обширных регионов.

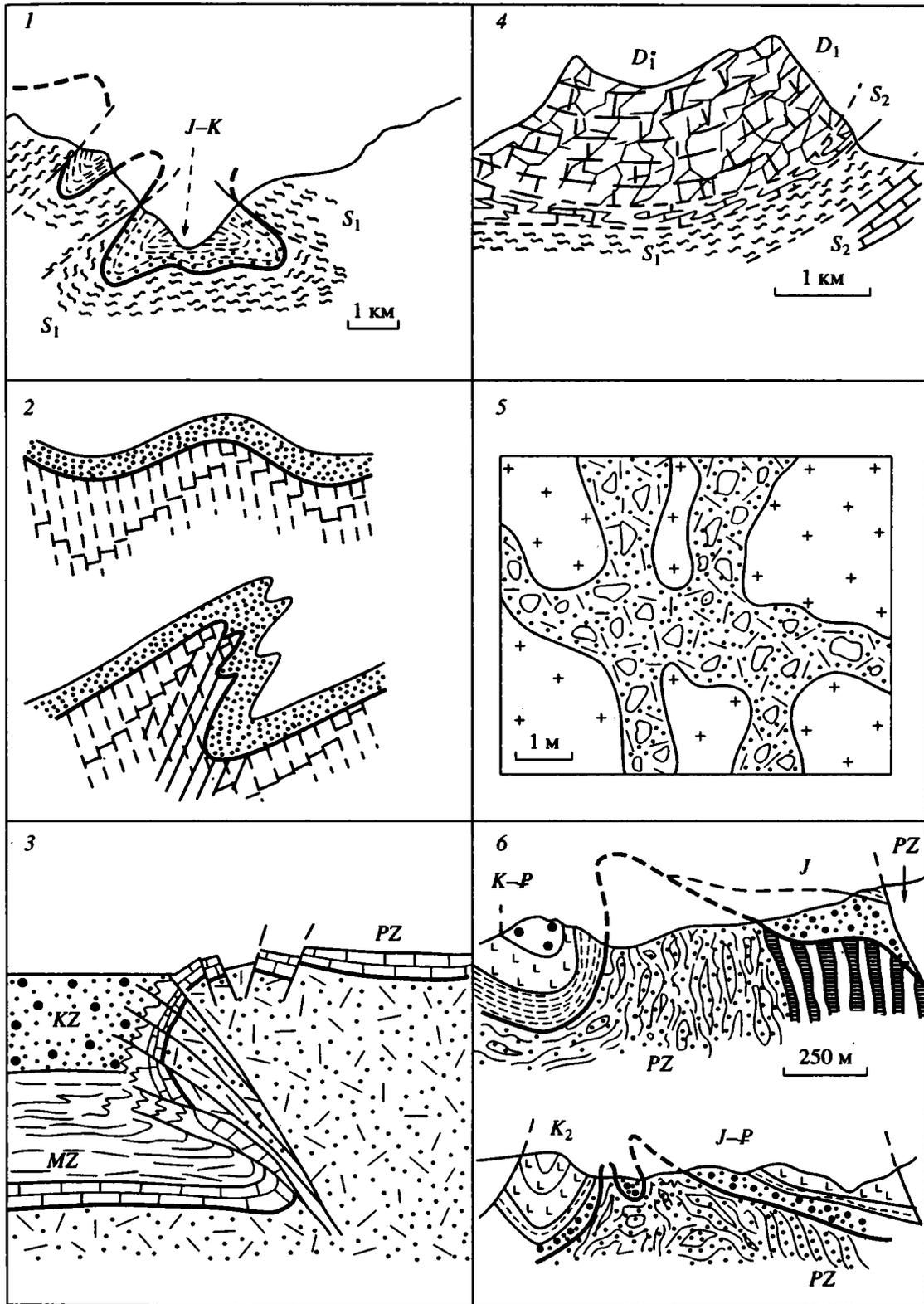
Изучение различных геоструктур показало, что объемная подвижность и реидное поведение условно жесткого цоколя может осуществляться на разных глубинных уровнях земной коры и литосферы вплоть до приповерхностных горизонтов, где подвижность возникает в режиме холодной деформации [24, 29]. Рассмотрим проявление постумной реидной тектоники цоколя различных геоструктур земной коры (рис. 4).

## РЕГИОНАЛЬНЫЙ МАТЕРИАЛ

### *Древние платформы*

Факт постумной активизации фундамента древних платформ не вызывает сомнений, однако представляется интересным рассмотреть некоторые конкретные формы проявления объемной деформации.

Северо-Американская платформа. Западная часть Северо-Американской платформы, охватывающая плато Колорадо и Средние Скалистые горы (см. 1 на рис. 4), представляет собой горную страну с высотами до 4500 м над уровнем моря, сложенную интенсивно дислоцированными породами докембрийского фундамента и фанерозойского осадочного чехла. Описываемая часть платформы в период с кембрия до юры ничем принципиально не отличалась от остальной ее территории: повсюду происходило образование платформенного чехла, суммарная мощность которого к началу мела не превышала 1–3 км. В ларамийское время наступил этап активизации тектонических движений, который захватил западный борт платформы от линии Уосатч на западе до восточных подножий Скалистых гор. Рельеф поверхности фундамента в деформированной части расчленен на выступы и впадины, имеющие форму складок основания или грабенов и горстообразных структур. По данным [3, 10, 13, 14, 22, 52 и мн. др.], современные горные хребты, в осевых частях которых выступают породы основания, начали расти в виде пологих складок в конце мелового периода. С течением времени складки приобретали все больший размах и крутизну, и на поздних стадиях их развития на крыльях складок основания возникают запрокидывания с образованием надвигов. Развитие складок основания происходило синхронно с накоплением осадков в депрессиях, что позволяет говорить о длительном процессе оформления структур фундамента. В ряде случаев установлено, что краевые надвиги развивались из предварительно наклоненных складок фундамента. Амплитуды краевых надвигов 1–15 км. Боковое разваливание массивов и латеральное движение фундамента связываются [52] с гравитационными процессами, а формирование общей структуры – с ларамийским тектогенезом невадийских структур [10, 22].



**Рис. 1.** Механизмы структурно-вещественной переработки пород фундамента в процессе его активизации: 1 – пластическая деформация (Южный Тянь-Шань); 2 – микросколовая (кливажная) деформация, по [52]; 4 – динамическая рекристаллизация (Южный Тянь-Шань); 5 – дезинтеграция и катаклаз (Дзирульский массив); 6 – меланжирование (Южный Тянь-Шань).  
Объяснения в тексте.

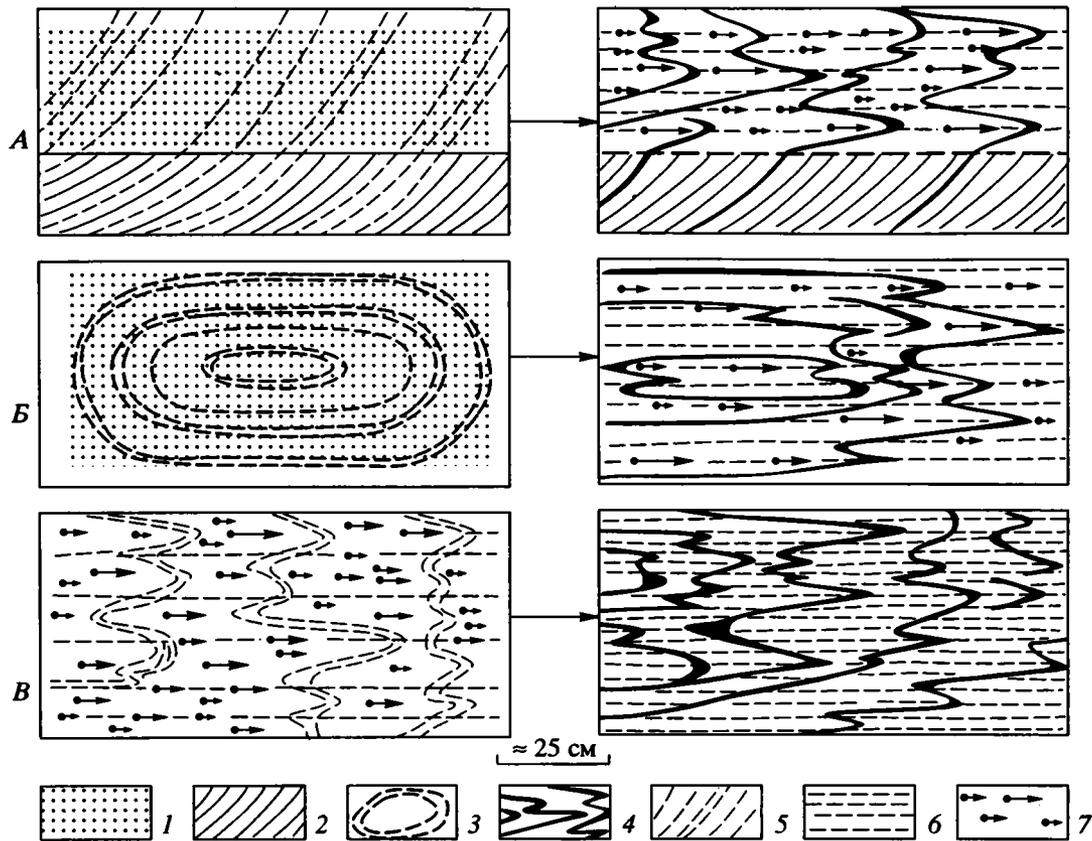


Рис. 2. Механизмы объемного течения кварцито-песчаников нижнего протерозоя (Карельский массив).

1 – кварцито-песчаники; 2 – косая слоистость; 3 – выделения окислов железа; 4 – псевдоскладчатые структуры, маркируемые выделениями окислов железа; 5 – кливажные сколы; 6 – послыйный кливаж; 7 – относительное перемещение частиц (гранул). А, Б, В – объяснения в тексте.

Сильная деформированность поверхности докембрийского фундамента (в особенности пликативная его деформация) указывает на значительную внутреннюю подвижность кристаллических

масс, в том числе и гранитоидов, которая связана [3, 52, 60] с хрупко-катакластическим течением материала, дезинтегрированного предварительно или в процессе деформации.

Восточно-Европейская платформа. В пределах Карельского массива (Балтийский щит, см. 3 на рис. 4) к западу от Онежского озера расположена серия небольших куполов (антиклинальных складок), ядра которых выполнены гранитами архейского возраста, а обрамление (крылья) – вулканогенными, терригенными и карбонатными породами раннепротерозойского протоплатформенного чехла. Один из таких куполов (Кумсинский) описан нами детально [29]. Он имеет небольшие размеры (около 100 м в поперечнике при длине в несколько сотен метров), веерообразную, сужающуюся книзу форму и обрамлен запрокинутыми на крыльях протерозойскими породами: глыбовыми гранитными и полимиктовыми конгломератами сарилийского горизонта, которые вверх по разрезу сменяются терригенными и вулканическими породами более высоких горизонтов ятулийского возраста.

Гранитный массив интенсивно раздроблен и пронизан системой эшелонированных и элемен-

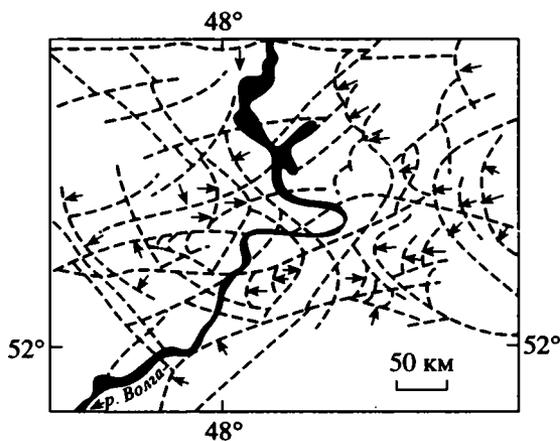


Рис. 3. Структурный рисунок разломов, отражающий объемную реидную деформацию корового слоя. Среднее Поволжье (см. 4 на рис. 4), по [41]. Объяснения в тексте.

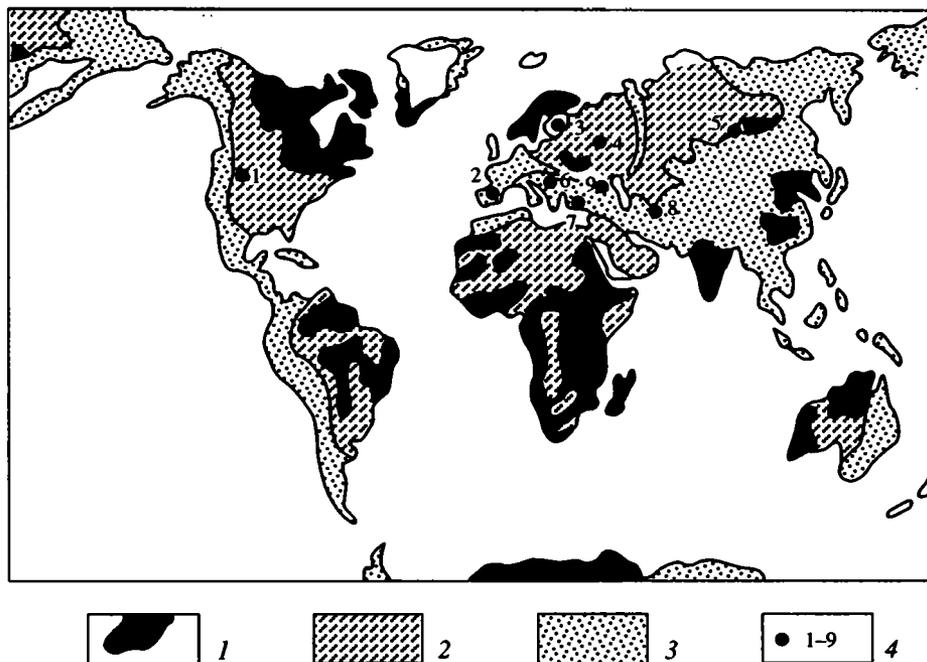


Рис. 4. Схема расположения описанных в тексте объектов.

1, 2 – древние платформы: 1 – щиты, 2 – плитные области; 3 – фанерозойские подвижные пояса и молодые платформы; 4 – описанные в тексте объекты:

1 – западный край Северо-Американской платформы; 2 – Пиренеи; 3 – Балтийский щит; 4 – Среднее Поволжье; 5 – Сибирская платформа; 6 – Родопский; 7 – Мендересский и 9 – Дзирульский массивы; 8 – Южный Тянь-Шань.

тарных зон скалывания, выполненных бластокактаклазитами и бластомилонитами с многочисленными зеркалами скольжения и минеральной линейностью. В целом гранитоиды представляют собой тектоническую брекчию – продукт объемной деформации хрупко-пластического типа, о чем свидетельствуют: общая дезинтеграция пород массива; относительное перемещение его отдельных блоков и обломков; изгиб и будинаж жил и даек, пронизывающих массив; признаки хрупко-пластического течения (линзовидно-петельчатые структуры, новообразования в тенях давления, зоны расланцевания и бластомилонитизации, многочисленные зеркала скольжения).

Структурно-вещественные преобразования, свидетельствующие об объемной подвижности гранитов, фиксируются и на микроуровне. Появляются упорядоченность расположения минеральных зерен, их изгиб, развиваются ориентированные микростилолитовые и инкорпорационные структуры, возникают ориентированные дворники давления, милонитизация краевых частей зерен, трещинки отрыва, поперечные удлинению минеральных зерен, трансляционное скольжение, ориентированное двойникование и пр.

Форма массива и структурно-деформационный рисунок указывают на процесс нагнетания материала в область купола, что подтверждается характером деформации проточехольных отложений сариолия и ягулия. Непосредственно зале-

гающие в обрамлении купола глыбовые гранитные и полимиктовые конгломераты деформированы в соответствии с его формой. Удлинение блоков и галек, развитие сланцеватости в цементе, возникновение дворников давления, поворот длинных осей ромбовидных обломков указывают на продольное растяжение, параллельное поверхности купола. Вверх по разрезу чехольного комплекса деформации затухают. Объемная подвижность осуществляется в режиме относительно холодной деформации, что подтверждается преимущественно катакластическим механизмом течения, низкотемпературными минеральными ассоциациями времени деформации, отсутствием признаков термальной пластификации гранитоидов.

Возраст деформации, поскольку она захватывает и породы чехольного комплекса, не древнее середины протерозоя. Калий-аргоновые определения по биотиту и рубидий-стронциевые – по плагиоклазам, выполненные в лаборатории В.И. Виноградова (ГИН РАН), при очень высоких отношениях  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.774 \pm 0.001$ , указывают на процессы вещественной переработки гранитоидов древней сиалической коры на рубеже около 1700 млн. лет, т.е. после формирования протоплатформенного чехла. Купол четко выражен в современном рельефе, что позволяет предположить его тектоническую активность и в настоящее время.

Деформации пластического течения выявлены также в породах протоплатформенного чехла Карельского массива [28], где они проявлены в форме течения гранулированных сред, к которым могут быть отнесены не только рыхлые образования (пески, галечники и пр.), но и условно монолитные горные породы [61]. Мономинеральные гранулированные среды в процессе их объемного перемещения не приобретают структурного выражения этого перемещения, так как если порода, в которой зерна (гранулы) имеют возможность дифференциального перемещения, однородна и не содержит посторонних примесей, в ней не окажется и следов деформации. Чистые мономиктовые породы характерны для платформенных отложений, и деформации объемного течения в них крайне редки. Возникает вопрос: всегда ли мы имеем дело с недеформированными породами или в ряде случаев просто не видим деформацию в силу отсутствия реперов, фиксирующих перемещение (течение) вещества? Некоторую ясность в этот вопрос вносит изучение кварцито-песчаников протоплатформенного чехла Карельского массива [28].

В строении чехольного комплекса региона участвуют мономиктовые кварцито-песчаники с незначительной примесью глинистых частиц и иных включений (шокшинская и сегозерская свиты). Структурно-вещественные преобразования в них выражены в проявлении ориентированно вытянутых зерен кварца, их растворении, грануляции и перекристаллизации, в возникновении новых метаморфических минералов и перекристаллизации первичных. Эти изменения трактовались как следствие дифференциального скольжения [19], вызванного вертикальным стрессом. Однако элементы ориентированной структуры и текстуры на зерновом уровне не могут служить доказательством объемного течения, но их наличие указывает на возможность этого процесса. Необходимо лишь обнаружить реперы, фиксирующие реальное перемещение вещества в пространстве.

Таковыми реперами оказались выделения окислов железа, распределение которых в породе фиксирует перемещение гранул (зерен, структурно обособленных микрообъемов) и тектоническое течение в целом (см. рис. 2) [28].

А. На начальных стадиях развивается кливаж, косо ориентированный к поверхности напластования. Он зарождается по направлению косо седиментационной слоистости. Кливажные сколы проникают в вышележащие слои и формируют вторичную тектоническую "косою слоистость". Вдоль трещин скалывания концентрируются окислы железа и возникает сетка яркоокрашенных полосок, пересекающих пласты кварцито-песчаников. При внутрислойном объемном течении элементарные объемы вещества (зерна, агрегаты зерен, выделения окислов железа) испытывают дифференциальное смещение в соответствии

с амплитудой течения в каждой конкретной точке. Первично субпараллельные полоски окислов железа образуют при этом складкоподобные формы, а в конечном итоге приобретают форму складок течения.

Б. Тектоническое течение накладывается на первичные диагенетические образования типа колец Лизиганга. Выделение окислов железа обусловлено динамической разгрузкой, связанной с возникновением трещинно-блоковой структуры пластов. Форма "колец" соответствует форме отдельных блоков и их размеру. Это свидетельствует, что кольцевые структуры образовались раньше деформации, благодаря которой происходит смещение отдельных микрообъемов вещества и возникает отдельный петельчатый рисунок первично более или менее изометричных выделений окислов железа. Тектоническое течение осуществляется в пределах отдельных пластов (пачек) и приводит к ликвидации в них первичных осадочных текстур и структур, к выносу примесей и осветлению породы.

В. Третий вариант предполагает одновременное возникновение полосчатости и внутрислойной деформации и их генетическое единство. В процессе деформации происходит метаморфическая дифференциация вещества с отгонкой окислов железа и одновременным оформлением "складок послойного течения".

Рассмотренный материал показывает, что породы архейского фундамента и раннепротерозойского протоплатформенного чехла Карельского массива подвержены реидной деформации на плитной (щитовой) стадии развития. Имеются также данные об объемной подвижности докембрийского фундамента на новейшем этапе. На рис. 5, любезно предоставленном мне Д.С. Зыковым (работа находится в печати), приведены примеры современной объемной подвижности структур Северо-Карельской зоны (Балтийский щит).

Анализ разломов неотектонического этапа в Среднем Поволжье также показал [41] (см. рис. 2, 3), что их рисунок отражает реологические свойства корового слоя и связан, вероятно, с объемным тектоническим течением, т.е. с реидной деформацией. Этот пример показывает, что объемная реидная деформация может реализовываться в виде сложных латеральных потоков, которые не сказываются сколько-нибудь существенно на формировании рельефа.

Восточная Сибирь (см. 5 на рис. 4). Граниты, гранито-гнейсы и кристаллосланцы легко подвергаются тектонической дезинтеграции и каткластическому и хрупко-пластическому течению. Гранитно-купольные ансамбли, связанные с перемещением пород в относительно холодном кристаллическом состоянии, описаны в Казахстане [49], на Южном Тянь-Шане [26], на Урале [45], в области мезазойд Дальнего Востока [31, 32], на Кавказе [26], т.е. процесс этот широкомасштабный и широко распространенный и может приводить

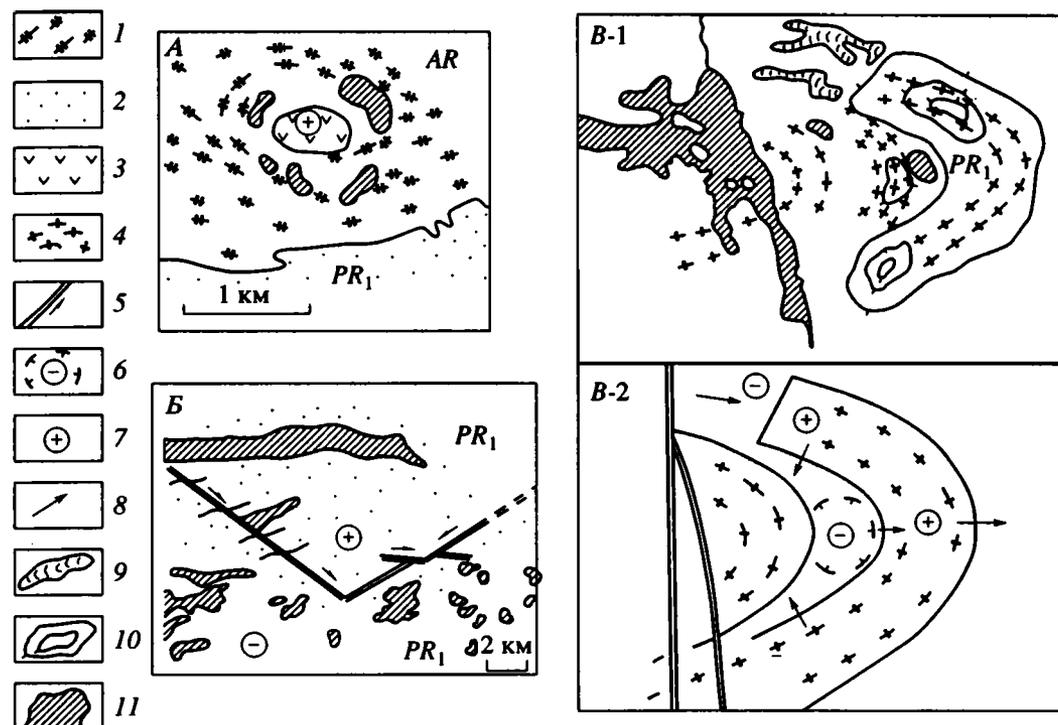


Рис. 5. Признаки новейшей объемной деформации докембрийских толщ в районе Северо-Карельской зоны Балтийского щита (см. 3 на рис. 4). Материалы Д.С. Зыкова.

1 – архей и элементы сланцеватости пород; 2 – протерозой; 3 – ультраосновные породы; 4 – направление сланцеватости; 5 – разрывы; 6, 7 – участки территории с активной тенденцией к 6 – опусканию, 7 – воздыманию; 8 – направление объемного течения материала; 9 – текущие активизированные болота; 10 – возвышенности; 11 – озера.

А – ультрабазитовый купол к северу от оз. Кукас; Б – сдвиговые деформации в районе оз. Пааноярви; В-1 – структурно-ландшафтная ситуация в районе оз. Кужъярви; В-2 – геодинамическая интерпретация рис. В-1.

к полной структурно-вещественной переработке горных масс.

По данным [33], в районе Байкальского и Непского мегасводов в результате активизации консолидированной коры и формирования Байкальского сводового поднятия произошли структурно-вещественные преобразования субстрата, приведшие не только к оформлению впадин и купольных перемычек, но и к возникновению дезинтегрированных гранитных масс. В результате механического тектонического дробления, пертирания и развальцевания исходных пород и последующих вещественных преобразований, связанных с воздействием агрессивных холодных и горячих вод и других флюидов, возникают своеобразные псевдоосадочные породы значительной (до нескольких километров) мощности. В разрезе, вскрытом Северо-Муйским тоннелем, в “переслаивании” находятся: массивные граниты; трещиноватые граниты с интенсивным оглинением по плоскостям притертости; граниты, дезинтегрированные до состояния песка (50%), щебня (10%), дресвы (30%), глины (10%); зона глубокой дезинтеграции и химического разложения с образованием глинистого материала; глиноподобные массы с примесью песка и дресвы. При глубоком ог-

линии и полной гидролизаии полевых шпатов появляются пачки монокварцевых “песков” с элементами псевдонапластования за счет перемежаемости “глинистых” и “песчаных” разностей. Наблюдаются постепенные переходы от гранитов до “песчаников”.

Механохимические процессы приводят к глубокому преобразованию пород фундамента с возникновением катаклазитов, сапролитов, какиритов, брекчий. Встречаются породы, дезинтегрированные до дресвяно-песчаной смеси, а также новообразованные глины, вторично литифицированные до аргиллитов, слюдиты, гидрослюдистые породы, кварцито-сланцы и кварциты. Отмечена приуроченность деструктурированного субстрата к межрифтовым перемычкам и провесным зонам купольных поднятий, а также к зонам покровно-надвиговых структур. В межрифтовых купольных структурах расположение зон дезинтеграции новообразованной “слоистости” субвертикальное с некоторым запрокидыванием в сторону впадин. Это свидетельствует об общем субвертикальном перемещении субстрата.

Общая геодинамика области в период формирования купольных и рифтовых структур – предмет специального исследования, но совершенно

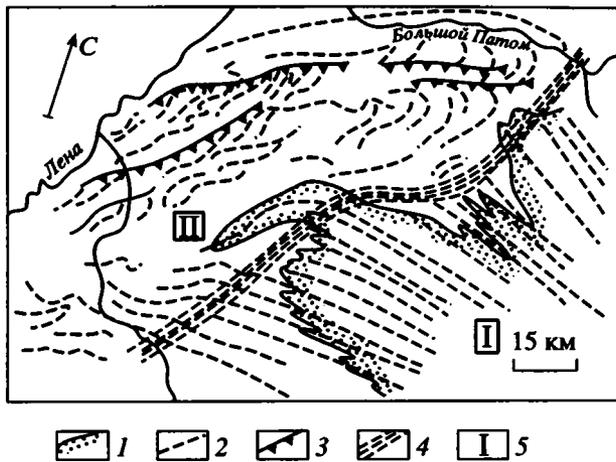


Рис. 6. Структурная схема центральной части Витимо-Патомского нагорья, по [51] (см. 5 на рис. 4).

1 – подошва аунакитской свиты кварцитов; 2 – следы осевых плоскостей изоклинальных складок; 3 – взбросо-сдвиги; 4 – проекция на дневную поверхность краевого шва; 5 – I – Бодайбинский блок, II – Мамская зона палеозойской активизации.

очевидно, что огромные массы кристаллических пород Сибирской платформы в периоды активизации становятся подвижными, испытывают существенную переработку и формируют мощные зоны объемного тектонического (в данном случае хрупко-пластического) течения. Значительная мобильность области подтверждается данными повторного нивелирования [11], которые показали, что в районе Северо-Муйского тоннеля годовые изменения наклонов земной поверхности достигают  $40 \pm 0.11''$ . По мнению [11], деформации такого порядка являются критическими для устойчивости горных пород.

Иной стиль структурной перестройки испытала порода Мамской кристаллической полосы в северной части Байкальской складчатой области. По данным [51], Мамско-Бодайбинская складчатая система после завершения байкальского цикла тектогенеза распалась на Бодайбинский блок, где комплекс верхнепротерозойских слабо метаморфизованных отложений не претерпел более поздних структурных преобразований, и Мамскую зону, в пределах которой проявилась палеозойская тектоническая перестройка (рис. 6). В Бодайбинской зоне породы смяты в сравнительно равномерные изоклинальные складки с субширотным простираем осевых плоскостей и упорядоченностью структурных элементов. При переходе в Мамскую зону осевые плоскости складок, прослеживающихся из Бодайбинского блока, претерпевают искривление в плане и образуют сложный петельчатый рисунок. Геометрический анализ приводит к выводу [51], что переориентировка структур докембрийского цоколя связана с палеозойской активизацией области, расположенной

вдоль южного борта Сибирской платформы. Деформация проходила в условиях тангенциального сжатия и хрупко-пластического сдвигового течения.

Приведенные примеры, наряду с другими данными [25, 30], показывают, что фундамент древних платформ на активной стадии и на стадиях внутрикратонной активизации подвижен и подвержен существенным структурным и вещественным преобразованиям, связанным с пластическим, хрупко-пластическим и катакластическим течением. Проявления реидной тектоники при формировании рельефа Австралийской, Африканской и других платформ обосновано в [12], а необходимость допущения значительных латеральных токов в глубинных горизонтах Южно-Африканского кратона показана в [58].

### *Эпипалеозойские платформы и внутриконтинентальные орогены*

После варисского тектогенеза в пределах Восточной Европы и Азии возникла система молодых эпипалеозойских платформ. Историю структурно-вещественной эволюции фундамента этих структур на стадиях платформы и внутриконтинентального орогена мы рассмотрим на примере Южного Тянь-Шаня (см. 8 на рис. 4).

Геологическая история Южного Тянь-Шаня подразделяется на три этапа. Ранний–средний палеозой – бассейн с корой субокеанического типа, который в результате сокращения пространства и аккреции в конце палеозоя превращается в покровно-складчатое сооружение. Триас–ранний эоцен – относительно стабильный режим и формирование эпипалеозойской платформы. Конец эоцена–настоящее время – активизация тектонического режима и возникновение внутриконтинентального орогена. Подробное изложение материала и библиография представлены в [24–27].

Платформенный этап ознаменовался процессами структурно-вещественного и изостатического выравнивания, которые связаны с внутрикоровым перераспределением горных масс, их метаморфизмом и частичным плавлением, что в совокупности привело к оформлению “гранитно-метаморфического” слоя и его структурно-вещественному обособлению. Недра платформы в это время находились, вероятно, в “перенапряженном” состоянии, что подтверждается общим высоким стоянием территории и наличием многочисленных трубок взрыва. О реальном объемном перетекании горных масс в этот период свидетельствует заложение и развитие системы прогибов и поднятий, которые развивались, по крайней мере до середины миоцена, как пликативные структуры, лишь в отдельных местах нарушенные разломными структурами. Размах тектонического рельефа по поверхности домезозойского пенеплена достигает к этому времени 3–6 км.

С конца эоцена (по другим данным – с конца олигоцена) Южный Тянь-Шань вступает в орогенный этап развития. Формируется горное сооружение, представляющее мегасвод со сложной морфоструктурой, сопряженный с равновеликими отрицательными мегаструктурами (Ферганской и Афгано-Таджикской впадинами).

Об объемной подвижности пород складчато-метаморфического основания свидетельствует деформация его верхней поверхности (поверхности домезозойского пенеплена) [4, 21, 24, 34, 37, 53, 54 и др.]. Рассмотрим поведение фундамента при образовании складчатой структуры чехла в области сочленения Зеравшано-Гиссарской, Зеравшанской и Зеравшано-Туркестанской зон (рис. 7). Здесь выделяется два структурных этажа, разделенных поверхностью размыва и резкого (до 90°) углового несогласия. Палеозойские толщи нижнего этажа смяты в крутые изоклиналильные складки с субвертикальными осевыми плоскостями. Верхний этаж представлен отложениями мезозоя и кайнозоя, которые смяты в сопряженные крупные складки, слегка запрокинутые к северу. Движения, приведшие к оформлению складчатой структуры в чехольном комплексе, изменили форму залегания пород в фундаменте. Изгибы поверхности фундамента конформны складчатой структуре чехла, а морфология структур и их расположение в пространстве показывают, что на орогенном этапе происходит активное квазипластичное перераспределение масс палеозойского основания. Перераспределение пород в пространстве связано с их тектонической переработкой: в песчаниках наблюдаются будинаж, растаскивание, развальцевание; отщепы и обрывки пластов перемешаны с бесструктурной глинистой массой, полностью утратившей первичные осадочные структуры и текстуры. Слоистость и стратификация в породах практически отсутствуют, и они представляют собой сложно построенную тектоническую смесь хаотического облика – тектономикстит, или осадочный меланж. Потеря связности в результате меланжирования и обеспечивает в данном случае подвижность фундамента и изгибание его поверхности без разрыва сплошности.

Меланжирование происходит в областях наиболее интенсивного изменения формы; осадочные меланжи, как правило, выполняют ядра антиклинальных структур, диапироподобные тела и протрузии.

В Зеравшано-Гиссарской зоне иной стиль переработки пород метаморфического основания. Подвижность фундамента, которая отражена в сложно деформированной поверхности домезозойского пенеплена (рис. 8), обеспечивается пластической деформацией метаморфических толщ. Первично рассланцованные породы палеозоя легко изменяют форму залегания за счет пластического течения, принимая новую конфигурацию, соответствующую структуре чехла. Форма

изменяется за счет перераспределения (течения) вещества, обычно субпараллельного направлению той сланцеватости, которая сформировалась до деформации чехольного комплекса. Но зачастую возникают вторичные сланцеватость и зоны пластического течения, переходящие на границе с мезозойско-кайнозойскими впадинами в тектонические надвиги с амплитудами перекрытия до 2–3 км. Пластичные массы проникают во все изгибы и заливы, которые обрисовываются нижней поверхностью пород чехла. Реальное движение горных масс фиксируется набором микро-, мезо- и макроструктур [24–27].

Орогенная деформация Южного Тянь-Шаня сопровождается и другими структурно-вещественными преобразованиями горных масс: катаклизмическим течением гранитов (Гиссарский батолит), динамической рекристаллизацией (карбонатные массивы Фанских гор) и др., которые обеспечивают внутреннюю объемную подвижность складчато-метаморфического основания [24–27]. Изучение механизмов объемной подвижности и соотнесение их с данными по структуре региона в целом и по деформации чехольного комплекса, а также с геофизическими материалами и результатами анализа напряженного состояния позволили создать геодинамическую модель альпийского этапа развития Южного Тянь-Шаня [25, 27]. Основной механизм формирования структуры и морфологии Южного Тянь-Шаня в новейшее время определяется объемным перераспределением вещества в коровом слое, оттоком горных масс из области впадин и нагнетанием их в область поднятия.

#### *Внутренние кристаллические массивы подвижных поясов*

Кристаллические выступы древнего фундамента характерны для большинства подвижных поясов. По своему происхождению они могут быть микроконтинентами, аллохтонными отторженцами платформенного фундамента или выведенным на дневную поверхность древним фундаментом подвижного пояса и пр. Рассмотрим несколько таких структур, расположенных в пределах Альпийского складчатого пояса.

Дзирульский массив (см. 9 на рис. 4). Дзирульский выступ кристаллического фундамента представляет собой наиболее приподнятый участок Закавказского срединного массива, сложенный допалеозойскими кристаллическими сланцами, гнейсами и филлитами, а также палеозойскими гранитоидами, кварцевыми порфирами и их туфами. Чехол включает осадочные и вулканогенные породы юры и мела, которые перекрыты орогенными отложениями олигоцена и миоцена.

Поверхность домезозойского пенеплена испытала интенсивную пликативную деформацию с углами наклона на крыльях складок до 40°–70°.

Ю

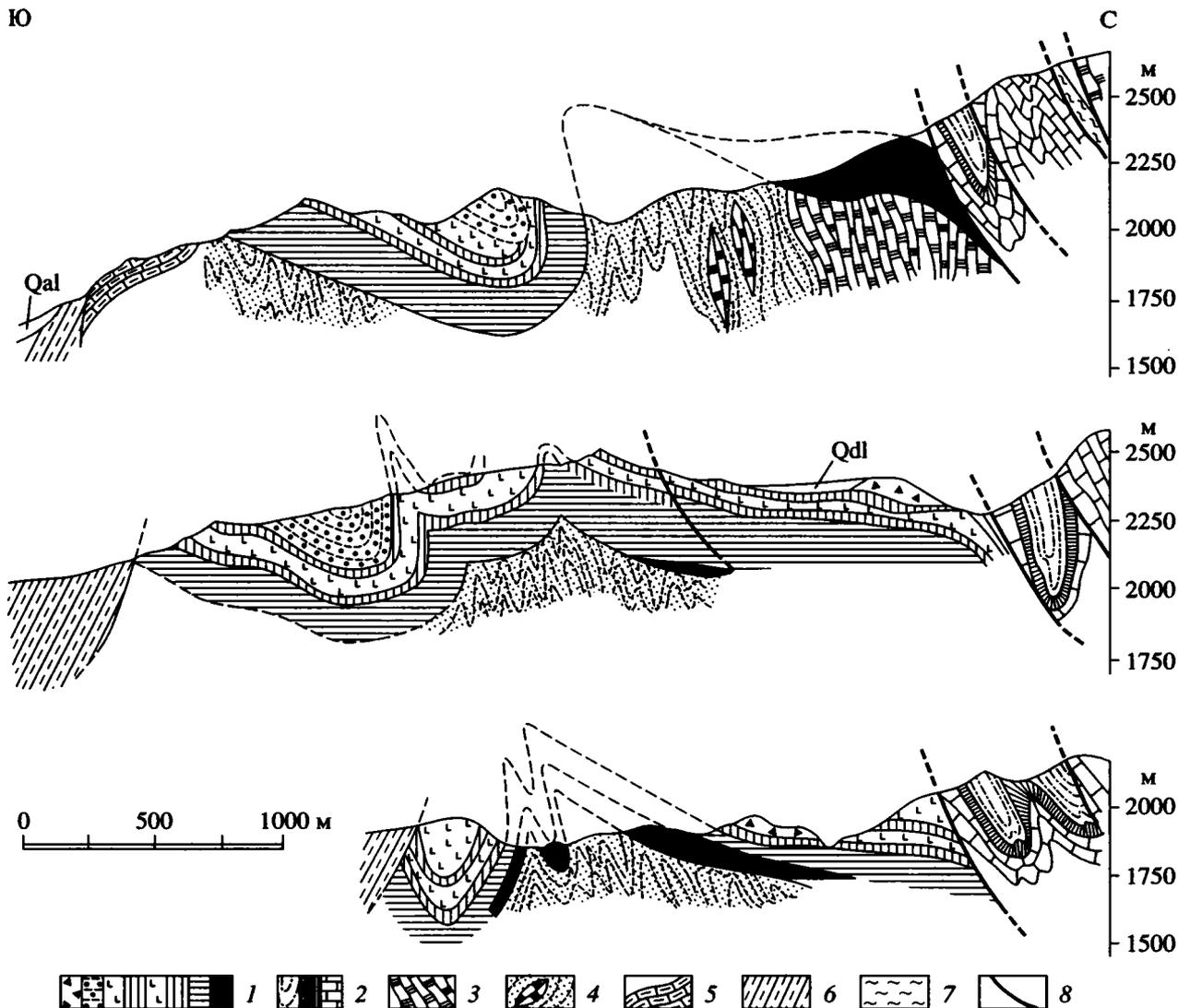


Рис. 7. Деформация домезозойской поверхности фундамента Южного Тянь-Шаня (см. 8 на рис. 4).

1, 2 – различные горизонты: 1 – мезозойских и кайнозойских толщ платформенного чехла и молассового комплекса, 2 – палеозойских пород Зеравшано-Гиссарской зоны; 3, 4 – Зеравшанская зона: 3 – палеозойские породы, 4 – меланжированные породы силура (?) и верхнего палеозоя; 5 – отторженец пород Кштут-Урметанской зоны в меланжированных породах Зеравшанской зоны; 6 – силурийские породы Зеравшано-Туркестанской зоны; 7 – ордовинско-силурийские зеленые сланцы, 8 – разломы.

Меловые отложения обрисовывают более простую структуру – сопряженные брахиантиклинальный и брахисинклинальный своды [39]. В палеогене–раннем миоцене массив испытал значительное воздымание, которое возобновилось затем в сарматское время. Новейшая структура массива характеризуется валлообразными поднятиями и пологими прогибами. Амплитуда новейшего поднятия, согласно [39], достигает 1.5 км.

Изучение трещинно-разрывной тектоники фундамента показало [23, 26], что массив представляет собой тектоническую мегабрекцию. Наблюдается общая раздробленность пород, выраженная в об-

ширных зонах дробления, трещиноватости, брекчирования (см. 5, на рис. 1), милонитизации, катаклазе минеральных зерен. Все обособленные объемы: блоки, обломки, фрагменты даек и жил – смещены одни относительно других, т.е. вся масса пород испытала перемещение в пространстве. Учитывая специфику разрывной тектоники и объемный катаклаз, общую тектоническую дезинтеграцию массива, смещение одних элементарных связанных объемов относительно других и оформление при этом складчатой поверхности фундамента, можно думать, что подвижность кристаллического цоколя обусловлена именно этой раздробленностью и объемным катакластическим

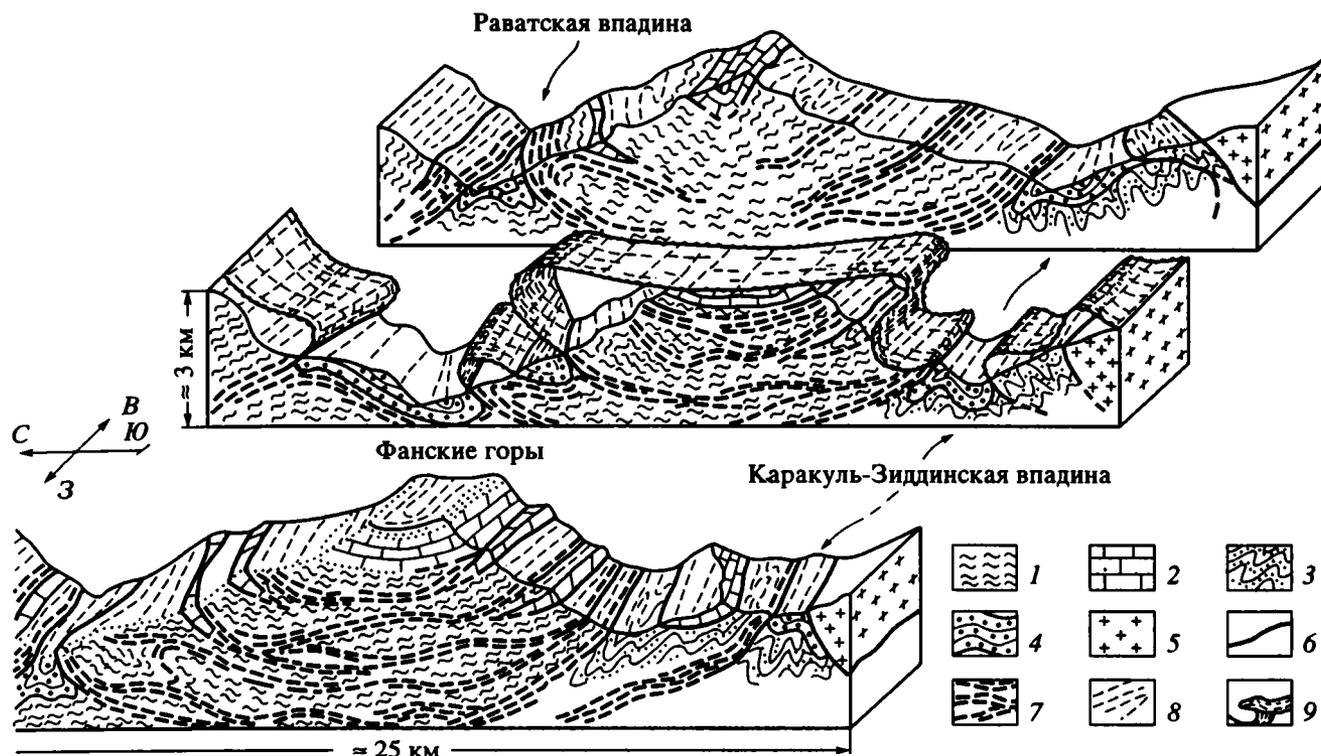


Рис. 8. Деформация домезозойского пенеплена и структура Ганза-Чимтаргинского массива (Южный Тянь-Шань).

1 – метаморфические зеленые сланцы (ордовик–ранний силур); 2 – известняки и доломиты (верхний силур–средний девон); 3 – отложения пушневатской свиты (верхний девон–нижний карбон); 4 – верхнепалеозойский флиш; 5 – граниты; 6 – разрывы; 7 – зоны хрупко-пластического течения, пространственно связанные с молодыми надвигами; 8 – линии простираания; 9 – поверхность домезозойского пенеплена (построена по данным [34] и личным наблюдениям).

течением. Временные рамки образования мегабрекчии весьма широки. Раздробление произошло после формирования пород цоколя, т.е. после каменноугольного периода. Смещение байосских даек указывает на раздробление в постсреднеюрское время. Дислокации меловых и палеоген-неогеновых отложений, общее воздымание массива в сармате и его высокое стояние в настоящее время допускают и более позднее, возможно, практически современное раздробление кристаллического цоколя. Анализ морфологии и распределения трещин и направления смещений, фиксирующихся штрихами на зеркалах скольжения, указывает на общую сдвиго-взбросовую кинематику движения массива в целом. Таким образом, подвижность жестких кристаллических пород Дзиркульского массива определяется их тектонической дезинтеграцией на макро-, мезо- и микроуровнях и объемным катаклизмом течением. Сходные механизмы мы рассмотрели ранее для фундамента Северо-Американской платформы, Карельского массива и некоторых других регионов.

Родопский массив: Родопский массив (рис. 9–11) – один из наиболее крупных выступов гранитно-метаморфического фундамента в пределах Альпийского подвижного пояса (см. 6 на

рис. 4). В строении массива участвуют метаморфические образования докембрия (фундамент) и чехольные вулканогенно-осадочные частично метаморфизованные отложения и вулканиты палеозоя, мезозоя и кайнозоя.

Данные по геологии Родопского массива, использованные в работе, содержатся в [2, 5, 6, 8, 9, 15–17, 38, 40, 62 и др.].

Тектоническое строение и стратиграфическое расчленение массива рассматриваются с различных позиций. Согласно одной из них [15, 17], докембрийские породы представлены двумя основными комплексами: архейским Прародопским (или Огражденским) и протерозойским Родопским, которые разделены поверхностью резкого стратиграфического, углового и метаморфического несогласия. Учитывая многоактную структурно-метаморфическую переработку докембрийских пород, сторонники этой точки зрения рассматривают структуру массива в целом как блоково-складчатую. Авторы другого подхода [40, 62] придерживаются мнения, что кристаллические породы массива слагали первично единый комплекс, различные части которого формировались во время длительного, но единого тектоно-метаморфического цикла. Наблюдаемые соотношения между

комплексами трактуются как тектонические и связываются с возникновением постдокембрийских (в основном альпийских) шарьяжно-надвиговых структур. Существуют и промежуточные мнения [42].

Сведения, почерпнутые при посещении Родопского массива<sup>1</sup>, а также анализ картографического и литературного материала позволяют высказать некоторые соображения относительно тектонической эволюции Родопского массива, но прежде подчеркнем некоторые важные для дальнейшего изложения закономерности.

В концепции аллохтонного строения массива основной тектонический покров сложен породами Родопского комплекса, а более древний Прародопский комплекс выступает в качестве автохтона, хотя отдельные его объемы участвуют в строении аллохтонных структур.

Своеобразное покровное строение, когда каждый более верхний аллохтонный элемент оказывается по возрасту моложе, чем подстилающий, вообще характерно для Родопского массива. Так, в пределах Восточных Родоп (Белореченское поднятие), по данным [42], автохтон представлен породами Прародопского комплекса. Аллохтон сложен метаморфитами Родопской надгруппы, палеозойскими и мезозойскими (вплоть до верхнемеловых) осадочными и вулканогенно-осадочными частично метаморфизованными толщами. Подчеркивая сохранившуюся стратиграфическую последовательность аллохтонных (?) элементов, автор пишет, что аллохтонные элементы образуют "структурную мантию" вокруг выходов Прародопского комплекса.

И в Белореченском поднятии, и в других районах Родопского массива (в Среднегорье [42] и в Центральных Родопах [8]) границы между комплексами маркированы зонами тектонического смешивания, многочисленными зеркалами скольжения, складками волочения, зонами расланцевания, будинажа и ретроградного метаморфизма. Во многих местах породы катаклазированы и превращены в милониты и ультрамилониты. Зоны расланцевания, милонитизации и диафтореза иногда достигают мощности 50–150 м. Ориентировка зон вторичной структурно-вещественной переработки субпараллельна границам структурно-метаморфических комплексов и литологических пачек. Отмечено множество площадных зон расланцевания и диафтореза, которые сопровождаются телами интенсивно тектонизированных ультрабазитов, залегающих в виде будин и линз параллельно положению сланцеватости. Эти зоны пронизывают весь разрез массива, в том числе и мезозойскую его часть. Наличие таких зон свидетельствует [42] о дифференциаль-

ном субгоризонтальном движении горных масс и о наличии тектонических срывов на границах различных комплексов и внутри них. Не отрицают наличия таких зон внутриформационного и межформационного тектонического проскальзывания и сторонники автохтонного строения массива [17].

Все эти сведения наряду с другими данными литературы и картографии приводят к выводу (см. рис. 9–11), что основным механизмом формирования современной структуры Родопского массива является механизм объемного тектонического течения горных масс и их тектоническое расслоение. При этом там, где относительное проскальзывание отсутствует или минимально, сохраняются первичные взаимоотношения между комплексами, тогда как там, где течение горных масс относительно велико, формируются зоны хрупко-пластического течения, проскальзывания одних горизонтов относительно других, надвиги и тектонические покровы. Зарождение и развитие этих зон связано с многократной тектоно-метаморфической активизацией, которая фиксируется для протерозоя, палеозоя и мезозоя.

Основной структурный план, возможно, был связан с альб-сеноманской фазой альпийского тектогенеза, во время которой сформировались главные покровно-шарьяжные структуры внутренних частей Альпийского пояса. Но совершенно очевидно, что резкая активизация объемного течения горных масс Родопского массива связана также с новейшим этапом, начало которому для данной территории положил рост купольного поднятия в позднем эоцене [38]. Рост купола был спровоцирован, по-видимому, общим тангенциальным сжатием (пиренейская фаза складчатости и покровообразования), возможно, более ранним сдвиганием корового слоя или его тектоническим нагнетанием в область массива. Рост купола в условиях двухстороннего сжатия привел в позднем эоцене к коллапсу и бивергентному растеканию (растяжению) массива, как это показано, в частности, для массива Менедерес в Турции (см. ниже).

Общее растяжение в верхней части корового слоя привело к возникновению (или обновлению) процесса объемного течения горных масс и их интенсивному тектоническому расслоению. В центральной части массива в результате растяжения и в краевых зонах как компенсация куполообразного вздутия формируются грабены и впадины, в которых накапливаются верхнеэоценовые терригенные отложения. Надвигание отдельных тектонических покровов и шарьяжей на области опускания привело к формированию мощных толщ тектоно-гравитационных микститов (олистостромов), обломки, глыбы и пластины в которых сложены отторженцами метаморфических толщ Родопского массива. Общее сжатие в условиях утолщенной коры привело к выплавке кислых расплавов и

<sup>1</sup> Мне довелось принимать участие в длительных геологических экскурсиях, организованных болгарскими учеными Д. Кожухаровым, Ст. Московским, Ж. Ивановым и другими, которым я приношу свою искреннюю благодарность.

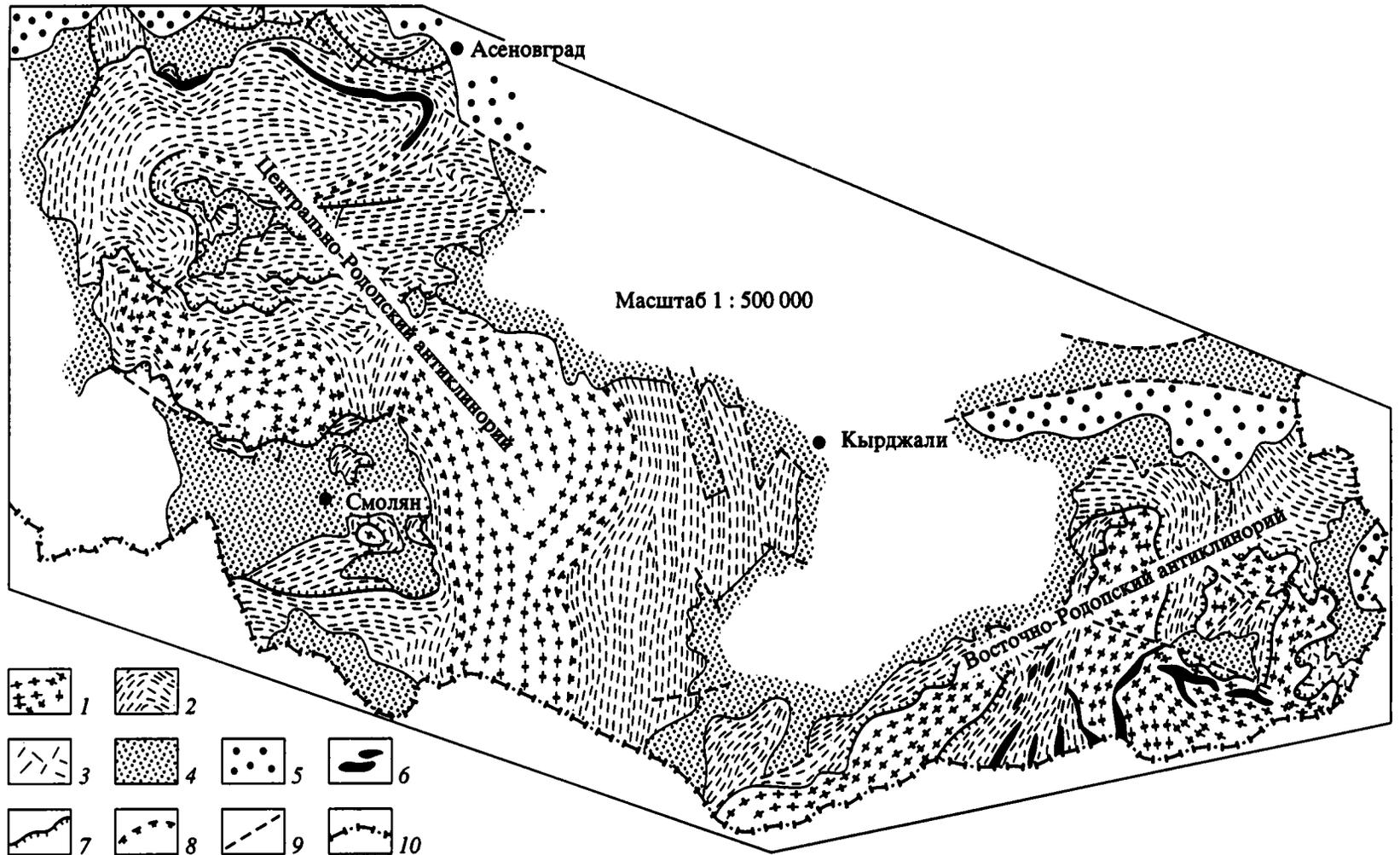


Рис. 9. Структурно-геологическая схема центрального и восточного сегментов Родопского массива (составлена на основе: Тектонска карта на НР България. Масштаб 1 : 500000. София, 1976 г. с учетом материалов [8, 9, 15-17, 38, 40, 42, 62].

