

№ 5. Сентябрь

ISSN 0016-853X

Номер 5

Сентябрь - Октябрь 2003



ГЕОТЕКТОНИКА



<http://www.maik.ru>

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



“НАУКА”

МАИК “НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА”

Российская академия наук

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 5 2003 Сентябрь–Октябрь

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

Главный редактор
Ю.М. Пушаровский

Редакционная коллегия:

Ю.Н. Авсюк, Н.А. Богданов, Э. Бонатти (Италия), В.С. Буртман (ответственный секретарь), А.Л. Книппер, В.И. Коваленко, Р. Колман (США), Н.В. Короновский, К. Крук (Гавайи & Австралия), Ю.Г. Леонов, Е.Е. Милановский, **В.М. Моралев**, А.А. Моссаковский (заместитель главного редактора), А.С. Перфильев, С.В. Руженцев, В.Е. Хаин, В.Н. Шолпо

Журнал “Геотектоника” публикует статьи по общей и региональной тектонике, структурной геологии, геодинамике, экспериментальной тектонике, рассматривает связи тектоники с глубинным строением Земли, магматизмом, метаморфизмом, полезными ископаемыми. Публикуются также рецензии на научные статьи и книги, информация о научной жизни, реклама научной литературы, картографических материалов и приборов. Подписка на журнал принимается без ограничения всеми отделениями “Роспечати” (№ 70228 в каталоге).

Yu.M. Pushcharovsky – Editor

Editorial board

Yu.N. Avsyuk, N.A. Bogdanov, E. Bonatti (Italy), V.S. Burtman (Secretary), R.G. Coleman (USA), K.A.W. Crook (Hawaii & Australia), V.E. Khain, A.L. Knipper, V.I. Kovalenko, N.V. Koronovsky, Yu.G. Leonov, E.E. Milanovsky, **V.M. Moralyev**, A.A. Mossakovsky (Coeditor), A.S. Perfilyev, S.V. Ruzhentsev, V.N. Sholpo

“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; факс: 951-04-43

Адрес издателя: 117997, Москва, ул. Профсоюзная, 90

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

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 5, 2003

| | |
|---|----|
| Аккреционная структура Пенжинского хребта (Северо-Восток России) <i>С. Д. Соколов</i> | 3 |
| Положение микроконтинентов Северного Тянь-Шаня и Восточного Урала в ордовике и силуре по палеомагнитным данным <i>В. С. Буртман, Г. З. Гурарий, А. В. Дворова</i> | 11 |
| Нижний докембрий Тянь-Шаня и геодинамические условия его формирования <i>А. Б. Бакиров, М. Тагири, К. С. Сакиев, Е. А. Ивлева</i> | 27 |
| Механизмы и стадийность структурообразования при прогрессирующем характере деформации (Уакитская зона, Байкальская складчатая область) <i>А. Б. Кирмасов</i> | 41 |
| Строение земной коры и тектогенез в море