1 – Прародопский и 2 – Родопский комплексы; 3 – палеозойские и мезозойские породы; 4 – палеоген; 5 – неоген-четвертичные породы; 6 – ультрабазиты; 7 – надвиги; 8 – зоны хрупко-пластических срывов и структурной дисгармонии; 9 – крутые разрывы; 10 – государственная граница.

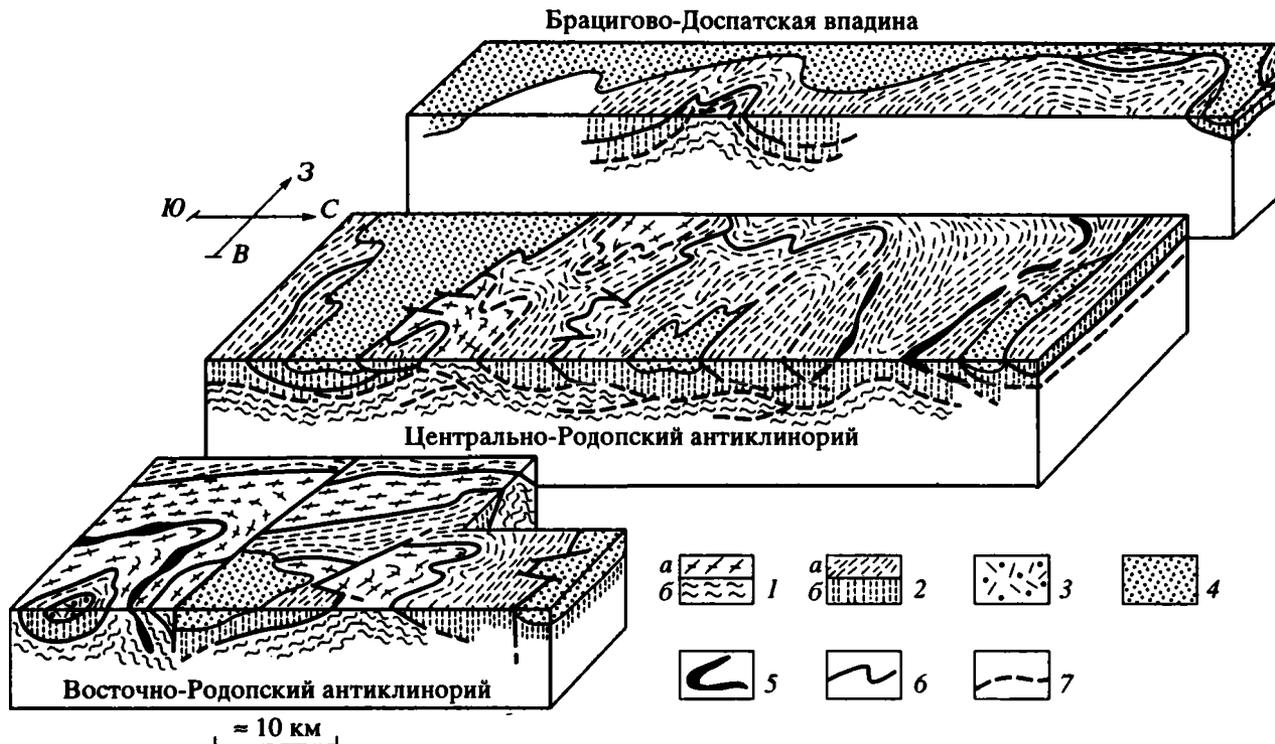


Рис. 10. Структура центральной и восточной частей Родопского массива, по [8, 9, 15–17, 38, 40, 42, 62], данным личных наблюдений, а также Тектонская карта на НР Болгария. Масштаб 1 : 500 000. София, 1976 г.

1, 2 – докембрийские комплексы (а – на площади, б – на разрезах): 1 – Прародопский, 2 – Родопский; 3 – палеозойские, мезозойские и 4 – эоцен-четвертичные отложения; 5 – ультрабазиты; 6 – надвиги и поверхности тектонических межформационных срывов; 7 – предполагаемые зоны тектонических срывов и зон хрупко-пластического течения.

формированию в олигоцене вулканогенных толщ. Сходная трактовка процесса формирования купола Родопского массива была предложена на основании тектоно-геоморфологического анализа [38].

Мендересский массив. Мендересский массив (см. 7 на рис. 4), так же как и Родопский, входит в систему внутренних (срединных) массивов Альпийского пояса и является крупным выступом кристаллического фундамента в юго-западной части Турции. Массив сложен двумя комплексами пород [55]: докембрийскими образованиями амфиболитовой фации метаморфизма (очковыми гнейсами, мигматитами, сланцами) и палеозойско-мезозойскими метасадочными породами чехольного комплекса (сланцевыми сланцами, филлитами, кварцитами, мраморами). Массив рассечен на три блока субширотными миоценовыми грабенами, выполненными осадками соответствующего возраста, и прорван синкинематическими гранодиоритами Салихи.

Детальные структурные исследования на территории массива позволили реконструировать поведение горных масс фундамента в процессе его эксгумации [61]. В центральной части массива фиксируется коаксиальное дифференциальное сдвиговое течение, что выявлено по расположению структурных элементов и ориентировке оси

“с” в кварцевых зернах. С удалением от этой центральной зоны увеличивается асимметрия ориентировки оптических осей и других структурных форм, что свидетельствует о нарастании некоаксиального течения. В южном блоке и в южной части центрального блока фиксируется сдвиговое течение в ЮЮЗ-м направлении; в северной части центрального блока и в северном блоке направление сдвигового течения противоположно и имеет ССВ-ю направленность. Течение происходит субпараллельно выгнутой поверхности массива или несколько круче. Данная закономерность развития сдвигового течения проинтерпретирована как дивергентное растяжение и субгоризонтальное растекание горных масс в процессе их эксгумации (рис. 12). Этот вывод подтверждается возникновением зон растяжения (миоценовые грабены), а также наличием зон хрупко-пластического субгоризонтального отслоения, маркированных мощными катаклазитами. Растяжение и деформация сопровождаются процессами ретроградного метаморфизма. Время деформации установлено на основании данных изотопной геохронологии и возраста отложений в грабенах (миоцен). По этим данным деформация пластического течения и растяжения происходила в интервале от 20 до 12 млн. лет.

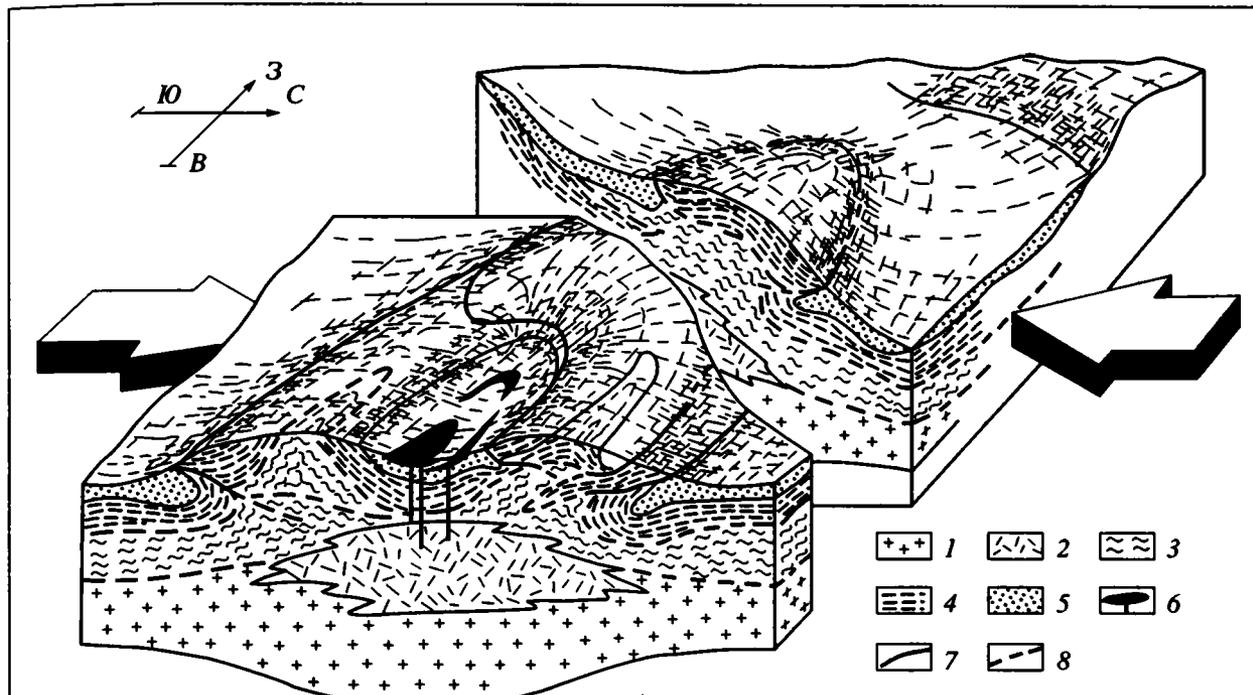


Рис. 11. Модель формирования современной структуры Родопского массива (центральная и восточная части) в позд-неоценовое-четвертичное время (использованы представления [38]).

1 – “гранитный” слой; 2 – область выплавок кислого материала; 3 – Прародопский и 4 – Родопский комплексы; 5 – эоцен-четвертичные отложения (верхний эоцен – с тектоно-гравитационными микститами); 6 – кислые вулканиты; 7 – линии надвигов; 8 – зоны межформационных срывов и хрупко-пластического течения.

Двустороннее растяжение и деформация хрупко-пластического течения сходны с таковыми в пределах Родопского массива, однако несколько отличаются от процессов деформации в кристаллических массивах эгейского региона, где наблюдается однонаправленное (к северу) объемное движение горных масс. Это различие связывается [55, 61] с разными условиями, существующими на границах плит, и, соответственно, разными условиями проявления субдукционного процесса. В отличие от более тонкой и гетерогенной коры остальной части эгейского региона мощная кора Мендересского массива мешает развитию субдукционного процесса в зоне Измиро-Анкарской сутуры, и разрядка напряжений осуществляется за счет симметричного коллапса.

### ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛА

Итак, рассмотрены формы и особенности проявления структурной и структурно-вещественной переработки горных пород после их вхождения в состав фундамента различных геоструктур: древних и молодых платформ, внутренних массивов подвижных поясов и внутриконтинентальных орогенов. Приведенные данные свидетельствуют, что породы фундамента практически всех типов геоструктур обладают значительной внутренней подвижностью, которая обеспечивается

комплексом структурных и вещественных преобразований, связанных с объемным тектоническим течением, т.е. с реидной деформацией. Реидная деформация реализуется в пластической, хрупко-пластической и катакластической формах или их сочетаниях. Механизмы и особенности проявления реидной деформации в каждом случае зависят от общей геодинамики региона, его первоначальной структуры, реологии слагающих пород, особенностей регионального и локального полей напряжений.

Так, в пределах Дзирульского и некоторых других гранитных массивов развито катакластическое течение с незначительной переработкой вещественного состава. На плитных участках платформ наблюдаются латеральные токи с формированием



Рис. 12. Схема дивергентного коллапса Мендересского массива, по [59].

Объяснения в тексте.

изогнутой сетки разломных структур или с переориентировкой складчатой структуры и возникновением областей вертикально-плоскостного сдвигового течения. На Родопском и Мендересском массивах, где в составе фундамента преобладают сланцеватые метаморфические породы, возникают субгоризонтально-плоскостные объемные тектонические потоки с зонами тектонического расслоения. Сходный механизм наблюдается в метаморфических палеозойских толщах внутриконтинентального орогена Южного Тянь-Шаня. Субгоризонтальное и субслоистое течение зафиксировано в отложениях протоплатформенного чехла Карельского массива.

Анализируя картину реидной деформации в целом, можно сделать вывод, который, однако, нуждается в уточнении, что для складчато-метаморфического фундамента древних платформ более характерны продольные течения с субвертикальной ориентировкой плоскостных элементов. Формирование купольных гранитных и гранито-гнейсовых структур также вряд ли связано лишь с радиально направленными силами, определяется, по-видимому, тангенциальными напряжениями и связано со значительными латеральными перемещениями горных масс, как это показано в [25–27, 46, 58, 61]. Для молодых платформ, внутриконтинентальных ороменов и срединных массивов подвижных поясов характерна, вероятно, иная закономерность, выраженная в субгоризонтальном расслоении фундамента и возникновении горизонтально-плоскостного тектонического течения. Правило это, однако, повторяю, не универсально: для того чтобы принять его или внести необходимые уточнения, нужны дополнительные исследования.

Структурно-вещественная переработка пород, связанная с реидной деформацией, происходит на разных масштабных уровнях и может иметь разное выражение в различных местах одного и того же региона или даже конкретной структуры. Так, в Кумсинском куполе наблюдается хрупкая деформация и катаклиз в гранитах и пластическое субслоистое течение в обрамляющих купол конгломератах. На Родопском массиве параллельно с преимущественно пластическим течением формируются брекчии, зоны катаклаза, тектонические покровы и надвиги. В пределах Южного Тянь-Шаня действовали механизмы пластической и хрупко-пластической деформации, катаклазирования, меланжирования и динамической рекристаллизации, образуя единый парагенез реидного течения.

С реидной тектоникой фундамента связано формирование ряда осадочных бассейнов, что можно наблюдать на примере западного борта Северо-Американской платформы, а также грабенов Мендересского и Родопского массивов. В Мендересском массиве в результате общего дивергентного течения горных масс образуются грабены

растяжения; в Родопском – при комбинации пластического “растекания” и общих условий сжатия в регионе (приабоновая фаза покровообразования и складчатости) возникают односторонние рамповые грабены и накапливаются мощные толщи олистостромов [40].

Одним из примечательных моментов реидной тектоники является ее реализация в новейшей структуре континентов, что, как уже говорилось, впервые отмечено Л. Кингом [12]. Многие из приведенных примеров показывают, что в становлении современного облика континентальной литосферы играют роль не только разломные структуры и изгибы большого радиуса кривизны, которые обычно изучаются структурной геоморфологией и неотектоникой, но и объемная подвижность горных масс. Нужно отметить, что реидная тектоника может выступать в качестве рельефообразующего фактора, однако при возникновении вертикально- и горизонтально-плоскостных потоков с латеральным течением горных масс их влияние на развитие рельефа может быть минимальным. Рельефообразование и формы проявления реидной тектоники – факторы в определенной степени коррелятивные, но это будет предметом специального обсуждения в соответствующих публикациях.

В результате действия механизмов реидной деформации и регионального проявления реидной тектоники формируются сложные коллажи структур вертикально- и горизонтально-плоскостного течения (см. рис. 2, 5, 9), а также протрузивно-купольные структуры. Протрузивный процесс, т.е. внедрение кристаллических масс под действием тектонической компрессии, осуществляется не только в вертикальном направлении. Образуются и “горизонтальные протрузии”, связанные с объемным сдвиговым течением.

Таким образом, реидная тектоника фундамента является реальным и широкомасштабным явлением, которое определяет многие существенные особенности внутриконтинентального тектогенеза. Этот вывод имеет существенное значение для разработки плейттектонических концепций, так как непреложно свидетельствует о том, что литосферные плиты не являются жесткими, а представляют собой весьма подвижную субстанцию, которая чутко реагирует на приложение внешних сил и обладает внутренней энергией, способной создавать сложные внутриплитные тектонические ансамбли.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 96-05-64412).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ажгирей Г.Д.* Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1966. 348 с.

2. Белов А.А. Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. М.: Наука, 1981. 212 с.
3. Беровиш Р.А. Фундамент // Структурная геология и тектоника плит. М.: Мир, 1991. Т. 3. С. 265–269.
4. Богданова Н.М. Проблема сохранности и возраста древнего пенепплена Тянь-Шаня // Геоморфология. 1972. № 1. С. 19–27.
5. Бончев Ек., Иванов Ж., Московски Ст., Начев И. Олиостромы в Центральных Родопах, Центральной и Восточной Планине и в области Крайште: Путеводитель экскурсий. София: Изд-во БАН, 1980. 67 с.
6. Боянов Ив. Някои характерни особености на старите консолидирани ядра, блокове и средини масива, включени в част от Альпийския геосинклинален пояс // Известие на Геологическия институт. Сер. геотект. 1973. Кн. (Vol.) XXI–XXII. Р. 181–212.
7. Дербиков И.В. О связи тектоники фундамента и чехла. М., 1958. С. 45–63. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 14).
8. Докембрий Родопского массива и обрамляющие его фанерозойские метаморфизованные формации: Путеводитель экскурсий. София: Издание БАН, 1979. 111 с.
9. Иванов Ж., Московски Ст., Колчева К. Основные черты строения центральных частей Родопского массива // *Geologica Balcanica*. 1979. Т. 9. № 1. Р. 3–50.
10. Ирдли А. Структурная геология Северной Америки // М.: ИЛ, 1954. 665 с.
11. Кафтан В.И., Серебрякова Л.И. Современные движения земной коры // Итоги науки и техники. Геодезия и аэросъемка. М.: ВИНТИ АН СССР, 1990. Т. 28. 149 с.
12. Кинг Л. Морфология Земли. М.: Прогресс, 1967. 559 с.
13. Кинг Ф.Б. Геологическое развитие Северной Америки. М.: ИЛ, 1961. 299 с.
14. Кинг Ф.Б. Тектоника Северной Америки. М.: Мир, 1972. 268 с.
15. Кожухаров Д.Е., Тимофеев Б.В. Первые находки микрофоссилий в докембрии Родопского массива // Докл. БАН. 1979. Т. 32. № 12. С. 1691–1694.
16. Кожухарова Е. Происхождение и структурное положение серпентинизированных ультрабазитов докембрийской офиолитовой ассоциации в Родопском массиве. II. Метаморфические изменения ультрабазитов // *Geologica Balcanica*. 1984. Т. 14. № 6. Р. 30–35.
17. Кожухарова Е., Кожухаров Д. Проблемы докембрия в Болгарии // *Geologica Balcanica*. 1980. Т. 10. № 1. Р. 75–94.
18. Кожухарова Е., Леонов М.Г. Пластическая деформация и метаморфизм горных пород Южного Тянь-Шаня // *Geologica Balcanica*. 1988. Т. 18. № 4. С. 37–46.
19. Копелиович А.В., Симанович И.М. Структуры дифференциального скольжения в кварцито-песчаниках иотнийских толщ Прионежья // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1966. С. 61–79.
20. Копл М.Л. Горизонтальное выдавливание при сжатии орогенических поясов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1981. Т. 56. № 2. С. 14–28.
21. Костенко Н.П. Развитие рельефа горных стран (на примере Средней Азии). М.: Мысль, 1970. 148 с.
22. Кропоткин П.Н., Валяев Б.М., Гафаров Р.А., Соловьева И.А., Трапезников Ю.А. Глубинная тектоника древних платформ Северного полушария. М.: Наука, 1971. 390 с.
23. Леонов М.Г. Разрывные нарушения Дзирульского массива (Грузия) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1974. Т. 79. Вып. 6. С. 37–44.
24. Леонов М.Г. О способах проявления подвижности фундамента при изменении его первичной формы в процессе активизации // Изв. вузов. Геология и разведка. 1991. № 4. С. 3–23.
25. Леонов М.Г. Внутренняя подвижность фундамента и тектогенез активизированных платформ // Геотектоника. 1993. № 5. С. 16–33.
26. Леонов М.Г. Протрузии кристаллического фундамента (факт существования, структура, механизм формирования) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1994. Т. 69. Вып. 2. С. 3–18.
27. Леонов М.Г. Тектоническая подвижность фундамента и внутриплатформенный тектогенез в свете представлений о нелинейности геологических процессов // Нелинейная геодинамика. М.: Наука, 1994. С. 79–103.
28. Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Сомин М.Л. Структуры тектонического течения в отложениях протоплатформенного чехла Карельского массива (Балтийский щит) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1995. Т. 70. Вып. 3. С. 20–32.
29. Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Сомин М.Л. О тектонической подвижности кристаллических пород фундамента в ядрах антиклинальных складок Северного Прионежья (Балтийский щит) // Геотектоника. 1966. 1. С. 1–11.
30. Леонов Ю.Г. Тектонические критерии интерпретации сейсмически отражающих горизонтов в нижней коре континентов // Геотектоника. 1993. № 5. С. 4–15.
31. Лишневский Э.Н. Об активной роли гранитных интрузий в процессе горообразования // Геотектоника. 1965. № 3. С. 77–84.
32. Лишневский Э.Н. О строении поверхности фундамента Нижнезейской впадины // Геотектоника. 1968. № 5. С. 62–71.
33. Лобанов М.П., Сизых В.И., Синцов А.В., Стрелюк Т.Л. Эндогенные кластиты – новый механохимический тип псевдоосадочных пород при тектонических деформациях (на примере Байкальского и Непского мегасводов) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 319. № 5. С. 1178–1182.
34. Лукина Н.В. Деформации поверхности палеозойского фундамента Юго-Западного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 79 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 286).
35. Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 143 с.
36. Лукьянов А.В., Щерба И.Г. Парагенетический анализ структур как основа тектонического районирования и составления среднemasштабных структурных карт складчатых областей // Принципы тектонического районирования. М.: Наука, 1972. С. 15–24.
37. Макаров В.И. Структура горных областей Альпийско-Центрально-азиатского пояса новейшего

- горообразования: опыт сравнительного анализа // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990. С. 91–96.
38. Макаров В.И., Спиридонов Х.Б. Новейшая тектоника Родопского массива и прилегающих территорий // Геотектоника. 1982. № 2. С. 65–79.
  39. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1968. 483 с.
  40. Московски С., Иванов Ж. Геологическое строение Центральных Родоп. Ш. Северородопский надвиг между городами Пештера и Асеновград // Geologica Balcanica. 1986. Т. 16. № 1. Р. 31–53.
  41. Николаев В.И. Разломы и геодинамическая напряженность литосферы в Среднем Поволжье по данным дешифрирования космических снимков // Изв. вузов. Геология и разведка. 1994. № 3. С. 45–49.
  42. Особенности становления земной коры в докембрии Южной Болгарии: Путеводитель экскурсий. София: Изд-во БАН, 1984. 141 с.
  43. Паталаха Е.И. Механизм смятия в складку мощного покрова нерассланцованных фельзит-порфиров // Геотектоника. 1966. № 3. С. 109–124.
  44. Паталаха Е.И. О дифференциальной подвижности совместно деформируемых разнородных геологических тел, ее причинах и следствиях: Вязкостная инверсия // Геотектоника. 1971. № 4. С. 15–25.
  45. Пучков В.Н. О характере контактов гранитоидного массива Мань-Хамбо с окружающими метаморфическими породами. Сыктывкар, 1968. С. 50–54. (Тр. Ин-та геологии Коми филиала АН СССР; Вып. 8).
  46. Рамберг Х. Сила тяжести и деформации в земной коре. М.: Наука, 1986. 399 с.
  47. Рейнер М. Десять лекций по теоретической реологии. М.: ОГИЗ–Гостехиздат, 1947. 134 с.
  48. Руттен М. Геология Западной Европы. М.: Мир, 1972. 446 с.
  49. Сваричевская З.А., Скублова Н.В. О природе островных гор Центрального Казахстана // Структурная геоморфология горных стран. Фрунзе: Илим, 1973. С. 74–75.
  50. Талицкий В.Г. Новые подходы к моделированию геологической среды // Геотектоника. 1994. № 6. С. 78–84.
  51. Флаасс А.С. Некоторые особенности структурно-развития мамско-бодайбинской серии // Геотектоника. 1971. № 6. С. 58–64.
  52. Фуэ Р. Вертикальные тектонические движения и сила тяжести во впадине Биг-Хорн и в окружающих хребтах Средних Скалистых гор // Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976. С. 434–445.
  53. Чедия О.К., Уткина Н.Г. Новейший тектогенез Тянь-Шаньского эпиплатформенного орогена // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990. С. 46–53.
  54. Шульц С.С. Тектоника земной коры. Л.: Недра, 1979. 272 с.
  55. Bozkurt E., Park R.G. Southern Menderes massif: An insipient metamorphic core complex in western Anatolia, Turkey // Geol. Soc. of London Journal. 1994. Vol. 151. P. 213–216.
  56. Bradschow J., Renouf J.T., Taylor R.T. The Development of Brioverian / Paleozoic Relations in west Finistere (France) // Geol. Rundsch. 1967. Vol. 56. № 2. P. 567–596.
  57. Carey S.W. The Rheid Concept in Geotectonics // Bull. Geol. Soc. Austr. 1954. Vol. 1. P. 67–117.
  58. Colliston W.P. A model of compressional tectonics for the origin of the Vredefort structure // Tectonophysics. 1990. Vol. 171. № 1/4. P. 115–118.
  59. Hetzel R., Passchier C.W., Ring U., Dora Ö.O. Bivergent extension in orogenic belts: The Menderes massif (southwestern Turkey) // Geology. 1995. Vol. 23. № 5. P. 455–458.
  60. Hudson F.S. Folding of unmetamorphosed strata superjacent to massive basement rocks // Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1955. Vol. 39. № 10. P. 2038–2052.
  61. Jaeger H.M., Nagel S.R. La physique de l'état granulaire // La Recherche. 1992. Mensuel 249. Vol. 23. P. 1380–1387.
  62. Reunion extraordinaire de la Société géologique de France en Bulgarie. Guide de e'exursion. Sofia: Presse Universitaire, 1983. 119 p.

Рецензент: В.Н. Шолпо

## Posthumous Rheid Tectonics of Continental Basement

M. G. Leonov

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow

Research on the structural and lithologic reworking of rocks after they were incorporated into the basement of various structures (such as ancient and young platforms, median masses of mobile belts, and intracontinental orogens) indicates that basement rocks of virtually all types of geological structures have significant internal mobility, which results from a complex of structural and lithologic transformations due to three-dimensional tectonic flow, or rheid (from the Greek rheos, "stream") deformation. Rheid deformation can be of various types, such as ductile, brittle-ductile, and cataclastic, as well as their combinations. The specific mechanism and character of rheid deformation depend on the general geodynamics of a given region, its original structure, the rheology of its rocks, and the regional and local stress fields. The rheid deformation mechanisms, in conjunction with the regional pattern of rheid tectonics, produce intricate collages of vertical and horizontal plane-flow structures and domal protrusions. Rheid tectonics of the basement is a large-scale phenomenon that is responsible for many distinctive features of intracontinental orogenesis.

УДК 551.2:551.711.72(470.32).

## МОДЕЛЬ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ВОРОНЕЖСКОГО МАССИВА В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ

© 1997 г. Н. М. Чернышов, В. М. Ненахов, И. П. Лебедев, Ю. Н. Стрик

*Воронежский государственный университет*

Поступила в редакцию 09.09.95 г.

В современной структуре Восточно-Европейской платформы Воронежский кристаллический массив представляет собой погребенный выступ докембрийского фундамента, ограниченный системой авлакогенов и впадин. На основании анализа полученных в последние годы новых геолого-геофизических, петрофизических, петрологических и изотопно-геохимических данных предложена модель геодинамического развития структурно-вещественных комплексов Воронежского кристаллического массива в рамках концепции тектоники раннедокембрийских литосферных плит. В истории развития массива выделено три цикла развития, характеризующихся взаимодействием плит (раннеархейский, позднеархейский и раннепротерозойский). Циклы завершались коллизионными процессами около 3.0, 2.6–2.5 и 2.1–2.0 млрд. лет назад.

В современной структуре Восточно-Европейской платформы Воронежский кристаллический массив представляет собой неглубоко погребенный (0–500 м) выступ докембрийского слоисто-блокового фундамента, ограниченного системой грабенообразных прогибов – авлакогенов и впадин (рис. 1).

По геолого-геофизическим и петрофизическим данным [3, 15–17] Воронежский кристаллический массив характеризуется трехслойным строением литосферы (рис. 2) и включает три в разной мере эродированных латерально неоднородных по составу, возрасту, степени дифференцированности и метаморфизму мегаблока: Брянский, наиболее глубоко эродированный, с увеличенной мощностью “диоритового” горизонта и относительно маломощным (12–14 км, [15]) низкоплотностным горизонтом верхнекорового слоя; Курский, с несколько большей мощностью (до 17 км) верхнекорового слоя; Воронежско-Куйбышевский с “тяжелой” литосферой [16]. Каждый из этих мегаблоков с рядом разновозрастных и разноранговых линейных зон и разнотипных структур тектоно-магматической активизации характеризуется присущими ему структурно-вещественными комплексами [2, 3, 15, 21], которые отражают последовательную смену эндогенных режимов формирования сравнительно мощной (43–45 км) слоисто-блоковой коры континентального типа.

Раннеархейские структурно-вещественные комплексы, которые залегают предположительно на “тяжелом” гранулит-базитовом основании [2, 16], представлены образованиями трех главных супра-крупных формаций в составе обоянской серии: 1) metabазит-кондалитовой (парагенезис глиноземистых, графитовых и кварцитовидных гней-

сов, коматит-базальтовых высокожелезистых вулканитов с гиперстен-магнетитовыми кварцитами, бесединский пироксенит-габбро-анортозитовый комплекс и амфиболит-гранулитовая породная ассоциация ( $3178 \pm 39$  млн. лет)<sup>1</sup> брянского типа [2, 9, 15, 21]); 2) метаграувакковой ритмической (парагенезис ритмично чередующихся биотитовых, амфибол-биотитовых, биотит-амфиболовых, гранат-биотитовых гнейсов и амфиболитов росошанского типа); 3) метаграувакковой грубо-обломочно-коллювиальной (гранодиорито-гнейсы донского типа с обломками амфиболитов, амфиболитизированных пироксенитов, меланократовых плагиопорфиритов, соответствующих эндербит-базитовому составу).

Надежно датированные структурно-вещественные комплексы позднего архея наиболее полно представлены в зеленочаменных поясах (Крупецко-Криворожский, Белгородско-Михайловский, Орловско-Тимской в Курском мегаблоке и, предположительно, Волгоградско-Тамбовский в пределах Воронежского мегаблока) и включают вулканогенно-осадочные (кварц-серицит-хлоритовые, биотитовые, двуслюдяные ставролитовые, биотит-амфиболовые, альбит-эпидот-хлоритовые сланцы, гранат-роговообманково-биотитовые гнейсы, безрудные и малорудные железисто-кремнистые породы, аркозовые метапесчаники и др.) и различной серийной принадлежности (коматитовые, толеитовые, известково-щелочные) вулканические и вулканогенно-интрузивные ассоциации (коматит-базальтовая, базальтовая, дацит-риолитовая формации в объеме михайловской серии; железногорский

<sup>1</sup> Здесь и далее возраст определен U-Pb методом по циркону [15, 20, 22 и неопубликованные данные Е.В. Бибиковой и др.].

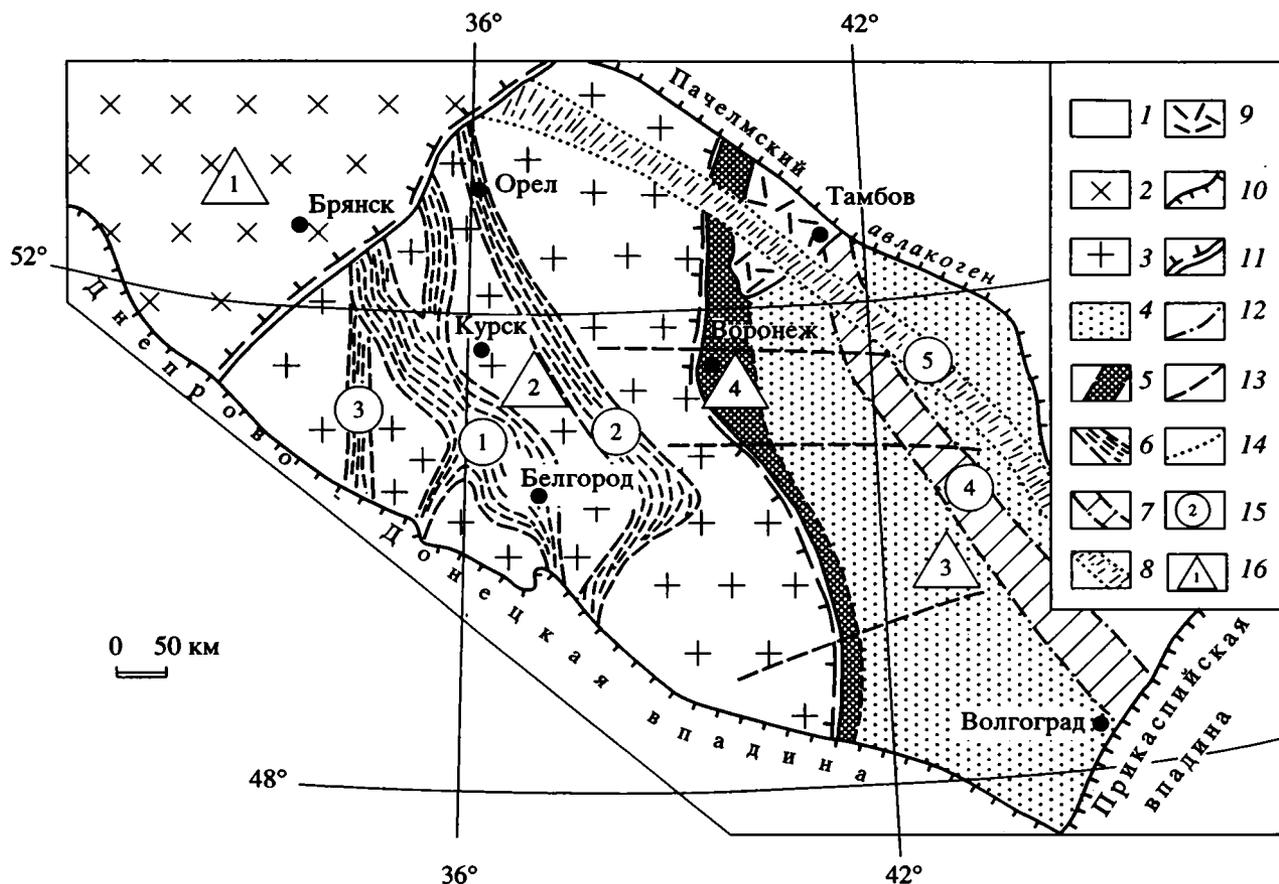


Рис. 1. Геолого-структурная схема строения Воронежского кристаллического массива.

1-9 – структурно-вещественные комплексы: 1 – платформенные рифея и фанерозоя, 2-9 – дорифейский: 2 – Брянско-Курского мегаблоков раннеархейской консолидации, 4 – Воронцовского перикратонного прогиба, 5 – Ливенско-Богучарской сuture, 6 – рифтогенных структур второго порядка, 7 – Тамбовско-Волгоградской погребенной палеорифта, 8 – Воронежско-Шукавской наложенной грабен-синклинали, 9 – Орловско-Новогольской рифтогенной зоны с проявлением раннепротерозойского траппового магматизма; 10-14 – геологические границы: 10 – Воронежского кристаллического массива, 11 – мегаблоков, 12 – погребенных структур, 13 – палеорифтов второго порядка и секущих разломов, 14 – наложенного раннепротерозойского рифта; 15 – рифтогенные структуры второго порядка (цифры в кружках): 1 – Белгород-Михайловская, 2 – Орловско-Тимская, 3 – Крупецко-Криворожская, 4 – Тамбовско-Волгоградская, 5 – Орловско-Новогольская; 16 – структуры первого порядка (цифры в треугольниках): 1 – Брянский, 2 – Курский и 3 – Воронежский мегаблоки, 4 – Ливенско-Богучарская шовная зона.

дунит-перидотитовый, тарасовский габбро-диабазовый дайковый, салтыковский мигматит-плагиогранитный комплексы).

С резким возрастанием структурной дифференциации в раннем протерозое связано появление разнообразных по составу структурно-вещественных комплексов. В Ливенско-Богучарской (Лосевско-Усманской) зоне сочленения различных по глубинному строению мегаблоков: “легкого” Курского и “тяжелого” Воронежского – структурно-вещественные комплексы представлены вулканогенно-осадочными и вулканогенно-интрузивными породными ассоциациями (базальт-риолитовые ± андезитовые и дацитовые вулканиты в объеме лосевской серии, габброидные и тоналит-плагиогранитные интрузии рождественского и усманского (2096 ± 4.8 млн. лет) комплексов). В пределах Кур-

ского мегаблока выделены следующие структурно-вещественные комплексы: а) ранние терригенно-осадочные (в объеме курской железорудной серии) и гранитоиды (осколецкого комплекса); б) поздние, включающие углеродсодержащие терригенно-карбонатные, вулканогенно-осадочные и вулканические (базальт-андезит-риодацитовые вулканиты тимской и екатерининской свит (2100–2037 ± 15 млн. лет) образования (оскольская серия) и разновозрастные по составу комагматичные им дайково-интрузивные комплексы (тросянский дунит-перидотит-габбро-норитовый; стройло-николаевский габбро-диорит-гранодиоритовый (2086 ± 5 млн. лет) [18, 21]; волотовский пироксенит-габбро-диабазовый; атамановский гранитовый и щебекинский сиенитовый (2066 ± 14 млн. лет). В пределах Воронежского мегаблока и Ливенско-Богучарской зоны



Рис. 2. Геолого-геофизическая модель строения литосферы Воронежского кристаллического массива.

1-3 – верхнекоровый слой, горизонты: 1 – верхний петрографически разнородных структурно-вещественных комплексов, 2 – средний максимально гранитизированных пород, 3 – нижний, "диоритовый" по геофизическим параметрам; 4 – нижнекоровый слой К-М, "мафитовый" по геофизическим параметрам; 5 – переходный слой М-М<sub>1</sub> – габбро-амфиболиты, основные гранулиты, пироксениты, перидотиты (?); 6 – подкоровый слой М<sub>1</sub>-М<sub>2</sub> – бесполовошпатовый парагенезис амфибол-шпинель-гранатосодержащих пород.

выделяется два ряда последовательно сформированных структурно-вещественных комплексов [17, 21]: а) ранний (песчаниково-сланцевые отложения воронцовской серии и прорывающие их мамонский ультрамафит-мафитовый (2100–2080 ± 15 млн. лет; [24]), еланский норит-диоритовый, бобровский гранитоидный (2060 ± 15 млн. лет) комплексы, развитые в Воронцовском перикратонном прогибе; б) поздний (вулканогенно-осадочные породы воронезской свиты и базальт-андезит-риодацитовые вулканиты байгоровской свиты; габбро-верлитовые тела шукавского и габбро-норит-гранитные кольцевые интрузии ольховского комплексов), слагающий Воронежско-Шукавскую грабен-синклиналь.

Структурно-вещественные комплексы раннеплатформенного этапа представлены траптовой вулканоплутонической ассоциацией (глазуновская серия, новогольский и смородинский комплексы (2060 ± 10 млн. лет; [22]), субщелочными

базальтоидами (панинская толща), щелочно-субультрамафитовыми породами с карбонатитами (дубравинский комплекс), щелочными сиенитами (артюшкинский комплекс), гранитами рапакиви (олымский комплекс).

### МОДЕЛЬ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

История представлений о строении и развитии Воронежского кристаллического массива отражает эволюцию тектонических концепций от ранней классической геосинклинальной модели к модели специфического для докембрийских структур трехэтапного цикла развития [11, 12] и интракратонной (внутрисиалической) орогении и далее – к тектонике раннедокембрийских литосферных плит [2–4, 17, 21].



При несомненной противоречивости представлений об особенностях проявления глобальной тектоники на разных этапах развития Земли [1, 5, 7, 8, 10, 13, 14, 23–27] полученные в последние годы новые геолого-геофизические, петрофизические, геолого-структурные, петрологические и изотопно-геохимические данные позволяют предло-

жить модель геодинамического развития и формирования структурно-вещественных комплексов Воронежского кристаллического массива в рамках концепции тектоники раннедокембрийских литосферных плит (рис. 3). В соответствии с этой моделью в истории развития докембрия Воронежского кристаллического массива выделяется, как минимум, три цикла, завершающихся коллизийными процессами (раннеархейский завершился около 3 млрд. лет назад, позднеархейский – на рубеже 2.6–2.5 млрд. лет, раннепротерозойский – 2.1–2.0 млрд. лет).

Рис. 3. Схема корреляции структурно-вещественных комплексов раннего докембрия Воронежского кристаллического массива.

I–III – индикаторные типы структурно-вещественных комплексов: I – осадочный, II – вулканогенный, III – интрузивный. Цифры на схеме: 1, 2 – раннеархейские структурно-вещественные комплексы в составе обоянской серии: 1 – кондолитовый, ритмитовый, грубообломочный типы фации, 2 – коматит-базальтовая формация; 3, 4 – бесединский пироксенит-габбро-норит-анортзитовый (3) и обоянский мигматит-тоналит-плагиогранитный (4) комплексы; 5–10 – позднеархейские структурно-вещественные комплексы в объеме михайловской серии рифтогенных структур: 5–7 – Белгородско-Михайловской формации: 5 – коматит-базальтовая, 6 – базальтовая, 7 – дацит-риолитовая, 8–10 – Орловско-Тимской формации: 8 – базальтовая, 9 – дацит-риолитовая, 10 – ультракалийевых риолитов; 11–13 – железногорский дунит-гарибуртовский (11), тарасовский габбро-диабазовый (12), салтыковский плагиогранитный (13) и гранитный латитового ряда (13а) комплексы; 14 – структурно-вещественные комплексы тыловых прогибов (железисто-силикатный, коденцовский тип); 15 – сергеевский пироксенит-габбровый комплекс; 16 – структурно-вещественный комплекс в объеме лосевской серии (базальт (+андезиты, дациты)-риолитовая формация); 17 – рождественский габбровый комплекс; 18–22 – структурно-вещественные комплексы в объеме: 18–20 – серий: 18 – курской (железисто-кремнисто-сланцевая формация), 19 – воронцовской (граувакково-сланцевый тип), 20 – роговской свиты оскольской серии (сланцево-карбонатный тип), 21, 22 – свит: 21 – курбакинской (вулканогенно-осадочный тип), 22 – тимской (вулканогенно-осадочный тип) оскольской серии; 22–23 – интрузивные комплексы: 23 – осколецкий и 24 – усманский тоналит-плагиогранитные, 25 – павловский мигматит-гранит-граносиенитовый, 26 – троянский и 27 – мамоновский дунит-перидотит-габбро-норитовые, 28 – еланский норит-диоритовый, 29 – стойло-николаевский габбро-диорит-гранодиоритовый, 30 – шебекинский сиенитовый, 31 – атамановский, 32 – лискинский, 33 – бобровский гранитные (S-тип); 34, 35 – структурно-вещественные комплексы в объеме: 34 – екатериновской пикрит-базальтовой и 35 – воронежской вулканогенно-осадочной свит; 36, 37 – интрузивные комплексы: 36 – волоотовский пироксенит-габбро-диабазовый, 37 – шукавский габбро-верлитовый; 38 – структурно-вещественный комплекс в объеме байгоровской базальт-андезит-дацитовой свиты; 39, 40 – интрузивные комплексы: 39 – ольховский габбро-норит-гранитный, 40 – ольмский гранитов рапакиви; 41 – структурно-вещественный комплекс в объеме глазуновской (трапповой) свиты; 42, 43 – смородинский (42) и новогольский (43) габбро-долеритовые комплексы; 44 – структурно-вещественный комплекс в объеме панинской трахибазальтовой толщи; 45, 46 – интрузивные комплексы: 45 – дубравинский щелочно-ультраосновной с карбонатами, 46 – артюшкинский щелочно-сиенитовый.

*Раннеархейский цикл.* Состав структурно-вещественных комплексов раннего архея, представленный сложным континиумом метабазит-гранулитовых, серогнейсовых и гранитоидных образований, предполагает вероятность плитного тектогенеза. На процессы плитного тектогенеза указывает также латеральная неоднородность Курской гранит-зеленокаменной области, выраженная наличием в ее пределах раннеархейских континентальных геоблоков второго порядка (Курско-Бесединский, Шептуховский, Комаричский и др.) с широким проявлением коматит-базальтовых вулканитов и пироксенит-габбро-норит-анортзитовых интрузий (бесединский комплекс). Это блоки, возможно, представляют собой террейны, спаенные в допозднеархейское время в единый континент, в пределах которого повсеместно развит обоянский мигматит-тоналит-плагиогранитный комплекс (3013 ± 80 млн. лет).

*Позднеархейский цикл.* В позднем архее цикл Уилсона реконструируется более определенно. В пределах центральной части Курского континента вследствие его деструкции в условиях растяжения вдоль шовных зон произошло заложение рифтов – Крупецко-Криворожского и Белгородско-Михайловского с проявлением бимодального вулканизма (коматит-базальтовая и дацит-риолит-базальтовая формации) и Орловско-Тимского, в котором формировалась также бимодальная (дацит-риолит-базальтоидная) формация, но с ограниченным развитием коматитов [3, 6, 21].

Последовательное развитие рифтогенеза архейской коры привело к преобразованию рифтогенных структур в протяженные (до 400 км) “верхние” (позднеархейские) зеленокаменные пояса, которые в более позднее время приобрели сложную извилистую и прерывистую форму с рядом ответвлений (Сторожевско-Борисовское, Суджанское), отклоняющихся от общего северо-западного простирания за счет гранитоидного диапиризма в условиях коллизии. В современной структуре в разной мере эродированные зеленокаменные пояса отчетливо выделяются положительными гравиационными аномалиями, увеличенной мощностью (до 50–52 км) коры за счет переходного слоя M и его приподнятости до 40 км, некоторым сокращением верхней коры за счет нижнекорового “мафитового” слоя [16].

С позднеархейским рифтогенезом связано формирование структурно-вещественных комплексов Донской структуры, которые в значительной степени редуцированы последующими процессами. Сохранились лишь фации плеча рифта, где они представлены высокотитанистыми базальтоидами сергеевского комплекса, внедрившимися по литрическим сбросам, и фрагментами вулканогенно-осадочных образований коденцовского типа михайловской серии. На проявления субдукции указывает состав и особенности геологического положения (трассирование восточного борта Орловско-Тимской структуры) салтыковского плагиогранитного комплекса.

С проявлением коллизионного процесса в пределах Курской гранит-зеленокаменной области связано формирование гранитоидов повышенной калиевоности "атамановского типа", которые в соответствии с новыми радиологическими данными ( $2528 \pm 4.9$  млн. лет) выделяются в самостоятельный гранитный комплекс латитового ряда. Постколлизионный этап позднеархейского цикла проявился [15] в наличии повсеместно развитых коренных и переотложенных кор выветривания и локальном проявлении ультракалиевых риолитов ( $2590 \pm 88$  млн. лет). С этим этапом, по-видимому, связано образование линейных покровно-складчатых зон позднеархейского возраста с сутурами, ставшими в раннепротерозойское время зонами рифтообразования.

*Раннепротерозойский цикл.* С наибольшей полнотой в раннем докембрии Воронежского кристаллического массива проявлен раннепротерозойский цикл развития, в котором можно выделить следующие этапы: 1) энсиалического рифтогенеза, спрединга и автономного развития Воронежского и Курского континентов; 2) субдукционный; 3) коллизионный; 4) рифтогенный и 5) раннеплатформенный.

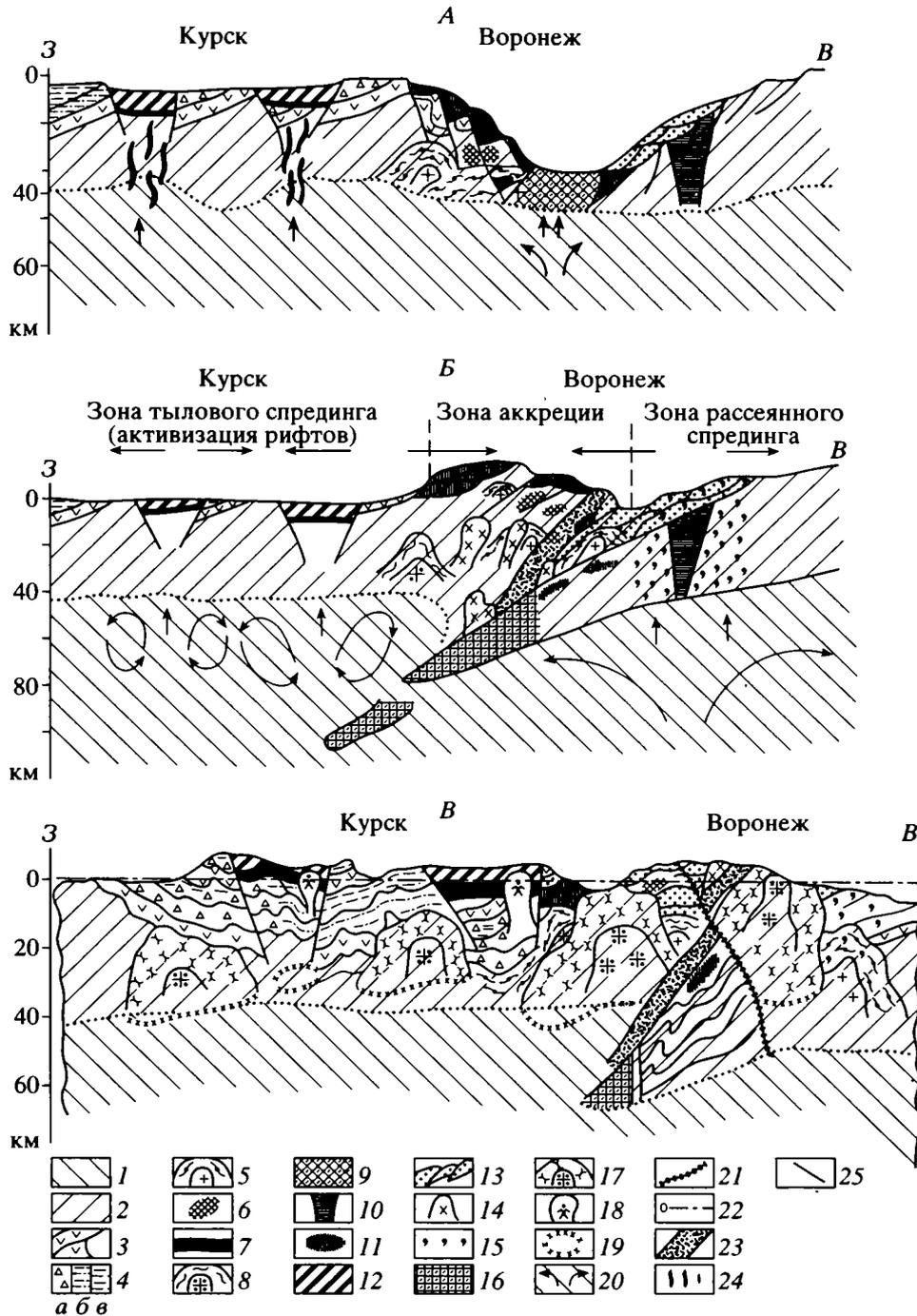
Этап энсиалического рифтогенеза, спрединга и автономного развития континентов. В раннем протерозое сложились несколько рифтов разного порядка, в том числе наиболее крупный Ливенско-Богучарский. Рифтогенные структуры Курского блока заполнялись отложениями курской и оскольской серий (рис. 4А). Особенности таких структур (Тим-Ястребовская, Волотовская, Мантуровская, Михайловская, Белгородская и др.) являются [18]: а) пространственная сопряженность с позднеархейскими зеленокаменными поясами; б) полициклическость и многостадийность развития с резким преобладанием терригенно-осадочных, в том числе железорудных отложений (курская серия) на ранних стадиях и резко возрастающая роль вулканогенно-осадочных и вулканических образований (оскольская серия) на поздних стадиях их формирования; в) широкое развитие вулканоплутонических ассоциаций с общим антидромным петрохимическим трендом эволюции.

В пределах Воронежско-Куйбышевского континента доминировала внутриплитная обстановка. На плече Ливенско-Богучарского рифта, сопряженного с этим континентом, накапливались раннепротерозойские отложения турбидитового типа (воронцовская серия). Основным фактором отложения осадков воронцовской серии была лавинная седиментация с образованием взаимоперекрывающихся фенев.

Автономное развитие Курского и Воронежско-Куйбышевского блоков на рубеже 2100 млн. лет сменилось обстановкой взаимодействия этих структур, в которой можно выделить два самостоятельных этапа – субдукционный и коллизионный.

Субдукционный этап характеризовался механизмом пододвигания коры океанического типа, сформировавшейся в центральной части Ливенско-Богучарского реактивизированного рифта. (см. рис. 4Б). Данных о широком раскрытии упомянутой рифтогенной структуры и превращении ее в зрелый океан нет. О незначительном размахе субдукции свидетельствует и тот факт, что типичные вулканы, генерирующиеся в результате субдукции, развиты крайне ограниченно. Известково-щелочная серия в более полном объеме представлена лишь плутонической фацией (уманский гранодиорит-плагиогранитный комплекс ( $2096 + 4.8$  млн. лет), ее образованию предшествовало формирование габброидных тел рождественского комплекса. Направление субдукции подчеркивается сменой (с востока на запад) очагов магмогенерации усманского комплекса, располагающихся в Лосевско-Усманской зоне, гранитоидами павловского комплекса ( $2098 \pm 4$  млн. лет), концентрирующихся вблизи границы с Курским континентом, при этом, судя по петрохимическим особенностям [11], образование этого родоначального расплава связано с более глубокими недеплетированными мантийными уровнями генерации.

Механизм субдукции был, по-видимому, осложнен формированием восходящего мантийного потока и его последующей миграцией в восточном направлении в сторону Воронежско-Куйбышевского континента с одновременным заглублением очагов магмогенерации. Доказательством подобного латерального смещения служит наличие многочисленных в разной мере дифференцированных ультрамафит-мафитовых интрузий мамонского комплекса ( $2100-2080 \pm 15$  млн. лет [17, 21]), внедрившихся по рассредоточенным зонам растяжения в результате механизма рассеянного спрединга. Об увеличении глубинности очагов магмогенерации свидетельствуют внедрившиеся после формирования мамонских интрузий тела еланского комплекса, являющиеся продуктами ассимиляции коматитовыми магмами корового материала в процессе вероятной реактивизации Волгоградско-Тамбовского рифта [19].



**Рис. 4.** Модель формирования коллизионной структуры Воронежского кристаллического массива в позднем протерозое: А – рифтогенный, Б – субдукционный, В – коллизионный; этапы развития.

1 – мантия; 2 – протокора; 3 – магматиты коматитит-базальтовой формации; 4 – осадочные образования обьянской серии: а – граувакко-грубообломочные, б – ритмиты, в – кондалиты; 5 – метаморфиты и мигматиты мигматит-плагиигранитной формации; 6 – высокотитанистые базальтоиды сергеевского комплекса; 7 – вулканогенно-осадочные образования михайловской серии; 8 – метаморфиты и магматиты павловского комплекса; 9 – новообразованная кора океанического типа; 10 – закрывавшиеся палеорифтовые структуры; 11 – магматиты бимодальной серии (в составе лосевской серии); 12 – отложения рифтов второго порядка (курская, оскольская серии); 13 – отложения пассивной окраины (воронцовская серия); 14 – плагииграниты усманского комплекса; 15 – мафит-ультрамафиты мамонского комплекса; 16 – субдуцированная океаническая кора; 17 – метаморфиты и магматиты бобровского и атамановского комплексов; 18 – гранитоиды стойло-никалаевского комплекса; 19 – очаги магмогенерации; 20 – направление конвективных течений в мантии; 21 – коллизионная шовная зона ретрошарьирования; 22 – уровень постколлизионной денудации; 23 – палеосутура; 24 – зоны разуплотнения; 25 – разломы.

Пододвигание коры центральной части Ливенско-Богучарской рифтогенной структуры под ее западный борт (с превращением последнего в активную окраину) увязывается с механизмом нисходящего мантийного конвективного потока, переместившегося восточнее. В результате перемещения субдуцирующей коры в астеносферу над ее висячим крылом создаются условия вынужденной конвекции, за счет которой происходит реактивизация позденархейских зеленокаменных структур и формирование вулканитов тимской свиты в составе оскольской серии, а также мафит-ультрамафитовых интрузивов троснянского комплекса Курского блока.

В процессе завершения субдукции заложились Ливенско-Богучарская (Лосевско-Усманская) структурная зона с погружением в западном направлении, значительно усложненная в более позднее, коллизионное, время.

Коллизионная обстановка, сменившая субдукцию, имела специфический характер (см. рис. 4В). Предшествовавшая субдукция не была широкомасштабным явлением. Линии ограничения столкнувшихся континентов в значительной степени не совпадали, в результате чего заложились ортогональные субвертикальные разломы сдвигового типа. Сдвиговая компонента в данном случае во многом предопределила тектоническую жизнь постколлизионного этапа. В результате общего сжатия произошли инверсия сил деформации и ретрошарьирование структурно-вещественных комплексов в аккреционной призме. Указанный процесс проявился на заключительной стадии коллизии как отражение тенденции к изостатическому выравниванию континентальных масс. Погружение континентальных масс отразилось не только на положении реактивизированных рифтогенных структур, но проявилось также в их "заваливании" в западном направлении. Их западная вергентность сохранена и в современной структуре [22]. Сдвиговые деформации, кроме того, были обусловлены вращением Воронежско-Куйбышевского континента против часовой стрелки, о чем свидетельствует изменение простираний линейных разрывных структур спредингового типа с субмеридиональных на северо-западные по мере прослеживания их с запада на восток. Ротационная тенденция сохранилась и в более позднее время на этапе тафрогенеза.

Условия сжатия предопределили заложение нескольких внутрикоровых зон плавления, в результате чего в различных частях коллизионной структуры субсинхронно сформировался ряд интрузивных комплексов. В структурах закрытия реактивизированных рифтов Курского блока к ним относятся стойло-николаевский комплекс гранитоидов ( $2086 \pm 15$  млн. лет) и шебекинский сиени-

товый ( $2066 \pm 14$  млн. лет), образование которых обязано корово-мантийному взаимодействию в зонах повышенного теплового потока. В шовной зоне сформировался лискинский лейкогранитный комплекс ( $2070 \pm 10$  млн. лет), возникший в результате дифференциации коровых расплавов, а в пределах распространения структурно-вещественных комплексов пассивной окраины (воронцовская серия) развиты двуслюдяные гранитоиды бобровского комплекса ( $2022 \pm 3$  млн. лет), обнаруживающие признаки паравтохтонности. Практически транзитным в пределах Курской гранитно-зеленокаменной области является так называемый атаманский комплекс гранитоидов<sup>2</sup>, несущих в себе генетические черты одновременно I-, S-типов, а также выплавки глубинномантийной природы (латитовая составляющая).

Постколлизионный рифтогенный (тафрогенный) этап, без сколько-нибудь существенных проявлений процессов стабилизации сменивший коллизионный, является, по-видимому, следствием деградирующей относительно локальной мелкоячейистой мантийной конвекции, обусловившей заложение ряда рифтогенных структур, незначительных по размеру и относительно кратковременно развивавшихся. Этому этапу соответствует формирование ряда специфических комплексов: шукавского верлит-габбро-диабазового, волотовского пироксенит-габбро-диабазового, ольховского кольцевых интрузий габбромонзонитов и гранитов и олымского гранитов рапакиви [11]. В наложенной Воронежско-Шукавской структуре (типа грабен-синклинали) формируются грубообломочные отложения воронежской и вулканические постройки байгоровской свит, являющиеся, по-видимому, субэральными вулканогенными аналогами ольховского комплекса. В пределах Курского мегаблока в ряде реактивизированных структур (Тим-Ястребовская, Волотовская и др.) с этим этапом связано формирование вулканитов пикрит-базальт-трахибазальтового состава.

Спецификой магматизма тафрогенного этапа являются значительные вариации состава магматитов по  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , щелочам, а также широкое распространение в составе структурно-вещественных комплексов наряду с пикробазальтами и трахибазальтами андезитов, что свидетельствует о разноглубинном характере очагов магмогенерации.

Раннеплатформенный этап. К концу раннего протерозоя интенсивность тафрогенеза

<sup>2</sup> По последним данным, в состав комплекса включались сходные по составу гранитоиды повышенной щелочности с возрастом  $2528 \pm 4.9$  млн. лет, выделенные в самостоятельный гранитный комплекс латитового ряда и коррелирующиеся с калиевыми липаритами Орловско-Тимского зеленокаменного пояса, и гранитоиды собственно атамановского комплекса с возрастом  $1874 \pm 13$  млн. лет (по неопубликованным данным Ю.А. Деревянкина и др.).

заметно снизилась и Воронежский кристаллический массив вступил в фазу платформенного развития. В условиях дальнейшей стабилизации всей структуры и локализации зон эндогенной активности в краевых частях (Орловско-Новогольская краевая рифтогенная структура [21]) и в меньшей мере в реактивизированных разломах центральных частей Воронежского кристаллического массива происходит поступление подкорковых мантийных выделок и образование трапповой (глазуновская серия, смородинский и новогольский комплексы;  $2060 \pm 15$  млн. лет [22]) и трахибазальтовой (панинская толща) формаций, а также формирование в условиях "горячих точек" незначительных по размеру тел щелочных гранитов, сиенитов и щелочных субультрамафитов с карбонатитами (артюшкинский и дубравинский комплексы).

### ВЫВОДЫ

1. По особенностям глубинного строения Воронежский кристаллический массив включает три в разной мере эродированных латерально неоднородных мегаблока (Брянский, Курский, Воронежский) и ряд разновозрастных и разномасштабных линейных зон и разнотипных структур тектономагматической активизации с присущими им структурно-вещественными комплексами, наиболее полно отражающими специфику геодинамических режимов длительного формирования сравнительно мощной (43–45 км) слоисто-блоковой коры континентального типа.

2. В рамках концепции тектоники раннедокембрийских литосферных плит предложена модель геодинамического развития Воронежского кристаллического массива, в соответствии с которой выделяется как минимум три цикла, завершившихся коллизией: раннеархейский, позднеархейский и раннепротерозойский, включающий пять этапов: а) энсиалического рифтогенеза и последующего автономного развития, с которым связано формирование главной (Донской) рифтогенной структуры, обособление в самостоятельные двух континентальных структур (Курский и Воронежско-Куйбышевский блоки) с последующим автономным развитием и заложением в их пределах ряда самостоятельных рифтов (Крупецко-Криворожский, Белгородско-Михайловский, Орловско-Тимской и предположительно Волгоградско-Тамбовский) с характерными для зеленокаменных поясов структурно-вещественными комплексами, сыгравшими решающую роль в становлении континентальной коры и расслоенности литосферы; б) субдукционный, проявившийся в сложном сочетании зон растяжения (периконтинентальная часть Воронежско-Куйбышевского блока и рифты тыловой части Курского блока) и сжатия (Ливенско-Богучарская сутура); в) коллизионный, в ус-

ловиях которого сформировались главные черты структуры Воронежского кристаллического массива, характеризующийся общим сжатием с двумя стадиями противоположного латерального перемещения континентальных масс (шарьяжирование на пассивную окраину Воронежско-Куйбышевского блока, а затем ретрошарьяжирование в обратном направлении с заваливанием рифтогенных структур в западном направлении); г) тафрогенный, с которым связано заложение и развитие ряда поздних прогибов рифтогенного характера с активным проявлением своеобразного магматизма, завершающим доплатформенное развитие Воронежского кристаллического массива; д) раннеплатформенный с достаточно активным режимом внутриплитного развития, обусловленного остаточной активностью подкорковых уровней.

3. Намечается несколько временных интервалов с различными геодинамическими режимами – плюмтектоника этапа формирования протокры (катархей) сменяется полиплитной тектоникой архейских циклов, последующими процессами энсиалического рифтогенеза, субдукции и коллизии раннего протерозоя. С рубежа позднего архея–раннего протерозоя наиболее полно проявился механизм собственно плитной тектоники, который к концу протерозоя усложнился мембранной тектоникой, определившей в значительной степени тектонический режим Воронежского кристаллического массива в фанерозое.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Борукаев Ч.Б.* Тектоника литосферных плит в докембрии // Геология и геофизика. 1984. № 7. С. 3–11.
2. *Бочаров В.Л., Фролов С.М., Плаксенко А.Н., Левин В.Н.* Ультрамафит-мафитовый магматизм гранит-зеленокаменной области КМА. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1993. 176 с.
3. *Бочаров В.Л., Чернышов Н.М.* Эндогенные режимы раннего докембрия Воронежского кристаллического массива // Эндогенные режимы формирования земной коры и рудообразования в раннем докембрии. Л.: Наука, 1985. С. 192–205.
4. *Вольнец О.Н., Хотин М.Ю., Дубик Ю.М.* Включения габбро-анортозитов в вулканитах островных дуг и сравнение их с породами материков Луны // Анортозиты Земли и Луны. М.: Наука, 1984. С. 79–85.
5. *Глуховский М.З.* Геологическая эволюция фундаментов древних платформ. М.: Наука, 1990. 205 с.
6. Зеленокаменные пояса фундамента Восточно-Европейской платформы (геология и петрология вулканитов) / Ответ. ред. С.Б. Лобач-Жученко. Л.: Наука, 1988. 215 с.
7. *Конди К.* Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.
8. *Кренер А.* Складчатые пояса и тектоника плит в докембрии // Материалы 27-го Междунар. геол. конгресса. М.: Наука, 1984. Т. 5. Геология докембрия. С. 106–119.

9. *Лебедев И.П.* Минеральные парагенезисы и РТ-условия метаморфизма пород железисто-кремнистых формаций докембрия. Курская магнитная аномалия // Железисто-кремнистые формации докембрия Европейской части СССР. Метаморфизм. Киев: Наук. думка, 1989. С. 90–103.
10. *Летников Ф.А.* Эволюция флюидного режима глубинного петрогенезиса в раннем докембрии // Эндогенные режимы формирования земной коры и рудообразования в раннем докембрии. Л.: Наука, 1985. С. 22–32.
11. Магматические формации и рудоносность раннего докембрия Воронежского кристаллического массива / Н.М. Чернышов, В.Л. Бочаров, С.П. Молотков и др. // Петрология и металлогения магматических и метаморфических комплексов КМА и смежных районов. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1983. С. 3–49.
12. Магматические формации раннего докембрия территории СССР. Кн. 1: Магматизм древнейшего докембрия. М.: Недра, 1980. 285 с.
13. Магматические горные породы. Т. 6. М.: Наука, 1987. 438 с.
14. Некоторые аспекты геологического строения и истории развития территории СССР с позиции новых геотектонических концепций / Д.И. Мусатов, В.С. Федоровский, Ю.А. Афанасьев и др. // Материалы 27-го Междунар. геол. конгресса. М.: Наука, 1984. Т. 1. Геология Советского Союза. С. 102–114.
15. *Ножкин А.Д., Крестин Е.М.* Радиоактивные элементы в породах раннего докембрия. М.: Наука, 1984. 126 с.
16. *Тарков А.П., Афанасьев Н.С., Дубянский А.И.* Расчлененность литосферы Воронежского кристаллического массива по геофизическим, геологическим и петрофизическим данным // Материалы 27-го Междунар. геол. конгресса. М.: Наука, 1984. Т. 3. С. 431.
17. *Чернышов Н.М.* Металлогеническое районирование Воронежского кристаллического массива в связи с его никеленосностью // Геология рудных месторождений. 1990. № 3. С. 3–16.
18. *Чернышов Н.М., Мяснянкин В.И.* О золотоносности раннедокембрийских зеленокаменных структур КМА // Геология руд. месторождений. 1992. № 2. С. 19–31.
19. *Чернышов Н.М., Переславцев А.В., Молотков С.П., Чернышова М.Н.* Новый тип никеленосной формации в докембрии Воронежского кристаллического массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 9. С. 111–124.
20. *Чернышов Н.М., Пономаренко А.Н., Барницкий Е.Н.* Новые данные о возрасте никеленосных дифференцированных плутонов Воронежского кристаллического массива // Докл. АН УССР. Сер. Б. Геол., хим. и биол. науки. 1990. № 6. С. 35–41.
21. *Чернышов Н.М., Щеголев И.Н.* Главнейшие типы структурно-вещественных комплексов раннего докембрия ВКМ, последовательность их формирования и возрастная корреляция // Состояние, проблемы и задачи геологического картирования областей развития докембрия на территории России: Тез. докл. Всероссийского совещания. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 1994. С. 99–101.
22. *Шербак Н.П., Чернышов Н.М., Пономаренко А.Н.* Уран-свинцовый возраст сингенетического циркона древнейших траппов юга Восточно-Европейской платформы // Докл. АН УССР. Сер. Б. Геол., хим. и биол. науки. 1990. № 8. С. 27–30.
23. *Baer A.I.* Speculations on the evolution of the lithosphere // Precamb. Res. 1977. Vol. 5. P. 249–260.
24. *Condie K.C.* Early and middle Proterozoic supracrustal succession and their tectonic settings // Amer. J. Sci. 1982. Vol. 282. P. 341–357.
25. *Goodwin A.M.* Archaean plates and greenstone belts // Precambrian plate tectonics. Amsterdam: Elsevier, 1981. P. 105–135.
26. *Kroner A.* Precambrian plate tectonics // Precambrian plate tectonics. Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 57–90.
27. *Lambert R.St.I.* Earth tectonics and thermal history: review and hot-spot model for the Archaean. // Precambrian plate tectonics. Amsterdam: Elsevier, 1981. P. 453–467.

*Рецензенты: В.А. Глебовицкий, В.Е. Хаин*

## A Model of Geodynamic History of the Voronezh Massif in the Early Precambrian

N. M. Chernyshov, V. M. Nenakhov, I. P. Lebedev, and Yu. N. Strik

*Voronezh State University*

In the present-day structure of the eastern European platform, the Voronezh crystalline massif exists as a buried high of the Precambrian basement bounded by a system of aulacogens and basins. A model of geodynamic evolution of structural-lithologic complexes of the Voronezh crystalline massif in terms of Early Precambrian plate tectonics and based on recently obtained geophysical, petrophysical, petrological and isotopic-geochemical data is suggested. The Early Archean, Late Archean, and Early Proterozoic cycles of development and plate interaction are distinguished. These cycles culminated in collisional processes at about 3.0, 2.6–2.5, and 2.1–2.0 Ga.

УДК 551.242.5(470.3)

## ГЛУБИННАЯ СТРУКТУРА ЦЕНТРАЛЬНЫХ РАЙОНОВ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

© 1997 г. Т. В. Владимирова, И. Н. Капустин, Д. Л. Федоров

Научно-технический центр "Рифей", Москва

Поступила в редакцию 31.10.96 г.

Рассматриваются особенности глубинного строения интракратонной области Восточно-Европейской платформы. Анализ сейсмических материалов последних лет и результатов глубокого бурения позволил подтвердить разломно-блоковую структуру фундамента и нижней (верхнепротерозойской) части разреза осадочной толщи, развитые имеющиеся представления о тектонике региона и формировании структур под действием как вертикальных, как и горизонтальных напряжений. В одних случаях они характеризуются унаследованностью структурных планов, в других имеют ярко выраженный инверсионный характер. Выполненные исследования дали возможность существенно уточнить строение Среднерусского авлакогена – палеорифтовой системы, залегающей в основании Московской синеклизы, и Рыбинско-Сухонского мегавала, инверсионной структуры, nasledующей этот авлакоген.

Возобновившиеся в 1992 г. в центральных районах России региональные геофизические исследования в отличие от работ 40–80-х гг. проводятся на современном, качественно новом уровне, с использованием высокоэффективных технологий и методических приемов наблюдения, цифровой обработки данных и их геологической интерпретации, что позволило впервые получить достоверную и принципиально новую сейсмическую информацию о строении додевонских образований (рис. 1). Эти материалы еще не позволяют создать корректную историко-геологическую модель, но

уже дают возможность проследить основные региональные особенности глубинной структуры.

Рассматриваемая территория относится к Московской синеклизе – обширной области прогибания в интракратонной части древней Восточно-Европейской платформы, одной из крупнейших ее отрицательных структур. По периферии она ограничена существенно менее погруженными областями: на севере – южным склоном Балтийского щита (Балтийской моноклиналию), на северо-востоке и западе – Лузской и Латвийской седловинами, отделяющими ее соответственно от Мезенской и Балтийской синеклиз, на востоке и

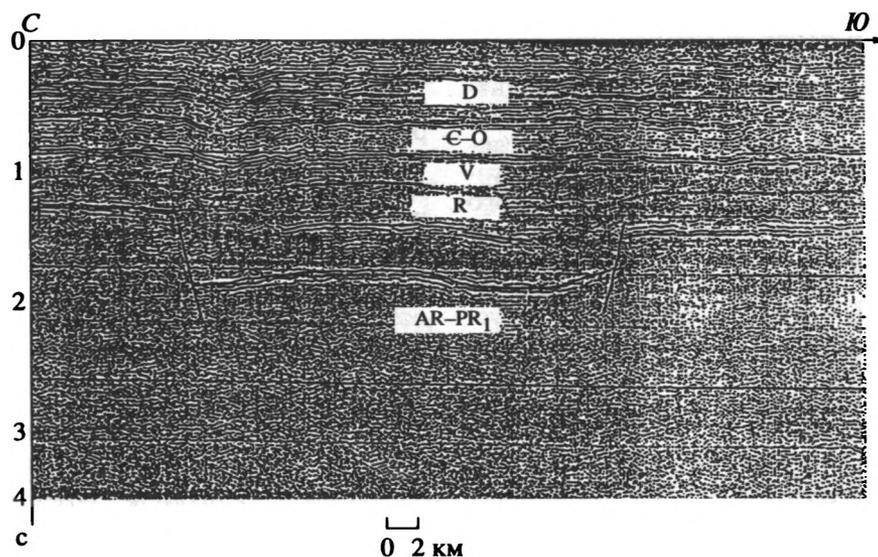


Рис. 1. Фрагмент временного разреза регионального сейсмического профиля МОГТ (Крестцовский грабен, Тверская обл., положение см. на рис. 3).

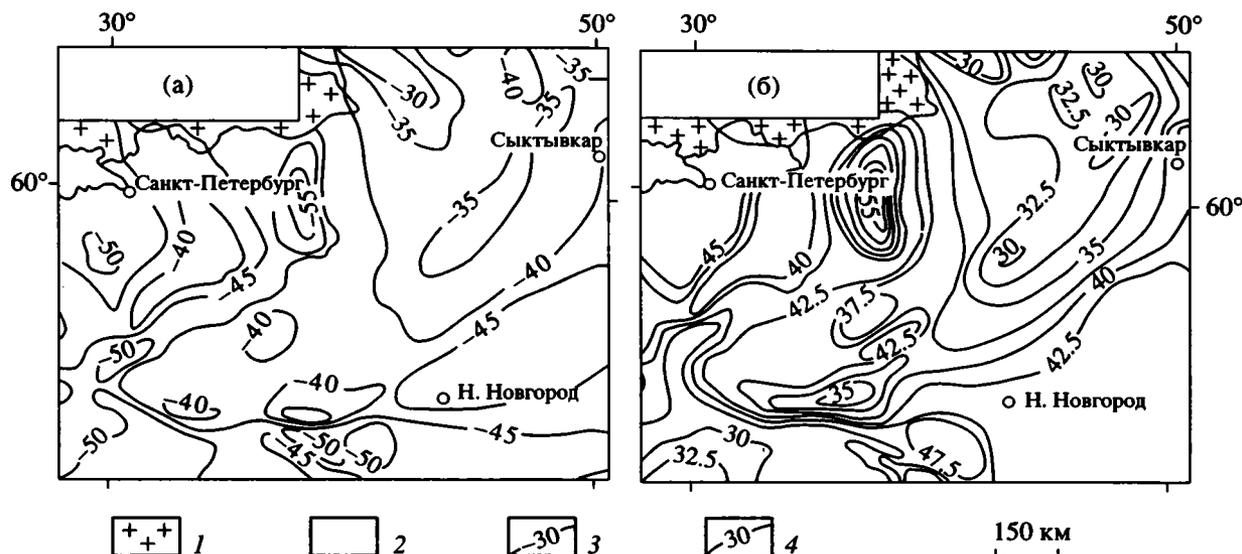


Рис. 2. Строение консолидированной земной коры центральных районов Восточно-Европейской платформы: А – структурная схема по поверхности Мохоровичича, Б – схема мощности.

1, 2 – фундамент: 1 – на поверхности (Балтийский щит), 2 – под осадочными образованиями; 3 – стратонизогипсы поверхности Мохоровичича, км; 4 – изопакиты консолидированной коры, км.

юго-востоке – Сысольским, Котельничским и Токмовским выступами, образующими западный склон Волго-Уральской антеклизы. В этих границах Московская синеклиза вытянута с северо-востока на юго-запад более чем на 1000 км при ширине 350–500 км.

Становление фундамента синеклизы датируется археом–ранним протерозоем и отвечает геохронологическому рубежу  $1650 \pm 50$  млн. лет. На породах фундамента с резким угловым и стратиграфическим несогласиями залегают осадочные образования верхнего протерозоя, соответствующие двум принципиально различным тектоническим этапам в развитии платформы. Рифейские и нижневендские отложения, исходя из принципов расчленения осадочных образований древних платформ [1], рассматриваются в составе доплитного чехла. Они формировались на этапе глобального континентального рифтогенеза, что предопределило их локализацию исключительно в узких грабенообразных зонах погруженного залегания фундамента (на остальной территории они отсутствуют), ярко выраженную линейность и дислоцированность. Верхневендские отложения, начинающие плитный чехол, формировались в условиях широкомасштабных интенсивных прогибаний. Поэтому распространены они повсеместно, плащеобразно перекрывая подстилающие породы, на которых залегают с перерывом и несогласием. От образований доплитного чехла верхневендская толща отличается значительно меньшей дислоцированностью, преобладанием пликативных структурных форм и их заметным выглаживанием, существенно меньшими проявлениями вулканизма и разломной тектоники.

Фундамент представлен интенсивно дислоцированными, в разной степени метаморфизованными и ультраметаморфизованными осадочно-вулканогенными и вулканогенными породами с интрузиями основного и кислого состава. Они объединяются в разновозрастные тектоно-магматические комплексы. Изометричные архейские массивы сложены преимущественно гнейсами, амфиболитами и гранитами беломорского комплекса (древнее  $2600 \pm 100$  млн. лет). Свекофенно-карельские образования ( $2600 \pm 100$ – $1650 \pm 50$  млн. лет), пространственно приуроченные к зеленокаменным поясам, представлены преимущественно сланцевыми толщами, опоясывающими древние массивы беломорид. Указанные комплексы достаточно отчетливо различаются по характеру физических полей: первые обрисовываются мозаичными магнитными и гравитационными аномалиями, вторые – линейными. Отмечено также, что блоки фундамента свекофенно-карельской консолидации отличаются от беломорид пониженной плотностью пород [9].

Поверхность Мохоровичича в пределах синеклизы зафиксирована на глубинах 40–45 км, в ее осевой части она приподнимается до 35–37 км (рис. 2). В западных районах Волго-Уральской антеклизы, на Воронежской антеклизе и Балтийском щите подкорový слой залегают на глубинах 45–50 км и более. Таким образом, Московская синеклиза от сопредельных приподнятых глыб фундамента отличается утоненной (на 4–12 км) консолидированной корой. Анализ пространственных соотношений подошвы и поверхности коры показывает преобладание обращенных структурных планов – фундамент имеет форму двояковогну-

той линзы. Особенно четко подобная картина прослеживается в зонах грабенообразных погружений его поверхности, сопровождаемых встречным подъемом верхней кромки мантии. Это ведет к тому, что выступы фундамента в пределах синеклизы характеризуются увеличенной мощностью консолидированной коры, а грабенообразные прогибы – существенно уменьшенной.

Поверхность фундамента отличается интенсивной тектонической расчлененностью и резкой гипсометрической дифференциацией, обязанной присутствию многочисленных узких, глубоких и протяженных грабенов (фундамент на отметках  $-3...-5.5$  км), отвечающих зонам свекофенно-карелид, и обширных по площади, но небольших по амплитуде выступов (фундамент на отметках  $-1...-3.5$  км), отвечающих архейским массивам. Эти два основных типа структур, связанных с блоками фундамента различной консолидации, сопряжены между собой по резким тектоническим контактам, подчеркивающим плотностную неоднородность консолидированной литосферы. Активная разломная тектоника определяет конфигурацию, простирание и амплитуду указанных блоков. Среди дизъюнктивов преобладают дислокации сбросового типа, характеризующиеся вертикальным или близким к нему положением поверхности сместителя. Наиболее протяженные из них, относящиеся к категории глубинных, образуют системы (парные бортовые разломы), ограничивающие крупные грабены. Амплитуды смещений по ним достигают  $2.5-3$  км. Бортовые разломы фиксируются по геофизическим материалам, данным глубокого бурения и космических съемок Земли. В вышележащих отложениях им часто отвечают флексуры. Помимо продольных дизъюнктивов, широко развиты трансформные разломы. Эти поперечные сдвиговые дислокации существенно усложняют конфигурацию грабенов и деформируют структуру. Подавляющее большинство их имеет субмеридиональную ориентировку. Амплитуды горизонтальных смещений составляют  $20-30$  км, лишь иногда они превышают  $100$  км.

Особенности гипсометрии поверхности кристаллического фундамента показаны на рис. 3. При построении схемы помимо материалов МОГТ и МВСЗ 90-х годов, полученных в ходе реализации проекта “Рифей” (ГНПП “Спецгеофизика”, АО “Костромагеофизика”, Центр ГЕОН), были учтены и критически проанализированы все имеющиеся материалы сейсморазведки прошлых лет (КМПВ, ТЗ МПВ, МОВ, МОГТ) и глубокого бурения. Для придания региональным структурам большей достоверности в отношении их ориентировки и трассирования (особенно для протяженных линейных дислокаций) учитывались данные интерпретации магнитной и гравитационной съемок, дистанционных зондирований Земли из космоса. Рассматриваемая схема харак-

теризуется полным отсутствием разрывных нарушений, являющихся обязательным компонентом подавляющего большинства структурных карт. Нарушения сбросового типа, изображаемые на них либо в виде отдельных линий, либо в виде зон различной ширины, свидетельствуют об отсутствии на этих участках образований того стратиграфического интервала, по которому строится данный геологический документ. При построении же структурных карт поверхности фундамента, в отличие от разделов в осадочной толще, для любой точки этой поверхности можно зафиксировать ее гипсометрическое положение, нанести эту отметку на схему и провести соответствующую ей изогипсу. Резкие сгущения последних (вплоть до их слияния) как раз подчеркивают, и достаточно отчетливо, разломно-блоковое строение фундамента.

По поверхности фундамента, залегающего в гипсометрическом интервале  $-0.5...-5.5$  км (т.е. перепад глубин достигает  $5$  км), Московская синеклиза представляет собой асимметричную структуру. Северному борту отвечает система пологих ступеней (Ладожская и Кубенская моноклинали, Онежский выступ), разделенных Воже-Лачским и Вельским грабенами субмеридионального направления. Относительно спокойное погружение фундамента в их пределах, осложненное небольшими поднятиями и малоамплитудными нарушениями, на юге резко обрывается системой глубинных разломов, ограничивающих осевую часть синеклизы.

Южный борт имеет иное строение. Его западную часть образуют наиболее крупные на территории синеклизы положительные структуры – Нелидовский, Торжокский, Рыбинский, Истринско-Кольчугинский выступы, ограниченные и разделенные глубокими грабенами. И те, и другие вытянуты с юго-запада на северо-восток, согласно генеральному простиранию Московской синеклизы. Выступы фундамента, отличающиеся многогранной и угловатой формой, вырисовываются в виде обширных слаборасчлененных и пологих платообразных структур. Склоны же их представляют собой своеобразные зоны растяжения. Эти зоны образованы серией ступенчатых уступов разной ширины, которые ограничены сбросами, наклоненными в сторону сопредельных грабенов. Чередование разнородных тектонических элементов (линейных депрессий и протяженных поднятий) в западной части южного борта синеклизы, объединенных в единый структурный ансамбль, создает здесь специфическую гофрированную структуру. Восточную часть занимает обширный Галичский прогиб – асимметричная полузамкнутая депрессия, открывающаяся в осевую зону синеклизы. Здесь его более крутой борт срезается системой глубинных разломов. Прогиб осложнен отдельными выступами (Решминский, Ветлужский, Гагаринский, Нейский), заметно меньшими

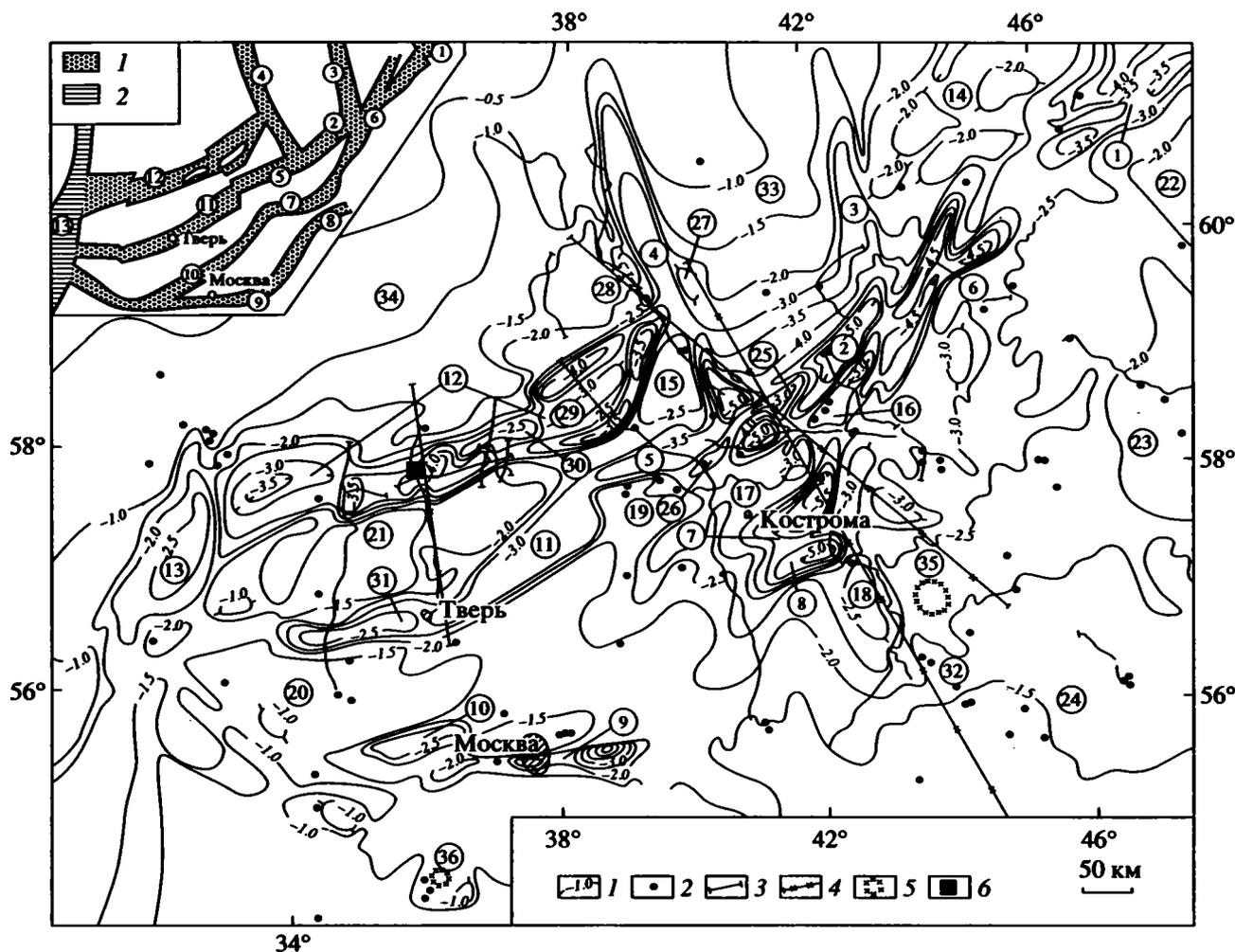


Рис. 3. Гипсометрическая схема поверхности кристаллического фундамента центральных районов Восточно-Европейской платформы.

1 – стратозогиписы поверхности кристаллического фундамента, км; 2 – скважины, достигшие пород кристаллического фундамента; 3, 4 – региональные сейсмические профили, отработанные по проекту “Рифей”: 3 – МОГТ, 4 – МВСЗ; 5 – астроблемы; 6 – положение рис. 1. Цифры в кружках: 1–13 – грабены: 1 – Котласский, 2 – Солигаличский, 3 – Вельский, 4 – Воже-Лачский, 5 – Любимский, 6 – Рослятинский, 7 – Галичский (Костромской), 8 – Владимирский, 9 – Подмосковский, 10 – Гжатский, 11 – Тверской, 12 – Крестцовский, 13 – Валдайский; 14–24 – выступы: 14 – Онежский, 15 – Вологодский, 16 – Преховский, 17 – Буйский, 18 – Решминский, 19 – Рыбинский, 20 – Нелидовский, 21 – Торжокский, 22 – Сыольский, 23 – Котельничский, 24 – Токмовский, 25–32 – поднятия: 25 – Дьяконовское, 26 – Даниловское, 27 – Нестеровское, 28 – Матвеевское, 29 – Воскресенское, 30 – Романовское, 31 – Волжское, 32 – Балахнинское; 33, 34 – моноклинали: 33 – Кубенская, 34 – Ладожская; 35, 36 – астроблемы: 35 – Пучеж-Катунская (Воротиловская), 36 – Калужская. На врезке – область распространения рифейских отложений: 1, 2 – грабены авлакогенов: 1 – Среднерусского, 2 – Полесско-Ладожского.

по площади, чем на западе, локальными поднятиями с амплитудами 0.1–0.4 км, разломами с амплитудами до 0.5 км.

Осевая часть синеклизы образована системой кулисообразно расположенных и ветвящихся грабенов, группирующихся в сложного строения протяженную линейную систему, ограниченную парными бортовыми разломами. Она состоит из комбинации поднятых и опущенных блоков, разобранных поднятиями и смещенных относительно друг друга поперечными сдвигами.

И еще об одной особенности строения фундамента. Через всю Московскую синеклизу, занимая по отношению к ней ортогональную позицию и пересекая ее с юго-востока на северо-запад, протягивается зона дислокаций, состоящая из элементов разного знака, морфологии и генезиса. Начинается она Балахнинским поднятием на северо-западном окончании Токмовского выступа, а затем охватывает следующие структуры: Решминский выступ–северо-восточное окончание Владимирского грабена–горстовидное поднятие,

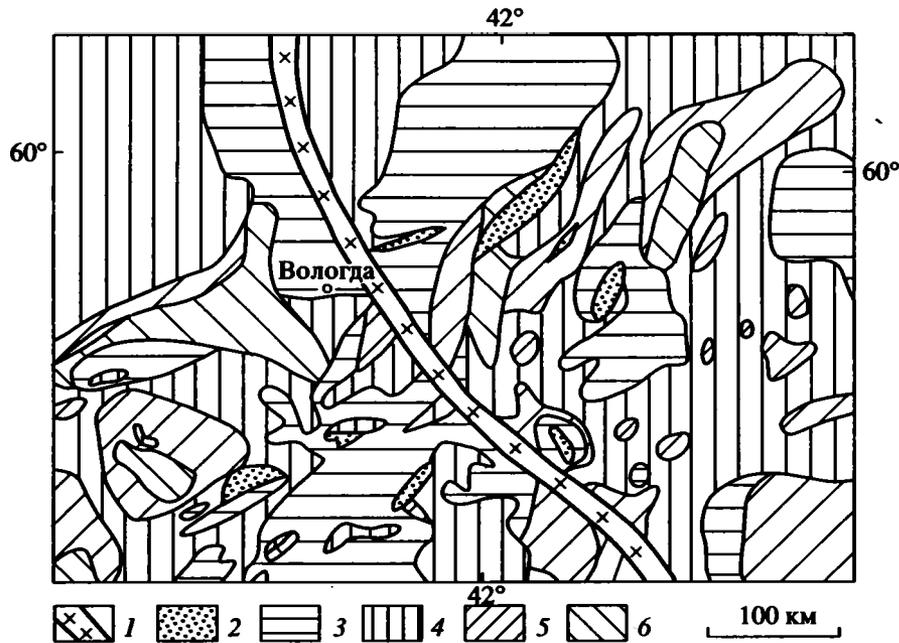


Рис. 4. Пространственное положение зоны дислокаций поверхности фундамента в центральных районах Восточно-Европейской платформы.

1 – зона дислокаций поверхности фундамента; 2–6 – значения граничных скоростей сейсмических волн на поверхности фундамента [5], км/с.: 2 – менее 6.0, 3 – 6.0–6.1, 4 – 6.2–6.3, 5 – 6.4–6.5, 6 – более 6.5.

разделяющее Владимирский и Галичский (Костромской) грабены, юго-западное окончание Галичского грабена–Буйский выступ, разделяющий Галичский и Солигаличский грабены, Даниловское поднятие в западной части Солигаличского грабена–восточный склон Вологодского выступа–восточное окончание Крестцовского грабена–Матвеевское поднятие на западном борту Воже-Лачского грабена. Природа этой зоны не ясна, однако ее пространственное положение достаточно уверенно коррелируется со скоростными неоднородностями консолидированной коры – к западу от нее значения граничных скоростей по поверхности фундамента на 0.2–0.5 км/с ниже, чем к востоку (рис. 4).

Отмеченные выше вещественные, возрастные, морфологические и гипсометрические особенности консолидированной литосферы являются одной из основных причин различий в строении осадочной толщи. Раннепротерозойским линейным зонам отвечают тектонически мобильные структуры палеорифтов, в которых осадочные образования начинаются доплитным чехлом, архейским изометричным блокам – тектонически более пассивные области палеовыступов и сводов, в пределах которых осадочная толща начинается отложениями верхнего венда, залегающими на фундаменте, а доплитный чехол отсутствует.

Доплитный чехол так же, как и фундамент, характеризуется ярко выраженной разломно-блоковой тектоникой и интенсивной расчлененностью. Но на отдельных участках сейсморазведкой

установлен выдержанный слоистый характер разреза, который подчеркивается особенностями сейсмической записи: например, вдоль осевой части Крестцовского грабена на временных разрезах на значительном расстоянии практически непрерывно прослеживаются несколько отражающих горизонтов.

Подошва доплитного чехла, установленная в гипсометрическом интервале –2.5...–5.5 км, залегает заметно ниже, чем фундамент на сопредельных территориях. Заглубление ее по сравнению с положением поверхности последнего в бортовых зонах достигает 1.5–4.5 км. По ней, как и в рельефе фундамента, вырисовывается линейная структура грабен-синклинального типа. Поверхность доплитного чехла зафиксирована в гипсометрическом интервале –1.5...–3 км, наиболее погруженное ее положение установлено между Рыбинском и Любимом. Отсюда она приподнимается в юго-западном и северо-восточном направлениях, залегая заметно выше, чем фундамент на сопредельных территориях. Превышение по сравнению с положением поверхности последнего в бортовых зонах синеклизы составляет 0.2–1.6 км: на востоке (между Котласом и Любимом) – 1–1.6 км (по отношению к Галичскому прогибу, Кубенской моноклинали и Онежскому выступу), в центре (между Любимом и Рыбинском) – 0.2–0.5 км (по отношению к Галичскому прогибу и Ладожской моноклинали), на западе (к западу от Рыбинска) – 0.5–1 км (по отношению к Нелидовскому, Торжокскому и Вологодскому выступам, Ладожской

моноклинали). По поверхности доплитного чехла, в отличие от его подошвы, вырисовывается протяженная инверсионная структура горст-антиклинального типа, состоящая из системы сильно нарушенных поднятий, расположенных над грабенами, выделяемыми в нижней части разреза.

Пространственные соотношения подошвы и кровли доплитного чехла аналогичны фундаменту – и здесь преобладают обращенные структурные планы. Но, в отличие от последнего, доплитный чехол имеет форму двояковыпуклой линзы – подъем его поверхности сопровождается встречным опусканием фундамента.

Система гребенообразных прогибов фундамента, формирующая погребенную палеорифтовую структуру в основании Московской синеклизы, именуемую Среднерусским авлакогеном [4], была выделена в начале 60-х годов [2, 11]. Предполагается, что она наследует древний глубинный шов, разделявший в раннем протерозое Балтийский и Сарматский щиты [3, 4]. Среднерусский авлакоген протягивается на расстояние более 1000 км примерно от меридиана Сыктывкара до меридиана Великих Лук в виде сложной линейной зоны, существенно меняющей строение по простиранию. Особенности внутренней структуры позволяют относить Среднерусский авлакоген по морфо-генетической классификации Н.С. Шатского [12] к классу сложных. На юго-западе он соединяется с Полесско-Ладожской палеорифтовой системой. Узел их сочленения представляет собой зону шириной до 350 км, протягивающуюся вдоль западных склонов Нелидовского и Торжокского выступов фундамента. К северо-востоку от меридиана Сыктывкара продолжение авлакогена проблематично. Не исключено, что здесь он может протягиваться до байкальской области Тимана.

Авлакоген, состоящий из сложно сочетающихся между собой грабенов (ширина их составляет от первых десятков до 70–120 км), разделенных поперечными горстовидными поднятиями, отличается специфическим клавишно-блоковым строением. Характерной его чертой является наличие многочисленных ветвей, или лучей, под разными углами отходящих от стержневой зоны. Ведущими элементами структуры являются системы разновысоких и разнонаклоненных тектонических ступеней, ограниченные продольными бортовыми разломами, и мозаичные системы моноклинальных горсто-грабеновых блоков, образовавшиеся при пересечении этих ступеней поперечными разломами.

Проведенный анализ сейсмических и буровых данных позволил существенно уточнить и дополнить представления [3, 4, 8, 10, 13, 14] о глубинной структуре Московской синеклизы и, в первую очередь, Среднерусского авлакогена.

– Детализировано строение ранее известных Котласского, Солигаличского, Рослятинского, Любимского, Крестцовского и других грабенов, вы-

явлены новые региональные структуры, в том числе Тверской, Галичский (Костромской) и Владимирский грабены, Вологодский и Буйский выступы, а также поднятия в Крестцовском, Тверском и Воже-Лачском грабенах.

– В виде относительно прямолинейной структуры авлакоген выделяется лишь в восточной части, отвечающей Котласскому, Рослятинскому и Солигаличскому грабенам. Последние разделены узкой горст-антиклинальной зоной, равновеликой им по протяженности, в которой по сравнению с бортовыми трогами фундамент приподнят к поверхности не менее чем на 0.5 км. По-видимому, аналогичного строения структура расположена и в осевой части Котласского грабена. На западе Солигаличский грабен ограничен Дьяконовским и Даниловским поднятиями размером 50 × 10 км.

– В этой части авлакогена от его северного борта отходят практически перпендикулярно Вельский и Воже-Лачский грабены, вытянутые в субмеридиональном направлении. У последнего на западном и восточном бортах выделены Матвеевское и Нестеровское поднятия (30 × 15 км), ориентированные согласно бортовым разломам.

– Западная часть авлакогена по протяженности больше восточной. Она состоит из трех ветвей, или лучей, – южной (Галичско-Подмосковной), центральной (Тверской) и северной (Крестцовской). Эти ветви, отличающиеся пространственной ориентировкой и особенностями внутреннего строения, разновременным и разной интенсивности проявлениями эффузивного магматизма, представляют, по-видимому, разновозрастные структуры. Так, например, данные бурения указывают на то, что южная ветвь характеризуется более мощным и стратиграфически более полным разрезом нижнего рифея.

– Галичским (Костромским) грабеном, отвечающим под углом 45° и вырисовывающимся как продолжение Рослятинского грабена, начинается южная ветвь авлакогена. От Солигаличского грабена ее отделяют Преховский и Буйский выступы. Между Костромой и Ивановым эта ветвь разделяется на две структуры, разобщенные Истринско-Кольчугинским выступом, которые вновь соединяются к западу от Москвы. Одну из этих структур (южную), раскрывающуюся в Полесско-Ладожскую палеорифтовую систему, составляют Владимирский и Подмосковный грабены, другую (северную) – Дмитровско-Ярославский и Гжатский грабены. Следует отметить, что, по данным МОГТ, на отдельных участках в Галичском и Владимирском грабенах фундамент установлен на отметках, превышающих –5...–5.5 км.

– Западнее Рыбинска авлакоген разветвляется на центральную и северную ветви. Центральная ветвь отделяется от южной Рыбинским (100 × 75 км) и Нелидовским (400 × 45–90 км) выступами, от северной – Вологодским (130 × 20–90 км) и Торжокским (280 × 25–100 км) выступами. Анализ

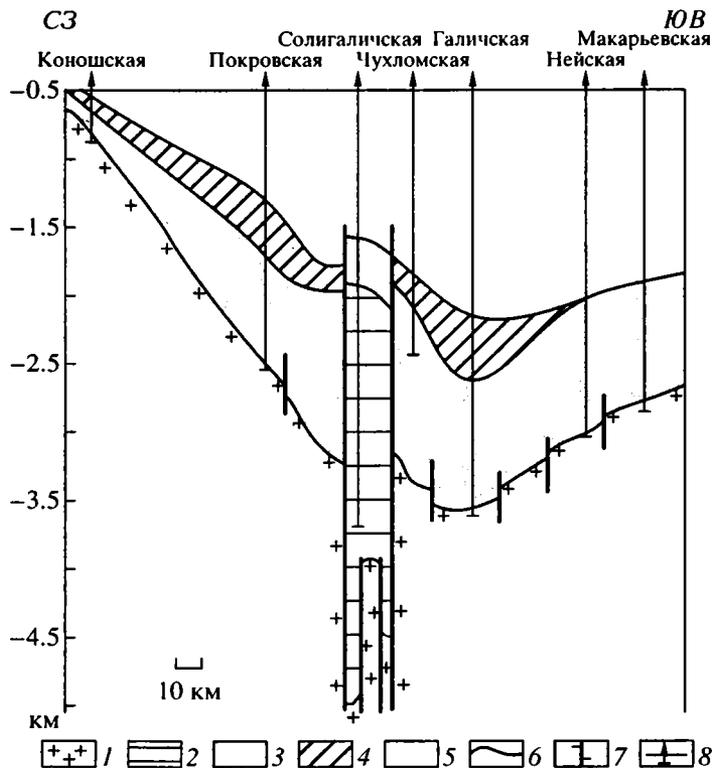


Рис. 5. Геологический профиль через Московскую синеклизу.

1 – фундамент; 2 – доплитный чехол; 3–5 – плитный чехол: 3 – верхний венд, 4 – нижний палеозой; 5 – верхний палеозой; 6 – геологические границы; 7 – разломы; 8 – скважины.

материалов сейсморазведки и бурения позволяет предполагать возможную структурную связь Торжокского и Вологодского выступов, отводя им тем самым роль структур, разделяющих центральную и южную ветви авлакогена.

– Тверской грабен (450 × 25–60 км) выделяется как закономерное продолжение Любимского грабена. Что-либо конкретное говорить об его строении преждевременно, так как он охарактеризован лишь по двум региональным профилям МОГТ. Следует только отметить, что в районе Твери в осевой зоне грабена намечается Волжское поднятие (120 × 20 км).

– В связи с выявлением Тверского грабена выделявшийся ранее в западной бортовой зоне крупный выступ фундамента оказался разделенным на два – Нелидовский и Торжокский.

– Установлено продолжение Крестцовского грабена (450 × 40–90 км) к востоку, где он соединяется с Воже-Лачским грабеном. В его осевой зоне выявлены горстообразные поднятия, часть которых лишена рифейских отложений: Воскресенское (80 × 20 км), Романовское (75 × 15 км) и др.

Строение плитного чехла существенно отличается от доплитного. Новейшие сейсмические материалы позволяют фиксировать практически все особенности строения верхневендских отло-

жений: трансгрессивное залегание их на подстилающих образованиях, меньшую дислоцированность, четко выраженную слоистость, крупные положительные перегибы и зоны выклинивания.

В региональном плане по поверхности верхневендских отложений, залегающих в гипсометрическом интервале –0.3...–2.6 км, выделяется обширная депрессия, наложенная на более древние структуры. В общих чертах, но в более сглаженном виде она отражает структурные особенности поверхности доплитного чехла в Среднерусском авлакогене, фундамента – на остальной территории (рис. 5).

Осевую часть синеклизы образует протяженная зона приподнятого залегания верхневендских отложений, имеющая инверсионную природу. Она состоит из системы мегавалов, расположенных кулисообразно, но в общих чертах наследующих Среднерусский авлакоген. Амплитуды их составляют 0.1–0.4 км. В ее северо-восточной части выделяется Котласский мегавал (110 × 20 км), отвечающий одноименному грабену. Западнее расположен Рыбинско-Сухонский мегавал, состоящий из Сухонского (250 × 30 км) и Рыбинского (220 × 60 км) валов, отвечающих Солигаличскому, Рослятинскому и Любимскому грабенам. К западу от этих структур намечается Молоковский мегавал (160 × 20 км), соответствующий осевой части

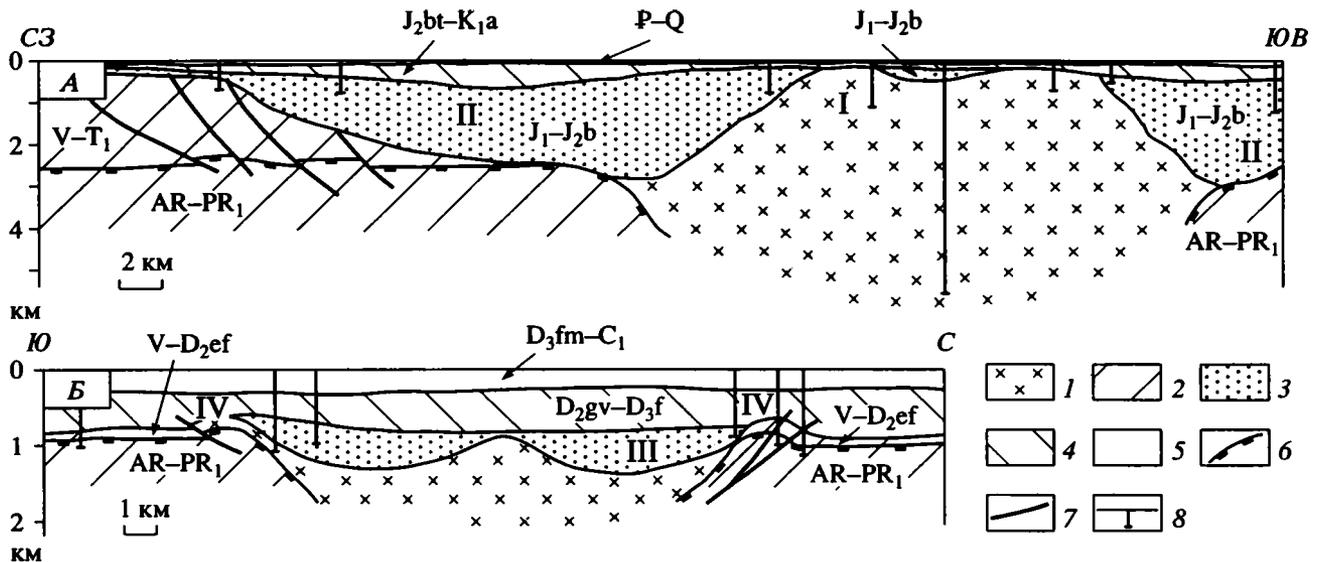


Рис. 6. Геологические профили через астроблемы: А – Пучеж-Катунскую (Воротиловскую), Б – Калужскую.

1 – аутигенная брекчия центрального поднятия и цокольного дна взрывного кратера; 2–5 – структурно-литологические комплексы: 2 – цокольный, 3 – коптогенный (кольцевого жолоба), 4 – заполняющий, 5 – перекрывающий; 6 – поверхность кристаллического фундамента; 7 – разломы; 8 – скважины.

Римские цифры: I – Воротиловский выступ (центральное поднятие цокольного дна); II – Коверинская кольцевая впадина (кольцевой жолоб); III – Камельгинская грабенообразная мульда; IV – кольцевой вал.

Крестцовского грабена. По-видимому, он также состоит из серии более мелких поднятий.

Северный борт синеклизы вырисовывается в виде обширной полого погружающейся моноклинали. Южный борт имеет более сложное строение. Его западная часть представляет более приподнятую зону. Выделяющиеся в ее пределах два протяженных валообразных поднятия (130 × 30 и 90 × 30 км) генетически связаны с Тверским грабеном. Восточную часть занимает Галичский прогиб. Структурным носом субмеридионального простирания, протягивающимся от северо-западного склона Токмовского свода, он разделен на западную и восточную ванны.

Крупные элементы осложнены многочисленными локальными поднятиями (Даниловское, Молоковское, Солигаличское, Любимское, Ореховское, Нейское и другие). Это сложностроенные и нарушенные дизъюнктивами брахиантиклинальные и антиклинальные складки (размеры 6–25 × 4–10 км) площадью от 50 до 100 квадратных километров и амплитудами от 15–50 до 75–150 м.

В осадочной толще присутствуют и такие экзотические структуры, как Пучеж-Катунская (Воротиловская) и Калужская астроблемы (их всего на Восточно-Европейской платформе известно не более 20 [6]), установленные в южной части территории (рис. 6). Они представляют собой кольцевые депрессии с признаками ударного метаморфизма, которые выделяются в фундаменте и перекрывающих его отложениях верхнего протерозоя, палеозоя и мезозоя, но не находят отражения в рельефе.

Воронка кратера Пучеж-Катунской астроблемы (Коверинская кольцевая впадина) в диаметре достигает 89 км, Калужской – 15 км (Камельгинская грабенообразная мульда). Последнюю в отличие от Коверинской впадины окружает кольцевой вал, ширина которого составляет 3–3.5 км, а амплитуда – 150–200 м. Он осложнен разломами с амплитудами смещения 300–400 м. Центральное поднятие цокольного дна Пучеж-Катунского метеоритного кратера (Воротиловский выступ) в диаметре (у основания) достигает 10–11 км, высота его составляет не менее 2.5 км. Скважина Воротиловская глубокая при забое 5374 м прошла по смятым и раздробленным породам (аутигенной брекчии) дна взрывного кратера и центрального поднятия более 5000 м, так и не достигнув пород фундамента. Т.е. здесь они залегают на глубинах, превышающих 5.4 км, тогда как на прилегающих к кратеру участках зафиксированы сейсморазведкой на глубинах 2–2.5 км. В отличие от него высота центрального поднятия Калужской астроблемы составляет не более 200 м. И в ее пределах скважинами не достигнуты породы фундамента. Образование Воротиловского ударного кратера датируется ранней юрой–байосским веком средней юры (радиологический возраст, определенный калий–аргоновым методом, 183 ± 5 млн. лет), Калужского – концом эйфельского–началом живетского веков среднего девона (радиологический возраст 380 млн. лет).

Столь подробная характеристика импактных кратеров приведена не случайно. Это связано с тем, что на одном из региональных сейсмических

профилей МОГТ, пересекающем Тверской грабен, над разломом фундамента зафиксирована специфическая волновая картина, напоминающая взрывную структуру. Не исключено, что при последующем изучении здесь может быть выделена еще одна астроблема.

Изложенное показывает, что на протяжении позднего протерозоя на рассматриваемой территории происходили существенные тектонические перестройки. Поэтому региональные структуры и осложняющие их элементы в осадочной толще верхнего протерозоя представлены разными морфологическими и генетическими типами, образовавшимися в результате проявления как горизонтальных, так и вертикальных напряжений. В одних случаях они характеризуются унаследованностью структурных планов, но следует отметить их выполаживание вверх по разрезу и сглаживание контуров, в других – имеют ярко выраженный инверсионный характер. В геологической истории региона велико значение дизъюнктивных дислокаций. В образовании большинства крупных структур ведущая роль принадлежит разрывным нарушениям, определившим не только их морфологические особенности, но и литологические изменения разрезов.

С начавшимся в рифее тектоническим расслаиванием литосферы в связи с процессами внутриконтинентального импульсного конседиментационного раздвига по системе нормальных листрических сбросов, проникавших в зону коромантийной смеси, связаны гигантские расколы эпикарельского кратона по глубинным разломам, сочленявшим его гетерогенные структуры. Рифтинг, вызвавший растяжение и дробление кратона, значительные опускания и частичную деструкцию сиалической коры, привел к заложению на рассматриваемой территории системы континентальных щелевых дислокаций – палеорифтовых структур байкальского типа, формировавшихся в условиях интенсивных горизонтальных растяжений на стадии начального раскола коры. Образование их проходило, в первую очередь, по ослабленным зонам, отвечавшим тектонически мобильной линейной системе свекофенно-карелид. Прогрессирующая интенсификация горизонтальных растяжений вела к объединению этих структур в протяженную сложную по строению внутриконтинентальную палеорифтовую систему Среднерусского авлакогена. Их достаточно быстрое заполнение красноцветными грубообломочными разностями сопровождалось вулканическими излияниями. Осадки, выполняющие грабены, накапливались либо при дифференцированных импульсных конседиментационных опусканиях, либо заполняли уже готовые формы рельефа различной выраженности. Возможно, что уже в раннем рифее началось объединение этих грабенов в единую трансконтинентальную палеорифтовую структуру.

Дальнейшее развитие и интенсификация рифтогенеза привели к оформлению в основных чертах Среднерусского авлакогена. По-видимому, от современной структуры он отличался прямолинейностью, а осложняющие его поперечные сдвиговые дислокации являются образованиями более позднего времени. Эта палеорифтовая структура эпизодически соединялась с открытыми морскими пространствами (скорее всего, на востоке), и в среднерифейское время в ее пределах преобладали мелководные условия седиментации. Позднерифейское время характеризуется воздыманием осевой зоны авлакогена и возникновением в ее пределах инверсионной структуры горст-антиклинального типа. Меняются и условия седиментации: на обширной низменной равнине, расчлененной многочисленными озерами и аллювиальными долинами, накапливаются преимущественно красноцветные образования. Эти условия сохраняются и в раннем венде, спецификой которого является оледенение и платформенный вулканизм.

Раскол кратона – процесс длительный, имевший, несомненно, несколько возрастных генераций. Начался он по основному стержню авлакогена, который и является наиболее древней деструктивной его зоной, отвечающей самым ранним импульсам рифтогенеза. Ветви же авлакогена являются, по-видимому, результатом проявления уже более поздних по возрасту их генераций. Однако на современной стадии изученности Среднерусского авлакогена трудно утверждать что-либо конкретное и, главное, обоснованное об этапности и возрастных генерациях рифтинга в разных его частях. Не менее проблематичен и другой вопрос: а где же он начинался? Считается общепринятым, что рифтогенез зарождается в периферийных частях кратона (т.е. в тектонически наиболее активной области, сопряженной с подвижным поясом, в данном случае на востоке, в области, сопряженной с Тиманом), а оттуда затем он постепенно смещается в его внутренние районы. Однако пространственное расположение грабенов Среднерусского авлакогена и их выполнение (породы лавовых потоков и пласты порфириров в Крестцовском и Подмосковном грабенах) не противоречат и противоположному предположению: рифтинг мог начаться в интракратонной части платформы, а затем уже оттуда распространиться в ее перикратонную область. На возможность подобного механизма формирования Среднерусского авлакогена указывал М.В. Муратов [7].

На плитном этапе развития начинается кардинальная перестройка структурного плана, вызванная широкомасштабным прогибанием и обширной каледонской трансгрессией. Развитие крупного по размерам мелководного бассейна седиментации обусловило субаквальный характер осадков верхнего венда. В погружение были

вовлечены не только активные палеорифтовые структуры байкальского этапа, в общих чертах наследовавшие мобильные зоны доплатформенной истории, но и сопредельные ранее стабильные блоки, лишенные отложений рифея и нижнего венда. В результате в центральных районах платформы образовалась наложенная надрифтовая депрессия – Московская синеклиза, перекрывшая и захоронившая структуры доплитного этапа. Заметим, что границы синеклизы проводятся по распространению именно верхневендских отложений.

Начавшиеся в конце рифея инверсионные процессы продолжились и в позднем венде. Это привело к оформлению структур типично платформенного класса – системы линейных поднятий, представленной надавлакогенными валами, получившими в венде достаточно четкое морфологическое выражение.

Изложенное позволяет наметить общую направленность тектонических процессов и соотношения региональных структур плитного и доплитного чехлов и отношения их к структурам фундамента. Доплитный этап характеризовался проявлением преимущественных растяжений, обусловивших фрагментацию криптозойского суперконтинента Пангея 1 и раскрытия новообразованных межконтинентальных протоокеанов, обособивших Европейский материк. В его интракратонной области активный рифтинг вызвал формирование линейной системы палеорифтовых структур. Дифференциация тектонических движений на плитном этапе, проявление вертикальных и тангенциальных напряжений вели к изменению байкальских ландшафтов и образованию на рассматриваемой территории уже существенно других типично платформенных структур.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г. Общие особенности доплитных и плитных этапов развития древних платформ // Геология запада Восточно-Европейской платформы. Минск: Наука и техника, 1981. С. 166–186.
2. Борисов А.А. О некоторых особенностях глубинной структуры платформенных территорий Советского Союза // Сов. геология. 1962. № 1. С. 35–53.
3. Валеев Р.Н. Авлакогены Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1978. 152 с.
4. Гордасников В.Н., Троицкий В.Н. Средне-Русский авлакоген – стержневая структура Московской синеклизы // Сов. геология. 1966. № 12. С. 50–58.
5. Костюченко С.Л., Егоркин А.В., Солодилов Л.Н. Тектоническая модель докембрия Московской синеклизы по результатам комплексных региональных исследований // Разведка и охрана недр. 1995. № 5. С. 8–12.
6. Масайтис В.Л., Данилин А.Н., Мицак М.С. и др. // Геология астроблем. Л.: Недра, 1980. 231 с.
7. Муратов М.В. Роль глубинных разломов в формировании синеклиз и других платформенных структур // Разломы земной коры. М.: Недра, 1977. С. 5–7.
8. Петров В.Г. О структурных соотношениях рифейских прогибов в центральных областях Восточно-Европейской платформы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1972. Вып. 2. С. 5–16.
9. Файтельсон А.Ш. Новые данные о геологическом строении центральных и северо-западных районов Русской платформы // Сов. геология. 1966. № 12. С. 115–118.
10. Федьинский В.В., Соколов Б.А., Страхова Н.А., Фельдт В.Г. Средне-Русский авлакоген – древний аналог современных рифтовых образований // Сов. геология. 1975. № 1. С. 129–134.
11. Хохлов П.С. О геологическом строении и перспективах нефтегазоносности центральных областей Русской платформы // Геология нефти и газа. 1961. № 9. С. 28–36.
12. Шатский Н.С. О происхождении Пачелмского прогиба. Сравнительная тектоника древних платформ. Статья 5 // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1955. Вып. 5. С. 5–26.
13. Шахновский И.М. Геологическое строение и нефтегазоносность авлакогенов Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1988. 119 с.
14. Эринчек Ю.М., Мильштейн Е.Д. Рифейский рифтогенез центральной части Восточно-Европейской платформы. СПб: ВСЕГЕИ, 1995. 47 с.

Рецензент: Ю.Г. Леонов

## Deep Structure of Central Regions of the East European Platform

T. V. Vladimirova, I. N. Kapustin, and D. L. Fedorov

*Rifei Scientific and Engineering Center, Moscow*

The deep structure of the intracratonic region of the East European platform is examined. An analysis of recent seismic and deep-drilling data confirms that the basement and the lower (Upper Proterozoic) portion of the sedimentary sequence have a fault-block structure. The data also provides new insights into the tectonics of the region and the formation of structures due to vertical and horizontal stresses. In some cases, the structural pattern follows the order one; in others, has a of pronounced inversion character. The structure of the Central Russian aulacogen is defined much more accurately. A paleorift system lies at the bottom of the Moscow syncline, and the Rybinsk-Sykhona megaswell is an inversion structure that inherited this aulacogen.

УДК 551.267/550.824(570.4/574.1)

## ТИПЫ СОЛЯНЫХ СТРУКТУР ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

© 1997 г. Ю. А. Волож\*, Л. Ф. Волчегурский\*\*, В. Г. Грошев\*\*\*, Т. Ю. Шишкина\*\*\*

\*Геологический институт РАН, Москва

\*\*ГНПП "Аэрогеология", Москва

\*\*\*Центр изучения осадочных бассейнов АЕН РФ, Москва

Поступила в редакцию 20.03.96 г.

Рассмотрено строение уникального солянокупольного региона – Прикаспийского солеродного бассейна. Выявляются закономерные связи между особенностями строения сленосной толщи и характером послекунгурских тектонических движений. Выявлены закономерности размещения различных типов соляных структур, и приведена их классификация. На основе проведенных исследований реконструируется эволюция солеродного Прикаспийского бассейна.

### ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ

Проблема типизации соляных структур Прикаспийской впадины имеет важное прикладное и научное значение.

Первый аспект этой проблемы связан с эмпирически установленным фактом избирательной продуктивности соляных структур, которая определяется особенностями их строения. Возможность ранжирования соляных структур по степени их продуктивности с учетом принадлежности к определенному типу рассматривается как один из эффективных способов увеличения вероятности прогнозных оценок.

Второй аспект тесно переплетается с решением проблем соляной тектоники. Установление взаимосвязей между особенностями строения соленосного комплекса, структурой подсолевых отложений, а также характером тектонических движений и условий седиментации в послекунгурское время, с одной стороны, и закономерностями размещения различных типов соляных структур, с другой, позволит оценить генетическую значимость классификационных признаков. Последнее, в свою очередь, будет способствовать ограничению числа подбираемых моделей формирования соляных структур за счет более корректного определения числа параметров, влияющих на ход процесса.

### ИСТОРИЯ ВОПРОСА

Проблеме типизации соляных структур Прикаспийской впадины посвящено большое количество работ. Особенно активно эта проблема и отдельные ее аспекты обсуждались в литературе в 60–70-х гг. текущего столетия.

Первая схема типизации соляных структур была предложена в 1935 г. И.Г. Пермяковым [17]. В ней рассматривались типы положительных структурных форм – соляных куполов, и строилась она в основном на морфологических признаках соляных ядер. И.Г. Пермяков предложил различать

купола: а) по величине (массивные и штокообразные); б) по форме (узловые, треугольные, линейные, сундучные); в) по степени зрелости (глубокие – начальной стадии развития, неглубокие – развивающиеся, открытые – зрелые).

А.В. Ульянов [18] дополнил эту классификацию, предложив учитывать не только форму соляного ядра, но и степень нарушенности надсолевых отложений. Он выделил двух-, трех- и четырехкрылые купола. Одновременно А.В. Ульянов указал на необходимость уточнения критериев определения степени зрелости купола. В качестве последнего он считал возможным использовать возраст перекрывающих соляное ядро отложений. К категории глубоких, или, по его мнению, непрорванных, следует относить купола, соляные ядра которых перекрыты пермско-триасовыми породами.

В последующие годы морфологическая классификация соляных куполов, предложенная И.Г. Пермяковым и А.В. Ульяновым, неоднократно дополнялась другими исследователями.

Так, Н.В. Неволин [15] предложил дополнительно выделить тип однокрылых куполов. Кроме того, он отметил необходимость различать случаи прорыва солью надсолевого комплекса и отсутствие последнего на своде в результате последующего размыва, выделяя открыто- и скрыто-прорванные структуры.

Н.А. Калинин [9] предложил все непрорванные купола разделить на две основные группы: первичные (предъюрские) и вторичные (преднеокомские, предаптские, преадакчагыльские).

Были сделаны предложения ранжировать соляные купола по порядку их размеров, выделяя категорию собственно соляных куполов как структур III порядка и соляных валов, соляных хребтов (стен) и соляных массивов – структур II порядка [1, 5, 10, 19].

Следующий крупный шаг в типизации соляных структур Прикаспийской впадины на основе

морфологических признаков был сделан В.С. Журавлевым [6–8]. Он, в отличие от предшественников, впервые рассмотрел весь спектр структурных форм соляной тектоники, выделив: а) соляные купола; б) положительные структурные формы в межкупольных депрессиях; в) отрицательные структуры.

Соляные купола В.С. Журавлев разделил на рудиментарные и нормально развитые. По отношению к мезозойско-кайнозойскому комплексу последние разделены им на открытые и закрытые. Среди закрытых выделены купола с размывавшимся и размывавшимся соляным массивом. По морфологии соляного массива отмечены островерхие и плосковерхие структуры. В качестве положительных структурных форм в межкупольных депрессиях выделены обращенные поднытия типа “щит черепахи”.

Отрицательные структуры В.С. Журавлев разделил на межкупольные депрессии, компенсационные мульды и мульды оседания. Межкупольные депрессии по отношению к соляным куполам разделены на асимметричные и симметричные, по отношению к подсолевому ложу – на экранированные и сквозные. Компенсационные мульды по отношению к соляному массиву разделены на сопряженные и вдавленные. Первые прислонены к склонам соляных массивов, вторые расположены в их сводовой части.

Особое положение в предложенных схемах типизации соляных структур занимает схема Ю.А. Косыгина [13, 14]. Ее отличает ярко выраженный генетический подход к выбору критериев классификации соляных структур. Все соляные структуры в зависимости от геодинамической обстановки их формирования он разделил на три группы: соляные антиклинали (структуры тангенциального сжатия), соляные купола (галокинетические структуры) и соляные структуры типа платформенных складок (структуры вертикального сжатия). Он предложил также особо выделять формы вторичной соляной тектоники. К сожалению, этот подход не нашел поддержки у исследователей и в дальнейшем не разрабатывался.

Приведенный краткий обзор существующих классификаций соляных структур Прикаспийской впадины показывает, что они нуждаются в серьезной корректировке, поскольку не учитывают многих особенностей строения соляного и надсолевого комплексов, выявленных в последние годы бурением и сейсморазведкой МОГТ, и всего известного многообразия соляных структур. Очень многие вновь выделенные типы соляных структур не находят места в этих классификациях.

Ниже мы акцентируем внимание на новых данных, недостаточно освещенных в публикациях и имеющих принципиальное значение для решения проблем типизации соляных структур.

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О РАСПРЕДЕЛЕНИИ ГАЛОГЕННЫХ ПОРОД В РАЗРЕЗЕ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ И ИХ УЧАСТИИ В ГАЛОКИНЕЗЕ

В ходе буровых работ, нацеленных на разведку подсолевого комплекса Прикаспийской впадины, было установлено наличие галогенных пород не только в кунгурских отложениях, но и в разрезе верхней юры–нижнего мела, триаса и верхней перми. Эти данные поставили на повестку дня вопрос о распространении верхнепермских и более молодых соленосных отложений и их роли в процессе галокинеза.

Анализ сейсмических материалов МОГТ показал, что повсеместным площадным распространением пользуются только верхнепермские (казанско-уфимские) соленосные отложения, которые в центральных районах впадины совместно с кунгурскими отложениями составляют единую пермскую галогенную формацию. В остальных стратиграфических интервалах соленосные отложения залегают в виде изолированных линз в отдельных мульдах.

Пермская галогенная формация является частью единого верхне-артинско-казанского комплекса, представляющего собой комплекс заполнения позднепермского солеродного бассейна. Этот бассейн унаследовал глубоководную котловину обширного эпиконтинентального раннепермского бассейна, распространявшегося вдоль восточной окраины Русской платформы и имевшего свободную связь на юге с океаном Тетис, а на севере – с Арктическими бассейнами. Галогенная формация выполняет центральную глубоководную часть бассейна и фашиально замещается на востоке – терригенно-сульфатной, на западе – сульфатно-карбонатной и на юге – сульфатно-глинистой формациями. С запада и юга ее распространение контролируется контрастно выраженным в разрезе карбонатно-сульфатным валом, который отделяет глубоководную котловину от плоского шельфа. Его амплитуда изменяется по простиранию от 200–300 м вдоль северо-западного борта до 500–700 м вдоль южного.

Пермская галогенная формация имеет скользящие нижнюю и верхнюю возрастные границы. Ее нижняя граница меняет стратиграфическое положение от низов артинского яруса на крайнем юго-западе (Сарпинский прогиб) до низов кунгура на остальной территории. Стратиграфическое положение верхней границы изменяется от верхов кунгура на востоке впадины (в Актюбинском Приуралье и Западном Примугоджарье) до верхов казанского яруса на остальной территории (рис. 1).

По составу и особенностям строения пермская галогенная формация отчетливо разделяется на две части: нижнюю – артинско-уфимскую и верхнюю –

казанскую. Характерной особенностью нижней толщи является переслаивание солей исключительно с темноцветными терригенными породами, доломитами и ангидритами, а верхней – с красноцветными терригенными породами. Выполненные на основании замеров высот погребенных седиментационно-эрозионных уступов палеобатиметрические реконструкции пермского солеродного бассейна показывают, что нижняя соленосная толща формировалась в глубокой топодепрессии с максимальными абсолютными отметками минус 2500 м, а верхняя – в более мелкой – минус 800–1000 м [3]. Суммарные седиментационные мощности пермской галогенной формации, рассчитанные объемным методом, составляют в центре впадины 4.5 км, из которых 2.5 км приходится на ее нижнюю и 2 км – на верхнюю соленосную толщу [2, 16].

Разрезы нижней и верхней соленосных толщ в пределах бортовых зон впадины разделены на северо-востоке бессолевым карбонатной толщей нижнеказанского подъяруса, а на востоке – терригенной уфимско-казанского возраста.

Отмеченные особенности строения пермской галогенной формации обуславливают появление специфичных соляных структур: с одной стороны, соляных куполов, ядра которых расслоены внутрисолевыми горизонтами и имеют сложное гетерогенное строение, с другой, межкупольных зон, расслоенных соленосными толщами, образующими пологие соляные вздутия.

### НОВЫЕ ДАННЫЕ О ХАРАКТЕРЕ ДИСЛОЦИРОВАННОСТИ ПЕРМСКО-КАЙНОЗОЙСКОГО КОМПЛЕКСА

Характер дислоцированности пермско-кайнозойского комплекса отложений Прикаспийской впадины, его расчленение на дислокационные этажи является определяющим фактором при типизации соляных структур.

По особенностям дислоцированности различных литолого-стратиграфических комплексов пермско-кайнозойский разрез разделяется на три дислокационных этажа, которые условно могут быть названы (снизу вверх): дисгармонично-складчатый, голоморфно-складчатый и идиоморфно-складчатый.

Нижний, дисгармонично-складчатый, этаж охватывает исключительно соленосную толщу, вернее, ту ее часть, которая слагает ядра соляных структур. Структура этого этажа определяется складками течения очень сложной конфигурации, практически не поддающейся расшифровке методами геофизики и бурением.

Средний, голоморфно-складчатый, этаж сложен системой складок, морфология которых определяется конфигурацией кровли нижележащего дисгармонично-складчатого комплекса. Эти складки заполняют собой все пространство солянокупольного бассейна, образуя положительные

структурные формы над соляными ядрами и отрицательные – в промежутках между ними.

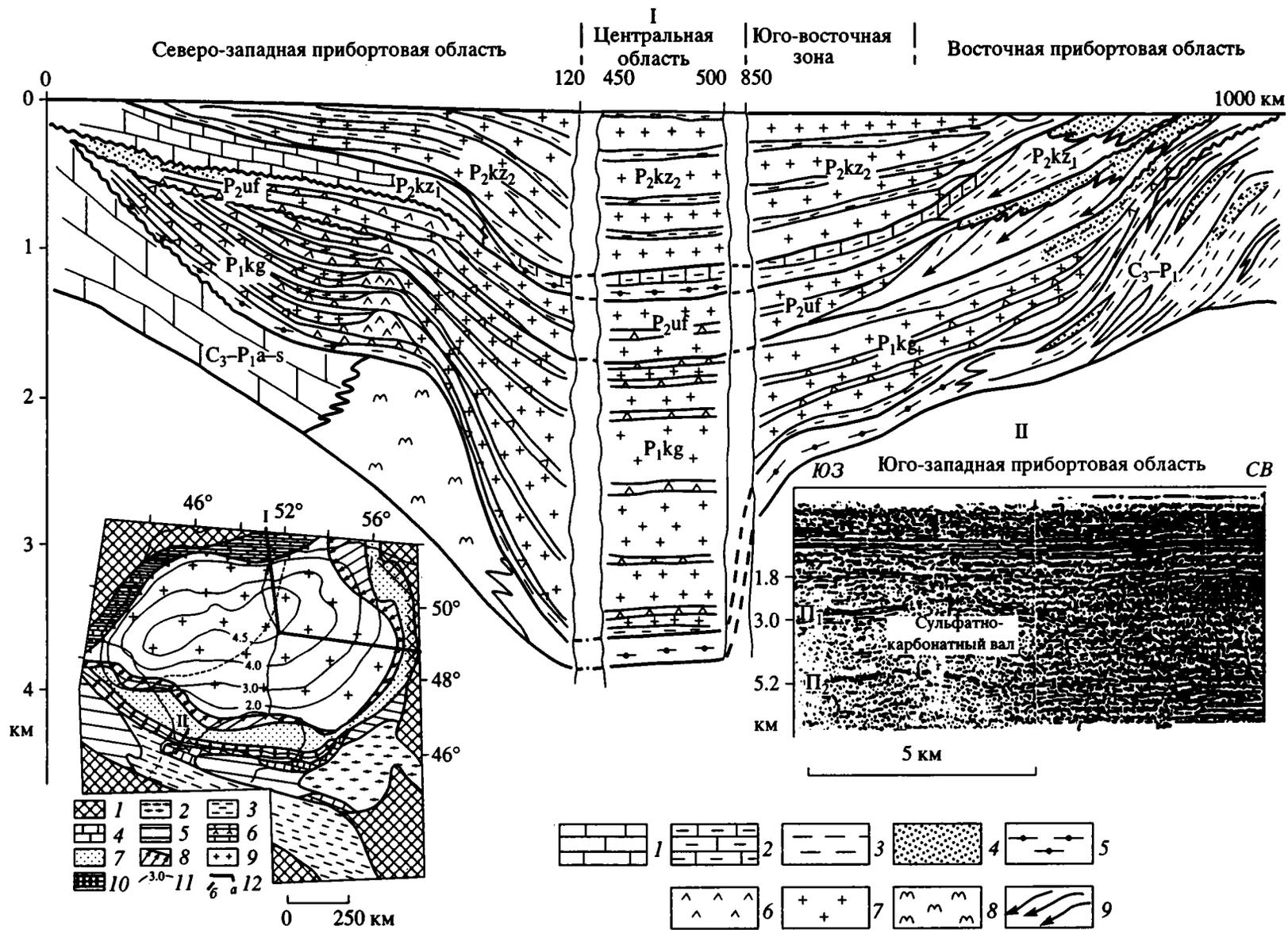
Верхний, идиоморфно-складчатый, этаж состоит из отдельных изолированных положительных и отрицательных структур (прерывистых складок), выделяющихся на фоне в целом горизонтально залегающих слоев.

Границы между указанными дислокационными этапами четко прослеживаются на временных сейсмических разрезах как поверхности угловых несогласий. Анализ сейсмических материалов показывает, что стратиграфическое положение этажных границ в пределах Прикаспийской впадины меняется.

Так, граница между верхним и средним этажами в пределах восточной и южной бортовых зон проходит на уровне подошвы триасовых отложений. В юго-восточной прибортовой зоне она перемещается вверх по разрезу – в подошву юрских отложений (рис. 2). Изменение положения этой границы происходит в очень узкой зоне, которая отображается в разрезе в виде флексурного изгиба дотриасовой поверхности и сопровождается резким увеличением мощностей отложений триаса. Примечательно, что в подсолевом комплексе отложений эта зона не проявлена. По мере продвижения к центру Прикаспийской впадины граница юры и триаса постепенно теряет структурную выразительность. Здесь на первый план выступает структурно-эрозионное несогласие, прослеживаемое в подошве плиоцен-четвертичного комплекса, которое, с полным на то основанием, может рассматриваться как граница между верхним покровным (идиоморфно-складчатым) и средним (изоморфно-складчатым) дислокационными этапами.

Новые данные бурения и сейсморазведки показывают ошибочность укоренившегося представления о повсеместном совпадении границы нижнего (дисгармонично-складчатого) и среднего (голоморфно-складчатого) дислокационных этажей с литофациальной границей между пермской галогеновой и верхнепермской терригенной формациями. Этот вывод справедлив только для прибортовых зон Прикаспийской впадины. По мере продвижения к центру впадины картина меняется. В центральной зоне эта граница перемещается во внутрь пермской галогенной формации – в подошву верхней (казанской) соленосной толщи.

Об этом свидетельствуют следующие данные. По результатам количественной интерпретации материалов гравиметрии, в центральной части впадины, в низах разреза практически всех межкупольных зон, выделяется толща мощностью 2–2.5 км с низкими значениями плотности. Эта толща по сейсмическим данным характеризуется скоростями 4.1–4.3 км/с и имеет слоистую структуру, согласованную со структурой вышележащих толщ верхней перми и триаса [2]. Имеющиеся данные бурения по ряду площадей, где скважины вскрывают эту толщу (Аралсор СГ-1, Мухор, Каргалы,



Коктау и др.), показывают, что она сложена каменной солью, которая расслаивается мощными пачками красноцветных терригенных пород. Перекрывают ее отложения татарского яруса верхней перми либо триаса. Отсюда можно сделать вывод, что эта толща имеет казанский возраст и представляет собой часть пермской галогенной формации, которая сохранила первичную седиментационную слоистость и структурно представляет собой единое целое с вышележащими надсолевыми отложениями.

Таким образом, новые данные показывают, что границы между дислокационными этажами определяются не столько интенсивностью и этапностью галокинетического процесса, сколько особенностями строения соленосной толщи и характером эрозионно-седиментационных процессов, проходивших во впадине в пермско-кайнозойское время. Поэтому при типизации соляных

структур Прикаспийской впадины этому параметру (стратиграфическому положению главного несогласия) не следует придавать генетического смысла.

## НОВЫЕ ТИПЫ СОЛЯНЫХ СТРУКТУР

В последние годы в пределах Прикаспийской впадины выявлен целый ряд новых, ранее не известных типов соляных структур.

На юге впадины установлены структуры, соляные ядра которых не имеют прямых структурных связей с пермской соленосной толщей и отделены от подсолевого нижнепермского разреза мощными бессолевыми толщами. В отличие от соляных массивов, берущих свое начало в пермской соленосной толще, эти структуры условно были названы нами вторичными куполами [12]. Природа этих структур раскрыта с помощью бурения по площади Каракудук. Скважина, пробуренная в своде соляного массива, прошла его на полную мощность в интервале 283–3514 м. Под массивом были вскрыты карбонатные отложения верхневожского яруса верхней юры (3514–4010 м), ниже – отложения средней юры (4010–4630 м), верхнего триаса (4630–4725 м) и нижнего триаса (до глубины 5150 м). Возраст соленосной толщи по данным палинологии определен как раннемеловой–позднеюрский [20]. Необычным оказался не только возраст подсолевой толщи, но и состав соленосной. Для нее характерна повышенная загрязненность терригенным материалом, в меньшей степени – сульфатным и карбонатным. Загрязненность возрастает вниз по разрезу, и с глубины 2700 м соленосные отложения близки к галопелитам.

Историю формирования и развития такого типа структур раскрывает палеотектонический профиль, на котором видно, как в ходе эволюции первичного соляного массива Мурыншик (в правой части разреза) в прилегающей к нему с юго-востока межкупольной зоне и триасе образуется прислоненная компенсационная мульда. В конце юрского периода в этой мульде за счет размыва соседнего соляного массива формируется мощная линза переотложенных солей. Из нее впоследствии и формируется вторичный соляной купол (рис. 3).

Другой необычный тип соляных структур был установлен в юго-восточной бортовой зоне (площади Жанажол, Синельниковская, Куантай, Такыр и др.). Для этих структур характерна специфичная форма соляного ядра: пологий восточный склон, обращенный к борту впадины, и крутой западный. Пологий склон перекрыт согласно залегающим надсолевым комплексом, а крутой выражен в виде листрического сброса, к которому надсолевые отложения прислонены. Характер залегания толщ однозначно интерпретируется как результат конседиментационного оползания соленосной толщи, сопровождаемого ее разрывом по

Рис. 1. Принципиальная схема строения соленосного комплекса Прикаспийской впадины: I – геологический разрез, II – фрагмент временного сейсмического разреза, демонстрирующий особенности строения соленосной толщи в районе южного бортового обрамления солеродного бассейна. Отчетливо виден аккумулятивный склон (толща, заключенная между горизонтами П<sub>1</sub> и П<sub>2</sub>) предкунгурского глубоководного бассейна и осложняющий его сульфатно-карбонатный вал. Положение разрезов показано на врезке слева, демонстрирующей строение кунгурского солеродного бассейна.

Для I, II: 1 – известняки; 2 – глинистые известняки, мергели; 3 – глины; 4 – пески, песчаники; 5 – глубоководные глинистые отложения; 6 – гипсы и ангидриты; 7 – соли; 8 – рифовые массивы; 9 – клиноформное залегание отложений.

Для врезки слева: 1 – обрамление кунгурского бассейна; 2–10 – кунгурский бассейн: 2–5 – область открытого шельфа: 2 – внешний шельф, зона некомпенсированного прогибания с накоплением относительно глубоководных глинисто-сульфатных отложений кунгура, 3 – внутренний шельф, зона компенсированного прогибания с накоплением терригенных отложений кунгура, 4 – карбонатная платформа, 5 – участки постседиментационного размыва, 6–10 – топодепрессия кунгурского бассейна, остаточный озерно-лагунный водоем уфимско-казанского времени: 6 – северо-западная прибортовая область, зона развития сульфатно-карбонатно-галогенной формации кунгура и карбонатной (во внешней части галогенно-карбонатной) формации казанского возраста, 7 – юго-восточная прибортовая область развития терригенно-сульфатно-галогенной формации кунгура и терригенной красноцветной уфимско-казанского возраста, 8 – переходная зона развития соленосной формации кунгура и терригенно-сульфатно-галогенной формации уфимско-казанского возраста, 9 – центральная область, зона развития галогенной формации кунгурско-казанского (на западе позднеартинско-казанского) возраста, 10 – юго-западная прибортовая зона, вдоль внешнего края которой протягивается сульфатно-карбонатный вал, отделявший кунгурский солеродный бассейн от открытого шельфа; 11 – изопахиты кунгурско-казанской соленосной толщи, 12 – положение линий геологического разреза (а) и сейсмического профиля (б).

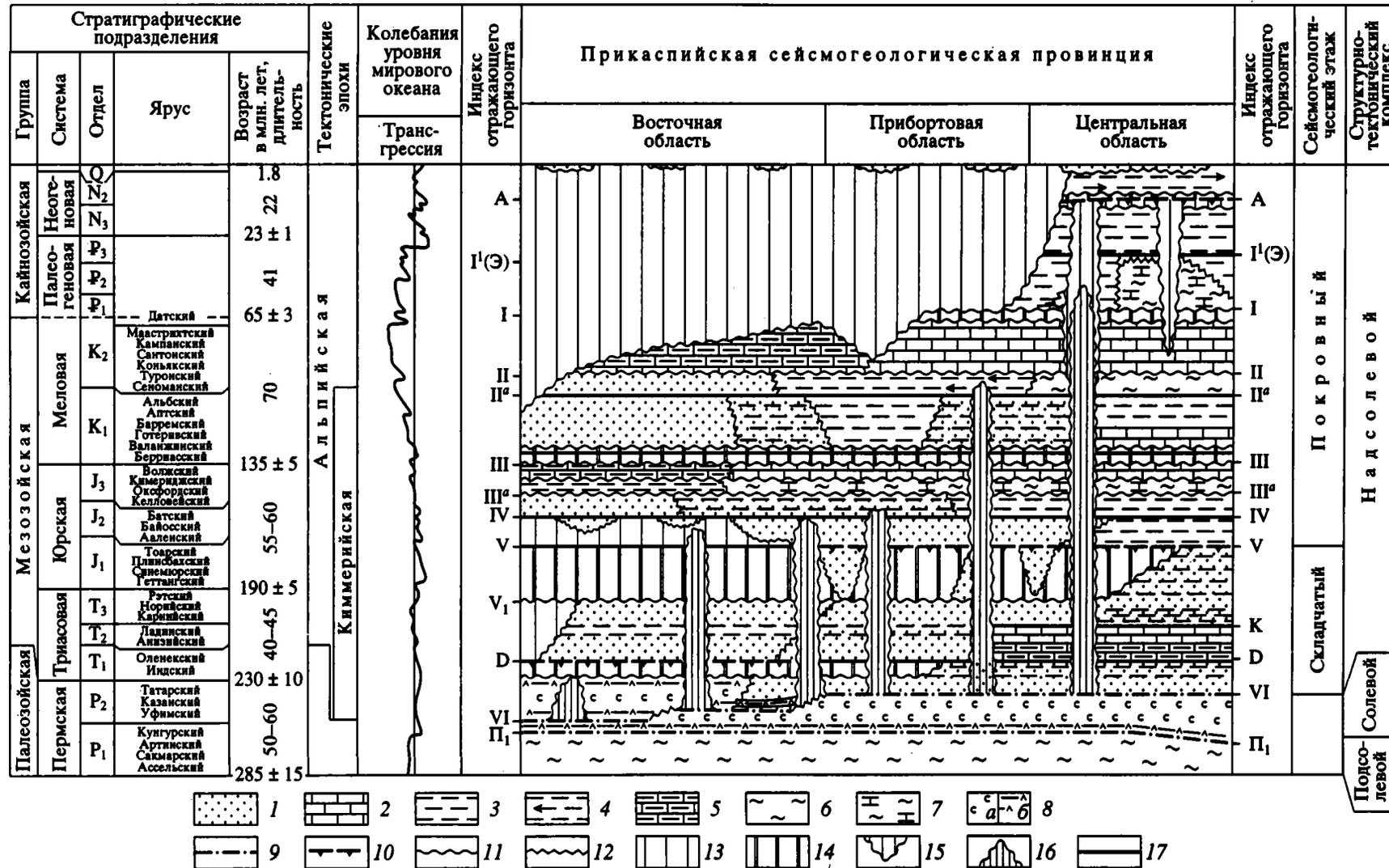
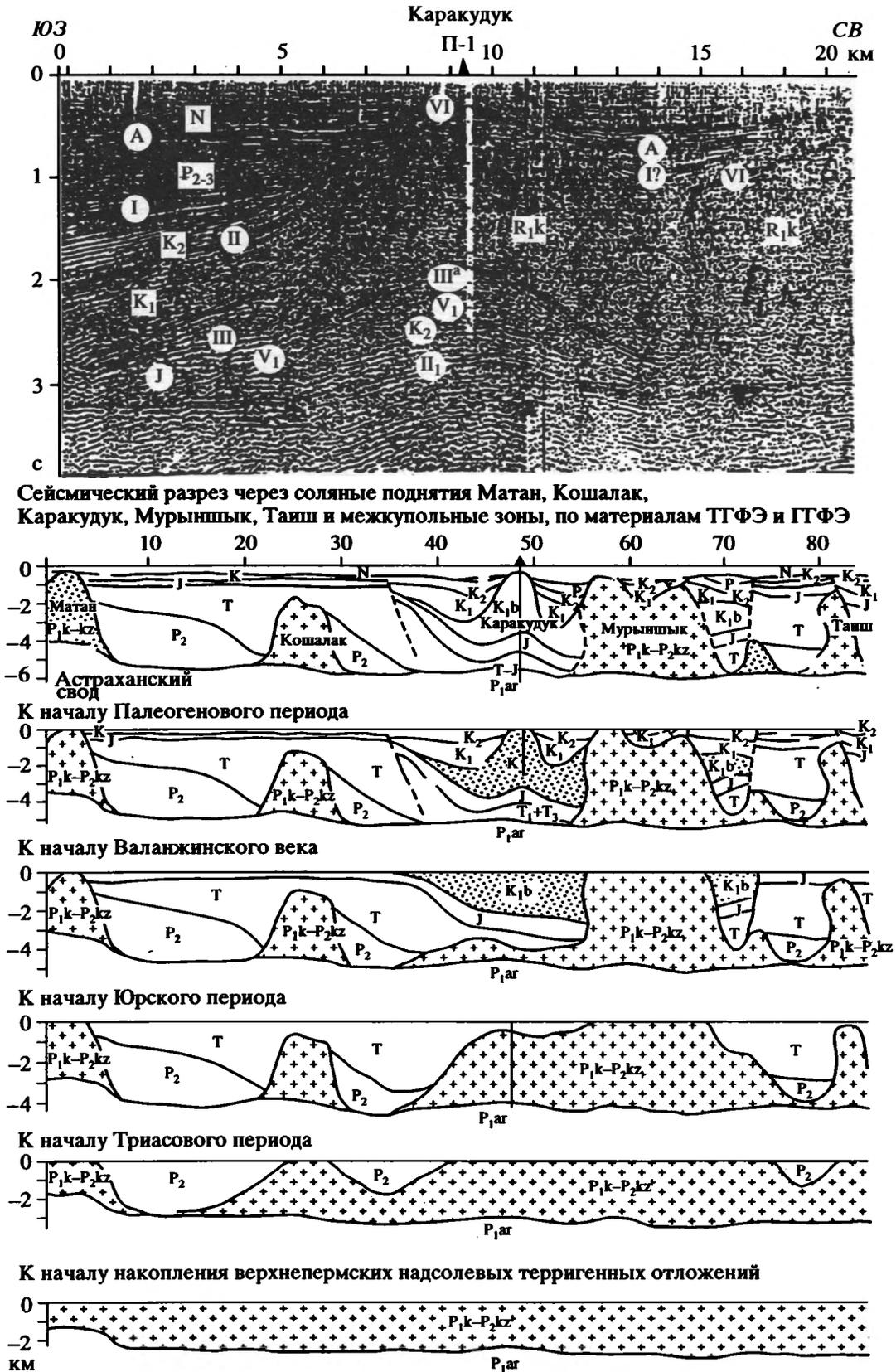


Рис. 2. Хроностратиграфическая схема разреза Прикаспийской впадины.

1-8 - отложения: 1 - континентальные терригенные, 2, 3 - морские мелководные: 2 - карбонатные, 3 - терригенные, 4 - проградационные клиноформные терригенные, 5 - карбонатно-терригенные, 6-8 - относительно глубоководные: 6 - глинистые, 7 - карбонатно-глинистые, 8 - галогенные (а), сульфатные (б); 9-12 - границы: 9 - структурно-тектонического комплекса, 10 - сейсмогеологического этажа, 11 - сейсмокомплекса, 12 - смены фаций; 13-16 - перерывы; 13 - постседиментационные, 14 - внутрикомплексные, 15 - врезы, 16 - отсутствие осадков в своде куполов; 17 - разломы; буквы и римские цифры на рисунке - сейсмические отражающие горизонты: подошвы: А - среднего плиоцена, I<sup>1</sup>(Э) - олигоцена, I - палеогена, II - карбонатного верхнего мела, II<sup>a</sup> - альба, III<sup>n</sup> - готерива, III - неокома, III<sup>a</sup> - верхней юры, IV - байоса, V - средней юры; в отложениях триаса: V<sub>1</sub> - верхнего, К - среднего, D - нижнего; VI - кровля соленосных отложений кунгура; К<sub>n</sub> - кровля терригенной толщи кунгура; П<sub>1</sub> - первый подсолевой отражающий горизонт - кровля артинских отложений.



Сейсмический разрез через соляные поднятия Матан, Кошалак, Каракудук, Мурыншык, Тайш и межкупольные зоны, по материалам ГГФЭ и ГГФЭ

Рис. 3. Схема формирования вторичных соляных куполов на примере купола Каракудук. Условные обозначения см. на рис. 2 и 4.

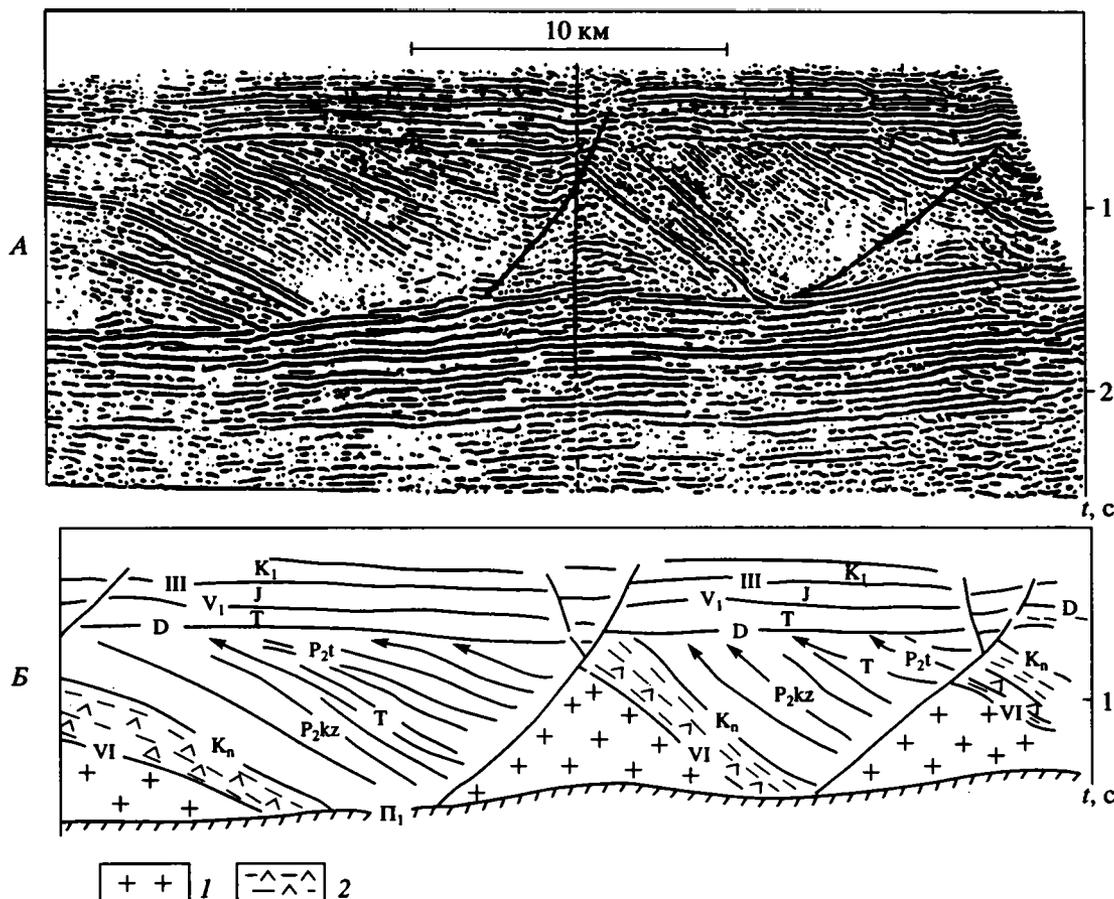


Рис. 4. Пример строения атектических поднятий (Синельниковское–Жанажол). А – фрагмент временного сейсмического разреза; Б – его геологическая интерпретация.

1 – галогенные образования; 2 – сульфатно-терригенные отложения; остальные условные обозначения см. на рис. 2.

кровле наклонно лежащего подсолевого комплекса (рис. 4). Такой тип структур условно назван нами атектическими куполами (см. 21 на рис. 7).

Особо следует отметить такие типы соляных структур, как проградационные компенсационные мульды, остаточные соляные поднятия межкупольных зон, вторичные соляные подушки и соляные структуры с гетерогенными соляными ядрами (рис. 5 и 6). Не все из перечисленных типов структур являются новыми, ранее неизвестными. Например, проградационные компенсационные мульды В.С. Конищев [11] выделил в особую категорию асимметричных мульд. Однако только сейчас стала до конца ясна природа этих структур. Проградационные компенсационные мульды формируются благодаря существованию активного бокового источника сноса материала, под нагрузкой которого соль последовательно отжимается, освобождая пространство для формирования нового смещенного в направлении от источника сноса депоцентра осадконакопления.

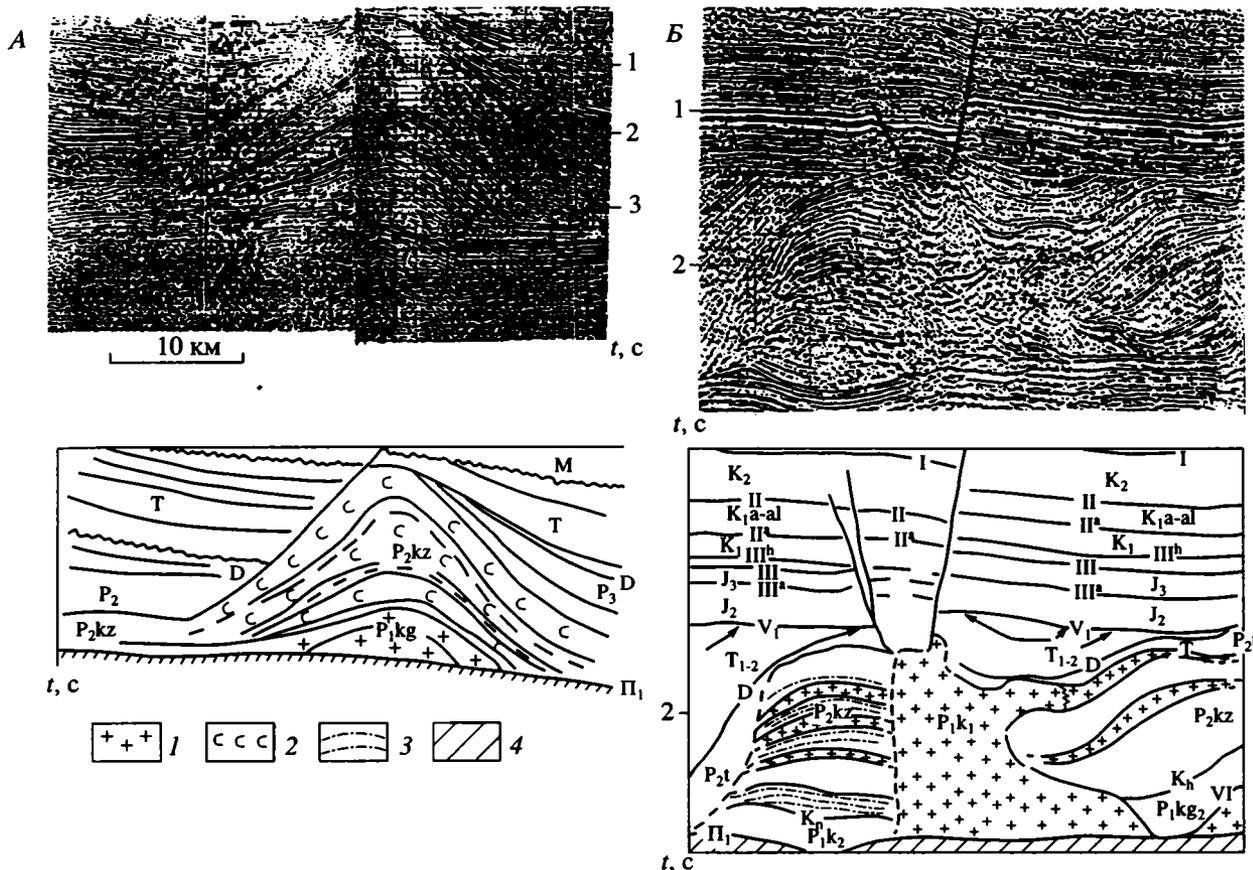
Многие исследователи прогнозировали обнаружение остаточных соляных поднятий в цент-

ральных частях межкупольных зон [6]. Однако только в последнее время такого типа структуры были установлены. Современная степень изученности Прикаспийской впадины позволяет предполагать, что они используются ограниченным распространением, приурочиваясь к юго-восточной краевой части солеродного бассейна.

#### ТИПИЗАЦИЯ СОЛЯНЫХ СТРУКТУР ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Современная степень изученности соляных структур Прикаспийской впадины позволяет по-новому подойти к их типизации и выполнить их морфогенетическую классификацию (таблица).

Все соляные структуры Прикаспийской впадины в зависимости от механизма их формирования могут быть разделены на четыре основных генетических класса: а) штамповые, формирующиеся в геодинамической обстановке вертикального сжатия; б) складчатые – в обстановке горизонтального сжатия; в) галокинетические, образующиеся в результате пластичного течения соленосных толщ



**Рис. 5.** Пример строения соляных ядер гетерогенных куполов: А – с расслоенным, Б – со сложнопостроенными соляными ядрами. Наверху фрагменты временных сейсмических разрезов; внизу – их геологическая интерпретация. 1–4 – отложения: 1 – соленосные, 2 – сульфатные, 3 – терригенные, 4 – подсолевые; остальные условные обозначения см. на рис. 2.

под действием неравномерной гравитационной нагрузки; г) диапировые – в обстановке горизонтального растяжения.

Каждому из перечисленных генетических классов соответствует особый морфологический тип структур: штамповым – поднятия типа платформенных складок, складчатым – соляные антиклинали, галокинетическим – дисгармоничные структуры и диапировым – соляные валы и атектические поднятия. Критерием для выделения морфологических разновидностей соляных структур служит соотношение структурных планов под-, над- и солевого комплексов, а также тип контакта (диапировый или облегающий) соляного ядра и надсолевых отложений.

**Поднятия типа платформенных складок** (см. 1 на рис. 7) представляют собой малоамплитудные куполовидные поднятия, в которых все три комплекса залегают конформно с небольшим раздувом мощности соленосной толщи в своде подсолевого поднятия либо вдоль его более крутого склона.

**Соляные антиклинали** (см. 2 на рис. 7) представляют собой активно деформированные ли-

нейные складки, в которых соленосный комплекс образует ядра нагнетания, обеспечивая большую контрастность надсолевых деформаций по сравнению с подсолевыми. Характернейшей особенностью складчатых соляных структур является согласованность структурных планов всех трех комплексов и подобие образованных в них структурных форм.

**Дисгармоничные структуры** (см. 3–20 на рис. 7) – это структуры, в которых соленосный и надсолевой комплексы деформированы без видимой связи с подсолевыми отложениями. Этот класс структур характеризуется наибольшим разнообразием.

Все дисгармоничные структуры в зависимости от характера движения соли могут быть подразделены на соляные поднятия и межкупольные прогибы. Первые представляют собой области нагнетания соляных масс, а вторые являются областями оттока соли и аккумуляции осадков.

**Солянокупольные поднятия** по таким признакам, как форма соляного ядра в плане, его размеры, а также по характеру контакта с надсолевыми отложениями, разделяются на несколько

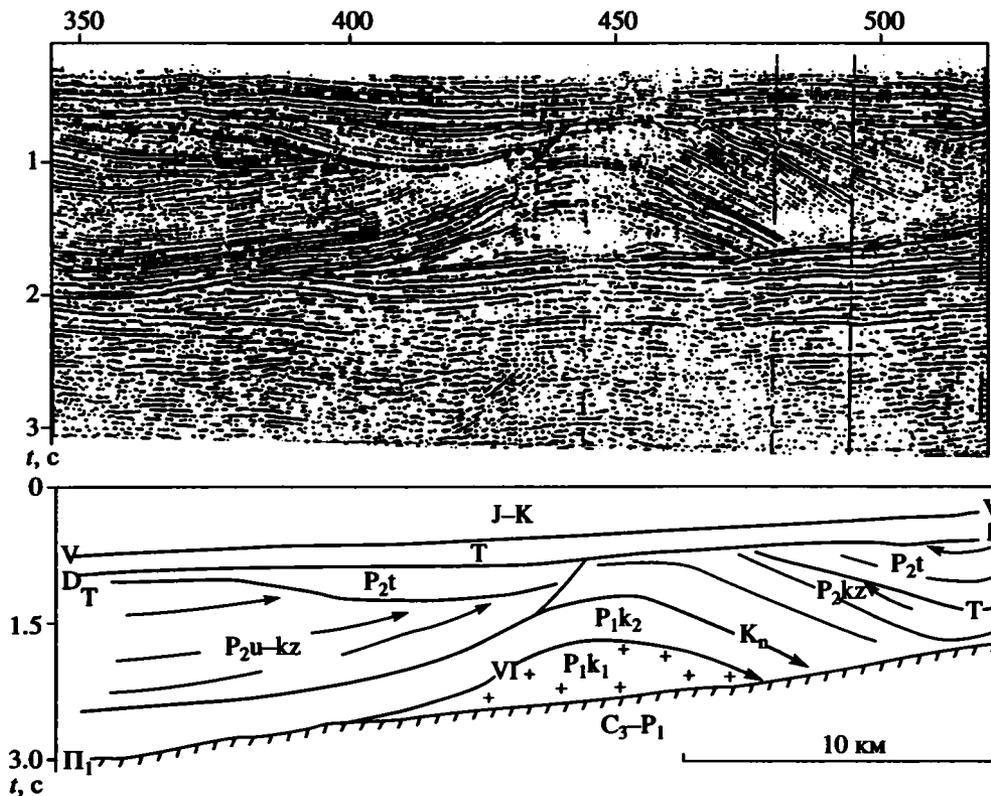


Рис. 6. Пример строения соляной подушки. Вверху фрагмент временного сейсмического разреза; внизу – его геологическая интерпретация.

Условные обозначения см. на рис. 2 и 4.

подтипов: соляные массивы, соляные хребты, соляные купола, соляные подушки и соляные штоки.

**Соляные массивы** (см. 12 на рис. 7) – это крупные изометричные поднятия, площадные размеры которых измеряются первыми тысячами квадратных километров, с редуцированными или полностью размытыми сводами. Все они, как правило, располагаются над поднятиями подсолевого ложа.

**Соляные хребты** (см. 12 на рис. 7) – крупные линейные поднятия, аналогичные по строению соляным массивам.

**Соляные купола** – изометричные поднятия с четко обособленными соляными ядрами и отчетливо выраженными сводами и крыльями, нарушенными системой сбросов. По характеру внутреннего строения соляных ядер подразделяются на гомогенные, ядра которых представляют собой структурно однородные массивы, и гетерогенные – с ядрами, расслоенными выдержанными внутрисолевыми горизонтами (см. рис. 5). Среди последних (соляные поднятия с гетерогенным ядром) по характеру расслоенности выделяются три подвида структур: а) с расслоенными соляными ядрами; б) со сложнопостроенными ядрами и в) с двухъярусными ядрами (см. 13–15 на рис. 7). Соля-

ные купола с гомогенными соляными ядрами по форме соляного ядра также разделяются на три подвида: конические, ступенчатые и грибовидные (см. 16–18 на рис. 7).

**Соляные купола, осложненные штоками** – структуры, ядра которых осложнены выступами цилиндрической формы, внедрившиеся в надсолевою толщу и прорывающие ее (см. 19 на рис. 7).

**Соляные подушки** – пологие поднятия кровли соленосной толщи, перекрытые слабонарушенными надсолевыми отложениями (см. 20 на рис. 7 и рис. 6).

Межкупольные прогибы (отрицательные дисгармоничные структуры) не менее разнообразны по строению, чем солянокупольные поднятия. Они заполняют собой межкупольные пространства и сложены надсолевыми отложениями. Поэтому при их типизации основное значение приобретают признаки, характеризующие особенности строения надсолевых отложений.

В пределах межкупольных прогибов выделяются четыре главных подвида отрицательных структур соляной тектоники: пассивные депрессии, активные компенсационные мульды, пассивные межкупольные поднятия и активные межкупольные поднятия.

Морфогенетическая классификация соляных структур Прикаспийского солеродного бассейна

Генетический класс	Морфологические разновидности				
Штамповые (вертикального сжатия)	Поднятия типа платформенных складок				1*
Складчатые (горизонтального сжатия)	Соляные антиклинали				2
Галокинетические (изостатической компенсации)	Дисгармоничные (складки течения)				
	Тип	Подтип	Вид	Подвид	
	Межкуповые прогибы (структуры заполнения)	Пассивные депрессии	–	–	3
			Активные компенсационные мульды	Первичные	–
		Проградационные		–	5
		Вторичные		Прислоненные	–
			Вдавленные	–	7
		Пассивные межкуповые поднятия	С остаточным соляным ядром	–	8
			“Щит черепахи”	–	9
	Активные межкуповые поднятия	Вторичные соляные купола	–	10	
		Вторичные соляные подушки	–	11	
	Солянокупольные поднятия (кумулятивные структуры нагнетания)	Соляные массивы и гряды	–	–	12
			Соляные купола	С гетерогенным ядром	Двухъярусным
		Расслоенным			14
		Сложнопостроенным			15
		Соляные купола, осложненные штоками	С гомогенным ядром	Конические	16
				Ступенчатые	17
				Грибовидные	18
Соляные купола, осложненные штоками	–	–	19		
Соляные подушки	–	–	20		
Диapiroвые (горизонтального растяжения)	Соляные валы			12	
	Атектические поднятия			21	

\* 1–21 – см. рис. 7.

*Пассивные депрессии* (см. 3 на рис. 7) – это пологие отрицательные структуры, сформировавшиеся в результате подъема их крыльев в процессе роста соседних соляных куполов. Характерной особенностью этих структур является выдержанность мощностей выполняющих их отложений и срезание отдельных горизонтов на периферии поверхностями несогласий.

*Активные компенсационные мульды* – это резкие отрицательные структуры, осадконакопление в которых компенсирует отток соляных масс в соседние купола. Для них характерны значительные конседиментационные изменения мощностей от-

дельных горизонтов. Различаются: а) первичные компенсационные мульды (см. 4 на рис. 7), формирующиеся на ранней стадии развития галокинеза, когда седиментационный пласт соли еще не потерял своей сплошности; б) вторичные, с двумя подвидами: прислоненные и вдавленные (см. 6, 7 на рис. 7), формирующиеся во вторую стадию галокинеза, когда соль уже собрана в отдельные соляные купола и дальнейшее их развитие происходит за счет сокращения площади, занятой соляными ядрами.

Особый вид компенсационных мульд представляют собой так называемые проградационные

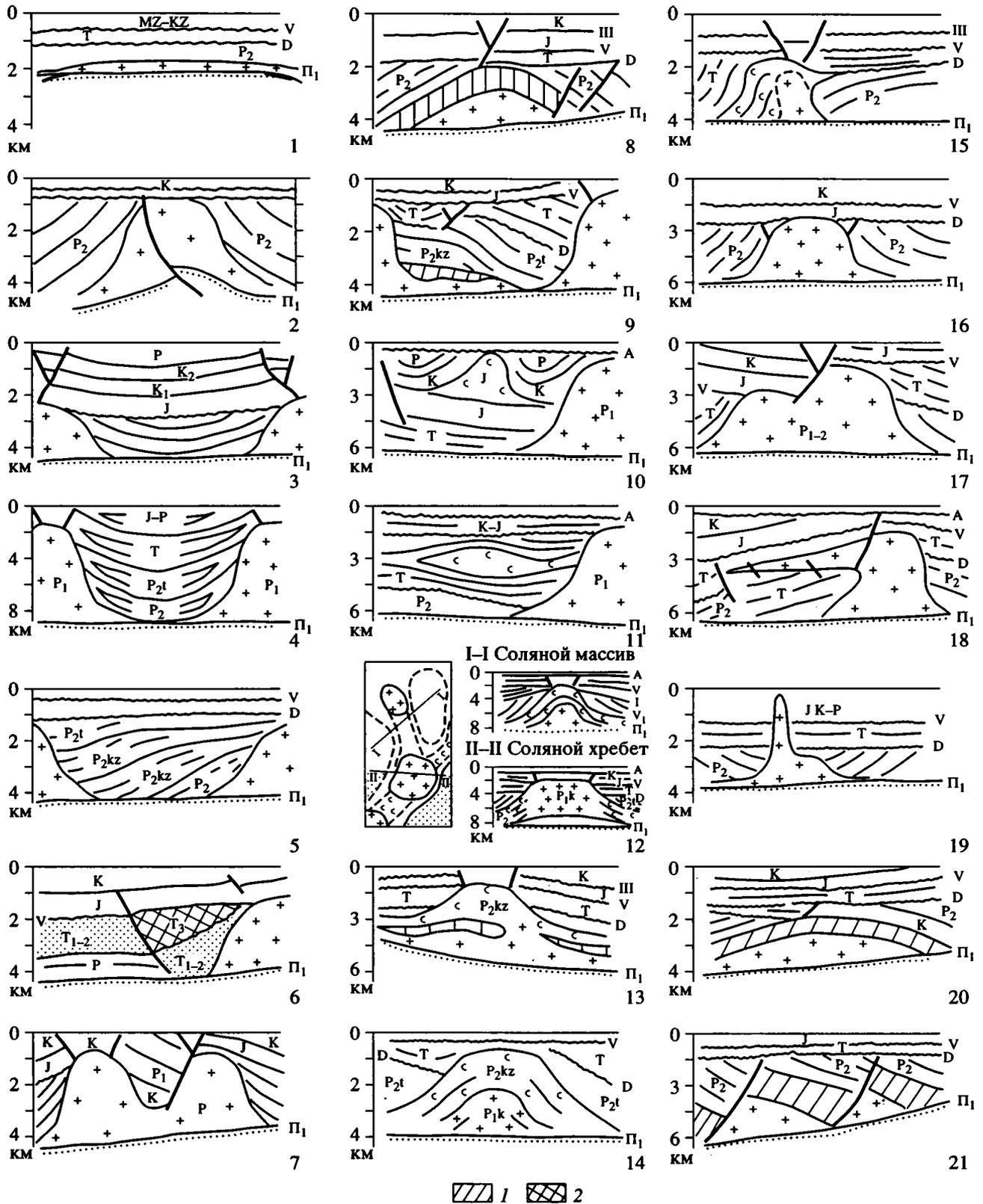


Рис. 7. Примеры различных соляных структур, указанных в таблице.

1 – терригенная толща кунгура; 2 – осадочное выполнение вторичной компенсационной мульды. Остальные условные обозначения см. на рис. 2 и 4.

(см. 5 на рис. 7). Они представлены совокупностью последовательно формирующихся в пределах одной межкупольной зоны вторичных компенсационных мульд, закономерно смещающихся в пространстве.

Отдельной разновидностью отрицательных структур являются мульды выщелачивания, расположенные на сводах соляных куполов.

*Пассивные межкупольные поднятия* – это специфическая разновидность положительных структурных форм соляной тектоники, образующаяся в результате миграции во времени и пространстве депонентов оттока соляных масс. Различают поднятия типа “щита черепахи” и остаточные поднятия (см. 8, 9 на рис. 7).

*Активные межкупольные поднятия* сформировались из локально распространенных соленосных толщ, образовавшихся в результате переотложения соли, и разделяются на вторичные соляные купола и соляные подушки (см. 10 и 11 на рис. 7).

### ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ СОЛЯНЫХ СТРУКТУР

Многие исследователи отмечали наличие закономерностей в размещении различных типов соляных структур Прикаспийской впадины и составляли схемы районирования впадины по типам структур [1, 4, 6, 7, 18]. Общим недостатком этих схем являлась слабая проработка вопроса типизации соляных структур, что мешало выявлению взаимосвязей между особенностями строения отдельных районов впадины и развитых в их пределах определенных генетических типов структур.

Выполненная нами типизация соляных структур позволяет вновь вернуться к рассмотрению этого вопроса. Анализ размещения различных типов соляных структур показывает следующее (рис. 8).

Штамповые (эмбриональные) соляные структуры размещены вдоль северо-западной периферии солеродного бассейна, в зоне, ограниченной с внутренней стороны палеозойским карбонатным уступом, а с внешней – линией современного распространения соленосной толщи. В указанной зоне мощность соленосного комплекса изменяется от 0 до 1200 м, а надсолевого – от 500 до 1500 м.

Соляные антиклинали распространены в узкой, шириной до 100 км, полосе, примыкающей к западному склону Урала. На юге эта полоса выклинивается в районе широкого течения р. Эмбы. Всего выделяется до пяти линий соляных антиклиналей. Седиментационные мощности соли в этой зоне изменяются от 0 до 500 м. Надсолевой верхнепермский комплекс имеет седиментационные мощности до 1500 м.

В размещении положительных дисгармоничных (галокинетических) структур наблюдается отчетливая концентрическая зональность. Вдоль юго-восточного и северо-западного погребенных карбонатных выступов протягивается полоса атек-

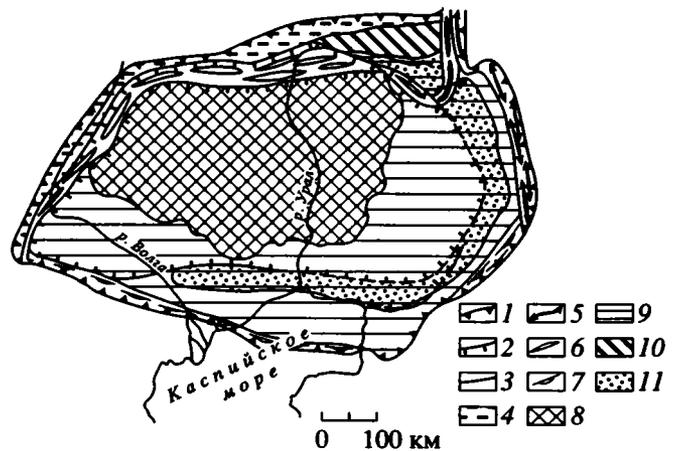


Рис. 8. Схема зональности соляных структур.

1, 2 – границы распространения: 1 – кунгурской соляной формации, 2 – единой соленосной формации казанского возраста; 3–7 – области развития различных типов соляных структур: 3 – их граница, 4 – поднятия типа платформенных складок, 5 – соляные антиклинали, 6 – соляные валы, 7 – атектические поднятия; 8–11 – зоны развития солянокупольных поднятий: 8–10 – соляные: 8 – массивы и гряды, 9 – купола, 10 – подушки, 11 – гетерогенных с соляными ядрами.

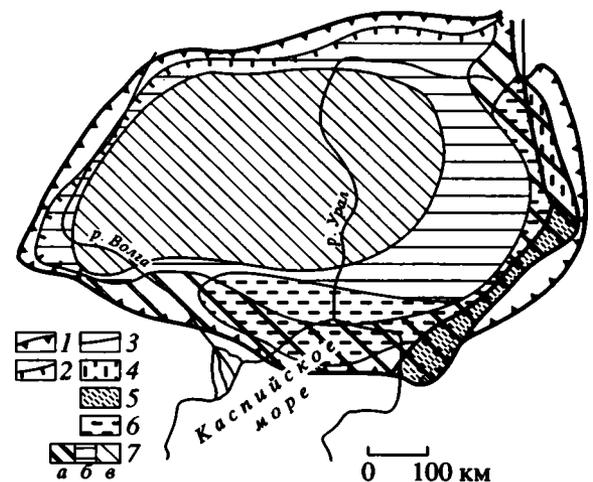


Рис. 9. Схема зональности отрицательных структурных форм галокинеза.

1, 3 – границы: 1 – распространения соленосной формации перми, 2 – области развития дисгармоничных (галокинетических) структур, 3 – зон распространения различных типов межкупольных прогибов; 4–7 – зоны распространения: 4 – проградационных активных компенсационных мульд, 5 – пассивных межкупольных поднятий, 6 – активных межкупольных поднятий (вторичных соляных куполов и подушек), 7 – вторичных компенсационных мульд; а – позднепермского, б – триас-мелового, в – палеоген-неогенового возраста.

тических соляных поднятий. Она состоит из нескольких кулисно подставляющих одна другую пластин (в одном сечении насчитывается до 3–4 таких пластин). Атектические поднятия на юго-востоке сменяет полоса развития соляных подушек.

Соляные подушки по направлению к центру солеродного бассейна сменяет зона развития соляных куполов. Она занимает юго-восточную часть впадины и состоит из трех подзон. Обособленная зона соляных подушек распространена также в пределах Соль-Илецкого выступа. Ближе к периферии бассейна располагаются конические солянокупольные структуры, которые сменяются вначале зоной ступенчатых куполов, а затем – грибовидных.

Центральную часть Прикаспийского солеродного бассейна занимает область развития соляных массивов и амeboобразных соляных хребтов. И, наконец, вдоль северо-западного борта впадины протягивается узкая полоса соляных валов.

Интересные закономерности выявляются в размещении вторичных компенсационных мульд (рис. 9). В пределах восточного борта солеродного бассейна располагаются вторичные компенсационные мульды, выполненные отложениями татарского яруса. Последние в направлении к центру бассейна сменяются вторичными компенсационными мульдами вначале триасового возраста, а затем юрского, мелового, палеогенового и неогенового [4]. Все известные диапировые структуры Прикаспийской впадины размещены вдоль ее юго-восточной и северо-восточной периферии, в зоне, где основной этап галокинеза был завершен к началу триаса.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Прикаспийская солянокупольная область не имеет аналогов как по количеству развитых в ее пределах соляных структур, так и по интенсивности проявления соляного тектогенеза.

Резюмируя вышеизложенное, мы можем констатировать существование закономерной связи между особенностями строения соленосной толщи (распределением мощностей, изменением состава) и характером и интенсивностью послекунгурских тектонических движений, с одной стороны, и размещением различных типов соляных структур, с другой. Это наводит на мысль, что ведущим процессом при формировании большинства соляных структур Прикаспия является галокинез, все стадии развития которого проявлены здесь с максимальной полнотой благодаря уникальности строения соленосной формации и специфике тектонических движений в послекунгурское время.

Как известно, галокинетический процесс проходит три последовательные стадии: начальную, среднюю и заключительную. Ф. Трусхейм [21], опираясь на особенности строения соляных структур Североморского бассейна, присвоил им названия: стадия соляной подушки, стадия соляных куполов и стадия соляных диапиров. Как отмечал В.С. Журавлев [7], все эти стадии галокинеза можно выделить и в развитии соляных структур Прикаспия. Однако, как показывают имеющиеся

данные, здесь эти стадии имеют другое структурное выражение. Из-за большой мощности соленосной толщи (свыше 5 км) уже на первой стадии галокинеза в Прикаспии формируются не соляные подушки, а крупные соляные массивы, своды которых могут выходить на дневную поверхность, как это имеет место в ее центральной части. Поэтому правильнее говорить о стадии формирования первичных компенсационных мульд, вторичных компенсационных мульд и стадии диапиров.

Первая стадия завершается после того, как нарушается первичная седиментационная сплошность соленосной толщи и в образовавшейся компенсационной мульде надсолевые отложения приходят в непосредственное соприкосновение с подсолевыми отложениями. Дальнейшее развитие купола происходит за счет сокращения площади основания соляного ядра, что сопровождается формированием вторичных прислоненных и вдавненных компенсационных мульд. Это – вторая стадия развития галокинетических структур. Завершается она оформлением изолированных соляных массивов конической формы. Заключительная, третья, стадия сопровождается перераспределением соли внутри изолированного соляного массива с образованием соляных штоков (шипов) на его своде и вторичных соляных структур в соседних межкупольных зонах, если в них имеются мульды, выполненные переотложенными солями.

Отмеченные особенности позволяют рассматривать Прикаспийский регион как тектонотип солянокупольных областей, с которым следует сравнивать все остальные соленосные бассейны мира. Выбору Прикаспия в качестве тектонотипа солянокупольных бассейнов способствует также исключительно высокая степень геолого-геофизической изученности этого региона. Здесь, как нигде более, имеется исключительно полная информация о строении не только надсолевого и соленосного, но и подсолевого комплексов. Благодаря отмеченным обстоятельствам именно соляные структуры Прикаспия могут и должны являться объектами, на которых следует проверять различные геодинамические модели формирования соляных структур и разрабатывать концепции галокинеза.

Следует обратить внимание и на еще один аспект проблемы изучения хода галокинетических процессов в Прикаспии. Соленосная толща Прикаспия по своим масштабам (площадь свыше 600 000 км<sup>2</sup>, мощность до 5 км) и глубине залегания (погруженность до 10 км) вполне сопоставима с астенолинзами, фиксируемыми внутри консолидированной части земной коры континентов. Поэтому автокинетические перемещения соли, закономерности этого процесса могут представлять прямой интерес для разработки моделей внутриплитных деформаций, способствуя развитию их нетрадиционных вариантов.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 05-95747).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айзенштадт Г.Е.-А., Антонов К.В. Формирование соляных куполов и залежей нефти Южной Эмбы. М.: Гостоптехиздат, 1963. 251 с.
2. Бакиров К.Х., Курнаков С.К., Чимбулатов А.М. и др. Вертикальная миграция углеводородов и прогноз крупных перспектив промышленной нефтегазоносности пермотриасового комплекса отложений Прикаспийской впадины. Алма-Ата; Актобинск: Актобинская геофизическая экспедиция, 1992. 215 с.
3. Волож Ю.А. Осадочные бассейны Западного Казахстана (на основе сейсмостратиграфического анализа): Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 1991. 49 с.
4. Волож Ю.А., Воцалевский Э.С., Живодеров А.Б., Нурбаев Б.О., Пилифосов В.М. Проблемы нефтегазоносности надсолевых отложений Прикаспийской впадины // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1989. № 4. С. 3–15.
5. Жолтаев Г.Ж. Морфологические типы скопления соли в восточной части Прикаспийской впадины // Нефтегазовая геология и геофизика. 1966. № 2. С. 15–21.
6. Журавлев В.С. Типы соляных куполов Прикаспийской впадины // Проблемы региональной тектоники Евразии. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 162–201.
7. Журавлев В.С. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогенальных впадин Европейской платформы. М.: Недра, 1964. 397 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 232).
8. Журавлев В.С. Классификация локальных структур Прикаспийской впадины // Материалы по геологии и полезным ископаемым Западного Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1966. С. 110–116.
9. Калинин Н.А. Основные черты геологического строения и нефтегазоносность Западного Казахстана. Л.: Недра, 1963. 267 с. (Тр. ВНИГРИ. Вып. 213).
10. Кожевников И.И., Соловьев Б.А. Об изучении поверхностей основных несогласий в надсолевых комплексах солянокупольных областей. М.: Недра, 1970. С. 27–36. (Тр. МИНХ и ГП. Вып. 90).
11. Конищев В.С. Тектоника областей галокинеза Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М.: Наука и техника, 1982. 258 с.
12. Конищев В.С., Волож Ю.А., Нурбаев Б.О. Галокинез во вторичных соленосных толщах // Докл. АН БССР. 1990. Т. 34. № 8. С. 736–739.
13. Косыгин Ю.А. Соляная тектоника платформенных областей. М.: Гостоптехиздат, 1950. 248 с.
14. Косыгин Ю.А. Типы соляных структур платформенных и геосинклинальных областей. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 91 с.
15. Неволин Н.В. Геологическое строение Прикаспийской впадины в свете геофизических данных. М.: Гостоптехиздат, 1951. 316 с.
16. Нурбаев Б.О. Сейсмостратиграфия и перспективы нефтегазоносности подсолевых отложений Прикаспийской впадины: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Алма-Ата: ИГН КазССР, 1991. 24 с.
17. Пермяков И.Г. Проблемы подсолевой нефти на Эмбе // Азербайджанское нефтяное хозяйство. 1935. № 4. С. 15–19.
18. Ульянов А.В. Методика поисков и геолого-разведочных работ в Эмбинской нефтяной области // Геология и нефтегазоносность Русской платформы и Эмбы. М.: Гостехиздат, 1946. 121 с.
19. Шафранов А.П., Скворцов И.И. О связи структурно-тектонического плана надсолевого (мезозойского) комплекса отложений и характера размещения соляных структур Прикаспийской впадины // Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур. Киев: Наук. думка, 1966. С. 120–126.
20. Яцкевич С.В., Маркина Н.Н., Таскимбаев К.М., Альджанов А.А. Стратиграфический разрез в наложенной мульде купола Каракудук // Геология нефти и газа. 1990. № 7. С. 36–39.
21. Trussheim F. Mechanism of salt migration in Northern Germany // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists. 1960. Vol. 44. № 9. P. 1519–1540.

Рецензент: Ю.Г. Леонов

## Types of Salt Structures in the Caspian Depression

Yu. A. Volozh\*, L. F. Volchegurskii\*\*, V. G. Groshev\*\*\*, and T. Yu. Shishkina\*\*\*

\* Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow

\*\*GNPP Aerogeologiya, Moscow

\*\*\*Center for the Studies of Sedimentary Basins, Russian Academy of Natural Sciences, Moscow

The structure of a unique salt dome province—the Caspian saliferous basin—is discussed. A direct relationship between the structural features of the saliferous sequence and the nature of post-Kungurian tectonic movements is demonstrated. Spatial distribution of various types of salt structures is outlined, and their classification is given. Based on the performed studies, the evolution of the salt-bearing Caspian basin is reconstructed.

УДК 551.24(235.216)

## ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ ТЯНЬ-ШАНЯ

© 1997 г. М. Л. Баженов, В. С. Буртман

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 24.12.95 г.

Тектоническая структура Тянь-Шаня создана в позднем палеозое в результате коллизии сиалических блоков. Следствием взаимодействия этих блоков были сложные многоэтапные деформации. Палеомагнитные и геологические исследования показали, что в перми на большей части территории Тянь-Шаня существовала левосдвиговая зона, внутри которой происходило вращение масс против часовой стрелки. Оно осуществлялось путем пластической деформации и в процессе продольного горизонтального тектонического течения. Внутри сдвиговой зоны возникла обширная зона растяжения, отмеченная щелочным магматизмом. Зона левосдвиговых напряжений образована в результате косоугольной коллизии Каракумского и Тяньшаньского континентальных блоков. После столкновения в карбоне Каракумский блок вместе с Таримским массивом двигался вдоль Тяньшаньского блока, инициируя левосдвиговые напряжения в его коре.

Тектоническая структура Тянь-Шаня создана в позднем палеозое в результате коллизии трех сиалических блоков (рис. 1). Границы блоков представлены ныне Туркестанской и Южно-Гиссарской океаническими сутурами. Следствием взаимодействия этих блоков были сложные многоэтапные деформации.

После столкновения в карбоне Казахстано-Киргизского, Алай-Таримского и Каракумского сиалических блоков на территории будущего Тянь-Шаня и Тарима образовался композитный континент. На нем в позднем карбоне и перми накапливались наземные вулканиты (коллизийные и рифтогенные), обломочные континентальные и мелководные морские отложения. Лишь в остаточных морских бассейнах около Туркестанской коллизийной сутуры (в Восточной Фергане, в хребте Джаманда-

ван) вплоть до ассельского века продолжалось формирование глубоководных турбидитов. К началу артинского века морское осадконакопление прекратилось на всей территории Тянь-Шаня.

В статье рассмотрена кинематика и динамика позднепалеозойских деформаций на основе анализа данных о палеомагнетизме и магматизме перми Тянь-Шаня.

## ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ПЕРМСКИХ ПОРОД

Изучение палеомагнетизма пермских пород было проведено нами в Западном и Центральном Тянь-Шане. Мы использовали также литературные данные, полученные в Восточном (китайском) Тянь-Шане, в Северной Джунгарии и на Таримской платформе (таблица).

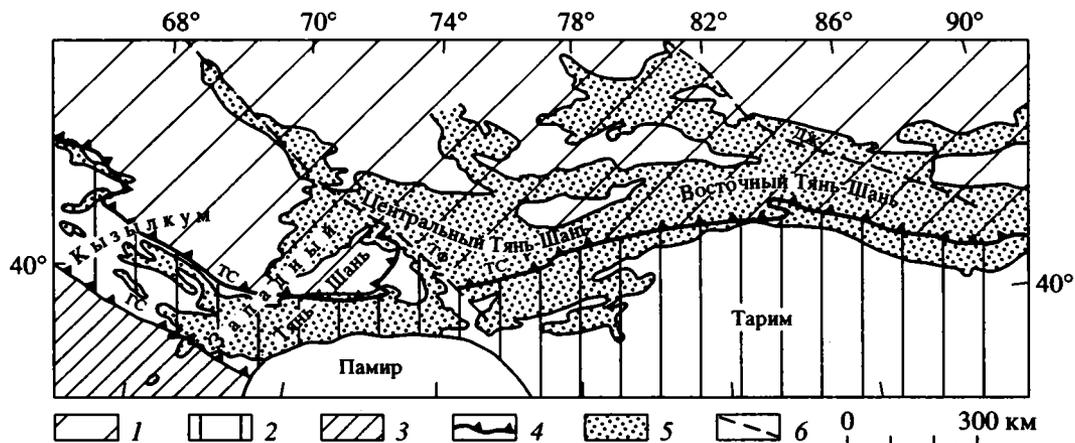


Рис. 1. Палеозойские сиалические блоки в современной структуре Тянь-Шаня.

1–3 – блоки: 1 – Казахстано-Киргизский, 2 – Алай-Таримский, 3 – Каракумский; 4 – сутуры: ТС – Туркестанская, ГС – Южно-Гиссарская; 5 – палеозойские породы; 6 – главные сдвиги: ТФ – Таласо-Ферганский, ДЖ – Джунгарский.

## Палеомагнетизм перми Тянь-Шаня

Пункт на рис. 2, 3	Возраст		I°	D°	a <sub>95</sub>	RE°	Σ°	RT°	c	δ°	Лит. источник
	пород	намагниченности									
A	P <sub>1</sub>	a	39	325	5	51	86 ± 5	31	—	66 ± 13	[26]
B	P <sub>1</sub>	b	48	8	4	49	41 ± 6	31	—	23 ± 13	[26]
C	P <sub>1</sub>	a	41	327	4	52	85 ± 4	31	+	54 ± 13	[6]
D	P	b	43	36	3	52	16 ± 4	—	—	—	[27]
E	P	b	46	55	4	56	1 ± 4	—	—	—	[23]
F	P	a	48	343	6	56	73 ± 8	34	—	51 ± 15	[23]
G	P	b	49	33	4	55	22 ± 5	33	—	0 ± 14	[23]
H	C	a	50	48	5	61	13 ± 7	—	—	—	[39]
I	P <sub>2</sub>	b	62	343	4	57	74 ± 8	38	—	55 ± 16	[35]
J	P <sub>2</sub>	b	59	7	6	58	51 ± 10	38	—	31 ± 18	[33]
K	P <sub>2</sub>	b	55	19	7	55	36 ± 9	36	—	17 ± 17	[32]
L	P	a	50	28	5	52	24 ± 7	—	—	—	[31]
M	P <sub>1</sub>	a	58	32	3	56	24 ± 5	—	—	—	[36]
N	P <sub>1</sub>	a	44	42	10	56	14 ± 11	—	—	—	[24]
O	P <sub>1</sub>	a	41	34	6	56	22 ± 5	—	—	—	[24]
P	P	a	43	354	5	55	61 ± 6	33	—	39 ± 14	[25]
R	P <sub>1</sub>	a	41	295	10	53	118 ± 11	33	+	88 ± 17	[25]
R	Pkun-ufi	b	58	0	4	53	53 ± 8	33	+	23 ± 14	[25]
S	P <sub>1</sub>	a	36	299	6	53	114 ± 7	32	+	83 ± 14	[25]
T	P <sub>1</sub>	a	48	312	6	53	101 ± 8	32	+	70 ± 15	[25]
T	Pkun-ufi	b	57	350	5	53	63 ± 9	32	+	32 ± 15	[25]
U	P <sub>1</sub>	a	61	302	6	53	111 ± 10	31	+	79 ± 16	[25]
U	Pkun-ufi	b	55	350	8	53	63 ± 13	32	+	32 ± 17	[25]
V	P <sub>1</sub>	a	54	325	4	53	88 ± 6	32	+	57 ± 14	[25]
W	P	a	40	292	6	53	121 ± 7	31	+	89 ± 14	[25]

Примечание. I°, D° – палеомагнитные наклонение и склонение; a<sub>95</sub> – радиус круга доверия;

RE° – направление палеомеридиана относительно пермского европейского полюса [38];

Σ° – угол поворота палеомагнитного склонения против часовой стрелки относительно пермского европейского полюса; RT° – направление палеомеридиана относительно пермского таримского полюса, определенного по данным, полученным в пунктах L–O, c – поправка за счет вращения Западного Тянь-Шаня в кайнозое (c = 10°); δ – угол поворота палеомагнитного склонения против часовой стрелки относительно пермского таримского полюса, с учетом поправки c. Этот угол отражает вращение палеомагнитных склонений внутри сдвиговой зоны Тянь-Шаня относительно “рамы” в поздней перми–раннем мезозое; a, b – см текст.

**Западный Тянь-Шань.** В Гиссарском хребте были исследованы вулканогенные породы лучобской свиты и терригенные отложения ханакинской свиты. Лучобская свита изучена в долинах рек Варзоб и Ханака (A, рис. 2). Она несогласно налегает на отложения с брахиоподами позднего карбона. В свите найдены ископаемые растения, распространенные в позднем карбоне и ранней перми. Породы ханакинской свиты изучены в долине р. Ханака (см. B, рис. 2). В этой свите содержатся обломки пород лучобской свиты и найдена флора ранней перми [15, 16], возможно присутствие в свите и отложений верхней перми.

В северных предгорьях Алайского хребта в горах Гузан (см. V, рис. 2) изучены туфогенные породы бурганинской свиты, ассельский возраст которой определен по фораминиферам. В горах Гальчабаши (см. W, рис. 2) исследованы терригенные отложения с фораминиферами ассельского яруса и залегающие на них с небольшим угловым

несогласием красноцветные терригенные породы гальчабашинской свиты, в которых найдена пермская флора [15].

В Чаткальском хребте исследования были проведены также на двух участках. В междуречье Гавасай–Коксарек (U, рис. 2) изучены вулканогенные отложения шурабсайской и равашской свит. Нижняя часть разреза шурабсайской свиты сложена осадочными породами, в которых содержатся фораминиферы ассельского и сакмарского ярусов и раннепермская флора [15]. В верхней вулканогенной части разреза свиты также известны сборы раннепермских растительных остатков [3]. Равашская свита с перерывом налегает на шурабсайскую свиту и с угловым несогласием перекрыта отложениями с флорой казанского яруса верхней перми. В Чаткальском хребте органические остатки среди пород равашской свиты не известны, в Кураминском хребте в них найдена флора, свидетельствующая о кунгурском–уфим-

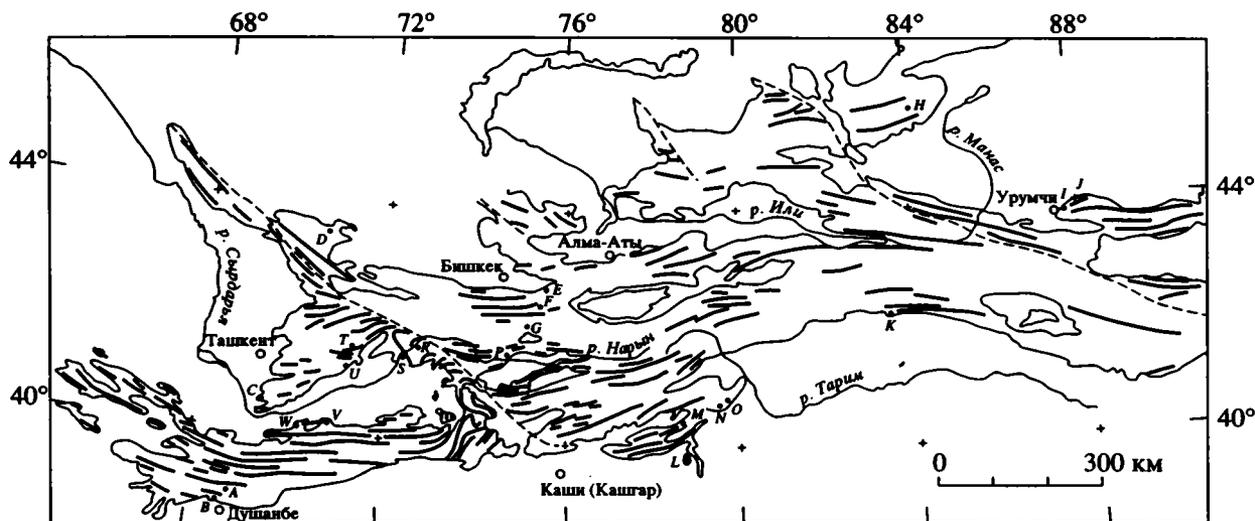


Рис. 2. Оси позднепалеозойских складок  $F_2$  (толстые линии) и пункты палеомагнитных исследований пермских пород (А–W) Тянь-Шаня.

Тонкой линией показаны контуры палеозойских пород.

ском возрасте отложений [15]. В Кассанском грабене (см. *T*, рис. 2) изучены породы шурабсайской свиты и с перерывом налегающие на них пестроцветные туфогенные отложения, которые сопоставляют с нижними горизонтами равашской свиты.

В Баубашатинских горах в долине р. Карасу (см. *R*, рис. 2) изучены терригенные породы из верхней части разреза келематинской свиты и из карасуйской свиты. Келематинская свита несогласно залегает на известняках ассельского яруса и содержит обломки известняков с фораминиферами сакмарского яруса. Вверх по разрезу келематинская свита согласно сменяется отложениями карасуйской свиты, в которой найдены растительные остатки кунгурско-уфимского возраста [15]. Породы келематинской свиты изучены также в долине р. Сарыбель (см. *S*, рис. 2).

В шестидесятых–восьмидесятых годах на территории Западного Тянь-Шаня разными исследователями были проведены палеомагнитные исследования палеозойских пород без полной магнитной чистки и компонентного анализа. Мы не используем для тектонических построений такие данные вследствие их малой надежности.

**Центральный Тянь-Шань** занимает территорию от хребтов Большой Каратау и Ферганского на западе до горного узла Хан-Тенгри на востоке. В северо-западной части этого района, в предгорьях хребта Малый Каратау у озера Тузкуль (см. *D*, рис. 2), были исследованы терригенные отложения тузкульской свиты. Они содержат растительные остатки, свидетельствующие об кунгурско-уфимском возрасте пород [27].

Юго-восточнее, в хребтах Молдотау (см. *P*, рис. 2), Сонкельтау (см. *G*, рис. 2) и Киргизском (см. *F*, *E*, рис. 2) были изучены вулканогенные по-

роды ашулькаторской свиты. Свита несогласно налегает на отложения с флорой позднего карбона. В Киргизском хребте в ней содержатся споры и пыльца перми [3], в хребте Молдотау – остатки растений сакмарско-артинского возраста [15], в более южных районах в основании свиты обнаружены раннепермские фораминиферы [4]. Верхний возрастной предел этих отложений, вероятно, приходится на позднюю пермь.

Коллекция пермских пород из Западного и Центрального Тянь-Шаня была подвергнута палеомагнитному исследованию, включающему ступенчатую термочистку (10–17 шагов) до  $680^\circ$  и компонентный анализ. Эти исследования описаны в статьях [23, 25–27], их результаты представлены в таблице. В изученных коллекциях намагниченность древнее всех деформаций и, вероятно, возникла при формировании пород. Исключением является участок Гузан (см. *V*, рис. 2), где намагниченность формировалась во время пермского складкообразования.

**Восточный Тянь-Шань и Таримская платформа.** У южной границы Восточного Тянь-Шаня (см. *K*, рис. 2) получены палеомагнитные данные по терригенным породам татарского яруса верхней перми [32], у его северной границы (см. *I*, *J*, рис. 2) изучены верхнепермские вулканогенные и терригенные породы [33, 35]. К северу от Восточного Тянь-Шаня в каменноугольных породах Северной Джунгарии (см. *H*, рис. 2) была выделена синскладчатая палеомагнитная компонента, которая, вероятно, имеет пермский возраст [39]. На северном краю Таримской платформы в зоне келпинских (кепинских) деформаций изучены известняки с фауной ранней перми (см. *M–O*, рис. 2) и в одном пункте (см. *L*, рис. 2) – дайки базальтов, прорывающие эти отложения [24, 31, 36].

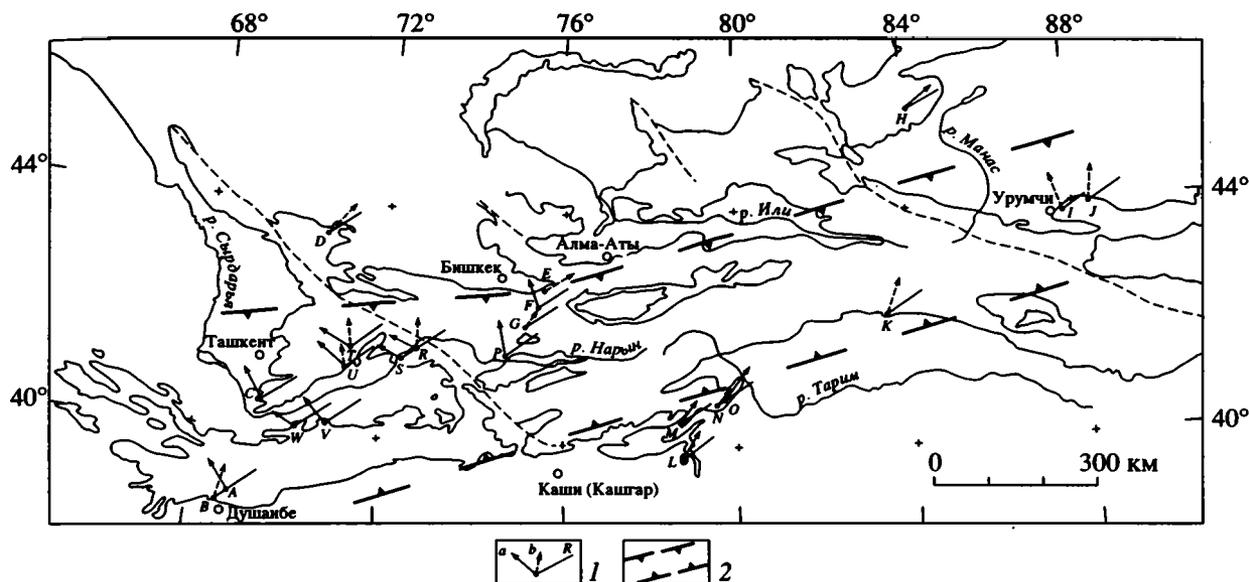


Рис. 3. Склонения остаточной намагниченности в пермских породах Тянь-Шаня.

1 – палеомагнитные склонения: направления *a* имеют раннепермский возраст до артинского века включительно, возраст интервал направлений *b* охватывает кунгурский век и позднепермскую эпоху; *R* – направление раннепермского палеомеридиана, вычисленное по европейскому полюсу [38]; 2 – зона, в которой палеомагнитные склонения повернуты относительно европейского палеомеридиана на угол более  $25^\circ$ .

**Обсуждение.** Анализ палеомагнитных склонений позволяет сделать следующие выводы, которые необходимо учитывать при изучении тектонических деформаций.

1. Все палеомагнитные склонения повернуты против часовой стрелки относительно пермского палеомагнитного полюса, определенного по европейским данным [38]. В северной периферической части Тянь-Шаня (пункт *D*, рис. 3), в Северной Джунгарии (пункт *H*) и на Таримской платформе (пункты *L–O*) угол поворота составляет  $15^\circ$ – $25^\circ$  или менее (пункт *E*). Во внутренней части Тянь-Шаня этот угол значительно больше и местами превышает  $100^\circ$  (пункты *R, S, T, U, W*). Весьма четко разделяются: “рама”, в которой угол поворота не превышает  $25^\circ$ , и внутренняя зона, в которой палеомагнитные склонения повернуты на большие углы. Ширина этой зоны около 300 км, она прослежена вдоль Тянь-Шаня от г. Душанбе на западе до г. Урумчи на востоке (см. рис. 3).

2. Полученные палеомагнитные направления можно разделить на две возрастные группы (см. таблицу, рис. 3). Группа “*a*” имеет раннепермский возраст до артинского века включительно, возраст интервал группы “*b*” охватывает кунгурский век и позднепермскую эпоху. Большая часть палеомагнитных результатов обоснованно отнесена к той или иной возрастной группе, в некоторых случаях (пункты *G, H, E, L*) определение возрастной группы условно.

Исследования, проведенные в Северной Фергане (пункты *R, T, U*) показали, что раннеперм-

ские палеомагнитные склонения группы “*a*” повернуты относительно склонений группы “*b*” на угол  $45^\circ$ – $65^\circ$  против часовой стрелки (см. рис. 3, таблицу). Следовательно, поворот на указанный угол произошел в ранней перми, в артинско-кунгурское время. Данные, полученные в Гиссарском хребте (пункты *A, B*), где также выделены разновозрастные пермские палеомагнитные направления, подтверждают этот вывод и позволяют распространить его на большую часть территории Западного Тянь-Шаня. Остальная часть амплитуды вращения приходится на позднепермское и более позднее время.

3. Суммарная величина вращения палеомагнитных векторов (см.  $\Sigma$ , таблица) состоит из нескольких компонент. Можно различать:  $\beta$ -компоненту – поворот всех палеомагнитных векторов (включая “раму”) на  $15^\circ$ – $25^\circ$  относительно пермского европейского палеомеридиана и  $\psi$ -компоненту – вращение во внутренних районах Тянь-Шаня относительно “рамы”.  $\beta$ -компонента – это фоновое вращение, обнаруженное во всем рассматриваемом регионе,  $\psi$ -компонента – вращение во внутренней зоне за вычетом фонового вращения.

Для определения внутренних деформаций Тянь-Шаня мы будем рассматривать вращение палеомагнитного склонения по отношению к пермскому магнитному полюсу, вычисленному по результатам изучения пород “рамы”. Этот полюс (будем называть его таримским) определен нами по данным, полученным в пунктах *L–O* (см. рис. 2), которые расположены на краю Таримской платформы. Он имеет координаты:  $61.0^\circ$  с.ш.,  $177.3^\circ$  в.д.

( $a_{95^\circ} = 9.2^\circ$ ; кучность  $K = 101$ ). Угол между палеомеридианом, соответствующим этому полюсу, и магнитным склонением определяет величину  $\Psi$ -компоненты вращения в каждом пункте.

Компонента  $\Psi$  также неоднородна. Она отражает вращение, которое произошло от ранней перми поныне. Палеомагнитное исследование палеогеновых пород показало, что после палеогена территория Ферганского блока Западного Тянь-Шаня, на которой расположены пункты  $R-W$  (см. рис. 2), была повернута против часовой стрелки относительно Центрального Тянь-Шаня [2, 37]. Угол поворота Ферганского блока после палеогена, по этим данным, находится в интервале  $10^\circ-30^\circ$ . Вращение Ферганского блока компенсировано утолщением земной коры в Чаткальском районе, где мощность коры достигает 60 км [19, 21]. Корреляция этих двух явлений (вращение блока—компенсационное утолщение земной коры) ограничивает угол поворота Ферганского блока в послепалеогеновое время десятью градусами [2]. С учетом этой поправки за счет вращения в кайнозое ( $\sigma = 10^\circ$ ) определена  $\delta$ -компонента, которая отражает поворот палеомагнитных векторов в перми или перми—раннем мезозое относительно таримского полюса (см. таблицу).

4. Происхождение фонового вращения ( $\beta$ -компоненты) может быть разным. В пермское время сиалические блоки (в большинстве — фрагменты бывших островных дуг), из которых сложена земная кора Казахстана и Тянь-Шаня, продолжали перемещаться один относительно другого и относительно Европы и Сибири [22, 34]. Эти перемещения, вероятно, сопровождалось вращением блоков и их агломератов.  $\beta$ -компонента может отражать эти процессы. В рассмотренном случае весь регион был повернут целиком.

Однако возможно, что фоновое вращение вызвано внутрирегиональными причинами, которыми обусловлена и  $\delta$ -компонента вращения. То есть в пределах “рамы” — на северной периферии Тянь-Шаня и на деформированном краю Таримской платформы — происходили в ослабленном виде те же процессы (они будут обсуждены ниже), что и внутри сдвиговой зоны. В этом случае внутренняя зона и ее “рама” будут отличаться лишь интенсивностью сходных деформаций. Решение этой проблемы зависит от палеомагнитных данных по окружающим Тянь-Шань территориям, которых пока недостаточно.

При анализе внутритяньшаньских процессов рассмотренная проблема не имеет большого значения. Вместе с тем упомянутая неопределенность в положении пермского палеомагнитного полюса для Тянь-Шаня снижает точность пространственной ориентировки региона на палеотектонической реконструкции. На приведенной ниже реконструкции (см. рис. 6) мы предпочли первый вариант решения рассмотренной проблемы и ориентировали реконструкцию относительно та-

римского полюса. Для ориентировки реконструкции относительно европейского полюса (при предпочтении второго варианта) необходимо ее повернуть на  $20^\circ$  против часовой стрелки.

## ЩЕЛОЧНОЙ МАГМАТИЗМ И ПОЛЕ НАПРЯЖЕНИЙ В ПЕРМСКОЕ ВРЕМЯ

Палеомагнитные исследования показали, что в пермское время большую часть Тянь-Шаня занимала зона, в которой происходило вращение масс против часовой стрелки. Это указывает на поле левосдвиговых напряжений.

Пермский период отличается от предыдущих и последующих эпох широким развитием щелочных магматических пород (рис. 4), которые можно рассматривать как показатель условий растяжения в земной коре. Определим границы и некоторые черты внутреннего строения этой области растяжения, опираясь на распространение и интенсивность щелочного магматизма.

**Западный Тянь-Шань.** В Западном Тянь-Шане щелочные магматические породы наиболее широко распространены в Алайском, Чаткальском и Кураминском хребтах.

В Алайском хребте (см. 5, рис. 4) многочисленные интрузии щелочных пород объединены в три магматических комплекса [11]. Алайский комплекс развит в приводораздельной части хребта. Он сложен щелочными и нефелиновыми сиенитами первой фазы и граносиенитами, щелочными гранитами, сиенитами, кварцевыми сиенитами второй фазы. Эти породы прорывают отложения разного возраста вплоть до раннепермских. Интрузии зардалинского комплекса распространены на северном склоне хребта. Они внедрились в три фазы: габбро и монциты (I), щелочные сиениты, монциты, эссекситы (II), нефелиновые сиениты (III фаза). Наиболее молодые отложения, прорванные этими интрузиями, имеют позднекаменноугольный возраст. В восточной части Алайского хребта развит кичикалайский магматический комплекс, образованный гранодиоритами, сиенито-диоритами, монцититами, прорывающими породы ранней перми.

К западу и юго-западу от Алайского хребта количество и размеры пермских щелочных интрузий резко убывают. Небольшие тела щелочных магматических пород находятся в Каратегинском (см. 3, рис. 4), Туркестанском (4), Зеравшанском (1) и Гиссарском (2) хребтах. На южном склоне Гиссарского хребта распространены также щелочные лавы раннепермского возраста: трахиандезиты залегают среди кислых вулканитов лучобской свиты, прослой трахиандезито-базальтов, трахиандезитов и их туфов встречены в разрезе ханакинской свиты [15].

В Чаткальском (см. 7, рис. 4) и Кураминском (6) хребтах широко распространены пермские вулканические породы (оюсайская, шурабсайская, ра-

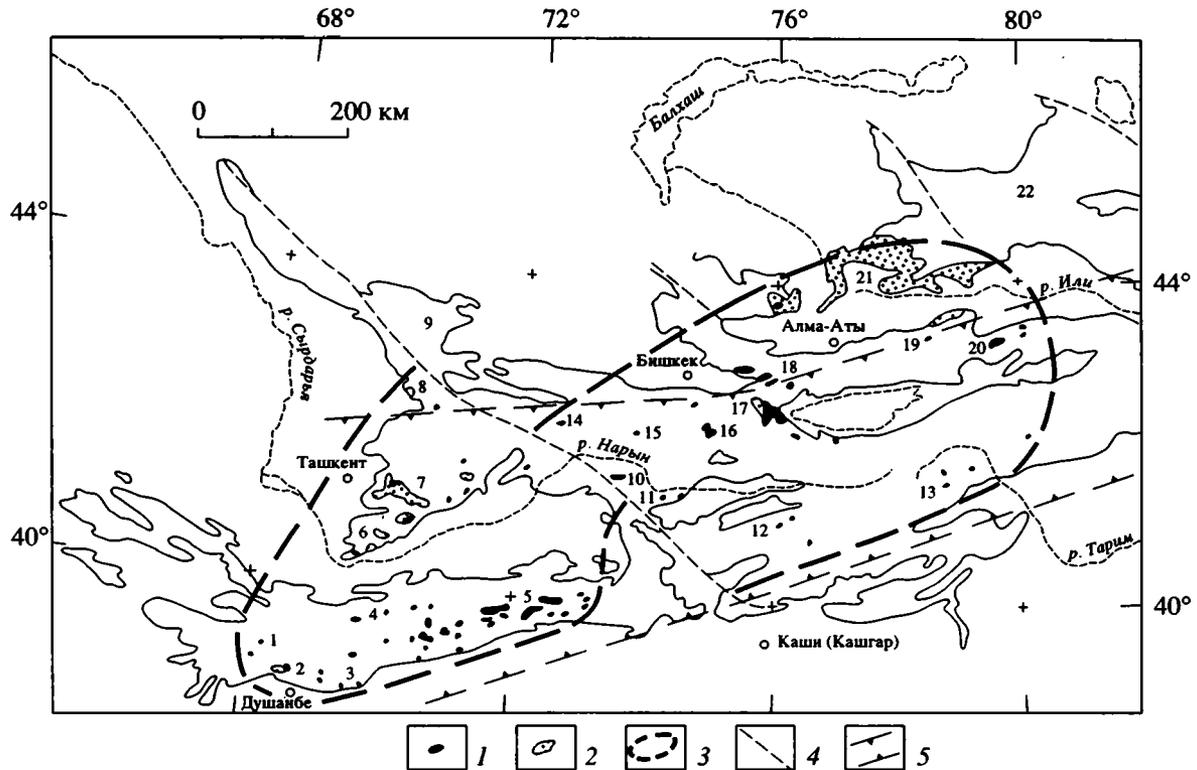


Рис. 4. Пермский щелочной магматизм в Тянь-Шане.

1 – щелочные интрузии; 2 – щелочные вулканиды; 3 – ареал щелочного магматизма; 4 – главные сдвиги; 5 – зона интенсивных сдвиговых напряжений, установленная по вращению пермских палеомагнитных векторов. Цифры 1–22 на рис. объяснены в тексте.

вашская, кызылнуринская свиты). Их мощность превышает 5 км. В них трахибазальты, трахиандезиты, трахиты, трахилипариты, трахидациты и их туфы чередуются с вулканидами кислого и среднего состава. В нижней части разреза щелочные породы слагают 50% мощности, в средней части – 80%, в верхней части разреза их количество убывает. В нижней части толщи вулканидов найдены фораминиферы ассельского яруса, в средней части – остатки позвоночных и флоры пермского возраста, в верхней части – остатки растений, распространенных в поздней перми и раннем триасе [18]. С вулканидами ассоциируют субвулканические тела и интрузии щелочного состава. Среди интрузий преобладают монцитоны и сиениты, формирование которых проходило в несколько фаз.

В северной части рассматриваемого района в западных отрогах Таласского хребта (см. 8, рис. 4) распространены вулканиды даубабинской свиты, среди которых значительное количество трахибазальтов и трахиандезитов [12]. В этой толще обнаружены споры и пыльца перми [1].

**Центральный Тянь-Шань.** В северо-западной части этого района пермские щелочные породы известны в Таласском хребте (см. 14, рис. 4), где они образуют курганский комплекс малых интрузий и

даек. Трахиты, трахиандезиты, сиениты и щелочные сиениты формировались в шесть фаз [11]. Далее на север, в хребте Малый Каратау (см. 9, рис. 4), подобные породы отсутствуют.

Южнее, в хребтах Тахталык (см. 10, рис. 4) и Акшийрак (11), щелочные породы слагают шаматорский магматический комплекс. Он сформирован в две фазы и сложен эссекситами и монцитонами (I фаза) и сиенитами (II фаза). В хребте Акшийрак монцитоны прорывают отложения верхнего карбона. Радиометрические определения, выполненные К-Аг методом по биотиту, указывают на пермский возраст этого комплекса [11].

В хребтах Сусамырском (см. 15, рис. 4), Джумгольском (16) и Киргизском распространены интрузии оротокойского комплекса, в котором выделены четыре магматические фазы [11]: сиениты и нефелиновые сиениты (I и II), сиенитодиориты (III) и граносиениты (IV фаза). Эти породы прорывают верхнекаменноугольные отложения. В восточной части Киргизского хребта (см. 17, рис. 4), южнее этого района и к востоку от него, в хребтах Кунгей (см. 18, рис. 4) и Заилийском (19), распространены пермские вулканогенно-терригенные отложения ашукаторской свиты. В ее разрезе среди вулканидов кислого и среднего состава залегают трахибазальты, трахиандезиты и

трахиты [4]. Эти образования прорваны интрузиями кокмойнокского комплекса, сформированными в две фазы: монцонитами, сиенито-диоритами и граносиенитами [11].

Восточнее, в хребте Кетмень (см. 20, рис. 4), развит щелочной интрузивный комплекс, образованный граносиенитами, сиенитами, сиенито-диоритами, монцонитами, которые прорывают нижнепермские отложения. Севернее р. Или в западных предгорьях хребта Борохоро (см. 21, рис. 4) среди мощной толщи вулканогенно-терригенных отложений с пермской флорой встречены лишь редкие прослои трахиандезитов в составе жельдыкоринской свиты [1]. Далее на север, в Джунгарском хребте (см. 22, рис. 4), позднепалеозойские щелочные породы не известны.

В южной части Центрального Тянь-Шаня в хребтах Атбаши (см. 12, рис. 4) и Кокшаал (13) развиты интрузии суртекинского комплекса, сложенные эссекситами, монцонитами, шонкинитами и сиенитами. В Атбашинском хребте установлены четыре фазы внедрения [7]. Наиболее молодые отложения, прорванные этими породами, имеют возраст поздний карбон—ранняя пермь.

**Восточный Тянь-Шань.** В Восточном (китайском) Тянь-Шане щелочные породы отсутствуют на всей его территории. Лишь в юго-западной части этого района развиты небольшие тела щелочного габбро, которые считают кайнозойскими [30].

**Выводы.** Ареал развития щелочных магматитов перми охватывает Западный и Центральный Тянь-Шань. Далее на запад (в Кызылкум) и на восток (в Восточный Тянь-Шань) щелочной магматизм не распространялся. Наиболее интенсивно он проявлен в Алайском, Чаткальском и Кураминском хребтах Западного Тянь-Шаня. В северной части тяньшаньской складчатой области пермский щелочной магматизм ослабевает и в северных периферических хребтах (Казахстанском Каратау и Джунгарском) он отсутствует. Южной границей ареала развития пермского щелочного магматизма служит граница тяньшаньских палеозой с Таримской платформой, Памиром и Каракумским блоком.

Процесс формирования щелочных магматических пород был длительным. Об этом свидетельствуют большие мощности вулканогенных толщ и многофазность щелочных интрузий. Вместе с тем ни стратиграфические данные, ни радиометрические определения не позволяют локализовать этот магматизм внутри пермского периода и определить его длительность в абсолютных цифрах.

Щелочной магматизм рассматривается как показатель условий растяжения в земной коре. На основе приведенных данных можно сделать вывод о том, что на территории Западного и Центрального Тянь-Шаня в пермское время существовала обширная зона растяжения. Она не распространялась в Кызылкум и Восточный Тянь-Шань, а также в северные периферические районы гор-

ной страны. Опираясь на интенсивность щелочного магматизма, можно прийти к заключению о том, что условия наибольшего растяжения испытала восточная половина Западного Тянь-Шаня.

## ПОДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ ТЯНЬ-ШАНЯ

Позднепалеозойские деформации Тянь-Шаня обусловлены взаимодействием сиалических блоков — Казахстано-Киргизского, Алай-Таримского и Каракумского. Деформации начались в московском веке в результате закрытия океанических бассейнов (вначале — Туркестанского, затем — Южно-Гиссарского), разделявших сиалические блоки. Столкнувшиеся сиалические блоки были деформированы, и возникла складчатая система. Ее формирование было длительным процессом и продолжалось до конца палеозоя. В этом процессе можно выделить несколько стадий [9, 28, 29]. Две первые стадии деформаций завершились в начале пермского периода. Они будут описаны кратко, для полноты картины. Выводы, которые получены в результате анализа щелочного магматизма, приложимы к процессам, происходившим с начала ранней перми, а палеомагнитные данные — с конца артинского или с кунгурского века.

**Стадия D<sub>1</sub>.** Первым результатом сближения и последующего столкновения Таримско-Алайского и Казахстано-Киргизского сиалических блоков было формирование системы шарьяжей. Этот процесс начался на краю закрывавшегося Туркестанского океана и затем переместился на континентальный склон и шельф Таримско-Алайского континентального блока. Большинство шарьяжей было сформировано в московском веке, однако местами этот процесс продолжался до конца каменноугольного или начала пермского периода.

**Стадия D<sub>2</sub>.** На этой стадии пластины шарьяжей, автохтон, породы магматических дуг, преддуговых и внутридуговых седиментационных бассейнов были смяты в складки F<sub>2</sub>, которые сопровождались надвигами и взбросами. Складки F<sub>2</sub> простираются конформно по отношению к сутуре Туркестанского океана. Время деформаций стадии D<sub>2</sub> — поздний карбон и начало перми.

**Стадия D<sub>3</sub>** охватывает раннюю пермь и часть позднепермской эпохи. Переход от стадии D<sub>2</sub> к стадии D<sub>3</sub> обусловлен сменой поля напряжений. Складки F<sub>2</sub> возникли на предыдущей стадии деформации в условиях сжимающих напряжений, ориентированных перпендикулярно к осям складок. На стадии D<sub>3</sub> складки F<sub>2</sub> были смяты в левую горизонтальную флексуру, формирование которой происходило в поле сдвиговых напряжений (рис. 5).

Палеомагнитные исследования позволили определить границы зоны, в которой палеомагнитные векторы повернуты против часовой стрелки

относительно “рамы”. Тем самым были определены границы поля интенсивных левосдвиговых напряжений. Зона таких напряжений и вызванных ими деформаций протягивается вдоль Тянь-Шаня и имеет ширину около 300 км (см. рис. 3).

Ферганская горизонтальная флексура расположена внутри указанной левосдвиговой зоны. Эта горизонтальная флексура была изучена палеомагнитным методом [13, 14]. В породах московского и более молодых ярусов каменноугольной системы была выделена низкотемпературная доскладчатая (?) компонента намагниченности, склонение которой в пределах горизонтальной флексуры обнаруживает зависимость от простиранья складок  $F_2$ . К сожалению, неполная чистка коллекций, а также особенности обработки палеомагнитных данных и публикации результатов исследования делают ненадежными выводы, основанные на этих данных.

Изученные нами пункты *R* и *S* находятся в пределах смыкающего крыла Ферганской горизонтальной флексуры (см. рис. 2). При образовании флексуры это крыло было повернуто против часовой стрелки на большой угол, который может превышать  $90^\circ$  (см. рис. 3). Раннепермские магнитные склонения в пунктах *R* и *S* лишь немного отличаются от склонений в пунктах *A*, *C*, *V*, *W*, которые расположены вне горизонтальной флексуры. Палеомагнитная компонента “а” в пунктах *R* и *S* имеет артинский возраст. Следовательно, верхний возрастной рубеж для формирования горизонтальной флексуры – артинское время. Нижний возрастной предел определяется возрастом деформированных отложений и приходится на начало ранней перми.

В пермское время возникла область растяжения земной коры, фиксируемая щелочным магматизмом (см. рис. 4, 5). Эта область хорошо вписывается в систему напряжений, возникающих внутри сдвиговой зоны. Обычно в подобных условиях в результате интенсивного растяжения возникает впадина, обозначаемая в литературе термином “пулл-апарт”. Указанная область щелочного магматизма занимает место и возникла вместо такой впадины. Это можно объяснить ее положением над коллизийными зонами и относительно небольшой величиной растяжения. При этом, как показано выше, растяжение было более интенсивным в восточной половине Западного Тянь-Шаня. В этом же районе были максимальными углы вращения, определенные по палеомагнитным данным.

Итак, в перми на большей части территории Тянь-Шаня существовала левосдвиговая зона, внутри которой происходило вращение масс против часовой стрелки. Оно осуществлялось путем пластической деформации (формирование Ферганской горизонтальной флексуры) и, вероятно, в виде продольного горизонтального тектонического течения, охватывавшего всю сдвиговую зону. Последним мы объясняем поворот пермских

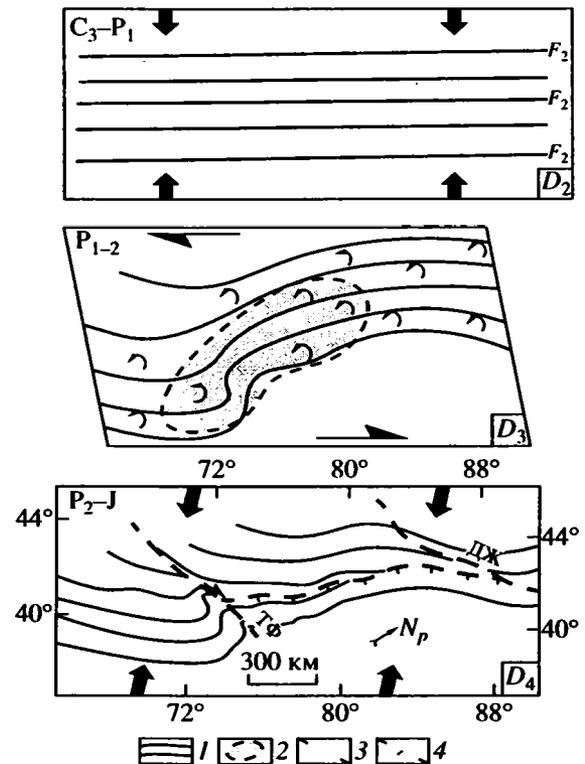


Рис. 5. Схема формирования позднепалеозойской структуры Тянь-Шаня на стадиях  $D_2$ – $D_4$  (план).

1 – простиранье складок  $F_2$ ; 2 – ареал пермского щелочного магматизма; 3 – главные сдвиги (ТФ – Таласо-Ферганский, ДЖ – Джунгарский); 4 – главные надвиги. Большими стрелками обозначена система напряжений, круглыми стрелками – направление вращения.  $N/p$  – направление на пермский магнитный полюс.

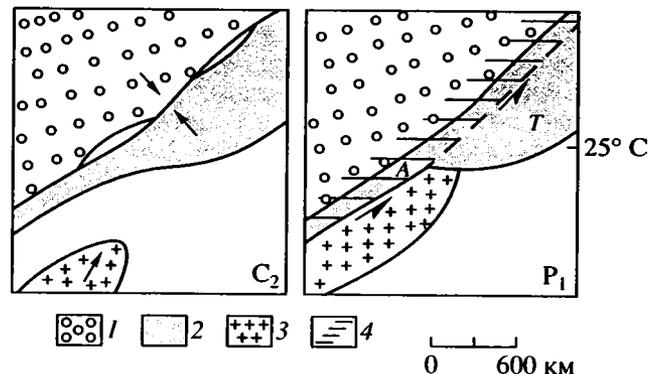


Рис. 6. Схема взаимодействия палеозойских сиалических блоков.

1–3 – сиалические блоки: 1 – Казахстано-Киргизский, 2 – Алай-Таримский (А – Алай, Т – Тарим), 3 – Каракумский, 4 – зона сдвиговых напряжений и деформаций.

палеомагнитных векторов против часовой стрелки, который не нашел отражения в мегаструктуре региона. Причину такого поворота палеомагнитных векторов надо искать во вращении тектонических блоков.

Таким образом, в составе стадии  $D_3$  выделяются две эпохи, отличающиеся стилем деформации. В раннюю эпоху ( $D_{3a}$  – сакмарский–артинский века) преобладала пластическая деформация, позднее (эпоха  $D_{3b}$ ) – продольное тектоническое течение. На фоне этих процессов в сдвиговой зоне возникла область растяжения с щелочным магматизмом. Поле напряжений на протяжении стадии  $D_3$  не менялось, и указанные эпохи могли частично перекрывать одна другую.

Интересны результаты реконструкции источника позднепалеозойского магматизма, выполненной для Чаткало-Кураминского района по изменению содержания окиси калия в магматических породах [17]. Магмообразующий источник представлял собой наклонную зону, которая в ранней перми вращалась против часовой стрелки вокруг вертикальной оси.

Кажется вероятным, что зона левосдвиговых напряжений возникла в результате косоугольной коллизии Каракумского блока с объединенным к тому времени Тяньшаньским континентальным блоком (рис. 6). После столкновения в позднем карбоне Каракумский блок двигался вдоль границы Тяньшаньского блока, инициируя левосдвиговые напряжения в его коре.

Углы поворота склонений раннепермской намагниченности в Западном Тянь-Шане больше, чем в Центральном Тянь-Шане. Частично этот эффект объясняется вращением Западного Тянь-Шаня в послепалеогеновое время. Однако и после учета этой поправки тенденция сохраняется (см. таблицу): в западной части пермской сдвиговой зоны углы вращения больше, чем в ее восточной части. Это кажется естественным, если принять гипотезу о том, что источником сдвиговых напряжений было взаимодействие Каракумского и Тяньшаньского сиалических блоков. Их соприкосновение произошло на западе (в современных географических координатах). Затем Каракумский блок, двигаясь вдоль границы Тяньшаньского блока, вовлек в движение Таримский массив, который был отколот от Тянь-Шаня и перемещен к востоку (см. рис. 6). Левый сдвиг и сопровождающие его горизонтальные флексуры были обнаружены в хребтах Кокшаал и Сарыджаз на границе Тянь-Шаня с Таримским массивом [5, 20]. Согласно предлагаемой модели сдвиговые напряжения распространялись с запада на восток. При этом на западе это поле напряжений должно было возникнуть раньше, существовать дольше и быть более интенсивным.

**Стадия  $D_4$ .** На этой стадии все ранее сформированные структуры были рассечены диагональными сдвигами, надвигами, возникли также присдвиговые горизонтальные и вертикальные складки. Колена Ферганской горизонтальной флексуры были сближены, флексура сжата и смята [8–10, 29]. Разломы стадии  $D_4$  нарушают структурные формы всех предыдущих стадий деформации и отло-

жения вплоть до верхнепермских (уфимский–казанский ярусы).

Деформации  $D_4$  были обусловлены сжимающими напряжениями, ориентированными почти поперек складчатой системы. Поле напряжений, вероятно, имело трансрессивную природу, в нем сочетались компрессионные и левосдвиговые элементы. В пользу существования последних свидетельствует поворот против часовой стрелки магнитных склонений, определенных в породах триаса [26, 32].

Работа выполнена при финансовой поддержке Международного научного фонда, гранты М45000, М45300 и Российского фонда фундаментальных исследований, грант 95-05-15406. Авторы благодарны А.Н. Диденко и А.С. Перфильеву за критические замечания, стимулировавшие внесение в статью полезных исправлений и дополнений.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Афоничев Н.А., Власов Н.Г.* Приложения к геологической карте Казахстана и Средней Азии масштаб 1 : 1 500 000. Л.: ВСЕГЕИ, 1984. 234 с.
2. *Баженов М.Л., Буртман В.С., Кобболд П.Р., Перру Э., Садыбакасов И., Тома Ж.-Ш., Шавен А.* Палеомагнетизм третичных отложений и альпийская кинематика Тянь-Шаня // *Геотектоника*. 1993. № 6. С. 50–62.
3. *Бельговский Г.Л.* Пермская система // *Геология СССР. Киргизская ССР*. Т. 25. Кн. 1. М.: Недра, 1972. С. 190–200.
4. *Бельговский Г.Л., Бискэ Г.С., Власов Н.Г., Войтович И.И., Котельников В.И., Христов Е.В., Язовкин А.В.* Пермская система // *Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии*. Т. 1. Фрунзе: Илим, 1982. С. 314–324.
5. *Бискэ Ю.С.* Позднепалеозойская коллизия Таримского и Киргизско-Казахстанского палеоконтинентов // *Геотектоника*. 1995. № 1. С. 31–39.
6. *Большаков А.С., Солодовников Г.М., Виноградов Ю.К.* Интенсивность раннепермского геомагнитного поля // *Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли*. 1989. № 7. С. 70–77.
7. *Буров В.Г., Пуркин М.М., Христов Е.В., Христова М.П.* Суртекинская интрузия щелочных пород // *Зап. Киргизского отд. Всесоюз. минер. о-ва*. 1965. Вып. 5. С. 39–49.
8. *Буртман В.С.* Таласо-Ферганский сдвиг. М.: Наука, 1964. 144 с.
9. *Буртман В.С.* Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М.: Наука, 1976. 164 с.
10. *Буртман В.С.* Структурная эволюция варисцид Тянь-Шаня // 27-й Междунар. геол. конгресс. Москва: Путеводитель экскурсий “Тектоника варисцид Тянь-Шаня” по Киргизской ССР. Фрунзе: Кыргызстан, 1984. С. 36–43.
11. *Гесь М.Д., Гарецкая Е.Н., Израилева Р.М., Лесков С.А.* Пермские интрузивные породы // *Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии*. Фрунзе: Илим, 1982. Т. 2. С. 128–181.
12. *Клишев В.Л.* Объяснительная записка к геологической карте СССР масштаба 1 : 1 000 000. Лист К-42, 43. СПб: ВСЕГЕИ, 1992. 134 с.

13. *Клишевич В.Л., Клишевич И.А., Ржевский Ю.С., Храмов А.Н.* К вопросу о Ферганской сигмоиде // Докл. АН СССР. 1986. Т. 286. № 2. С. 402–405.
14. *Клишевич В.Л., Ржевский Ю.С., Храмов А.Н., Талайманов Ю.А., Крылова Т.Н.* Поздневарисские горизонтальные деформации Ферганского сектора // Вестн. ЛГУ. 1989. Сер. 7. № 1. С. 3–10.
15. *Масумов А.С.* Верхний палеозой Центрального и Западного Тянь-Шаня: Автореф. дис. докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1994. 50 с.
16. *Масумов А.С., Борисов О.М., Бениш Ф.Р.* Верхний палеозой Среднего и Южного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1978. 176 с.
17. *Мухин П.А.* Распределение нормированного  $K_2O$  в вулканитах Чаткало-Кураминского района как показатель процесса субдукции в позднем палеозое // Геология, геодинамика и металлогения Средней Азии. Ташкент: САИГИМС, 1990. С. 58–63.
18. *Туляганов Х.Т., Юдалевич З.А., Коржаев В.П., Ким О.И., Яскович Б.В., Козлов С.А., Поникленко И.А.* Карта магматических комплексов Узбекской ССР (описание). Ташкент: Фан, 1984. 345 с.
19. *Уломов В.И.* Динамика земной коры Средней Азии и прогноз землетрясений. Ташкент: Фан, 1974. 216 с.
20. *Христов Е.В.* Коллизионные структуры района Сарыджазского синтаксиса // Тектоника, геодинамика и металлогения Урало-Тяньшаньской складчатой системы. Свердловск, 1989. С. 154–155.
21. *Черновский Б.А.* Глубинное строение, особенности орогенной тектоники и металлогении Чаткало-Кураминского региона. Ташкент: Фан, 1991. 150 с.
22. *Шенгер А.М.Д., Натальин Б.А., Буртман В.С.* Тектоническая эволюция Алтаид // Геология и геофизика. 1994. Т.35. № 7/8. С. 41–58.
23. *Audiebrt M., Bazhenov M.L.* Permian paleomagnetism of the North Tien Shan: tectonic implications. *Tectonics*. 1992. Vol. 11. P. 1057–1070.
24. *Bai Y., Chen G., Sun Q., Li Y., Dong Y., Sun D.* Paleozoic polar wander path for the Tarim platform and its tectonic significance // *Tectonophysics*. 1987. Vol. 139. P. 145–153.
25. *Bazhenov M.L., Burtman V.S., Dvorova A.V., Klishevich V.L.* Permian paleomagnetism of the Tien Shan: the succession and style of tectonic deformation // *Tectonophysics*. 1997 (submitted).
26. *Bazhenov M.L., Chauvin A., Audiebrt M., Levashova N.M.* Permian and Triassic paleomagnetism of the southwestern Tien Shan: timing and mode of tectonic rotations // *Earth and Planetary Sci. Lett.* 1993. Vol. 118. P. 195–212.
27. *Bazhenov M.L., Klishevich V.L., Tselmovich V.A.* Paleomagnetism of Permian red beds from South Kazakhstan: DRM inclination error or CRM shallowed directions? // *Geophysical Journ. Intern.* 1995. Vol. 120. P. 445–452.
28. *Burtman V.S.* The structural geology of Variscian Tien Shan, USSR // *American Journ. Sci.* 1975. Vol. 275-A. P. 157–186.
29. *Burtman V.S.* Faults of Middle Asia // *American Journ. Sci.* 1980. Vol. 280. P. 725–744.
30. *Chen Z.* Geological map of Xinjiang Uygur Autonomous Region (China) in scale 1 : 2000000, with explanatory notes. Beijing, 1985. 82 p.
31. *Li Y.P., McWilliams M., Cox A., Sharps R., Li Y.A., Gao Z., Zhang Z., Zhai Y.* Late Permian paleomagnetic pole from dykes of the Tarim Craton // *Geology*. 1988. Vol. 16. P. 275–278.
32. *McFadden P.L., Ma X., McElhinny M.W., Zhang Z.* Permian-Triassic magnetostratigraphy in China: Northern Tarim // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. Vol. 87. P. 152–160.
33. *Nie S., Van der Voo R., Li M., Rowley D.B.* Paleomagnetism of Late Paleozoic rocks in the Tianshan, Northwestern China // *Tectonics*. 1993. Vol. 12. № 2. P. 568–579.
34. *Sengor A.M.C., Natalin B.A., Burtman V.S.* Evolution of the Altaid Tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // *Nature*. 1993. Vol. 364. № 6435. P. 299–307.
35. *Sharps R., Li Y., McWilliams M.* Paleomagnetic investigation of Upper Permian sediments in the South Junggar Basin, China // *J. Geophys. Res.* 1992. Vol. 92. P. 1753–1765.
36. *Sharps R., McWilliams M., Li Y., Cox A., Zhang Z., Zhai Y., Gao Z., Li Y.A., Li Q.* Permian paleomagnetism of the Tarim block, northwestern China // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1989. Vol. 92. P. 275–291.
37. *Thomas J.-Ch., Perroud H., Cobbold P.R., Bazhenov M.L., Burtman V.S., Chauvin A., Sadybocasov I.* Paleomagnetic study of Tertiary formations from the Kirghiz Tien Shan and its tectonic implications // *J. Geophys. Res.* 1993. Vol. 98. P. 9571–9589.
38. *Van der Voo R.* Phanerozoic paleomagnetic poles from Europe and North America and comparison with continental reconstructions // *Rev. Geophys.* 1990. Vol. 28. P. 167–206.
39. *Zhao X., Coe R.S., Zhou Y., Wu H., Wong J.* New paleomagnetic results from northern China: collision and suturing with Siberia and Kazakhstan // *Tectonophysics*. 1990. Vol. 181. P. 43–81.

Рецензенты: А.Н. Диденко, А.С. Перфильев

## Late Paleozoic Deformations of the Tien Shan

M. L. Bazhenov and V. S. Burtman

*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow*

Tectonic structure of the Tien Shan was formed in the Late Paleozoic as a result of collision of sialic blocks. Composite multistage deformations were the consequence of the interaction of these blocks. Paleomagnetic and geologic studies show that during the Permian, a sinistral shear zone existed on the larger part of the Tien Shan. Within this zone, a counterclockwise rotation of rock masses occurred. It was realized through plastic deformation and longitudinal horizontal tectonic flow. Within the shear zone, a major extension zone marked by alkaline magmatism came into existence. The zone of sinistral shearing stresses was formed as a result of oblique collision of the Kara Kum and Tien Shan continental blocks. After collision in the Carboniferous, the Kara Kum block with the Tarim massif moved along the Tien Shan block initiating sinistral shearing stresses in its crust.

УДК 551.24/552.313/550.838.5(235.2)

## МИГРАЦИЯ ЦЕНТРОВ ВУЛКАНИЗМА ЮЖНО-ХАНГАЙСКОЙ ГОРЯЧЕЙ ТОЧКИ ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ

© 1997 г. Д. В. Коваленко\*, В. В. Ярмолук\*\*, А. В. Соловьев\*

\*Институт литосферы РАН, Москва

\*\*Институт геологии рудных месторождений РАН, Москва

Поступила в редакцию 31.01.95 г.

В статье приведены первые палеомагнитные данные по раннемеловым и миоценовым вулканогенным толщам Монголии, происхождение которых связывается с деятельностью Южно-Хангайской горячей точки. Полученные палеомагнитные данные подтверждают предположение, что исследованные районы Монголии не претерпели значительных перемещений относительно Южно-Хангайской горячей точки как минимум с раннего мела по настоящее время.

В пределах Южной и Центральной Монголии сосредоточены многочисленные вулканические поля позднего мезозоя и кайнозоя. Они сложены субщелочными и щелочными базальтоидами, в меньшей степени трахириолитами и онгонитами, а также щелочно-салическими ассоциациями, включающими карбонатиты. В последние годы установлено, что вулканизм в регионе проявился последовательно в виде 13 вулканических фаз, которые сменялись без больших временных перерывов на протяжении 160 млн. лет – с поздней юры до голоцена включительно [7]. Столь длительное сосредоточенное в пространстве развитие вулканизма связывается с деятельностью Южно-Хангайской горячей точки [6, 7]. Принятая трактовка позволила оценить характер движения Евразийской плиты в позднем мезозое–кайнозое на основе анализа пространственного размещения разновозрастных вулканических продуктов. В результате показано, что вулканические ареалы отдельных вулканических фаз характеризуются незначительными смещениями друг относительно друга, суммарная величина которых за последние 160 млн. лет не превышает 300–350 км [7], и таким образом была установлена относительная стабильность этой части Евразийского континента в позднем мезозое–кайнозое. В данной работе сделана попытка проверить это предположение методом палеомагнетизма.

Продукты вулканизма Южно-Хангайской горячей точки относятся к субплатформенному чехлу, перекрывающему дораннемезозойские складчатые и орогенные комплексы. В процессе своего развития Южно-Хангайская горячая точка сформировала вулканическую область, протянувшуюся в субмеридиональном направлении от границы Монголии на юге до Хангайского нагорья на севере (рис. 1). В ее пределах отмечается смещение более молодых вулканических ареалов к северу [6, 7]. Так, продукты позднемезозойских этапов вулканизма сосредоточены на площади, ограниченной по широте между 43° и 45° с.ш. Плейстоцен–голоценовые вулканические распространены между 46° и 49° с.ш. Промежуточные по возрасту проявления

вулканизма занимают пространство между ними. Вулканические поля слабо деформированы и не подвержены наложенным термальным или гидротермальным воздействиям.

Палеомагнитные исследования проведены по вулканическим породам, сформированным в разные этапы развития горячей точки. В качестве объектов исследований выбраны вулканические толщи раннего мела, отвечающие ранней стадии проявления ее активности и расположенные в южной части вулканической области (рис. 1), а также раннемиоценовые вулканические, отражающие промежуточные состояния горячей точки.

Раннемеловая эпоха вулканической активности была одной из наиболее масштабных в истории развития Южно-Хангайской горячей точки. Она сопряжена с образованием Гоби-Алтайской рифтовой зоны и происходила в последовательности трех фаз – начала, середины и конца раннего мела [7]. Палеомагнитными исследованиями были охвачены нижнемеловые вулканические толщи, участвующие в строении грабена хр. Арц-Богдо (рис. 2). Помимо этих толщ в грабене проявлены вулканические толщи конца раннего мела, а также штоки, дайки, лакколиты начала позднего мела. Вулканические начала раннего мела имеют возраст, варьирующий от 134 до 120 млн. лет [7]. В наиболее полном виде они обнажаются вдоль северного борта грабена, где представлены практически недеформированной толщиной, состоящей более чем из 30–40 выдержанных по простиранию покровов с индивидуальной мощностью от 5 до 15 м. Покровы сложены пористыми шлакоподобными и массивными базальтами. Между покровами отмечаются линзы сургучных кремней, хотя обычно вулканические не разделены прослоями. Были опробованы два разреза по профилям, разделенным расстоянием в 35 км. Пробы для палеомагнитного анализа брались преимущественно из массивных базальтов, причем как из закалочных, так и из центральных зон лавовых потоков, а также из сургучных кремней. Интервал опробования составлял 10–20 м по мощности толщ.

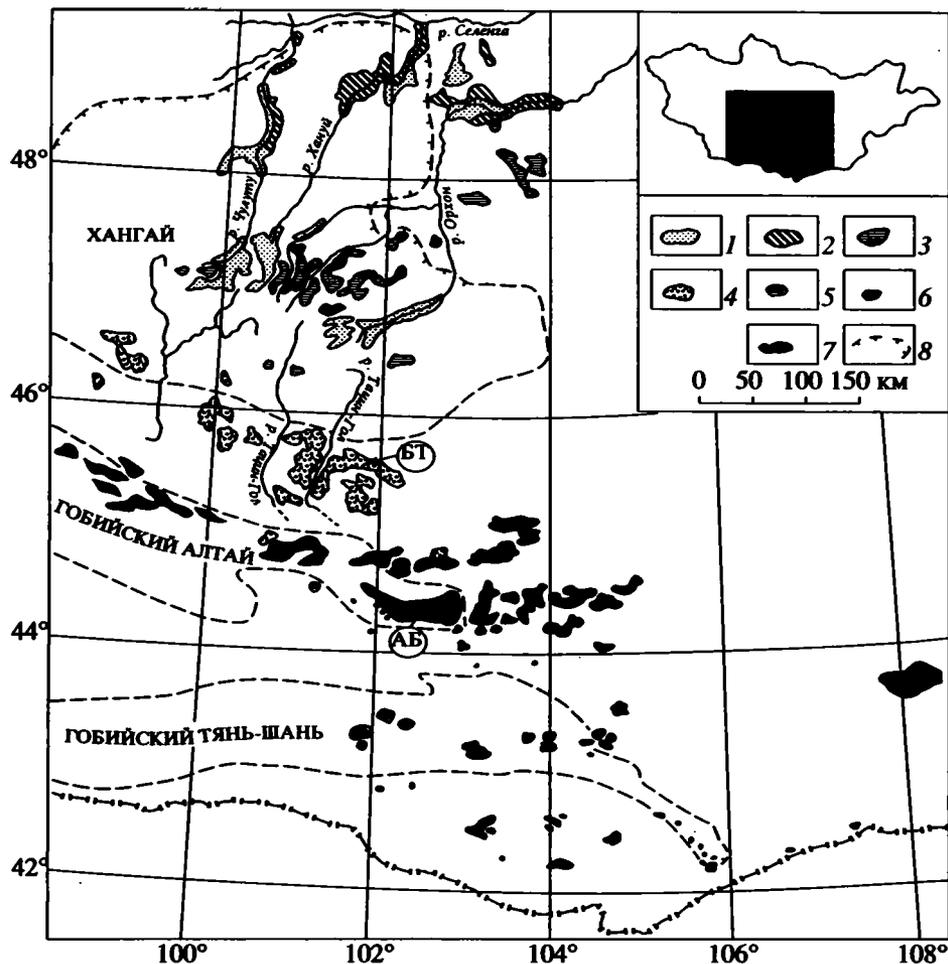


Рис. 1. Схема размещения позднемезозойских–кайнозойских вулканических полей в Южной и Центральной Монголии. На врезке – позиция исследуемой территории в пределах страны.

1–7 – вулканические поля: 1 – плейстоцен-голоценовые, 2 – плиоценовые, 3 – среднемиоценовые, 4 – позднеолигоценовые и раннемиоценовые, 5 – раннекайнозойские, 6 – позднемиоценовые, 7 – позднеюрские и раннемиоценовые; 8 – границы горных поднятий и хребтов.

Буквами в кружках обозначены: АБ – Арц-Богдинский, БТ – Баян-Тегский.

Раннемиоценовые вулканиды с возрастом 21–16 млн. лет изучались в пределах Баян-Тегского грабена [6, 7]. Этот грабен прослеживается более чем на 130 км вдоль северного борта Долины Озер. Грабен ограничен ступенчатыми сбросами и имеет ширину около 20 км. В его пределах вулканиды образуют цепь останцов базальтовых полей, некогда, по-видимому, составлявших единый лавовый чехол. Лавовые толщи состоят из маломощных (3–6 м) горизонтально лежащих покровов платобазальтов. Покровы сложены преимущественно массивными породами. Разрезы раннемиоценовых вулканидов были изучены в районе поселков Баян-Тег и Гучин-Ус.

#### МЕТОДЫ ЛАБОРАТОРНОЙ ОБРАБОТКИ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ОБРАЗЦОВ

Из каждого образца выпиливалось два-три кубика с ребром 1 или 2 см в зависимости от величи-

ны магнитной восприимчивости образца. Каждый кубик подвергался ступенчатой термочистке в интервале температур 20–640°C, верхняя граница которого определялась температурой возникновения магнитных новообразований, искажающих естественную остаточную намагниченность кубика. Для большинства кубиков в этом интервале проводилось 10–12 нагревов с шагом 50°C. Термочистка проводилась в печи, заключенной в кольца Гельмгольца, позволяющих компенсировать магнитное поле Земли до 3–5 гамм. Измерение величины остаточной намагниченности кубиков проводилось на магнитометре JR-4. По данным термочистки для каждого кубика строились диаграммы Зийдервельда [14], проводился компонентный анализ намагниченности кубиков [10] и анализ распределения векторов на сфере. Для каждого образца рассчитывались средние направления выделенных компонент. Отбраковка отдельных

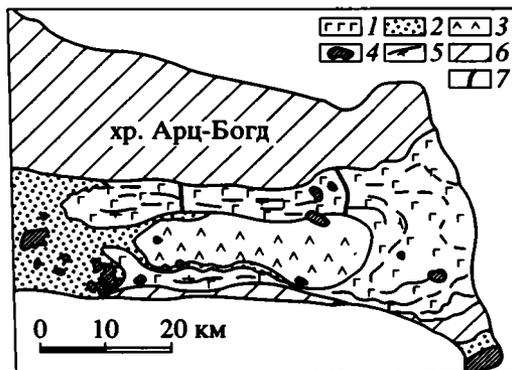


Рис. 2. Схема строения вулканического грабена Арц-Богд.

1 – базальты начала раннего мела; 2 – раннемеловые осадочные отложения; 3 – базальты конца раннего мела; 4 – субвулканические тела начала позднего мела; 5 – линии простирания и направления падения покровов; 6 – рама грабена; 7 – линии разрезов, из которых отбирались палеомагнитные пробы.

кубиков проводилась, если построенные для них диаграммы Зийдервельда не позволяли выделить каких-либо компонент. Отбраковка образцов проводилась, если для них не удавалось рассчитать среднего направления ни для одной компоненты с углом доверия менее  $20^\circ$ . Направления выделенных компонент анализировались для каждого разреза

отдельно, а также совместно по всем опробованным одновозрастным разрезам в современной (ССК) и древней (ДСК) системах координат.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ОБРАБОТКИ

Компонентный анализ намагниченности, проведенный по образцам раннемеловых разрезов, показал, что намагниченность всех кубиков одно- либо двухкомпонентная (рис. 3). Практически все более низкотемпературные компоненты уничтожаются при нагревах до  $250^\circ\text{C}$ , за исключением единичных, которые сохраняются до температуры  $500\text{--}550^\circ\text{C}$  (рис. 3, образец m 2.19). Более высокотемпературные компоненты для большинства образцов сохраняются как в области магнетитового спектра до температуры  $576^\circ\text{C}$ , так и в гематитовом интервале температур до  $640^\circ\text{C}$ . На графиках зависимости «намагниченность–температура» для некоторых образцов величина намагниченности плавно уменьшается от нескольких миллитесла до нескольких пикотесла при температуре  $570\text{--}640^\circ\text{C}$ , для других образцов в области температур  $350\text{--}450^\circ\text{C}$  наблюдается перегиб, фиксирующий, вероятно, какую-либо минеральную фазу. Как более высокотемпературные, так и более низкотемпературные компоненты намагниченности для обоих раннемеловых разрезов формируют на единичной сфере достаточно отчетливые

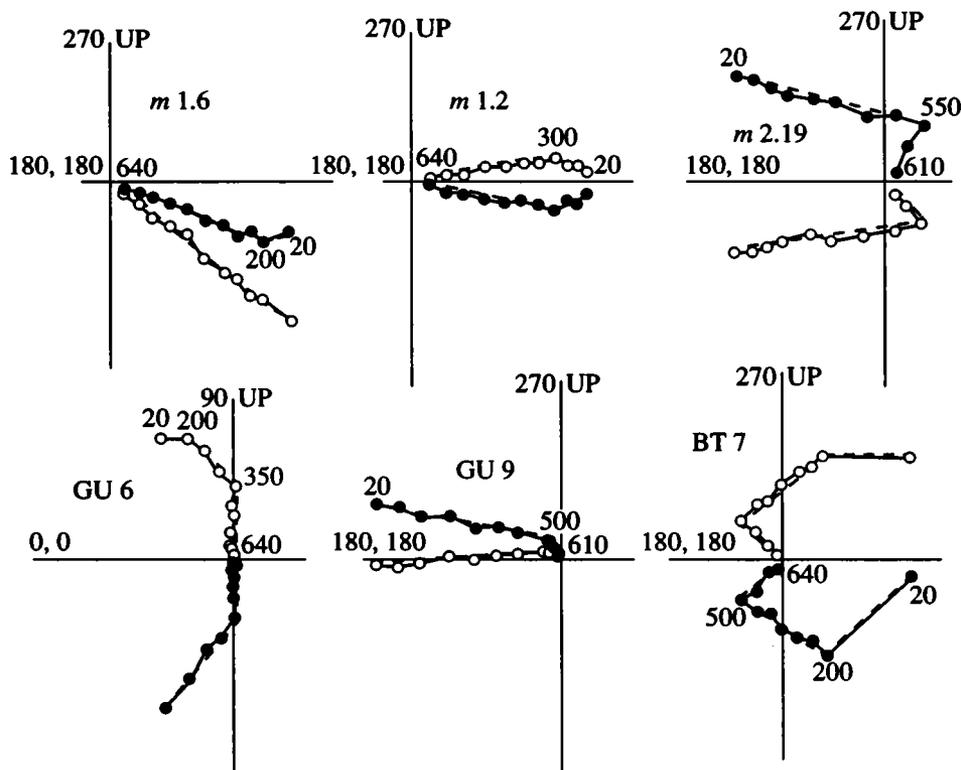


Рис. 3. Примеры диаграмм Зийдервельда, построенные в современной системе координат для раннемеловых и миоценовых вулканитов Монголии. Залитые кружки – проекция на плоскость  $xu$ , открытые – на плоскость  $xz$ . Пунктиром показаны выделенные компоненты намагниченности.

группы направлений (рис. 4, табл. 1). Необходимо заметить, что направления низкотемпературных компонент характеризуются аномально низкими для широт исследованного района наклонениями.

Микрозондовые исследования магнитных зерен из образцов раннемеловых разрезов показали, что присутствуют несколько типов зерен. Первый тип представлен мелкими, до 10 микрон, кристаллами титаномагнетитов с содержанием  $TiO_2$  от 5 до 12%, второй тип зерен в большинстве случаев представлен крупными, от 20 до 100 микрон, кристаллами, которые характеризуются неоднородным строением. Крупные участки кристаллов сложены, вероятно, ильменитом с содержанием  $TiO_2$  от 20 до 45%, другие участки, по-видимому, представлены гематитом [4]. Достаточно часто встречаются отдельно либо ильменитовые, либо гематитовые, а возможно, и магнетитовые зерна. Как уже говорилось выше, сохранение направления намагниченности после нагревов до температуры значительно более высокой, чем точка Кюри магнетита подтверждает предположение о присутствии гематита.

Намагниченность неогеновых разрезов характеризуется присутствием от одной до трех магнитных компонент (рис. 3, образцы gu6, gu9, bt7). Низкотемпературные компоненты сохраняются до 400–500°C, более высокотемпературные часто сохраняют направления как в магнетитовом, так и в гематитовом интервале блокирующих температур до 640°C. Намагниченность образцов уменьшается примерно в 1000 раз при нагревах до 570–640°C. Более высокотемпературные компоненты одного разреза (рис. 4, таблица) образуют достаточно отчетливую группу направлений обратной полярности. Низкотемпературные компоненты образуют полосовое распределение в экваториальной области сферы. Как низкотемпературные, так и высокотемпературные компоненты намагниченности другого разреза распределены хаотически.

### ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ

К сожалению, интерпретация полученных палеомагнитных данных не является однозначной. Как отмечалось выше, практически недеформированное залегание опробованных вулканогенных толщ не позволяет применить к ним теста складки [1, 5], а с их формированием в период прямой полярности раннего мела, по-видимому, связано отсутствие в опробованных разрезах зон намагниченности различной полярности. Тем не менее, некоторые предположения о времени формирования выделенных магнитных компонент можно сделать.

В разрезе раннемеловых вулканогенных толщ присутствуют прослой однородных красных кремней. Их микроскопическое изучение показало, что они насыщены равномерно распределенным по породе, очевидно, сингенетичным гематитом. Они характеризуются однокомпонентной намагниченностью, сохраняющейся в интервале от 20 до 640°C (рис. 3, образец m 1.6). Намагничен-

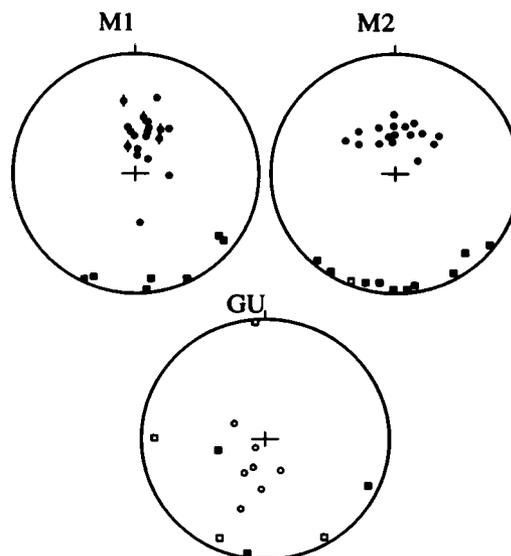


Рис. 4. Стереогаммы распределений выделенных компонент намагниченности для раннемеловых и миоценовых вулканитов. Круги – высокотемпературные компоненты, квадраты – низкотемпературные компоненты, залитые и открытые – соответственно прямая и обратная полярность. Перечеркнутые круги – направления намагниченности красных кремней. Данные представлены в древней системе координат.

ность базальтов также в большинстве случаев представлена одной компонентой в интервале температур от 250–300°C до 640°C, как для зачлочных, так и для центральных частей лавовых потоков, несмотря на присутствие нескольких магнитных фаз (рис. 3, образец m 1.2). Средние направления намагниченности, рассчитанные по гематитовым и магнетитовым компонентам, статистически равны (табл. 1) и распределения направлений этих компонент как в магнетитовом, так и в гематитовом интервале не является полосовым. Направления намагниченности кремней попадают в область распределения компонент намагниченности базальтов как для гематитового, так и для магнетитового спектра температур (таблица). Присутствие ильменито-гематитовых зерен в магматических породах, возможно, как показано у П.Рамдор [4], связано с распадом твердых растворов “ильменит-гематитового” ряда при остывании магматического расплава. Можно предположить, что все выделенные высокотемпературные магнитные компоненты либо одновозрастны, либо их формирование происходило без изменения широтного положения исследуемого геологического блока. Отсутствие каких-либо признаков высокотемпературного прогрева исследованных толщ и совпадение направлений, рассчитанных для вулканитов и кремней, насыщенных сингенетичным гематитом, не дают оснований считать, что время формирования выделенных компонент намагниченности значительно оторвано от времени формирования исследованных пород.

## Палеомагнитные характеристики для раннемеловых и миоценовых разрезов Монголии

	$N_0/N$	Dc	Ic	Kc	$\alpha_{95c}$	Dд	Iд	Kд	$\alpha_{95д}$
M1 (Ранний мел, 19 образцов, базальты, кремни)									
Баз	13/13	20	67	16.8	9.7	23	71	16.4	9.5
Крмн	6/6	23	57	17.7	13.1	25	62	18	13
Сравнение средних направлений Баз и Крмн									
	$f_{кр} = 0.19$		$f_2 = 0.06$						
БКр	19/19	21	64	16.6	7.9	24	64	17	7.7
Гем	19/19	16	61	8.8	10.8	17	65	8.9	10.7
Н-Т	19/7	168	9	6.7	20.3	169	5	6.8	20.2
M2 (Ранний мел, 18 образцов, базальты)									
Маг	18/17	1	64	19	7.8	359	68	19	7.8
Гем	18/18	5	62	13.8	8.8	5	67	13.7	8.9
Н-Т	18/11	178	3	7.6	15.3	178	-1	7.6	15.3
Сравнение средних направлений для разрезов M1, M2									
БКр, Маг	36	12	64	17	5.6	13	66	17	5.6
	$f_{кр} = 0.09$		$f_2 = 0.05$				$f_2 = 0.05$		
Гем, Гем	37	10	61	10.8	6.8	11	66	10.9	6.9
	$f_{кр} = 0.09$		$f_2 = 0.01$				$f_2 = 0.01$		
Н-Т, Н-Т	18	174	5	7.4	12	174	1	7.5	12
	$f_{кр} = 0.2$		$f_2 = 0.03$				$f_2 = 0.03$		
GU (Миоцен, 8 образцов, базальты)									
Ср	8/7	204	-67	15	13.7	203	-67	15	13.7
Зак	4/4	200	-72	14	18.8	199	-72	14	18.8
Це	4/3	208	-61	13	22.2	207	-61	13	22.2
Гем	8/7	166	-69	6.4	20.7	167	-68	6.5	20.7

Примечание. Баз, Крмн, БКр – направления намагниченности, рассчитанные соответственно по базальтам, кремням и совместно по кремням и базальтам; Маг – направления для магнетитового спектра температур; Гем – направления для гематитового спектра температур; Н-Т – низкотемпературные направления; Ср – среднее направление; Зак – направление, рассчитанное по закалочным зонам лавовых потоков; Це – направление, рассчитанное по центральным частям лавовых потоков.

D, I, K,  $\alpha_{95}$  – склонение, наклонение, кучность, угол доверия соответственно. Индексы д и с обозначают системы координат – древнюю и современную.  $f$ ,  $f^{кр}$  – статистический параметр, используемый при сравнении средних направлений [1].  $N_0$  – количество образцов, отобранных из обнажения, N – количество образцов, используемых в анализе.

Для оценки возраста высокотемпературных компонент неогенового разреза GU, которые формируют совокупность направлений обратной полярности, можно применить аналогичные рассуждения: несовпадение направлений выделенных высокотемпературных компонент с направлением современного поля Центральной Монголии, статистическое равенство средних направлений намагниченности, рассчитанных по компонентам из магнетитового и гематитового спектров температур, статистическое совпадение направлений намагниченности, рассчитанных по закалочным и центральным частям лавовых потоков, отсутствие признаков высокотемпературного прогрева исследуемых толщ – все это позволяет сделать предположение, что выделенные компоненты могут быть первичными.

Как видно на рисунке 4, низкотемпературные компоненты намагниченности образцов из раннемеловых вулканогенных толщ (температура уничтожения для большинства – 250°C, для единичных – 500°C) также формируют относительно отчетливые группы направлений. Очевидно, что эти направления являются вторичными, более поздними.

Их наклонения соответствуют приэкваториальным широтам, что абсолютно противоречит всем имеющимся тектоническим построениям. Возможно, это явление связано с сильной магнитной анизотропией магнитных минералов, природа которой не ясна в настоящее время. Низкотемпературные компоненты неогеновых разрезов также характеризуются аномально низким наклонением, хотя они и не образуют отчетливой группы направлений.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Если принять сделанное выше предположение о первичности высокотемпературных компонент исследованных толщ, то можно сделать следующие выводы.

1 – палеоширота формирования раннемеловых вулканогенных толщ оценивается интервалом 41.4°–48.3°–56.3° с.ш. (минимальное–среднее–максимальное значения), палеоширота формирования миоценовых вулканитов менее определена – 33.8°–49.6°–68° с.ш.

2 – исследованные вулканогенные толщи (как раннемеловые, так и миоценовые), вероятно, не были смещены по широте относительно Евразии

в раннем мелу и миоцене. Пересчитанные из имеющихся для Евразии оценок раннемеловых и миоценовых магнитных полюсов [12, 13] средние наклонения намагниченности для координат данного района ("ожидаемые" по [8]) статистически совпадают со средними наклонениями намагниченности для раннемеловых и миоценовых толщ, рассчитанных в данной работе (для меловых толщ  $F = 3.5$ ,  $\Delta F = 4.9$ , для миоценовых –  $F = 2.1$ ,  $\Delta F = 11.5$  [8, 9]).

Сравнение "ожидаемых" склонений, пересчитанных для координат Монголии из тех же раннемеловых и миоценовых магнитных полюсов Евразии, со средними склонениями, рассчитанными в данной работе, показало, что геологические блоки, включающие раннемеловые вулканы, незначительно развернуты в горизонтальной плоскости относительно Евразии против часовой стрелки,  $R = -16$ ,  $\Delta R = 12.4$ , а для миоценовых блоков не наблюдается значимого разворота относительно Евразии,  $R = 10.2$ ,  $\Delta R = 29.8$  [8, 9].

3 – рассчитаны "ожидаемые" палеошироты для исследованного района ( $102^\circ$  в.д.,  $47^\circ$  с.ш.) исходя из установленных для Евразии меловых и кайнозойских магнитных полюсов [12, 13]. В результате показано (рис. 5), что данный район мог находиться приблизительно на современных широтах с раннего мела до настоящего времени.

4 – полученные палеомагнитные оценки географического положения разновозрастных центров вулканизма Южно-Хангайской горячей точки показывают, что вся вулканическая область на всем временном интервале действия горячей точки, вероятно, находилась на одних и тех же широтах, а включающие ее геологические блоки не были смещены относительно Евразии. Однако, погрешность этих оценок не позволяет дать непротиворечивую интерпретацию изменений положения разновозрастных ареалов вулканизма внутри вулканической области – с  $44^\circ$  с.ш. для центра раннемелового вулканического ареала и до  $47.5^\circ$  с.ш. для центра голоценового вулканического ареала. В рамках этих оценок рассмотрим два крайних объяснения фиксируемых миграций. Одно базируется на представлении о перемещениях плиты над горячей точкой. Второе предполагает создание перемещающихся во времени относительно стабильной плиты ослабленных транслитосферных зон, контролирующих выведение к поверхности магматических расплавов из подлитосферного источника.

В соответствии с первой моделью абсолютизированы полученные средние оценки широтного положения разновозрастных вулканитов, которые можно рассматривать как совпадающие (для  $K_1 = 48.3$ , для  $N_1 = 49.6$ ) (по палеомагнитным данным), для  $Q = 47.5$  (современная широта центральной части четвертичного вулканического ареала)). Этот подход согласуется с представлениями о горячих точках как о географических реперах, фиксирующих жесткую координатную

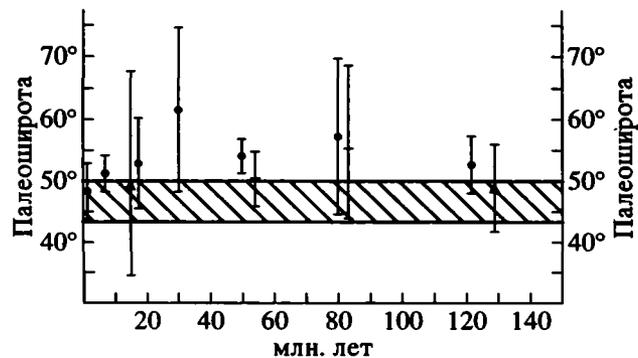


Рис. 5. Диаграмма "ожидаемых" палеоширот для Центральной Монголии, рассчитанных по Евразийским полюсам для интервала с раннего мела и до настоящего времени. Кресты и кружки – использованные полюса [12, 13], треугольники – палеошироты, рассчитанные в данной работе. Штриховкой обозначен широтный интервал современного распространения вулканитов, связанных с развитием Южно-Хангайской горячей точки.

сетку геологического прошлого планеты и независимых от перемещений литосферных плит. В этом варианте наблюдаемые изменения позиции разновозрастных вулканитов в регионе вероятнее всего связаны с перемещениями континентальной плиты над горячей точкой. На рис. 6 приведены данные о размещении центров разновозрастных ареалов. В соответствии с этими данными можно отметить, что указанные центры с поздней юры по ранний олигоцен концентрировались в пространственно ограниченном районе, но в более позднее время смещались к северу. Кроме того, на рис. 6 отражена связь центров вулканических ареалов с выступами астеносферы. Эта связь была интерпретирована нами с позиций прожигающего воздействия горячей точки на литосферную мантию [7]. Выделяется три таких выступа. Южный проецирует на себя центры допозднеолигоценых вулканических ареалов, промежуточный выступ контролирует позднеолигоценый и раннемиоценовый ареалы, а северный – среднемиоценовый–голоценовый ареалы. По-видимому, эти выступы можно рассматривать как отвечающие эпохам малоподвижного состояния литосферы над горячей точкой, когда воздействие последней на литосферу могло приводить к подплавлению литосферной мантии. Перемещения литосферы происходили между этими эпохами, т.е. в раннем–позднем олигоцене и между ранним и средним миоценом и имели импульсивный характер. Эти перемещения отвечают вращению рассматриваемой части Евразийской плиты против часовой стрелки, что, в частности, подтверждается палеомагнитными данными, изложенными в данной статье.

В интервале времени ранний–поздний олигоцен амплитуда смещения центров внутриплитного вулканизма оценивается от 50 до 150 км. Для интервала ранний–поздний миоцен эти перемещения составили

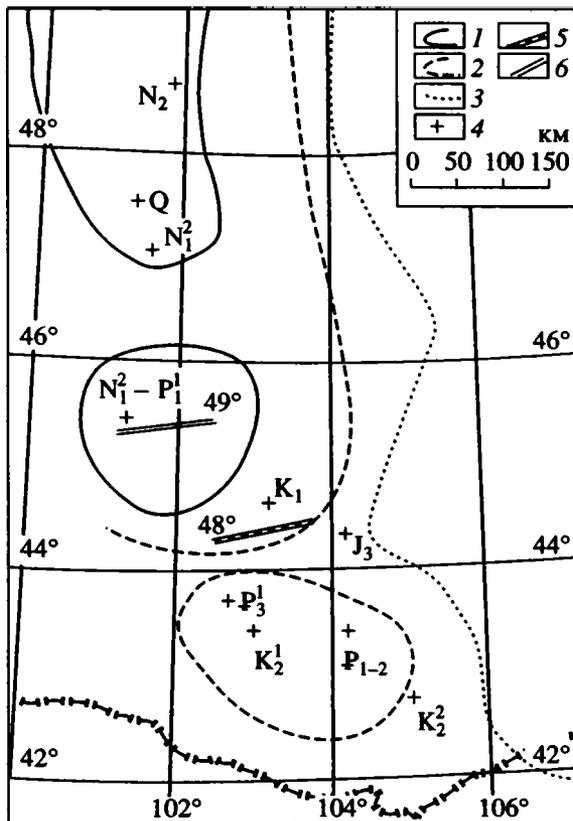


Рис. 6. Схема размещения центров разновозрастных магматических ареалов Южно-Хангайской горячей точки относительно структур литосферы. 1–3 – глубины залегания астеносферной мантии по [2, 7]: 1 – менее 50 км, 2 – менее 75 км, 3 – менее 100 км; 4 – центры разновозрастных вулканических ареалов (возраст указан индексом у знака); 5–6 – палеошироты: 5 – для раннего мела; 6 – для миоцена.

до 100 км. Возможно, что в последнем случае смещения центров вулканизма были связаны с движениями Амурской плиты, являющейся элементом структуры позднекайнозойского коллизионного пояса Центральной Азии, возникшего в результате столкновения Евразийского и Индостанского континентов [11]. Движения плиты в позднем кайнозое соответствуют вращению ее против часовой стрелки [3]. На протяжении большей части позднего кайнозоя граница плиты проходила через Центральный Хангай и была представлена меридиональной зоной эшелонированных субширотных грабенов небольшой протяженности [6]. Суммарное перемещение по этим грабенам не вызывает значимого изменения позиций докайнозойских структурных элементов Монголии по обе стороны от этой литосферной границы. Следовательно, отмечаемые перемещения центров вулканизма в этом интервале времени определялись вращательными движениями более крупного фрагмента коллизионного пояса, включающего Амурскую плиту.

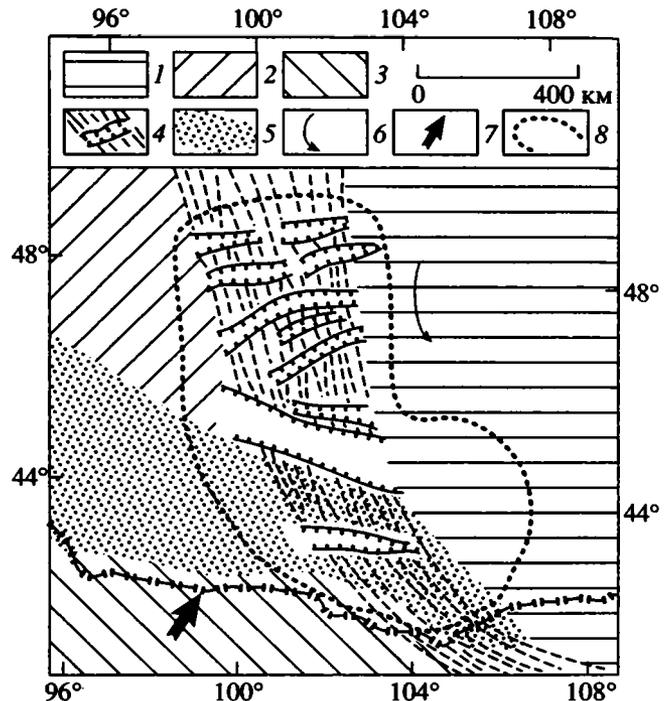


Рис. 7. Схема размещения структурных элементов в районах проявления деятельности горячей точки.

1–3 – малые плиты: 1 – Амурская; 2 – Монгольская; 3 – Джунгарская; 4 – сдвигово-сколовая граница Амурской плиты с грабенами в ее пределах; 5 – зона коллизионного сжатия, выраженная хребтами Гобийского Тянь-Шаня и Гобийского Алтая; 6 – направления вращения Амурской плиты; 7 – вектор коллизионного сжатия; 8 – граница области распространения вулканических пород горячей точки.

Вторая модель основана на предположении стабильного стояния рассматриваемой части Евразийского континента с поздней юры по голоцен включительно и активной роли западной границы Амурской малой плиты в формировании литосферных магмовыводящих зон. Формирование малой плиты происходило в конце раннего и позднем кайнозое [3, 7] и совпадает со временем наиболее значительных миграций центров вулканизма Южно-Хангайской горячей точки. Как отмечалось выше, характер движений плиты отвечает вращению против часовой стрелки. При этом вдоль западной границы плиты была сформирована меридиональная система эшелонированных грабенов. Возраст последних согласуется с возрастом ассоциированных с ними вулканитов, т.е. омолаживается к северу. Можно предположить, что такая возрастная структура определялась сочетанием процессов сдвигового растяжения вдоль границы плиты и процессов коллизионного сжатия со стороны окружающих плиту блоков (рис. 7). Структурам

сжатия, в частности, отвечают Гоби-Алтайская и Гоби-Тяньшаньская системы хребтов. Они с юго-запада подпирают Амурскую плиту и при своем развитии, вероятно, вызывали закрытие магмовыводящих каналов в прилегающих к ним участках западной границы Амурской плиты.

Таким образом, в этом варианте предполагается формирование мигрирующих вдоль границы плиты зон растяжения. Транслитосферная природа их корней обеспечивала связь поверхностных структур с астеносферной подушкой горячей точки. В конечном итоге это могло определять миграцию центров вулканизма и соответственно с миграцией перераспределять термальное воздействие на литосферную мантию к участкам выведения магматических расплавов, способствуя тем самым образованию указанных на рис. 6 астеносферных выступов.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное палеомагнитное изучение вулкаников из разновозрастных центров излияний Южно-Хангайской горячей точки показало, что их палеогеографические координаты близки к современным и рассмотренная часть Евразийского континента не претерпела значительных перемещений в последние 160 млн. лет.

Установленные в современной структуре вулканической области смещения ареалов разновозрастных вулкаников либо отмечают незначительным перемещениям континентальной плиты над горячей точкой, либо обусловлены миграцией магмовыводящих зон вследствие коллизионных процессов, либо определяются сочетанием этих механизмов.

Авторы благодарят сотрудников геофизической обсерватории "Борок" А.А. Ганеева, В.П. Щербакова, В.Б. Бузина и других за предоставление аппаратуры для палеомагнитных исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке Международного научного фонда (грант NMS 6000) и Российского фонда фундаментальных исследований (проект 93-05-8158).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Баженов М.Л., Шипунов С.В.* Метод складки в палеомагнетизме // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1988. № 7. С. 89–101.
2. *Зорин Ю.А., Балк Т.В., Новоселова М.Р., Туруханов Е.Х.* Толщина литосферы под Монголо-Сибирской горной страной и сопредельными регионами // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1988. № 7. С. 32–42.
3. *Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А.* Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 310 с.
4. *Рамдор П.* Рудные минералы и их срастания. М.: Иностран. лит., 1962. 1132 с.
5. *Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др.* Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. С. 80–102.
6. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Самойлов В.С.* Тектоническое положение позднекайнозойского вулканизма Центральной Азии // Геотектоника. 1991. № 1. С. 69–83.
7. *Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Самойлов В.С.* Динамика формирования и магматизм позднемезозойской–кайнозойской Южно-Хангайской горячей точки мантии (Монголия) // Геотектоника. 1994. № 5. С. 37–54.
8. *Beck M.E. Jr.* Paleomagnetic record of plate-margin tectonic processes along the western edge of North America // *J. Geophys. Res.* 1980. V. 85. P. 7115–7131.
9. *Demarest H.H. Jr.* Error analysis for the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data // *J. Geophys. Res.* 1983. V. 88. P. 4321–4328.
10. *Kirschvink J.L.* The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data // *Geophys. J.R. Astron. Soc.* 1980. V. 62. P. 699–718.
11. *Molnar P., Tapponier P.* Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision // *Science.* 1975. V. 189. № 4. P. 419–426.
12. *Van der Voo R.* Phanerozoic paleomagnetic poles from Europe and North America and comparisons with continental reconstructions // *Reviews of Geophysics.* 1990. V. 28. № 2. P. 167–208.
13. *Westphal M., Bazhenov M.L., Lauer J.P. et al.* Paleomagnetic implications on the evolution of the Tethys belt from the Atlantic ocean to Pamirs since the Triassic // *Tectonophysics.* 1986. V. 123. P. 37–82.
14. *Zijderveld J.D.A. A.C.* Demagnetization in rock: analysis of results // *Methods in paleomagnetism / Eds Collinson, Creer and Runcorn.* N. Y.: Elsevier, 1967. P. 254–286.

Рецензент: Г.З. Гуарий

## Migration of Volcanic Centers of the South Khangai Hot Spot: Paleomagnetic Evidence

D. V. Kovalenko\*, V. V. Yarmolyuk\*\*, and A. V. Solov'ev\*

\*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow

\*\*Institute of the Lithosphere, Russian Academy of Sciences, Moscow

The first paleomagnetic data for Early Cretaceous and Miocene volcanic sequences of Mongolia are presented. The origin of these sequences is associated with the activity of the South Khangai hot spot. The paleomagnetic data obtained corroborate the assumption that the study areas in Mongolia have not undergone any considerable displacement relative to the South Khangai hot spot, at least since the Early Cretaceous.

УДК 551.242.2(925.18)

## СТРОЕНИЕ БЕЗОФИОЛИТОВОГО КОЛЛИЗИОННОГО ШВА ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ – ЗОНЫ НАДВИГА ГРЕЧИШКИНА

© 1997 г. М. К. Бахтеев, О. А. Морозов, С. Р. Тихомирова

*Московская государственная геологоразведочная академия*

Поступила в редакцию 03.07.95 г.

Зона надвига Гречишкина – важнейшего безофиолитового коллизионного шва Восточной Камчатки на широте Кроноцкого перешейка включает разнонаправленные надвиги северо-западного и юго-восточного падения, совокупность расчешуенных разнопорядковых складок общего смятия, тела тектонического осадочного меланжа и тектоно-гравитационных микститов. Образование внутренней структуры зоны происходило в условиях длительного поперечного сжатия, протекавшего с эоцена до конца миоцена-раннего плиоцена. В это время осуществлялось обдущивание Кроноцкого блока с юго-востока. Осадочные комплексы, принимающие участие в строении зоны, формировались на склонах разобщенных островных дуг, заложившихся на мафическом фундаменте, содержащем блоки сиалической коры.

В допозднемиоценовом фундаменте Восточной Камчатки, составной части Курило-Камчатской островодужной системы, выделяются структурно-формационные зоны: Восточных хребтов и Восточных полуостровов (мел–палеоген), Богачевская (эоцен–олигоцен) и Тюшевская (нижний–средний миоцен). К важнейшей структурной линии относится надвиг Гречишкина (рис. 1) протяженностью около 250 км, рассматриваемый в качестве сутуры, маркирующей причленение к Палеокамчатке чужеродных блоков (террейнов) Восточных полуостровов [8].

Выявленный в 1928–1929 гг. Т.А. Дегилевым и М.Н. Ивантишиным на Усть-Камчатском углепромысле, надвиг впервые был описан в 1930 г. Л.А. Гречишкиным, установившим северо-западный наклон сместителя при изменяющихся по простиранию углах ( $15^{\circ}$ – $80^{\circ}$ ) падения. От мыса Красный на север надвиг является западной границей Тюшевской зоны, южнее он разделяет Богачевскую и Тюшевскую зоны.

Морфология разрыва трактовалась по разному. По мнению А.М. Седрева [17] и М.Н. Шапиро [22, 23], зона надвига состоит из сближенных, кулисорасположенных взбросо-надвигов северо-западного падения, косо срезающих структуры всячего крыла. Местами отмечались зоны дробления и пологое залегание сместителя, определяющее появление тектонических останцов надвинутого блока. Амплитуда перемещения оценивалась в 15–20 км [22]. С другой стороны, М.Ф. Двали, В.П. Мокроусов, Н.А. Храмов и Ю.С. Салин отрицали существование надвига, указывая либо на нормальные стратиграфические взаимоотношения толщ, либо на сбросовый характер разрывов.

Авторами проведено изучение и крупномасштабное картирование надвига Гречишкина на Кроноцком перешейке (в бассейне р. Мал. Чажма и Чажминском хребте) и в пересечении вдоль р. Четвертой.

### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

На Кроноцком перешейке зона надвига Гречишкина представляет собой тектонический клин шириной до 5 км, зажатый между двумя встречными разрывами (Северо-Западным и Малочажминским надвигами), расширяющийся в юго-западном направлении и вниз по разрезу. К Северо-Западному разрыву приурочена мощная зона тектонического меланжа. В точке схождения надвигов образуется субвертикальный разрыв, по которому в соприкосновение приходят эоценовые отложения западного и нижне-среднемиоценовые восточного блоков (рис. 2). Севернее, в нижнем течении р. Четвертой, разрыв, разделяющий отложения миоцена в восточном и эоцена–олигоцена – в западном крыльях, сопровождается маломощной зоной дробления и рассланцевания, падающей на юго-восток под углом  $30^{\circ}$ .

Внутренняя часть клина, являющаяся относительным автохтоном, сложена песчаниковой толщей эоцена (970 м). Выделенная авторами, она имеет существенно вулканомиктовый состав, обладает трансгрессивным строением разреза и зеленовато-серой окраской пород. Нижний контакт не обнажен. Толща подразделяется на четыре пачки (рис. 3).

**Первая пачка** (350 м) сложена массивными, крупно- и грубозернистыми песчаниками с примесью дресвы, гравия, редкой гальки, прослоями

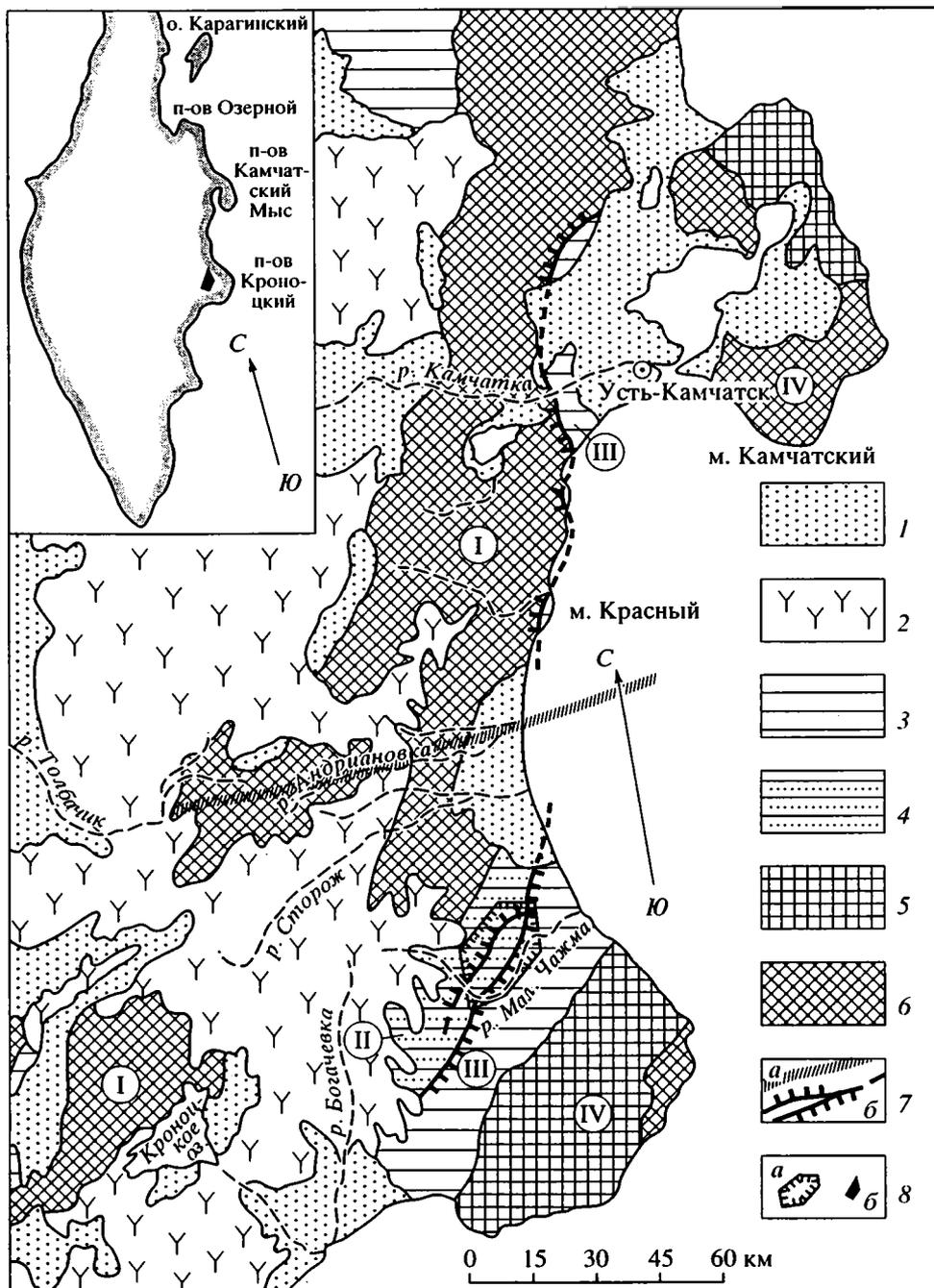


Рис. 1. Геологическая схема Восточной Камчатки.

1 – верхнеплиоцен-четвертичные терригенные отложения, 2 – верхнемиоцен-четвертичные вулканогенные образования, 3 – нижне-среднемиоценовые отложения, 4 – эоцен-олигоценые отложения, 5 – палеоцен-эоценовые отложения Восточных полуостровов, 6 – мел-палеогеновые отложения, офиолиты и хаотические комплексы, 7 – Толбачинско-Андрриановская зона поперечных разломов (а) и надвиг Гречишкина (б), 8 – район работ на схеме (а) и врезке (б). Римскими цифрами обозначены структурно-формационные зоны: I – Восточных хребтов, II – Богачевская, III – Тюшевская, IV – Восточных полуостровов.

и линзами гравелитов, туфоалевролитов и туфоаргиллитов.

Вторая пачка (200–300 м) представлена среднезернистыми песчаниками с редкими прослоями мелкозернистых разностей (иногда известковис-

тых), алевролитов, туфопесчаников и туфоаргиллитов.

Третья пачка (130–200 м) образована чередующимися мелкозернистыми песчаниками и аргиллитами, с подчиненными прослоями алевролитов

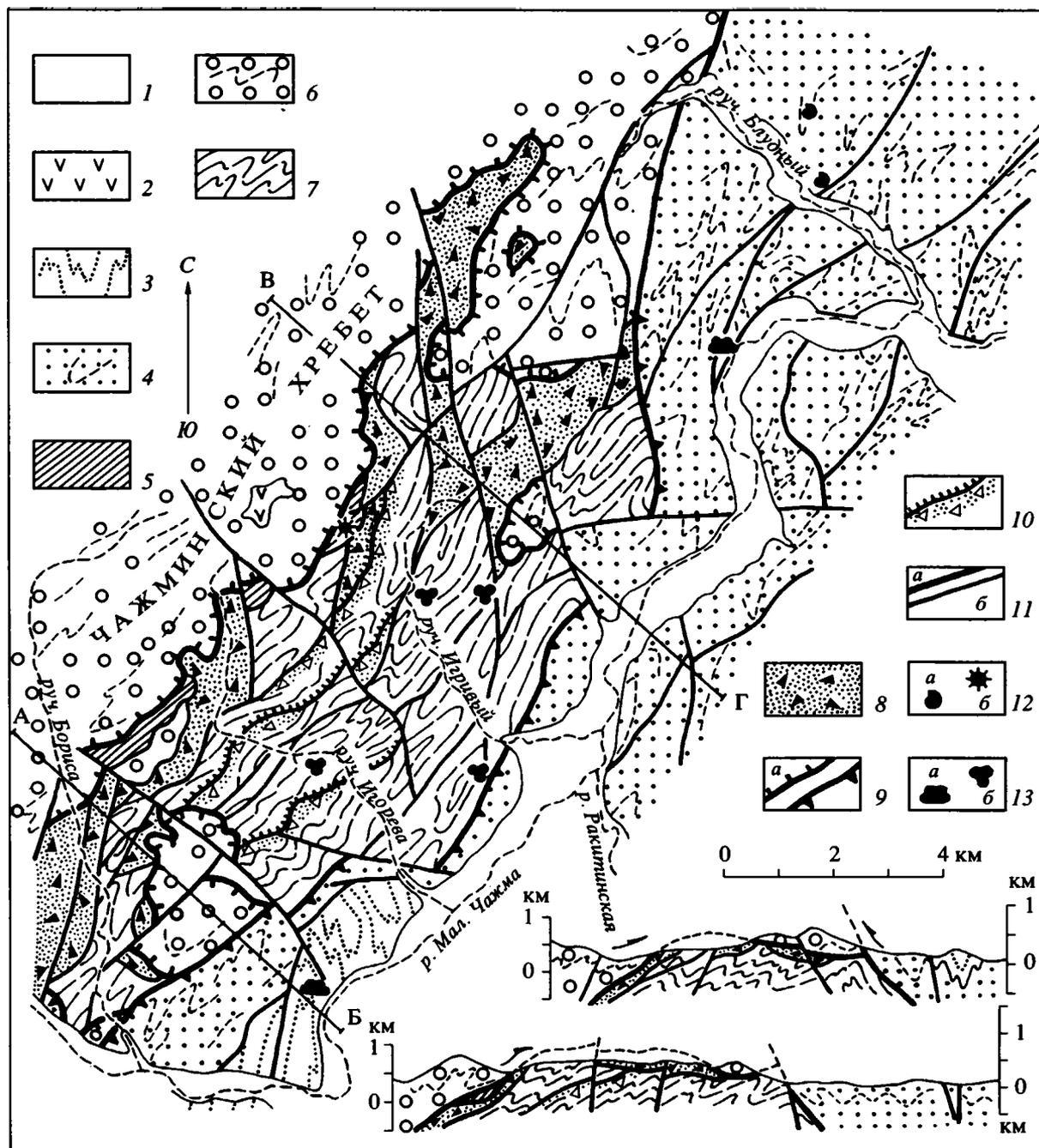


Рис. 2. Схема геологического строения зоны надвига Гречишкина в бассейне р. Мал. Чажма.

1 – четвертичные отложения; 2 – верхний плиоцен, тумрокская свита; 3 – средний миоцен, конусная свита; 4–5 – нижний–средний миоцен: 4 – таловская свита, 5 – терригенно-кремнистая толща; 6–7 – эоцен: 6 – тундровская свита, 7 – песчаниковая толща; 8 – тектонический осадочный меланж; 9 – главные надвиги: Северо-Западный (а), Малочажминский (б); 10 – микститы во фронтальных частях второстепенных надвигов; 11 – прочие разрывные нарушения: главные (а) и второстепенные (б); 12 – местонахождения ископаемой малакофауны (а) и радиолярий (б); 13 – местонахождения ископаемых диатомей (а), спор и пыльцы (б).

(том числе известковистых), туфогенных разностей, известняков, кислых туффигов.

**Четвертая пачка** (100 м) имеет флишевое строение с песчано-алевролитно-аргиллитовыми ритмами мощностью до 0.5–0.8 м. Ритмичность иногда нару-

шается линзовидными прослоями известняков. В верхах пачки залегает хаотический комплекс с тектонизированными включениями пород нижележащих пачек и алевроаргиллитовым матриксом, представляющий собой либо тектонизированную

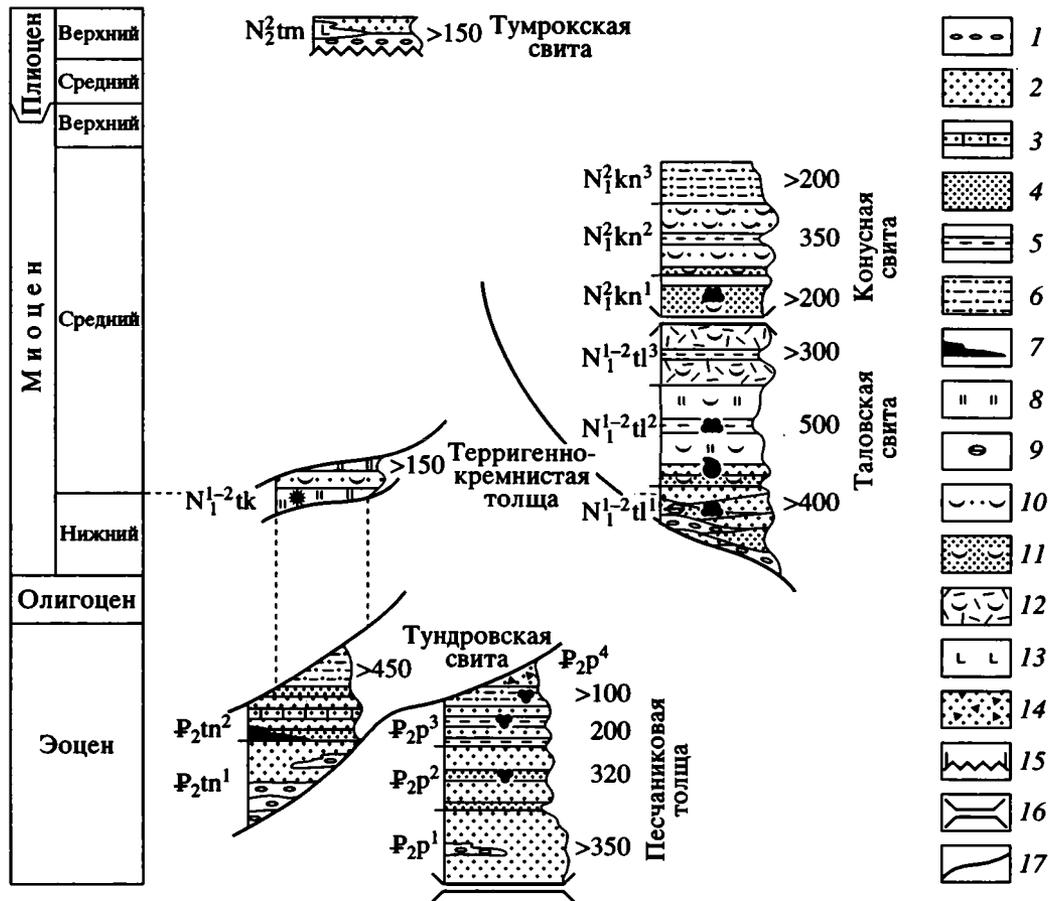


Рис. 3. Стратиграфические колонки отложений бассейна р. Мал. Чажма.

1 – конгломераты, гравелиты; 2 – песчаники; 3 – известковистые песчаники; 4 – алевролиты; 5 – аргиллиты; 6 – терригенный флиш; 7 – угли; 8 – диатомиты, радиоляриты; 9 – карбонатные конкреции; 10 – туфопесчаники; 11 – туфоалевролиты; 12 – кислые туфы; 13 – андезитбазальты; 14 – тектоно-гравитационные микститы; 15–17 – взаимоотношения толщ: 15 – угловые несогласия, 16 – неясные, 17 – тектонические. Остальные обозначения показаны на рис. 2.

олистострому, либо тектоно-гравитационные микститы. Для всей толщи типично присутствие немногочисленных остатков углефицированного растительного детрита.

Обоснование возраста в работах предшественников отсутствовало. В отобранных авторами пробах из различных частей разреза выделены палинологические спектры, в которых преобладают пыльца сосновых и березовых, присутствуют тсуги, разнообразные узколистные термофилы (восковник, вяз), кустарниковые формы (*Diervilla*, *Ericaceae*). Характерно слабое развитие таксодиевых и отсутствие теплолюбивых форм. Палинологические данные указывают на позднеэоценовый возраст вмещающих отложений. Присутствие в отдельных пробах реликтов раннепалеогеновой и меловой флоры объясняется их переотложением при разрушении субстрата (табл. 1).

Структура автохтона определяется совокупностью разнопорядковых опрокинутых, лежащих и ныряющих складок преобладающего северо-вос-

точного простирания и юго-восточной вергентности. Напряженность складчатости усиливается по мере приближения к Северо-Западному разрыву. Автохтон расчленен, а сместители надвигов, ограничивающих отдельные пластины, имеют устойчивое северо-западное падение с углами  $14^{\circ}$ – $55^{\circ}$ . Горизонтальная амплитуда смещения по ним составляет 500–800 м.

Северо-Западный разрыв является надвигом, падающим на северо-запад под углами от  $22^{\circ}$  до  $46^{\circ}$ . На отдельных участках наблюдается выполаживание сместителя, его волнистый изгиб с образованием тектонических останцов висячего крыла, тектонических окна и полуокон.

Висячее крыло Северо-Западного надвига (аллохтон-1) сложено тундровской свитой эоцена (более 850 м), разделенной на две пакки. Нижняя (более 400 м) образована темными, коричневатобурными, линзовиднослоистыми, мелкогалечными, валунно-галечными конгломератами, конглобрекциями, гравелитами и дресвяно-гравийными

Таблица 1. Состав споро-пыльцевых комплексов в породах песчаниковой толщи (об. %)

Наименование растительных остатков	Пачка 1	Пачка 2	Пачка 3	Пачка 4
Пыльца		85-96%		80-96%
<i>Abies</i> sp.		+	+	до 26
<i>Alnus</i> sp.	+	18-32		
<i>Aquilapollenites</i> sp.		*		*
<i>Aralia</i> sp.		+		
<i>Betula</i> sp.	+	до 8	+	++
<i>Cedrus</i> sp.		+		
<i>Comptonia</i> sp.				+
<i>Corya</i> sp.			+	
<i>Corylus</i> sp.		+	+	+
<i>Diervilla</i> sp.				+
Ericaceae		+		+
<i>Fagus</i> sp.	+	+		+
Juglandaceae		+		++
<i>Juglans</i> sp.	+	+	+	++
<i>Liquidambar</i> sp. ?		+		
<i>Magnolia</i> sp.				+
<i>Myrica</i> sp.	+	7-8	+	++
<i>Normapolis</i> sp.				+
<i>Oculopolis</i> sp.				+
<i>Orbiculapolis glob.</i> Chl.		*		*
<i>Picea</i> sp.	+	10-14	+	++
Pinacea sp.	+	18-28	+	
<i>Pinus</i> sp.	+	13-24	+	до 8
<i>Pinus</i> s/g Hapl.	+			
<i>Podocarpus</i> sp.		+	+	до 4
<i>Protheacidites</i> sp.		*		
<i>Pterocarya</i> sp.	+	+		+
<i>Quercus</i> sp.				+
<i>Salix</i> sp.			+	
Taxodiaceae		+	+	
<i>Taxodium</i> sp.		+		
<i>Tillia</i> sp.				+
<i>Triatripollenites</i> sp.				+
<i>Tricolpites</i> sp.				+
<i>Tricolporopollenites</i> sp.		+		+
<i>Tripoporopollenites</i> sp.				
<i>Tsuga</i> sp.	+	3-17	+	до 11
Ulmaceae		+		++
<i>Ulmoideipites</i> sp.				+
<i>Ulmus</i> sp.		+	+	
<i>Verrutricolpites</i> sp.		+	+	+
Спores		4-10%		4-10%
Cyatheaceae		*		
<i>Gleichenia</i> sp.		*		
<i>Leiotriletes</i> sp.		+	+	+
Licopodeaceae		*		*
<i>Licopodium</i> sp.		*	*	
<i>Ligodium</i> sp.		*		*
<i>Osmunda</i> sp.	+	+	+	+
Polipodiaceae	+	+		+
<i>Polipodium</i> sp.			+	
<i>Selaginella</i> sp.		*		
<i>Sphagnum</i> sp.		+	+	+

Примечание. ++ характерные формы; + единичные формы; \* единичные формы – реликты раннепалеогеновой и меловой флоры; палинологический анализ выполнен З.Ш. Соколовой (ГТИ "Качатгеология").

песчаниками, часто неравномерно известковистыми. Встречаются углефицированные остатки флоры, линзы угля, стяжения известковистых песчаников, горизонты кислых туфов. Верхняя пачка (более 450 м), иногда ритмичного строения, представлена серыми, голубовато-серыми, массивными, параллельно- и косослоистыми мелкозернистыми песчаниками, известковистыми песчаниками с прослоями алевролитов, туфоалевролитов, карбонатными конкрециями. Разрез соответствует стратотипу тундровской свиты [17], которая в районе горы Скалистой согласно перекрывается чажминской свитой олигоценового возраста [5]. Эти взаимоотношения определяют эоценовый возраст свиты.

Аллохтон-1 характеризуется более простой складчатой структурой по сравнению с относительным автохтоном. Широко развиты прямые, наклонные и опрокинутые складки. Наряду с северо-восточными, присутствуют и субмеридиональные складки.

Аллохтон-1 подстилается тектоническим меланжем. Полоса меланжа шириной до 2 км прослежена на расстоянии выше 30 км. Матрикс представлен глиноподобными милонитами. Среди включений преобладают тектонизированные обломки пород песчаниковой толщи и тундровской свиты. Размеры включений колеблются от мелких глыб до олистоплак длиной 800 м при мощности до 150 м.

Встречены также чужеродные для данного района крупные олистоплаки и олистолиты пород терригенно-кремнистой толщи нижнего-среднего миоцена (более 150 м). Толща сложена светло- и темнозелеными, тонкопараллельнослоистыми и массивными радиоляритами и диатомитами, с прослоями зеленоватосерых и темносерых туфоалевролитов, известковистых песчаников, туфопесчаников, туффитов, линзами пелитоморфных известняков. Из радиоляритов Д.И. Витухиным (ГИН РАН) определены обильные *Pentactinospira hokurikuensis* (Nakaseko), характерные для верхов нижнего-низов среднего миоцена Японии, а также верхней части нижнемиоценового разреза о-ва Карагинский.

Ранее песчаниковая толща автохтона включалась в состав тундровской свиты, а Северо-Западному надвику отводилась роль второстепенного малоамплитудного разрыва [5, 17]. Несопоставимость стратиграфических разрезов, различия в окраске, текстурных особенностях пород, приуроченность к структурным единицам, разделенным мощной зоной тектонического меланжа, указывают на принадлежность песчаниковой толщи и тундровской свиты к разным, тектонически совмещенным фаціальным зонам. Об этом же свидетельствуют особенности минерального и химического состава однотипных (среднезернистых)

песчаников, широко представленных в разрезах обоих стратонов. Среднезернистые разности выбранны в связи с тем, что в них в наименьшей степени проявлено искажающее первичные соотношения химических элементов фракционирование кварца и тяжелых минералов [14, 20].

Породы обоих стратонов относятся к граувакам [25] или к песчаникам с низким содержанием кварца [27]. В составе обломков песчаников автохтона преобладают лититы, среди которых доминируют осадочные и вулканогенные породы. Изредка встречаются диориты, гранитоиды, долериты, кварциты, зеленые и глинистые сланцы. Обломки минералов представлены плагиоклазом, пироксеном, роговой обманкой, биотитом, хлоритом, акцессорными мусковитом, апатитом, гранатом, оливином, кварцем. Единичные обломки сложены калиевым полевым шпатом, кальцитом, лейцитом, рудным минералом. В пересчете на 100% содержание кварца (Q) в породах составляет 1–5, полевых шпатов (F) 38–49, лититов и цветных минералов (L) 50–68%. Матрикс состоит из мельчайших обломков пород и минералов, кремнисто-глинистого цемента и углистого вещества. До 5% объема занимает поздний карбонатный цемент. Структура неравнозернистая, текстура беспорядочная, иногда микрослойчатая, линзовидно-микрослойчатая.

Песчаники аллохтона-1 отличаются от пород автохтона резко проявленной неравнозернистостью, обусловленной наличием дресвяно-гравийной примеси. Для них характерны обломки средних и кислых туфогенных и вулканических пород, а также присутствие обломков амфиболизированных габброидов и гнейсовидных пород. Увеличена роль карбонатных кластических частиц, отличающихся лучшей окатанностью. Состав обломочного плагиоклаза более однороден, а концентрация углефицированного вещества и известковистость более высокие. Соотношение главных обломочных компонентов в песчаниках определяется следующими величинами:  $Q = 1-3$ ,  $F = 31-35$ ,  $L = 64-68$ . В породах практически отсутствуют слойчатые микротекстуры.

Песчаники автохтона отличаются от псаммитов аллохтона-1 повышенными содержаниями  $SiO_2$ . И те, и другие имеют низкие уровни концентрации  $TiO_2$  и повышенную калиевость, более типичную для обломочных пород со средним содержанием кварца. Отличительными чертами являются обедненность Y, Sc, обогащенность Rb, Sr, Ba, Th, легкими РЗЭ, повышенные значения суммы РЗЭ и отношения  $La_N/Yb_N$  (табл. 2).

Аллохтон-1 запечатывается неавтохтоном, к которому относятся базальные слои (более 150 м) тундровской свиты верхнего плиоцена [24], слагающей подошву отложенный Восточно-Камчатского вулканического пояса. Они представлены слабо

Таблица 2. Химический состав песчаников Кроноцкого перешейка

Компоненты, отношения	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	57.16	56.67	60.89	64.62	64.66	59.52	56–62	62–73
TiO <sub>2</sub>	0.56	0.60	0.50	0.66	0.60	0.74	0.82–1.7	0.5–1.0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.34	15.69	14.59	13.96	15.69	15.55	15.4–17.5	13.0–16.7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.02	5.36	3.58	2.64	2.93	3.58		
FeO	1.51	1.71	2.31	2.97	2.44	2.76	6.2–11.2*	4.2–6.9*
MnO	0.10	0.11	0.09	0.07	0.08	0.08	0.11–0.22	0.13–0.21
MgO	4.58	4.64	3.07	2.49	2.88	2.38	1.1–4.06	1.6–2.6
CaO	4.51	5.31	4.50	2.52	4.19	3.72	2.5–5.22	0.9–4.5
Na <sub>2</sub> O	2.87	3.04	3.29	3.21	3.00	3.84	3.6–5.74	1.3–3.7
K <sub>2</sub> O	2.39	1.93	1.61	1.96	2.16	1.72	0.55–1.8	0.8–4.0
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.16	0.16	0.17	0.22	0.14	0.19	0.15–0.24	0.12–0.17
S общ.	0.10	0.10	0.10	0.08	0.01	0.08		
CO <sub>2</sub>	0.24	0.29	0.87	0.11	0.20	0.18		
H <sub>2</sub> O	3.35	3.17	2.99	1.95	1.74	0.56		
п.п.п	5.14	4.09	4.57	3.80	0.50	5.98		
Сумма	99.44	99.41	99.27	99.20	99.37	100.14		
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0.83	0.63	0.49	0.61	0.72	0.45	0.14–0.43	0.49–0.82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> * + MgO	11.28	11.90	9.21	8.43	8.52	9.02	11.7–13.2	6.1–6.5
Rb	29	22	28	45	32	34	8.5	36–165
Sr	704	718	424	301	387	508	190–266	75–222
Ba	708	806	537	–	546	–	85–100	150–588
Y	–	<5	<5	–	10	–	15–19	21–22
Zr	85	84	90	–	101	–	68–105	112–175
Nb	<3.5	<3.5	<3.5	–	<3.5	–	0.8	10–10.3
Hf	2.0	2.0	2.7	3.30	2.40	3.00	1.2–1.8	2.6–3.8
Ta	0.27	0.16	0.25	0.43	0.36	0.33	–	–
Th	1.80	1.60	2.20	3.30	2.40	2.60	0.9–1.4	7.8–16.0
Cr	150	210	120	280	120	98	31–36	40–109
Sc	21	24	21	20	19	21	25–37	15–25
La	11	10	11	14	12	13	6.8–10	25–36
Ce	22	21	24	29	25	26	15–18	53–81
Nd	12	13	13	14	13	15	8.2–10	22–26
Sm	3.1	3.2	3.2	3.40	3.20	3.50	2.2–2.8	4.5–5.33
Eu	0.96	0.98	0.97	0.91	0.94	0.96	0.97–1.1	0.9–1.1
Tb	0.51	0.54	0.58	0.57	0.58	0.58	0.39–0.52	0.6–0.65
Yb	1.6	1.6	1.8	1.70	1.70	1.90	1.8–2.3	1.6–2.0
Lu	0.24	0.23	0.28	0.26	0.27	0.29	–	0.34
Сумма РЗЭ	51.41	50.55	54.83	63.84	56.69	61.23	35–44	108–125
La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	4.65	4.22	4.13	5.56	4.77	4.62	2.6–2.9	8.5–14.8
Eu/Eu**	0.92	0.90	0.86	0.79	0.83	0.81	0.97–1.43	0.66–0.74

Примечание. 1, 2 – песчанниковая толща; 3, 4 – тундровская свита; 5, 6 – таловская и конусная свиты, 7, 8 – вариации состава песчаников с низким (7) и средним (8) содержаниями кварца в различных регионах мира [20].

Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\* – общее железо в виде Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; FeO\* – общее железо в виде FeO. Значение Eu/Eu\*\* рассчитано как Eu<sub>N</sub>/(Sm<sub>N</sub> · Tb<sub>N</sub>)<sup>1/2</sup>. Силикатные анализы выполнены в ЦЛ ГПП «Камчатгеология». Аналитики А.Е. Ковалева, В.П. Чичева. Содержание редких элементов определено в лаборатории ВИМС рентгено-спектральным (Rb, Sr, Zr, Y, Nb), эмиссионным спектральным (Co, Ni, V), спектрофотометрическим (Cr) и рентгенорадиометрическим (Ba) методами. Аналитики Т.М. Ильясова, Н.П. Картанова, Н.А. Ларикова, В.И. Симакова. Содержание РЗЭ, Hf, Ta, Th, Sc определено инструментальным нейтронно-активационным методом в лаборатории ГИН РАН, аналитик С.М. Ляпунов. Содержание петрогенных элементов приведено в масс. %, редких и редкоземельных элементов – в г/т.

литифицированными конгломератами, гравели- тами, песчаниками, рыхлыми гравийниками и пес- ками с маломощными линзовидными прослоями андезибазальтов. Неоавтохтон образует монокли- наль, полого падающую на запад-северо-запад.

Юго-восточная граница автохтона проходит по Малочажминскому разрыву, срезающему Се- веро-Западный надвиг. В плане разрыв имеет из- вилистую конфигурацию и юго-восточное паде- ние сместителя с углами от 15° до 75°. Вишнее кры- ло разрыва – аллохтон-2 сложено таловской и конусной свитами нижнего–среднего миоцена, име- ющими тектонические взаимоотношения как с бо- лее древними отложениями, так и друг с другом.

Таловская свита (более 1200 м) расчленяется на три пачки.

**Нижняя пачка** (более 400 м), фациально меня- ющаяся и линзовидно построенная, представлена волнисто- и косослойстыми, разнотекстурированными, не- равномерно известковистыми песчаниками, алевро- литами, туфоалевролитами с “плавающей” галькой магматических пород и кварца, гравели- тами, конгломератами, известняками, кислыми туфами.

**Средняя пачка** (500 м) сложена тонкослойсты- ми диатомитами и радиоляритами (в том числе туфогенными), аргиллитами, алевролитами, туф- фитами, песчаниками, туфопесчаниками, кислы- ми туфами, известняками с примесью туфогенных частиц, линзами осадочных брекчий. Местами на- блюдается туфогенный флиш с олистолитами из- вестняков, андезитов, андезибазальтов и их туфов, риолитов, туфогенно-осадочных пород. Встреча- ются рассеянные дресва, гравий, галька.

**Верхняя пачка** (более 300 м) образована туфа- ми кислого состава, с прослоями туффитов, пес- чаников, туфоалевролитов, аргиллитов, кремни- стых пород. Для всего разреза характерны редкие карбонатные конкреции.

В карбонатных конкрециях нижней пачки со- держатся диатомеи: *Actinocyclus ingens* Rattray, *A. tzugariensis* Kanayae, *Concinodiscus marginatus* Ehrenberg, *C. radiatus* Akiba and Yanagisawa, *Crucidentucula kanayae* Akiba and Yanagisawa, *Cymatosira debyi* Tempere et Brun, *Dicladia capreolus* Ehrenberg, *Kisseleviella ezoensis* Akiba, *Ikebea tenuis* (Brun) Ak- iba, *Navicula aff. distans*, *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve, *Pseudopyxilla americana* (Ehrenberg) Forti, *Rhizosolenia aff. hebetata*, *Xanthiopyxis diaphona* Forti и др. Присутствие зонального вида *Crucidentucula kanayae*, а также *Actinocyclus ingens*, *A. tzugariensis*, *Kisseleviella ezoensis* позволяют датировать пачку концом раннего миоцена (зона *Crucidentucula kanayae*) с максимальным возрастным диапазо- ном 18–16 млн. лет (определения Т.В. Орешки- ной, ГИН РАН). В средней пачке встречены ос- татки малакофауны *Mytilus dvalei* L. Krisht., *M. mathewsoni* Gabb. var. nov., *Sipho* (*Anlacofusus*)

cf. *dvalei* L. Krisht. (определения С.А. Бобряковой, Л.К. Пелехатой, ГПП “Камчатгеология”) средне- миоценового возраста и миоценовых диатомей *Paralia clavigera*, *Xanthiopyxis diaphona*, *Ikebea te- nius*, *Cymatosira debyi*, *Actinocyclus ingens* и др. (оп- ределения Т.В. Орешкиной). Возраст таловской свиты принимается ранее-среднемиоценовым.

Конусная свита (более 750 м) отличается от та- ловской меньшей литифицированностью. Свита расчленяется на три пачки.

**Нижняя** (более 200 м) сложена фарфоровид- ными радиоляриево-диатомовыми туфоалевро- литами и туфодиатомитами, с прослоями мелко- среднезернистых песчаников и туфопесчаников. **Средняя пачка** (350 м) представлена тонкопарал- лельно- и косослойчатыми радиоляриево-диато- мовыми туфопесчаниками, вулканомиктовыми песчаниками с редкими дресвяными и гравийны- ми зернами кремнистых и эффузивных пород, члениками криноидей и остатками мелкого рас- тительного детрита, прослоями алевролитов, ар- гиллитов, туфоаргиллитов, известняков.

**Верхняя пачка** (более 200 м) имеет флишод- ное строение с мощностью алевролит-аргиллито- вых ритмов 0.6–1 м при преобладании радиоляри- ево-диатомовых глинистых пород.

В свите обнаружены *Yoldia kovatschensis* L. Krisht., *Y. trapezoides* L. Krisht. олигоцен-миоце- нового возраста (определения С.А. Бобряковой и Л.К. Пелехатой), миоценовые диатомовые *Xanthiopyxis diaphana* Forti, *Ikebea tenuis* (Brun) Ak- iba, *Cymatosira debyi* Tempere et Brun, *Actinocyclus ingens* Rattray и др. (определения Т.В. Орешки- ной). Возраст конусной свиты отвечает среднему миоцену [17].

Сопоставление среднезернистых песчаников таловской и конусной свит с песчаниками эоцена показывает, что по минералогическим и химиче- ским особенностям они наиболее близки песчани- кам тундровской свиты (рис. 4). Петрогеохимиче- ские особенности обусловлены примесью обло- мочных компонентов кислого состава.

Структура аллохтона-2 определяется разнопо- рядковыми субмеридиональными прямыми, на- клонными и в меньшей степени опрокинутыми складками с восток-юго-восточной и запад-севе- ро-западной вергентностью. Реже встречаются складки северо-восточного и северо-западного простирания. Малоамплитудные северо-восточ- ные взбросы, реже сбросы, разбивают аллохтон- 2 на клавишеобразные блоки и узкие тектониче- ские клинья. Сместители падают как на северо- запад, так и на юго-восток под углами 26°–55°, иногда залегают вертикально.

Наиболее молодым элементом структурного ансамбля района является система субмеридио- нальных, субширотных и северо-западных сдви- гов и сбросо-сдвигов, расчленяющих Северо-За-

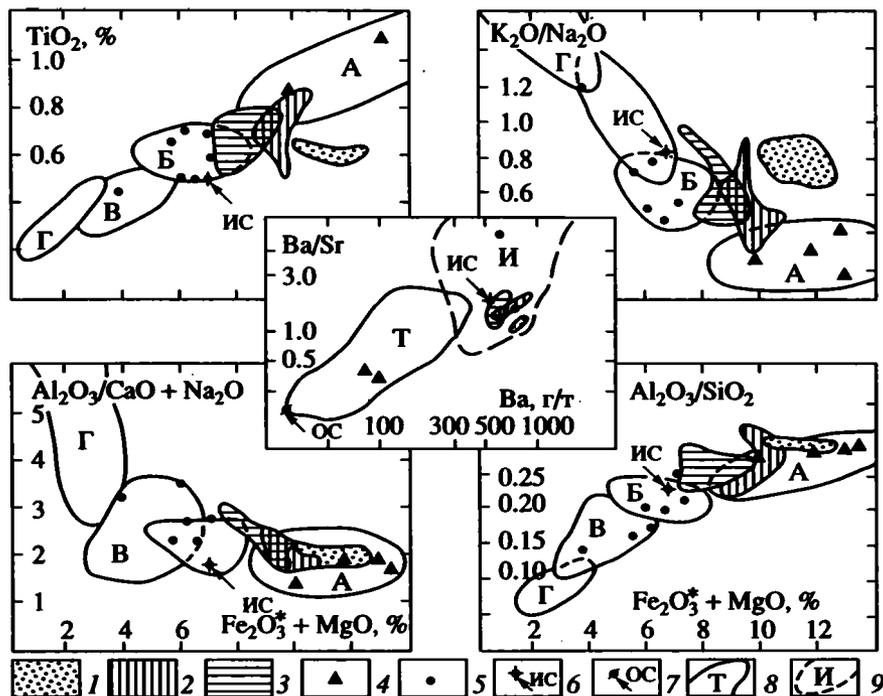


Рис. 4. Состав песчаников Кроноцкого перешейка на диаграммах М. Бхатия [26] и диаграмме Ba–Ba/Sr.

1–3 – поля составов песчаников Кроноцкого перешейка: 1 – песчанниковая толща, 2 – тундровская свита, 3 – таловская и конусная свиты; 4–5 – песчаники других регионов с низким (4) и средним (5) содержаниями кварца; 6–7 – средние составы верхней континентальной (6) и океанической (7) земной коры [20]; 8 – поле составов толейтовых кислых магматических пород океанического дна, окраинных морей и внутриокеанических островных дуг (по [1, 4, 7, 9, 10, 15]); 9 – поле составов известково-щелочных кислых магматических пород активных континентальных окраин и периферийно-океанических островных дуг (по [1, 3, 12]).

A–Г – песчаники различных геодинамических обстановок [26]: островных дуг с корой океанического (A) и континентального (B) типов, активных (B) и пассивных (Г) континентальных окраин.

падный и Малочажминский разрывы на отдельные отрезки. Амплитуды право- и левосторонних горизонтальных перемещений по ним не превышают нескольких сотен метров. К субмеридиональным разрывам приурочены дайкообразные тела и силлы позднемиоцен-раннеплиоценовых тешенитов и трахидолеритов [21]. Субширотные разрывы представляют продолжение сдвигов, выделенных в северо-восточной части Кроноцкого полуострова и относящихся к зоне Шапинско-Чажминского поперечного сбросо-сдвига [18].

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Данные по строению зоны надвига Гречишкина требуют ответа на вопросы о времени его заложения и активизации, кинематике движений и значении в формировании активной континентальной окраины.

Судя по морфологии и взаимоотношениям отдельных складок и разрывов, структурный рисунок зоны надвига Гречишкина сформировался в условиях поперечного сжатия и горизонтального стягивания масс горных пород. Сопоставление

одновозрастных разрезов по обе стороны от Северо-Западного и Малочажминского разрывов указывает на длительную историю существования структуры. Как тектонически активная зона, она существовала уже в эоцене. Горизонтальные перемещения по Северо-Западному разрыву протекали одновременно с позднеэоценовым осадконакоплением, что подтверждается присутствием в песчанниковой толще хаотического комплекса. В течение позднего эоцена–среднего миоцена с северо-запада происходило надвигание тектонической пластины аллохтона-1. В результате произошло расчленивание автохтона, и мелководные отложения тундровской свиты тектонически перекрыли более глубоководные образования песчанниковой толщи. Надежным временным репером этих перемещений является позднеэоценовый возраст микститов песчанниковой толщи и ранне-среднемиоценовый возраст включений тектонического меланжа.

Более молодые тектонические движения конца миоцена–начала плиоцена привели к обдукции по Малочажминскому разрыву с юго-востока ранне-среднемиоценовых отложений аллохтона-2.

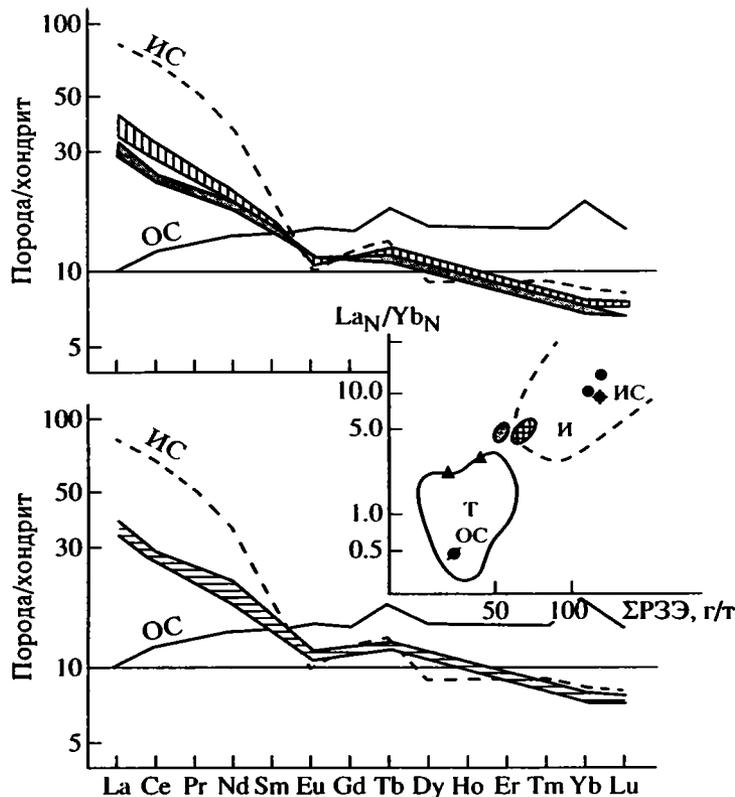


Рис. 5. Распределение редкоземельных элементов и соотношение сумма PЗЭ– $La_N/Yb_N$  в песчаниках Кроноцкого перешейка.

Условные обозначения показаны на рис. 4. Перекрестная штриховка – перасчлененное поле составов песчаников тундровской, таловской и конусной свит.

Присутствие в составе последних складок субмеридионального направления может свидетельствовать о косом характере обдукции. Судя по возрасту неавтохтона, горизонтальные перемещения в зоне надвига Гречишкина закончились к позднему плиоцену.

Севернее мыса Красный надвиг Гречишкина падает на северо-запад [22]. Малочажминский разрыв, являющийся фрагментом этой структуры, имеет юго-восточное падение. Такое же падение разрыва установлено и в нижнем течении р. Четвертой. Примечательно, что в непосредственной близости от изученного района и ранее фиксировались отдельные разрывы с восточным падением сместителей. Так, в среднем течении р. Ракитинской складчатая структура миоцена "...осложнена взбросом, имеющим необычный для Кроноцкого района наклон сместителя на восток" [23, с. 90]. По-видимому, строение надвига Гречишкина и к северу от мыса Красный может быть более сложным, чем представлялось в [22]. Подтверждением этому служат наблюдения Г.А. Берсона, отмечавшего в Нижне-Камчатском районе линейные складки северо-западной вергентности. Не исключено также влияние на характер движений в конце миоцена шарнирного

поперечного разлома трансформного типа (Толбачинско-Адриановского?), к северу от которого по надвику Гречишкина могла происходить субдукция, а к югу – обдукция причленявшихся блоков.

Особенности состава обломочных пород эоцена свидетельствуют, что они образованы на склоне активной континентальной окраины, вблизи разрушавшегося вулканического сооружения. К этим особенностям относятся обилие в песчаниках обломков вулканогенных пород, низкое содержание кварца, бимодальное распределение составов плагиоклазов [14]. Отложения аллохтона-1 накапливались скорее всего в пределах относительно мелководной преддуговой осадочной террасы, относительного автохтона – в нижней части склона островной палеодуги, на что указывают детали строения толщ.

Массивный облик песчаников, присутствующих в разрезе автохтона, плохая сортировка и хаотический гранулометрический состав указывают на участие в их формировании зерновых гравитационных потоков. Наряду с гравититами происходило накопление гемипелагических глинистых, глинисто-туффитовых и планктоногенных известковых осадков, в микрослойчатых

текстурах которых нашли отражение периодически существовавшие вдольсклоновые движения водной среды. Процессы достаточно быстро образования осадков способствовали сохранению растительного детрита, смытого с верхних частей склона. Подобные пояса осадков на склоне Курило-Камчатской дуги спускаются до глубин 3–5 км [8].

Учитывая структурные данные о перемещении аллохтона-1 с северо-запада, естественным является предположение о связи эоценового преддугового осадочного бассейна с Корякско-Западно-Камчатской среднеэоцен-олигоценовой вулканической дугой [8].

Ранне-, среднемиоценовые отложения аллохтона-2 могли сформироваться в обстановках как преддугового, так и задугового компенсированных прогибов, на что указывают присутствие в основании таловской свиты конгломерато-гравелито-песчаниковых отложений, появление в вышележащих породах текстур взмучивания, рассеянных зерен дресвы и гравия, развитие линзовидно-, коси и конволютнослойчатых текстур, сочетание остатков планктонных, нектонных и бентосных организмов, растительного детрита.

Наиболее близким аналогом миоценового осадочного комплекса является разрез позднеэоцен(?)–четвертичных отложений преддуговой впадины на внешнем склоне о. Хонсю, вскрытый скважиной 438-А DSDP [11]. Вместе с тем широкое развитие биогенных кремнисто-глинистых и туфокремнистых отложений типично и для современных котловин Охотского, Берингова и Японского морей [6].

Изучение ранне-, среднемиоценовых отложений аллохтона-2 подтверждает более ранние наблюдения о присутствии в их составе обломочного материала гранитоидов, андезитов, дацитов, риолитов, туфов и игнимбригов. Это исключает возможность формирования отложений за счет размыва пород Восточных хребтов Камчатки, где подобные образования соответствующего возраста неизвестны, и заставляет искать источник сиалического обломочного материала к востоку от современной береговой линии [2, 22]. Учитывая возможность обдукции по Малочажминскому разрыву Кроноцкого блока с востока, естественным является предположение о поступлении сиалического материала в миоценовый осадочный бассейн с разрушающейся палеоэоценовой островной дуги, фрагменты которой на Кроноцком п-ве “законсервированы в отложениях кубовской и козловской свит. Эта дуга заложилась на океанической коре внутри Тихого океана, а затем, после прекращения субдукции под нее плиты Кула, оказалась разбитой на три части, одна из которых в виде Камчатских полуостровов подошла к окраине Евразии к концу миоцена [8].

Наличие кислого обломочного материала в разрезе миоцена заставляет пересмотреть пред-

ставления об океаническом фундаменте островной дуги, придрейфовавшей с востока. По-видимому, присутствующие среди обломков таловской и конусной свит кислые породы входили в состав разрушавшегося фундамента этой дуги. Свидетельствующие об этом минералогические данные подтверждаются и особенностями химического состава песчаников.

Судя по фемичности ( $\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}$ ) (рис. 4), песчаники автохтона, аллохтона-1, часть псаммитов аллохтона-2 сформировались на коре океанического типа. Но с этим не согласуются низкие значения  $\text{TiO}_2$  и высокие отношения  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ . Кроме того, соотношения  $\text{Ba}-\text{Ba}/\text{Sr}$  в песчаниках соответствуют кислым известково-щелочным магматическим породам активных континентальных окраин или периферийно-океанических островных дуг. Типично континентальными являются уровни концентрации в породах тяжелых РЗЭ. Содержания легких РЗЭ, суммарное количество РЗЭ и отношения  $\text{La}_N/\text{Yb}_N$  промежуточны между океаническими толеитовыми и островодужными, континентальными известково-щелочными сериями пород (рис. 5). Несколько понижены по сравнению с малокварцевыми граувакками значения  $\text{Eu}/\text{Eu}^{**}$  (табл. 2), отражающие слабо проявленное на спайдер-диаграммах европиевый минимум, который обычно характерен для пород континентального происхождения [20].

Все это приводит к выводу, что эоценовые и миоценовые песчаники представляют собой механическую смесь, в которой наряду с преобладающими островодужными присутствуют и компоненты континентальной (субконтинентальной) коры. Блоки последней входили, по-видимому, в состав фундамента островодужных систем.

## ВЫВОДЫ

1. Структурный ансамбль зоны важнейшего безофиолитового коллизонного шва Восточной Камчатки (надвига Гречишкина) включает разнонаправленные надвиги северо-западного и юго-восточного падения, совокупность расчлененных разнопорядковых складок общего смятия, тела тектонического осадочного меланжа, гравитационных или тектоно-гравитационных микститов. Структурный рисунок сформировался в условиях длительно протекавшего поперечного сжатия, обусловленного встречными горизонтальными перемещениями, закончившимися к позднему плиоцену и протекавшими одновременно с осадконакоплением.

2. Особенности литологии пород эоцена и миоцена, развитых в зоне коллизонного шва, свидетельствует об их образовании на активной континентальной окраине, в пределах разрушающихся эоцен-олигоценовых островодужных систем.

Мафический фундамент островных дуг содержал блоки сиалической коры континентального типа.

Работы проведены при финансовой поддержке РФФИ (проект 95-05-14525)

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдейко Г.П., Бабанский А.Д., Богатилов О.А. и др. Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей // М.: Наука, 1987. 336 с.
2. Арсанов А.С. Опыт естественного стратиграфического расчленения разреза олигоцен-миоценовых отложений Кроноцкого района Восточной Камчатки // Проблемы стратиграфии и исторической геологии. М.: Изд-во МГУ, 1978. С. 181–191.
3. Баркер Ф., Миллард-мл. Х.Т. Четыре серии низкокальциевых кислых пород запада США // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 306–319.
4. Брайан У.Б. Низкокальциевые дациты островной дуги Тонга-Кермадек: петрография, химизм и петрогенезис // Там же. С. 418–432.
5. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1000000 (новая серия). Лист №(56), 57–Петропавловск-Камчатский: Объяснительная записка. Л.: Министерство геологии СССР, ВСЕГЕИ, 1989, 98 с.
6. Геология океана. Осадкообразование и магматизм океана / Отв. ред. Безруков П.Л. М.: Наука, 1979. 415 с.
7. Гилл Дж.Б., Сторк А.Л. Миоценовые низкокальциевые дациты и трондьемиты островов Фиджи // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 456–470.
8. Зонненишайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 2. 334 с.
9. Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 152 с.
10. Колман Р.Г., Донати М.М. Еще раз об океанических плагиогранитах // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 118–130.
11. Конохов А.И. Осадочные формации в зонах перехода от континента к океану. М.: Недра, 1987. 222 с.
12. Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск.: Наука, 1985. 199 с.
13. Леглер В.А. Новейшие разломы и горизонтальные тектонические движения Восточной Камчатки: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Хабаровск, 1978. 24 с.
14. Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 309 с.
15. Малайренко А.Н. Формационно-генетические типы гранитоидов хребта Кюсю-Палау (Филиппинское море) // Доклады АН СССР. 1991. Т. 320. № 3. С. 700–704.
16. Мурдмаа И.О. Фации океанов. М.: Наука, 1987. 301 с.
17. Садреев А.М. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Восточно-Камчатская. Листы №57–XII, XVIII, №58–VII: Объяснительная записка. М.: Министерство геологии СССР, 1981. 97 с.
18. Супруненко О.И. Важнейшие разломы центральной части Восточной Камчатки // ДАН СССР. 1970. Т. 192. № 3. С. 619–622.
19. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.
20. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. Рассмотрение геохимической летописи, запечатленной в горных породах. М.: Мир, 1988. 379 с.
21. Тихомирова С.Р., Бахтеев М.К., Морозов О.А. Натровая щелочно-габбродная формация Восточной Камчатки // Бюл. МОИП, отдел. геол. 1992. № 4. С. 99–106.
22. Шапиро М.Н. Надвиг Гречишкина на побережье Камчатского залива // Геотектоника. 1980. № 3. С. 102–110.
23. Шапиро М.Н., Селиверстов В.А. Морфология и возраст складчатых структур Восточной Камчатки на широте Кроноцкого полуострова // Геотектоника. 1975. № 4. С. 85–94.
24. Шапиро М.Н., Ермаков В.А., Шанцер А.Е. и др. Очерки тектонического развития Камчатки. М.: Наука, 1987. 248 с.
25. Шутов В.Д. Минеральные парагенезисы граувакковых комплексов. М.: Наука, 1975. Вып. 178. С. 110.
26. Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geol. 1983. V. 91. P. 611–627.
27. Crook K.A.W. Lithogenesis and geotectonics: the significance of compositional variation in flysh arenites (graywackes) // Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Pub. 1974. V. 19. P. 222–235.

Рецензенты: Н.В. Короновский, С.А. Куренков

## Structure of the Eastern Kamchatka Ophiolite-free Collisional Suture—Grechishkin Thrust

M. K. Bakhteev, O. A. Morozov, and S. R. Tikhomirova

Moscow State Geological Exploration Academy, Moscow

Grechishkin thrust—the main ophiolite-free collisional suture in eastern Kamchatka—includes, at the Kronotsky Isthmus latitude, (i) variously trending thrust faults that dip NW and SE, (ii) a system of sliced, general-compression folds of several orders, (iii) sedimentary mélanges, and (iv) tectono-gravitational mixtures (olistostromes). The Grechishkin thrust acquired its present inner structure through a long-lasting, Eocene through terminal Miocene to Early Pliocene transverse compression, as the Kronotsky block was obducted from the southeast. Sedimentary complexes that are involved in the thrust were deposited on the slopes of independent island arcs that emerged on a mafic basement incorporating sialic crustal blocks.

УДК 551.24.02

## ТЕПЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ ПРИ ФАЗОВЫХ ПРЕВРАЩЕНИЯХ В ОБОЛОЧКЕ ЗЕМЛИ И ИХ РОЛЬ В ДВИЖЕНИИ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

© 1997 г. Л. А. Волохонский

Научно-производственное предприятие "Термоэкология", Москва

Поступила в редакцию 29.01.96 г.

Тепловые процессы в оболочках, сопровождающиеся фазовыми превращениями, приводят к возникновению термических напряжений и разрушению оболочки. Рассмотрена концепция развития геодинамических процессов в верхней оболочке Земли, в основу которой положен анализ энергетического баланса системы "литосфера + астеносфера". Показано, что причиной периодического раскрытия рифтовых трещин и горизонтального перемещения литосферных плит является избыточный глубинный тепловой поток, который инициирует фазовые превращения в астеносфере, сопровождающиеся увеличением объема жидкой фазы, а также поддерживает гидродинамическую проводимость астеносферы.

Движения литосферных плит происходят благодаря распорным усилиям в рифтовых зонах после внедрения в них магматического расплава и накопления потенциальной энергии. Обратное перемещение материала в виде жидкого ликвата происходит через твердый каркас астеносферы.

Расчетная величина скорости составляет 1.8 см/год, что соответствует усредненным экспериментальным данным.

### ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время большинство сторонников концепции тектоники литосферных плит считает, что плиты движутся благодаря конвективным течениям внутри Земли. При этом все предлагаемые механизмы, с помощью которых конвективные течения перемещают плиты [7, 9, 12, 15], опираются на недостаточно изученные физические свойства мантийного вещества, что не дает возможности математически строго доказать действенность механизмов. Те же трудности встречает и теория "плюмов".

Автор выдвигает новую концепцию, положения которой основаны на его многолетнем опыте работы в сфере металлургии, где тепловые процессы описываются такими же законами, а физико-химические свойства веществ и уровень температур практически соответствуют внутриземным. Это позволяет использовать известный математический аппарат и экспериментальный материал для расчета тепловых процессов в системе "литосфера + астеносфера" и энергетического баланса системы.

### НАКОПЛЕНИЕ РАСПЛАВА В АСТЕНОСФЕРЕ И ПЕРВИЧНЫЕ РАЗРЫВЫ ЛИТОСФЕРНОЙ ОБОЛОЧКИ

Геодинамика литосферы определяется тепловыми процессами в верхней части мантии. Известно, что при избыточном тепловом потоке, идущем

из недр Земли к ее поверхности, под литосферой формируется зона, где вещество частично расплавлено, – астеносфера. Месторасположение этой зоны рассчитано с помощью математической модели в работе [16] и подтверждается данными сейсмического зондирования. Наличие астеносферы является обязательным условием возможности горизонтальных перемещений литосферы.

Расчеты показывают, что одной лишь теплопроводности литосферы недостаточно для того, чтобы отвести тепловой поток, подводимый из мантии Земли. Иные виды теплопередачи (с флюидами), по данным [14], могут добавить всего 30%. Следовательно, тепловая энергия должна накапливаться в горизонтах, где температура близка к температуре плавления. Такая ситуация вероятна для того периода существования Земли, когда разогрев ее уже допускал возникновение астеносферы, но литосфера еще представляла собой твердую оболочку, не имевшую сквозных трещин для выхода расплава (рис. 1).

Образование астеносферы – следствие плавления (в результате избытка тепловой энергии) легкоплавких компонентов внутри твердого каркаса из более тугоплавких веществ.

Удельный объем вещества при фазовом переходе, как известно, резко увеличивается, а так как расплав находится в замкнутом пространстве, то процесс плавления неизбежно сопровождается повышением внутреннего давления, что, в свою очередь, вызывает постепенное увеличение давления

на твердую оболочку – литосферу. Литосфера начнет растягиваться пропорционально растущему объему жидкой фазы вплоть до разрыва [8].

При этом глубинный тепловой поток расходуется на нагрев твердой и жидкой фаз, фазовый переход и механическую работу, затрачиваемую, во-первых, на термическое расширение твердой фазы и, во-вторых, на подъем оболочки с преодолением силы земного притяжения.

Методы расчета энергетического баланса при плавлении–затвердевании достаточно разработаны. Автору неоднократно приходилось применять эти методы для анализа тепловых процессов в металлургических печах и убеждаться в их надежности и точности [2]. Химический состав (по основным компонентам) и физические свойства магмы близки к составу и свойствам металлургических шлаков, одинаков и уровень температуры. Это дает основания при нашем анализе использовать известные закономерности теплопередачи и гидродинамики в затвердевающих шлаках сложного состава, а также значения их физических свойств. Необходимо отметить также одно важное обстоятельство. Скрытая теплота плавления преобладающих в составе верхней мантии соединений составляет 150–250 ккал/кг – величина очень большая, поэтому фазовый переход требует существенных энергозатрат и имеет длительную тепловую инерцию. Иными словами, астеносфера обладает высокой устойчивостью к тепловому воздействию и меняет весьма медленно такие свои качества, как температурное поле, объем и теплосодержание.

Расчет температурного поля выполнялся нами с использованием математической модели, описанной в [16], с учетом эффективной теплопроводности и теплоты плавления в двухфазной области. Он показал, что зона частичного плавления располагается именно там, где наблюдаются признаки астеносферы. В сумме составляющих энергобаланса около 90% расходуется на плавление и около 10% на накопление потенциальной энергии – подъем литосферы. Рост температуры оказывается прямо пропорциональным величине теплового потока, подводимого к астеносфере. В свою очередь, повышение давления на литосферу снизу также пропорционально росту температуры, а расширение оболочки – пропорционально этому давлению.

Давление, при котором произойдет разрушение оболочки (для сферы), определяется по формуле [8]

$$P_p = 2\delta_n[\sigma]_p/R, \quad (1)$$

где  $[\sigma]_p$  – предел прочности на разрыв;  $\delta_n$  – толщина литосферы;  $R$  – радиус Земли.

Продолжительность нагрева до разрыва

$$t = \frac{P_p}{dp/dt}, \quad (2)$$

где  $t$  – время.

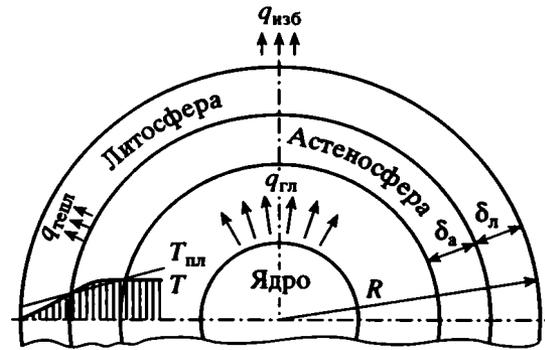


Рис. 1. Тепловые потоки в оболочках Земли в начале тектогенеза.

$R$  – радиус Земли;  $\delta_l$  – и  $\delta_a$  – толщины литосферы и астеносферы;  $q_{тепл}$  и  $q_{гл}$  – тепловые потоки, отводимый от астеносферы и подводимый;  $q_{изб}$  – избыточный тепловой поток;  $T$  и  $T_{пл}$  – распределение температуры и температуры плавления по толщине оболочек.

Для расчетов средняя величина глубинного теплового потока нами была принята в пределах 0.15 Вт/м<sup>2</sup>. Эта величина в 5 раз превышает современный глубинный тепловой поток (0.03 Вт/м<sup>2</sup> [5, 10]), достаточно хорошо изученный. Такое увеличение в катархее обосновано в [11, 18] повышенным радиогенным тепловыделением, а также началом дифференциации вещества мантии, являющегося неперемешанным условием и одновременно следствием появления жидкой фазы в мантии.

Принятая величина соответствует толщине первичной литосферы, при которой глубинный тепловой поток отводится теплопроводностью (20 км). Современный глубинный тепловой поток отводится теплопроводностью уже при толщине 100 км.

Приняв в качестве исходного положение, что весь глубинный тепловой поток идет на плавление вещества астеносферы (погрешность 10%), можно последовательно рассчитать:

- объем расплава, который необходимо накопить в астеносфере;
- давление, необходимое для разрыва в зависимости от толщины астеносферы;
- продолжительность накопления расплава.

Некоторая неопределенность все же возникает из-за отсутствия точных знаний о температурном поле Земли. Мы исходили из предположения, что температуры в зоне образования астеносферы близки к температуре плавления и составляют [6] на глубине 100 км – 1500°C, а на глубине 400 км – 1600°C.

Это, однако, не имеет принципиального значения, так как количество расплава, необходимое для разрыва литосферы, не зависит от ее толщины.

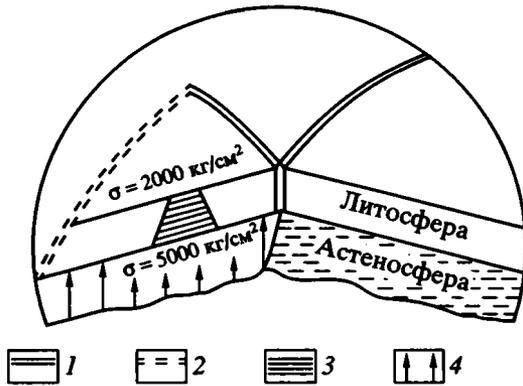


Рис. 2. Первичное образование границ литосферных плит.

1 – первичные трещины; 2 – замыкающая трещина;  
3 – распределение предела прочности на разрыв ( $\sigma$ ) по толщине; 4 – давление на лепесток.

Объяснение этому, казалось бы, парадоксальному факту простое: тонкая оболочка легче поддается растяжению, и, хотя разрывное давление меньше, необходимое количество расплава такое же, как и при более толстой оболочке.

Расчеты по формулам (1), (2) дают следующие результаты. При толщине литосферы 20 км разрывное давление составляет 30 атмосфер, при толщине 50 км – 75 атмосфер. Продолжительность накопления во всех случаях составляет 75 млн. лет, а объем расплава таков, что при 10%-ном содержании его в астеносфере толщина последней будет равной 315 км.

Все изложенное выше применимо для описания динамики первичного образования астеносферы. В этот период можно предполагать относительную равномерность объемного тепловыделения и, следовательно, подвода тепла к оболочке. Отсюда вытекает следствие о возможности одновременного образования астеносферы под всей поверхностью земного шара.

Продолжительность разогрева до начала образования первичной астеносферы при принятом тепловыделении (радиогенном) нами оценивается не более 0.7 млрд. лет, т.е. укладывается в катархейскую стадию развития Земли. Добавляя к нему 0.075 млрд. лет – время накопления необходимого для разрыва оболочки количества расплава, получаем хорошее совпадение с возрастом первых тектоно-магматических событий – менее 3.8 млрд. лет назад.

Обобщая результаты, приведенные в монографии [18], можно утверждать, что не имеется надежных данных о наличии более ранних тектонических событий. В то же время в период 3.8–3.5 млрд. лет образовалось по крайней мере 9 кратонов с одинаковыми структурами протоконтинентальной “серогнейсовой” коры. Данные палеомагнетизма

подтверждают существование магнитного поля Земли с эпохи 3.5 млрд. лет.

Факт одновременности повсеместного образования первичной астеносферы очень важен, так как позволяет сделать вывод о принципиальной возможности одновременных разрывов оболочки по крайней мере в конце первого тектонического события. При разрыве литосферной оболочки должны были образоваться разломы, исходящие из одной точки и разделяющие литосферу на “лепестки” (рис. 2). Развитие разломов сопровождалось снятием избыточного давления не мгновенно, поэтому остаточное давление в астеносфере было вполне в состоянии полностью отломать “лепесток”, лишив его механической связи с остальной оболочкой. Таким образом, литосфера (или часть ее) уже с самого начала своего существования имела возможность оказаться разделенной на отдельные плиты.

Различные варианты трещинообразования зависят от толщины литосферы в момент разрыва, которая, в свою очередь, зависит от величины глобального теплового потока.

1. Во второй половине катархей величина глубинного теплового потока составляла 0.15 Вт/м<sup>2</sup> и верхняя граница астеносферы не должна была продвинуться дальше положения, при котором наступил бы стационарный режим теплопередачи через литосферу, что соответствует толщине литосферы, равной 20 км. При такой относительно тонкой оболочке вероятно сводообразование и последующий разрыв. Наименее энергоемкой конфигурацией для реализации напряжений является тройное сочленение рифтов, расходящихся под углом 120° из одной точки. Однако большого развития они не должны были получить из-за отлома лепестка при относительно низком значении толщины оболочки.

Расчеты показывают, что при давлении в 30 атмосфер отламывание лепестка произойдет на расстоянии около 250 км от точки разрыва, т.е. зона тектогенеза имеет относительно небольшие размеры. Действительно, кратоны катархей невелики и имели купольные структуры (Сингбум, Пилбара, Чигава, Канская).

2. В архее величина теплового потока снизилась до 0.12 Вт/м<sup>2</sup>, соответственно толщина коры увеличивается до 30 км. Последнее подтверждается появлением гранулитовых фаций метаморфизма в кратонах [18]. Разломы в архее должны иметь протяженность большую, что и иллюстрируется наличием линейных структур – зеленокаменных поясов вулканогенного происхождения в большинстве кратонов в этом периоде (оз. Верхнее, Карелия, Алданский, Каапваальский и др.). В [18] отмечается их рифтогенная природа. Конец архея ознаменован Великой дайкой в Зимбабве, имеющей протяженность около 500 км.

3. С дальнейшим утолщением литосферы увеличивается вероятность разрывов глобального масштаба, причем они не обязательно должны были происходить одновременно, а могли развиваться постепенно, как в фанерозе.

### ТЕПЛОПЕРЕДАЧА И МАССОПЕРЕНОС В АСТЕНОСФЕРЕ

Развитие специальной металлургии в последние десятилетия сопровождалось объемными и глубокими исследованиями процессов в области одновременного существования жидкой и твердой фазы – так называемой двухфазной области. Это объясняется тем, что качество получаемых сплавов, особенно сложного состава, определяется физико-химическими процессами при кристаллизации отливок.

К сожалению, результаты исследований по известным причинам не публиковались, но некоторые из них приведены в монографии автора [3]. Обобщим те моменты, которые существенны для рассматриваемой проблемы.

1. Разработанные математические модели плавления–затвердевания учитывали сложные тепловые процессы в двухфазной области, что показало зависимость ее протяженности от двух факторов – транслируемого через эту область теплового потока и температурного интервала кристаллизации (разница между температурами ликвидуса и солидуса). Чем ниже подводимый к границе двухфазной области тепловой поток и чем сложнее химический состав, тем больше ее протяженность. При кристаллизации крупных отливок двухфазная область охватывает 2/3 объема отливок длительное время (десятки часов).

2. На физических моделях и реальных отливках исследовалась конвекция в расплавах, в результате чего установлено несколько причин движения:

– гравитационное расслоение за счет разницы плотностей различных веществ, не связанных химически или физически; наиболее яркий пример – всплывание оксидов в расплаве металла (или наоборот), когда даже частицы размером в несколько микрон перемещаются со скоростью порядка мм/мин;

– естественная тепловая конвекция за счет разницы температур и соответственно плотностей в разных точках расплава, например, при разнице 100°C расчетно и экспериментально установлены скорости 1–2 мм/с; следует указать, что при наличии горизонтального градиента температур в тонких горизонтальных прослойках возникает так называемая “валиковая” конвекция [4], когда тепло передается вдоль прослойки за счет теплопередачи от ячейки к ячейке;

– электродинамические усилия, создающиеся вследствие взаимодействия электрического тока с магнитным полем, причем с собственным тоже; при токе плотностью 1 А/м<sup>2</sup> и напряженности поля 1 А/м скорости составляют порядка 0.1 мм/мин, т.е. существенно меньше.

3. Изложенное выше справедливо для жидкой фазы с относительно низкой вязкостью – 10<sup>-5</sup>–10<sup>-6</sup> м<sup>2</sup>/с. В двухфазной области движение реализуется по тем же причинам, однако будет затруднено более высокой вязкостью жидкой фазы и гидравлическим сопротивлением твердой фазы, представляющей собой каркас из тугоплавких компонентов, затвердевающих при снижении температуры в первую очередь. Течение через пористые тела можно рассчитывать по закону Дарси, и известно, что оно происходит даже при очень малой доле свободного сечения потока жидкости от сечения тела. Например, в керамических фильтрах эта доля составляет единицы процентов, однако для прокачки воды достаточно нескольких атмосфер, а скорости достигают сантиметров в секунду.

4. Независимо от причин движения жидкости в двухфазной области происходят два процесса, идущие в сторону уменьшения энтропии системы: перенос вещества и перенос тепла вместе с перемещающимся веществом.

Процесс гравитационного расслоения используется в металлургии для рафинирования особо чистых веществ, которые выдерживаются длительное время в жидком состоянии, например, очистки металлов от неметаллических включений – оксидов, сульфидов, силикатов и др. Однако этот процесс может играть и негативную роль, препятствуя равномерному распределению легирующих добавок, растворяемых в металле: более тяжелые вещества оказываются в нижней части отливки, а более легкие – в верхней.

Широко используется также процесс перераспределения веществ между жидкой и твердой фазами за счет различной растворимости. Если вещество-примесь плохо растворяется в основном компоненте, то при затвердевании оно уходит в жидкую фазу, постепенно ее обогащая, – так называемая ликвация. Движение примесей в двухфазной области хорошо изучено и прекрасно свидетельствует как о самом факте реализации его при небольшой доле остаточного расплава, так и о высокой скорости перемещения, близкой к скорости затвердевания.

Перенос вещества сопровождается переносом тепла вместе с ним, так как вещество переходит в точку с другой температурой. Этот вид теплопереноса при имеющих место в реальных процессах скоростей порядка миллиметров в минуту несуществен по сравнению с теплопроводностью.

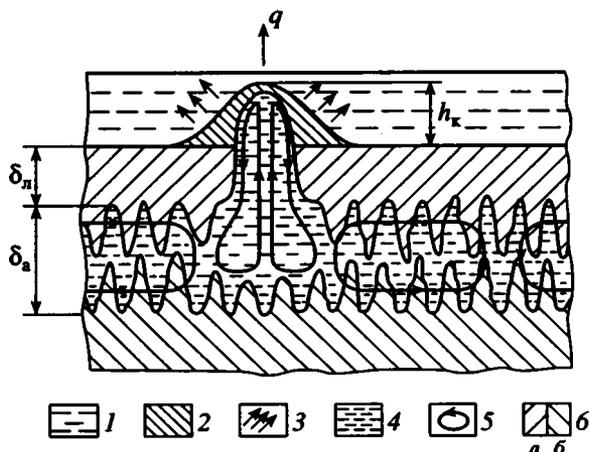


Рис. 3. Циркуляция расплава в рифтовой трещине и астеносфере в процессе остывания первичной трещины. 1 – гидросфера (атмосфера); 2 – вулканический хребет; 3 – теплоотвод; 4 – области и 5 – контуры циркуляции; 6 – твердая фаза: а – над, б – под астеносферой;  $h_k$  – высота вулканического поднятия;  $q$  – тепловой поток, отводимый в рифтовой зоне. Остальные условные обозначения см. на рис. 1.

Изложенное выше имеет прямое отношение к процессам тепло- и массопереноса в астеносфере, так как последняя представляет собой двухфазную область в основном оксидного состава. В зависимости от доли расплава в астеносфере возможны все перечисленные выше процессы с той или иной степенью их развития. Несомненно, что имеющийся математический аппарат и экспериментальные сведения могут быть применены для глубокого анализа. В данной статье мы используем лишь следующие выводы:

1. Определяющим фактором теплопереноса в астеносфере должно быть течение Дарси – движение жидкости внутри твердого каркаса в горизонтальном направлении под действием перепада давлений между зоной рифта и удаленной от него областью. Принципиальная возможность такого движения даже при нескольких процентах расплава доказана экспериментально исследованиями ликвационных процессов, а также нашими расчетами применительно к современной ситуации в астеносфере.

Расчеты скорости и расхода потока жидкости выполняются по уравнению Бернулли при заданной разнице давлений в рифтовой зоне и вдали от нее с учетом коэффициента сопротивления пористой среды. Перепад давлений составляет десятки атмосфер, что обеспечивает перемещение жидкой фазы в количестве, достаточном для пополнения обедненной вследствие заполнения трещины жидкостью прилегающей к ней части астеносферы. При этом давление в порах повышенное, что поддерживает гидродинамическую проницаемость астеносферы.

2. При отсутствии горизонтального градиента давления в астеносфере принципиально возможна теплопередача по латерали за счет естественной конвекции, инициируемой разницей температур в различных областях астеносферы. Так как протяженность астеносферы значительно больше толщины, реальна “валиковая” конвекция. Однако в отличие от общего мнения мы считаем, что энергетически предпочтительна конвекция остаточного расплава с вязкостью порядка нескольких единиц пуаз внутри каркаса, чем пластическое течение всего вещества астеносферы, имеющего большую вязкость (порядка  $10^{20}$  пуаз) и, следовательно, большее гидравлическое сопротивление среды.

3. Перенос вещества в астеносфере так же, как и в обычных двухфазных средах, может происходить по крайней мере несколькими путями:

- посредством гравитационного расслоения;
- переносом веществ вместе с движущейся жидкостью (конвекция);
- путем перераспределения вещества между твердой и жидкой фазой за счет различной растворимости вещества в них (диффузии через диффузионную зону около растущих кристаллов).

## КОНВЕКЦИЯ В РИФТОВОЙ ТРЕЩИНЕ И ТЕПЛОВАЯ РАЗГРУЗКА АСТЕНОСФЕРЫ

После образования разломов полностью исчезает связь “лепестка” с остальной оболочкой и в нем происходит снятие упругих напряжений, что приводит к расширению разломных трещин. Расчеты показывают, что при длине трещины в тысячи километров ее ширина может достигать нескольких километров. Например, Великая дайка в Африке имеет ширину 5–12 км.

В момент разрыва литосферы на всю глубину давление в астеносфере, прилегающей к трещине, резко падает, соответственно скачком уменьшается и температура плавления, вследствие чего большой объем астеносферы в этой зоне переходит в частично жидкую фазу, т.е. образуется магматическая камера. И тогда под давлением вышележащих слоев литосферы магматический расплав быстро заполняет трещину. Однако и после заполнения давление столба жидкости в трещине еще не уравновешивает давление твердой литосферы, имеющей более высокую плотность (в среднем на 4%). Расплав начинает вытекать из трещины на поверхность и образует лавовые поля или вулканический хребет. Истечение идет до тех пор, пока высота хребта не уравновесит разницу плотностей, доходя до 3 км, если, конечно, достаточно магмы в камере.

Естественно, что уход магматического расплава из камеры должен быть компенсирован притоком соответствующего его объема, что происходит благодаря временному созданию горизонтального градиента давлений в астеносфере.

При достаточной ширине трещины (сотни метров) в ней должна возникнуть естественная конвекция (рис. 3). Нагретый расплав будет подниматься в центральной части трещины, отдавая тепло через затвердевший поверхностный слой гидросфере либо атмосфере. Охлажденный расплав, имеющий большую плотность, будет опускаться вдоль стенок трещины в астеносферу. Циркуляция под действием гравитационных сил (естественная конвекция) определяется разницей температур восходящей и нисходящей ветвей потока. Этот метод был проверен нами на физических моделях и широко использовался в расчетах теплопередачи в расплавах [4]. Большая разница температур вверху и внизу трещины приводит к активной циркуляции расплава. Интенсивность циркуляции в трещине, в свою очередь, обеспечивает достаточно высокий уровень подвода тепла, а это необходимо, чтобы не происходило застывание кровли трещины на большую толщину, а также образования в расплаве затвердевших кристаллических структур, препятствующих циркуляции.

Скорость естественной конвекции в начальном периоде довольно высока и составляет 2–3 м/с, режим движения – несомненно, турбулентный. При большом содержании газов в магматическом расплаве скорость движения может увеличиваться в связи с выделением газовой фазы в верхней части поднимающегося столба жидкости и дополнительным уменьшением его плотности.

Нисходящий поток будет проникать в астеносферу и опускаться вниз, пока не нагреется до ее температуры. Соответственно, слои астеносферы, прилегающие к холодному потоку, будут охлаждаться и опускаться вместе с ним. Таким образом, должен возникнуть контур естественной конвекции в астеносфере в части, прилегающей к трещине. Этот контур, в свою очередь, будет получать тепло от следующего, и так далее (“валиковая” конвекция).

В трещине твердая фаза практически отсутствует, поэтому движение подчиняется обычным законам гидродинамики (для расчета использовано уравнение Бернулли, при ламинарном движении следует использовать формулу Пуазейля). Астеносфера же представляет собой твердый каркас, заполненный жидким веществом, которое передвигается в нем, как в пористой среде. Движение в этом случае описывается законом Дарси и происходит даже при очень малой доле остаточного расплава (порядка процентов).

Итак, после раскрытия трещины тепло начинает интенсивно выноситься из астеносферы на поверхность Земли. На первом этапе астеносфера еще не успевает подпитывать теплом контур движения магматического расплава в трещине и происходит его быстрое остывание, после чего

температура расплава становится всего лишь на несколько градусов выше температуры плавления. Тем временем быстро развивается “валиковая” конвекция в астеносфере и устанавливается регулярный режим охлаждения, когда тепловые потоки – отводимый через трещину и подводимый к ней из астеносферы – оказываются одинаковыми. В этот основной период охлаждения астеносферы скорость движения расплава в трещине постепенно падает. Тем не менее она остается достаточно высокой, чтобы обеспечить турбулентный режим движения и устойчивое функционирование системы циркуляции.

Расчеты показали, что продолжительность остывания основной массы расплава в трещине невелика и составляет тысячи или десятки тысяч лет. За это время содержание расплава в астеносфере за счет ухода в трещину и некоторого остывания постепенно уменьшается до определенного предела. В какой-то момент гидравлическая проводимость в одном из участков системы становится равной нулю и возникает своего рода “тромб” в основании трещины, где отвод тепла существенно превышает возможности теплоподвода из астеносферы. “Тромб” отделяет полость трещины от астеносферы, и циркуляция в ней быстро прекращается, лишившись притока тепла. Однако циркуляция в астеносфере, одновременно лишившейся стока тепла, сохраняется на определенном уровне.

Подпитка трещины прекращается, когда содержание расплава в астеносфере остается еще достаточно высоким. Пока трудно точно назвать и обосновать определенную цифру, но, на наш взгляд, она обуславливается наличием сообщающихся между собой полостей в каркасе астеносферы. При этом верхняя и нижняя границы астеносферы сближаются, соответственно уменьшается ее толщина. Последнее приводит к уменьшению размеров конвективных ячеек и увеличению их количества, т.е. к снижению теплоподвода из удаленных областей астеносферы к трещине.

После образования “тромба” у основания трещины накопление тепла в астеносфере продолжается, что создает потенциальную возможность восстановления гидравлической проводимости в том же месте.

При этом возможен повторный разрыв заполненной магматическим материалом трещины, так как при малой продолжительности конвекции давление на литосферу остается достаточно большим для того, чтобы снова разорвать затвердевший в трещине расплав. Последнее подтверждается наличием в природе известных комплексов “дайка в дайке”.

Все вышесказанное имеет цель объяснить особенности того этапа тектонической активности Земли, когда астеносфера образовалась впервые,

накопление внутреннего давления в ней происходило достаточно долго и разрывы одновременно рассекали большую часть земной поверхности, а возможно, и всю поверхность.

Но изложенное полностью справедливо и для локального участка земной поверхности лишь с той разницей, что ширина трещин при малой их длине будет не столь большой, а циркуляция в них, следовательно, менее устойчивой и эффективной.

Из расчетов следует весьма важный вывод об ограниченных возможностях тепловой разгрузки астеносферы через рифтовые трещины, находящиеся в стационарном состоянии, т.е. до начала спрединга. Повторные разрывы приводят к образованию поднятия высотой 3–4 км, изостатически уравнивающего разницу плотностей жидкой и твердой фаз и запирающего дальнейшие излияния магмы. Остаются лишь конвективный и флюидный вынос тепла через трещину, суммарно составляющие не более 30% необходимого потока.

#### ПЕРВИЧНОЕ ОБРАЗОВАНИЕ ГРАНИЦ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Существенные трудности испытывают исследователи процесса формирования окраин литосферных плит, а именно, начальных стадий спрединга в рифтовой трещине и погружения плиты в зоне субдукции. Отказываясь от использования механизма пластической тепловой конвекции как решающего фактора в перемещении плит [17], мы должны дать объяснение стартовой ситуации.

Описанный выше процесс образования “лепестка”, по нашему мнению, происходил в 2 этапа. Первый – появление расходящихся из одной точки трещин, разделяющих часть литосферы на отдельные участки, своего рода консольные плиты, закрепленные на литосфере с одной стороны (см. рис. 2).

Расчеты показывают, что величины давления на “лепесток” порядка десятков атмосфер в астеносфере вполне достаточно для образования замыкающей трещины. Материал литосферы, как известно, имеет предел прочности, меняющийся по толщине от 2000 кг/см<sup>2</sup> на поверхности до 5000 кг/см<sup>2</sup> в нижней уплотненной части. Поэтому второй этап заключается в образовании косоугольного разлома, причем разлом должен быть наклонен в сторону центра зарождения трещины.

Напомним, что часть расплава из астеносферы ушла на заполнение трещин, достаточно широких вследствие снятия упругих напряжений в плите, поэтому под литосферой образуется своего рода пустота, куда и должна была бы опуститься литосфера. Однако поскольку площадь литосферы увеличилась, она не может занять свое исход-

ное положение без поддвигания одной плиты под другую. Наиболее вероятное место поддвигания – наклонный разлом, где условия взаимного смещения плит облегчены. А поскольку разлом наклонен в сторону от образовавшейся плиты, то именно она займет нижнее положение.

В связи с тем, что архейская литосфера имела высокую плотность благодаря участию коматитов [17], а астеносфера под ней частично расплавлена и, следовательно, была менее плотной, прилегающая к косоугольному разлому окраина плиты получила возможность погружаться и тем самым образовать зону субдукции.

Скорость погружения окраины литосферной плиты зависит от вязкости астеносферы. В начальный период вязкость мала и скорость может составлять десятки и сотни метров в год, а затем сравнительно быстро уменьшается до десятых и сотых долей метра в год. По мере погружения плотность материала плиты увеличивается вследствие перехода базальта в эклогит, однако это не компенсирует фактора уменьшения вязкости. Процесс погружения завершится, когда край плиты упрется в дно астеносферы.

Если в начале процесса в астеносфере содержится 20% расплавленного материала, то место изгиба отстоит от косоугольного разлома на 150 км. По мере уменьшения содержания расплава разница плотностей уменьшается и место изгиба будет отодвигаться от разлома. При содержании расплава 10% это расстояние составит уже 250 км.

По мере погружения плиты и перемещения места изгиба в сторону от разлома образуется зазор, – его и заполнит вытекающий из разлома магматический расплав. Поскольку вначале погружение идет быстро, толщина образующейся молодой литосферы будет невелика и к концу погружения все пространство между местами изгиба и разлома (а это не менее 200 км) будет перекрыто тонкой литосферой. Рассмотренная картина характерна для современных океанических окраин, выраженных наиболее отчетливо в западной части Тихого и восточной – Индийского океанов, что, несомненно, подтверждает возможность описанных явлений в архее–катархее, когда условия субдукции были более благоприятны: плотность литосферы больше, а вязкость астеносферы меньше.

Оказавшись в астеносфере, литосфера начнет постепенно нагреваться до температуры плавления, и более легкоплавкие компоненты будут переходить в астеносферу, а оставшийся твердый каркас из тугоплавких компонентов постепенно разваливается, что иллюстрируется землетрясениями. Погружающаяся литосфера оттягивает на себя тепло из астеносферы, подстуживая ее в зоне субдукции, что также способствует смещению

последней в сторону от косоугольного разлома. Характерных примеров в архее достаточно.

Естественен вопрос, почему не происходит отгибание краев плит, прилегающих к рифтовой трещине. Здесь есть по крайней мере две причины:

1. Интенсивный теплоотвод через вертикальную рифтовую трещину приводит к быстрому остыванию прилегающих областей астеносферы и увеличению ее вязкости вплоть до образования "тромба".

2. В трещине с холодными стенками расплав должен затвердевать со стороны стенок, образуя дайку значительно быстрее, чем может происходить погружение краев плит. Дайка подобно замковому кирпичу в арочных конструкциях препятствует погружению окраин плит даже в случае усадочной пустоты под трещиной, и прилегающие края плит остаются приподнятыми.

Таким образом, после первичного образования литосферных плит возможно существование двух видов окраин: приподнятый край плиты возле рифтовой зоны и отогнутый вниз край плиты в зоне субдукции. Каждый из них содержит большой запас потенциальной энергии, накопленной за счет преобразования теплоты в механическую энергию. Потенциальная энергия должна реализоваться после того, как образуется зона субдукции и станет возможным оседание плиты с поддвигом ее под соседнюю (или надвигание соседней).

### ЦИРКУЛЯЦИЯ ВЕЩЕСТВА В ТЕКТОНОСФЕРЕ И ЕЕ ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЙ БАЛАНС

В настоящем разделе и далее мы будем пользоваться термином "тектоносфера", под которым принято понимать оболочки Земли, принимающие активное участие в тектонических процессах, а именно литосферу и астеносферу. При этом мы считаем, что прилегающая к астеносфере снизу мантия косвенно влияет на тектонику плит лишь как источник глубинного теплового потока. Но даже если глубинный тепловой поток будет равномерно распределен по всей нижней поверхности астеносферы, описанный выше механизм формирования тепловой ситуации в тектоносфере начнет работать.

Когда астеносфера теряет свою гидродинамическую проводимость, то избыточный тепловой поток лишается выхода и поэтому расходуется на нагрев, подплавление и повышение давления в астеносфере, сопровождающееся восстановлением ее гидродинамической проводимости, вследствие чего повышенное и продолжающееся далее повышение давления передается, в соответствии с законом Паскаля, в зону рифта. Материал в рифтовой зоне непрочен и легко поддается повторному

разрыву, благодаря чему плита снова лишается связи с остальной литосферой и приобретает потенциальную возможность двигаться.

В раскрывшуюся трещину вытекает магматический расплав из астеносферы, вследствие чего в последней создается горизонтальный перепад давлений, вызывающий перетекание внутри твердого каркаса расплавленного вещества из отдаленных областей, в том числе и из зоны субдукции в зону рифта. В зоне субдукции, таким образом, создается своего рода разрежение, куда под действием силы тяжести может опускаться погруженный край плиты. Естественно, что после образования трещины упругие напряжения растяжения в прилегающих к ней областях снимаются, края ее расходятся и в образовавшуюся полость всасывается расплав из астеносферы. Но при малой длине (сотни или тысячи метров) ширина трещины невелика и оценивается сантиметрами или метрами, а стенки ее, по крайней мере в верхней части, относительно холодные, что приводит к затвердеванию за геологически малое время. Затвердевший расплав образует в трещине клиновидную дайку, препятствующую опусканию краев литосферы.

В конце предыдущего раздела мы пришли к выводу о возможности горизонтального движения отделившихся от литосферы плит уже в начальную тектоническую эпоху. Далее этот процесс может периодически или непрерывно повторяться, причем движущей силой будет потенциальная энергия плиты, постоянно прибавляющаяся за счет наращивания ее вновь и вновь внедряющимися в трещины дайками. Кроме того, по мере удаления от рифтовой зоны плита, охлаждаясь сверху, наращивается вниз подобно застыванию отливки. Закономерности охлаждения плоских плит хорошо изучены, и современная металлургическая теплотехника обладает соответствующим математическим аппаратом, позволяющим рассчитать температурное поле и тепловой баланс как стационарных, так и непрерывно движущихся отливок (так называемое непрерывное литье). Имеется множество исследований [1], посвященных расчету затвердевания плит, сводящихся к получению степенной зависимости ее толщины от времени. Рассчитанная этими методами с учетом выведенных нами коэффициентов нелинейности продолжительность формирования плиты толщиной 70 км составляет 55 млн. лет.

По мере остывания толщина формирующейся литосферы увеличивается и, следовательно, увеличивается ее вес. Под действием силы тяжести литосфера стремится опуститься вниз, но ей мешает дайковый "клин", образовавшийся в трещине. Сила тяжести преобразуется в своего рода распорные усилия, стремящиеся раздвинуть обе плиты в стороны от рифтовой зоны. Величина

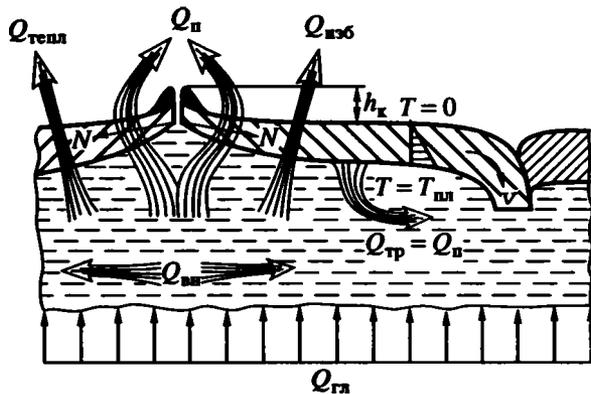


Рис. 4. Энергетический баланс тектоносферы. Символы и объяснения см. в тексте, условные обозначения на рис. 1, 2, 3.

этих усилий определяется тяжестью литосферы и может быть рассчитана, если мы знаем потенциальную энергию, накопленную вследствие подъема расплава по трещине. Толкающая сила должна преодолеть силы сцепления между литосферой и астеносферой, и здесь следует иметь в виду, что астеносферное вещество имеет температуру, близкую к температуре плавления и, следовательно, невысокую прочность.

Надо также иметь в виду, что в паузах между разрывами рифта одновременно идут два процесса: затвердевание "кровли" трещины и накопление давления под ней вследствие описанного выше процесса фазового перехода астеносферного вещества из твердого состояния в жидкое, который сопровождается увеличением его объема. Но в отличие от начальной фазы, когда повышение давления носило глобальный характер и приводило к разрыву всей или большей части литосферной оболочки, становятся более вероятными локальные повторные разрывы трещин.

Не исключены, однако, и разрывы на всю толщину в тех местах, где разгрузка астеносферы отсутствует или затруднена, но они должны происходить редко, так как накопление необходимого давления требует десятков или сотен миллионов лет.

Механизм движения определяется энергетическим балансом системы, в которой происходит преобразование тепловой энергии в механическую работу. Здесь напрашивается аналогия с паровой машиной, в которой, благодаря фазовому переходу жидкости в пар, осуществляется давление на поршень, преобразующееся в линейное движение.

Рассмотрим энергетический баланс тектоносферы (рис. 4). Он выражается уравнением

$$Q_{гл} + Q_{ин} + Q_{тр} = Q_{тепл} + Q_{изб} + Q_{п}. \quad (3)$$

Левая часть уравнения представляет собой сумму приходных составляющих, правая – расходных. Внутреннее тепловыделение  $Q_{ин}$  и глубинный поток  $Q_{гл}$  складываются из радиоактивного и диссипативного (вследствие гравитационной дифференциации) тепла. Расходная часть включает потери посредством теплопроводности через всю оболочку  $Q_{тепл}$ , тепловые потери в околорифтовых зонах  $Q_{изб}$ , потенциальную энергию  $Q_{п}$  подъема магмы, которая возвращается в астеносферу в виде диссипативного тепла  $Q_{тр}$ .

Суммарное избыточное тепло  $Q_{изб}$ , которое выделяется в околорифтовых зонах, есть не что иное, как теплота затвердевания плиты, и хорошо изучено путем прямых измерений. Опираясь на известную нами среднюю для земной поверхности современную плотность этого теплового потока, равную  $0.03 \text{ Вт/м}^2$ , и умножив ее на площадь поверхности Земли, получаем  $Q_{изб} = 1.5 \times 10^{13} \text{ Вт}$ . Отсюда можно вычислить среднюю скорость движения плит.

$$v = \frac{Q_{изб}}{2l\delta_n^k(\eta c_t \rho_t T/2 + L\rho_{ж})}, \quad (4)$$

где  $l$  – суммарная длина рифтовых трещин;  $\delta_n^k$  – конечная толщина затвердевающей плиты;  $\eta$  – коэффициент, учитывающий нелинейность распределения температуры в плите и принятый равным  $0.5$ ;  $c_t$  и  $\rho_t$  – теплоемкость и плотность твердой фазы;  $L$  и  $\rho_{ж}$  – теплота затвердевания и плотность жидкой фазы;  $T$  – температура плавления.

Вычисленная средняя скорость составляет  $1.8 \text{ см/год}$ , т.е. укладывается в диапазон наблюдаемых сегодня в природе скоростей движения плит –  $1\text{--}10 \text{ см/год}$ . Являясь прямой функцией только избыточного теплового потока – величины относительно постоянной, средняя скорость движения также оказывается постоянной величиной. Отдельные флуктуации скорости можно объяснить тепловой и гидродинамической обстановкой в зоне субдукции. В архейские времена скорость могла и отличаться, но незначительно.

Зная среднее значение скорости, можно определить количество потенциальной энергии, накопленной благодаря подъему магмы на высоту  $h_k$  выше среднего уровня поверхности литосферы. Разделив  $Q_{п}$  на удвоенное произведение средней скорости и общей длины рифтовых зон, получаем величину распорного усилия  $N$ .

$$N = Q_{п}/2vl = \rho_{ж} h_k \delta_n^k g/2, \quad (5)$$

где  $g$  – земное ускорение.

Эта сила представляет собой относительно постоянную величину, равную примерно  $2.4 \times 10^{12} \text{ н/м}$ ,

что согласуется с данными Е. Артюшкова, Ф. Рихтера и др. [1, 5].

Строго говоря, литосферная плита при своем движении преодолевает не только силы сцепления с каркасом астеносферы, но и сопротивление трения о соседние плиты в трансформных разломах и при погружении в зонах субдукции. Баланс сил, рассчитанный Рихтером, показал, что к толкающей силе рифтового поднятия добавляется отрицательная сила плавучести холодного края плиты, погружающегося в зоне субдукции в горячую астеносферу. Этой силы вполне достаточно для преодоления сил трения, возникающих при погружении, тем более, что диссипативное тепло, выделяющееся при трении, способствует уменьшению коэффициента трения.

Снижению сцепления между каркасом астеносферы и литосферной плитой способствует выделение теплоты кристаллизации именно в этой зоне, что характерно только для формирующихся плит (океанических), но именно они составляют подавляющее большинство активно перемещающихся плит.

Для реализации горизонтального движения плит необходимо, чтобы распорные усилия преобладали силы сцепления литосферы и астеносферы. Рассчитанной по формуле (5) распорной силе соответствуют касательные напряжения, равные  $70 \text{ Н/см}^2$  – величине, явно достаточной для среза твердого вещества при температуре затвердевания. Причем срез должен происходить в том месте двухфазной области, где прочность твердого каркаса минимальна, поэтому возможно, что литосферная плита перемещается вместе с верхней частью твердого каркаса астеносферы.

В качестве примера, подтверждающего достаточность величины распорных усилий для перемещения плит, приводят движение Южно- и Северо-Американской плит, не имеющих зон погружения.

Статистика землетрясений в рифтовых зонах показывает, что землетрясения довольно равномерно распределены по всей их протяженности, составляющей 60–70 тыс. километров [13]. Это означает, что накопление распорных сил также происходит равномерно и подтверждает стабильность движения плит по всей поверхности земного шара в течение длительного времени. Очевидно, тепло- и массообмен в системе “литосфера–астеносфера” не имеет локальных связей с глубинными процессами в мантии и инициируется только средней величиной подводимого снизу из мантии теплового потока.

Таким образом, круговорот вещества в тектоносфере заключается в движении литосферной плиты, поглощении ее материала в астеносфере и перемещении его в расплавленном виде через

твердый каркас астеносферы к рифтовой трещине, где он и затвердевает, снова формируя плиту.

Единственным условием обеспечения круговорота вещества в тектоносфере является гидродинамическая проводимость астеносферы, которая должна обеспечиваться глубинным тепловым потоком. В том же случае, если в какой-то области проводимость исчезает, тотчас же здесь начинается накопление избыточного тепла, подплавление и повышение внутреннего давления, приводящее в новому разрыву литосферы.

Предложенная концепция опирается на математические расчеты, результаты которых сопоставлены с известными экспериментальными данными. Совпадение их подтверждает единственное принятое нами допущение – существование гидродинамической проводимости астеносферы.

Таким образом, причиной глобальных горизонтальных тектонических движений являются энергетические процессы внутри Земли. Постоянное накопление избыточного тепла в астеносфере, сопровождающееся повышением давления на перекрывающую ее твердую оболочку, периодически приводит к разрывам последней и выходу магмы в рифтовые трещины, что, в свою очередь, и создает сдвиговые усилия в основании плиты.

В свете изложенного весь период существования Земли можно рассматривать как непрерывный процесс с плавным уменьшением глубинного теплового потока и соответствующим снижением активности тектонических процессов. Известная периодизация тектономагматических эпох, очевидно, связана с разломами литосферы глобального масштаба. Можно смело утверждать, что современный тектогенез принципиально не отличается от имевшего место в начале активной жизни внутри Земли ни по своим причинам, ни по характеру физико-химических процессов, ни по последствиям.

## ВЫВОДЫ

1. Расплавление астеносферного вещества избыточной тепловой энергией приводит к увеличению его объема и давления на литосферу вплоть до образования в ней сквозных трещин.
2. Расчеты показывают, что за время существования Земли внутреннего теплового деления было достаточно для неоднократных глобальных разрывов литосферы и образования отдельных плит.
3. Избыточный тепловой поток поддерживает постоянную гидродинамическую проводимость астеносферы, благодаря чему возможен массоперенос ликвата из дальних областей к функционирующей трещине.

4. Трещины литосферы и прилегающие к ним края плит являются зонами периодической тепловой разгрузки избыточного теплового потока, однако длительно функционируют только при сохранении гидродинамической проводимости астеносферы, особенно в основании трещин.

5. Затвердевание магматического расплава в рифтовых трещинах приводит к увеличению площади литосферы и потенциальной энергии, заставляющей края плит погружаться в астеносферу. Решающую роль при этом играют распорные усилия в рифтовой зоне и дополнительную – сила тяги в зоне субдукции.

6. Распорные силы вызывают движение плит с последующим расплавлением их в астеносфере и возвратом ликвата к трещине.

7. Предложен метод расчета энергетического баланса системы тектоносферы, позволивший по известной величине избыточного теплового потока определить среднюю по всей поверхности земного шара скорость перемещения литосферных плит (1.8 см/год).

Автор выражает благодарность С.Г. Самыгину, консультациями и советами которого он пользовался, и В.П. Мясникову, на семинаре которого впервые была обсуждена эта работа, а также Н.Т. Уваровой.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Артюшков Е.В.* Геодинамика. М.: Наука, 1979. 279 с.
2. *Волохонский Л.А.* Расчет термических напряжений в сводах печей при фазовых переходах // *Электротермия*. 1984. Вып. 12(262). С. 7–9.
3. *Волохонский Л.А.* Вакуумные дуговые печи. М.: Энергоатомиздат, 1985. 232 с.
4. *Волохонский Л.А.* О возможностях конвективной теплопередачи через жидкие прослойки // *Тепло-*
5. *физические процессы в электротермическом оборудовании и свойства применяемых материалов.* М.: Энергоатомиздат, 1986. С. 53–55. (Научные труды ВНИИЭТО).
6. *Жарков В.Н.* Внутреннее строение Земли и планет. М.: Наука, 1983. 416 с.
7. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.* Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 192 с.
8. *Кинасоввили Р.С.* Сопротивление материалов. М.: Наука, 1968. 384 с.
9. *Лобковский Л.И.* Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 252 с.
10. *Любимова Е.А.* Термика Земли и Луны. М.: Наука, 1968. 279 с.
11. *Монин А.С.* История Земли. Л.: Наука, 1977. 228 с.
12. *Пуцаровский Ю.М., Новиков В.Л., Савельев А.А., Фадеев В.Е.* Неоднородности и конвекция в тектоносфере // *Геотектоника*. 1990. № 5. С. 3–8.
13. *Сейферт К.* Конвекция и движение плит // *Структурная геология и тектоника плит*. М.: Мир, 1990. Т. I. С. 250–271.
14. *Скиннер Б.* Хватит ли человечеству земных ресурсов? М.: Мир, 1989, 262 с.
15. *Сорохтин О.Г.* Дифференциация вещества Земли и развитие тектонических процессов // *Изв. АН СССР. Физика Земли*. 1972. №7 С. 55–67.
16. *Тихонов А.Н., Любимова Е.А., Власов В.К.* Об эволюции зон плавления и термической истории Земли // *Докл. АН СССР*. 1969. Т. 188. № 2. С. 342–344.
17. *Хаин В.Е.* Основные проблемы современной геологии. М.: Наука, 1994. 190 с.
18. *Хаин В.Е., Божко Н.А.* Историческая геотектоника. Докембрий. М.: Недра, 1988. 382 с.

*Рецензенты: А.С. Перфильев, А.А. Ярошевский*

## Thermal Processes during Phase Transformations in the Earth's Shells and their Role in Lithospheric Plate Motion

L. A. Volokhonskii

*Termoekologiya Research-Operational Company, Moscow*

Thermal processes accompanied by phase transformations in the earth's shells lead to thermal stresses and shell breakdown. A concept of geodynamic processes developing in the outermost shell of the Earth is discussed; it is based on an analysis of energy balance in the lithosphere + asthenosphere system. It has been shown that rift fractures open up from time to time and lithospheric plates move laterally because of an excessive heat flow deep in the earth, which initiates phase transformations in the asthenosphere with an increase in the volume of the liquid phase, and also maintains the hydrodynamic conductivity of the asthenosphere. The lithospheric plates move owing to separating forces acting in rift zones after magma intrusion and potential energy accumulation. The backward movement of material, in the form of a liquate, takes place through the rigid framework of the asthenosphere. The calculated value of velocity is 1.8 cm/year, which is in agreement with averaged experimental data.

Заявка, подписанная руководителем и заверенная печатью организации, направляется письмом в Издательство “Наука” по адресу 117864 ГСП-7, Москва, В-485, Профсоюзная ул. 90. Для ускорения обработки Вашего заказа высылайте копию заявки по факсу (095) 420 2220, либо по электронной почте catalog@apn.msk.su

## Заявка

на специальную адресную подписку на журналы Издательства “НАУКА” с доставкой по почте через Агентство подписки и розницы (АПР) во 2-ом полугодии 1997 года

**Физика. Математика. Астрономия •  
Геология. Географические науки •  
Технические науки • Журналы РАН  
общего содержания**

Наименование организации (сокращенно и полностью) \_\_\_\_\_

Местонахождение: почтовый индекс \_\_\_\_\_ Область (край, респ.) \_\_\_\_\_  
город \_\_\_\_\_ ул. \_\_\_\_\_ дом \_\_\_\_\_ корп. \_\_\_\_\_  
код+тел. \_\_\_\_\_ факс \_\_\_\_\_ e-mail \_\_\_\_\_

Полный почтовый адрес организации для писем и бандеролей (если отличается от адреса местонахождения) \_\_\_\_\_

просит оформить специальную адресную подписку на отмеченные ниже журналы, необходимые для научно-исследовательской (учебной, производственной) деятельности на территории России:

Индекс	Наименование журнала	Кол-во выпусков в полугодие	Кол-во подписных экземпляров (впишите в колонке соответствующего месяца число заказываемых подписных экземпляров на выбранные Вами журналы)						Всего заказано подписных комплектов на I-е полугодие (4+5+6+7+8+9)	Цена подписки на 1 месяц (в руб.)	ИТОГО сумма в рублях (10 × 11)
			июль	август	сентябрь	октябрь	ноябрь	декабрь			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
70001	Автоматика и телемеханика	6								16700	
70010	Акустический журнал	3								17100	
70237	Алгебра и анализ	3								21600	
70030	Астрономический вестник	3								16400	
70024	Астрономический журнал	3								17100	
70053	Биофизика	3								17100	
70134	Водные ресурсы	3								18200	
70162	Вулканология и сейсмология	3								14800	
70217	Геология рудных месторождений	3								16800	
70218	Геомагнетизм и аэрономия	3								16300	
70215	Геоморфология	2								15300	
70228	Геотектоника	3								17500	
70393	Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология	3								15400	
70253	Дефектоскопия	6								15100	
70239	Дискретная математика	2								17000	
70244	Доклады РАН	18								51000	
70287	Журнал вычислительной математики и математической физики	6								15300	

### Уважаемые подписчики научной периодики Издательства "НАУКА"!

В последние годы наблюдается падение подписки на академические журналы. Суммарный сбор экспортных заказов на 1997 год сократился более чем вдвое по сравнению с 1996 годом. Проведенные исследования и контакты с зарубежными фирмами и торгующими организациями показывают, что это никак не связано с падением реального спроса на российские академические издания за рубежом.

Напротив, наблюдается очевидное перераспределение заказов на академическую периодику в пользу различных организаций и частных лиц внутри России, занимающихся перепродажей изданий РАН зарубежным контрагентам в обход нашего Издательства.

Главной причиной, создающей благоприятную среду для подобных операций, служат ножницы внутренних и экспортных цен на нашу периодику. Это позволяет закупать подписку по сниженным ценам, действующим внутри России, и далее перепродавать ее за твердую валюту по экспортным тарифам. **Академия наук фактически дотирует из госбюджета частных лиц, не вкладывающих никаких средств в издание журналов.**

Руководством РАН принято решение о резком сокращении ценовых "ножниц" путем приведения занижавшихся ранее цен на подписку внутри России к уровню экспортных цен на научную периодику, начиная со II полугодия 1997 года. Одновременно РАН предоставляет российским академическим, библиотечным, вузовским, отраслевым научно-исследовательским организациям и учреждениям, их сотрудникам и аспирантам, **возможность подписки по специальным (сниженным) ценам.**

**Индивидуальные подписчики** этих учреждений и организаций смогут оформить подписку по сниженным ценам на наши издания в редакциях соответствующих журналов, либо непосредственно в Издательстве по предъявлении служебного удостоверения. Лица, желающие получать подписные издания прямо на свои почтовые адреса, или иногородние подписчики, смогут оформить подписку по специальным абонементам, формы которых будут разосланы по библиотечным, научным и учебным учреждениям. Индивидуальная подписка будет проводиться по принципу "Один специалист – одна подписка".

**Коллективные подписчики** (научные учреждения, библиотеки, вузы, докторантуры, аспирантуры, некоторые другие организации) должны будут для оформления подписки направить в Издательство "НАУКА" надлежаще оформленные бланк-заказы, формы которых также будут им разосланы.

При положительном рассмотрении Издательством полученных заявок оплата должна быть произведена через отделение банка или путем почтового перевода на основании полученного подписчиками счета ЗАО "Агентство подписки и розницы" (АПР) – официального распространителя изданий Издательства "НАУКА" по подписке внутри России.

Специализирующиеся на комплектовании научных и вузовских библиотек академические организации (БАН, БЕН, ИНИОН, Государственная публичная научно-техническая библиотека СО РАН и др.) смогут осуществить подписку, как и прежде, непосредственно в издательстве, предварительно согласовав с ним список пользующихся их услугами организаций и количество льготных подписок.

Более подробную информацию о новых условиях подписки по специальным (сниженным) ценам с соответствующими формами абонементов и бланк-заказов Издательство готово выслать по запросам, направляемым по адресу Издательства НАУКА: 117864, ГСП – 7 Москва, В – 485 Профсоюзная ул., 90, ком. 430 факсы – 334-76-50, 420-22-20.

Надеемся, что научная общественность с пониманием отнесется к предпринимаемым нами вынужденным шагам и что все, кто имеет право на специальную подписку, своевременно воспользуется им.

Некоторые трудности с оформлением специальной подписки носят временный характер. При ее последующем возобновлении лицам и организациям, однажды получившим право подписки по специальным ценам, достаточно будет лишь подтвердить свой заказ.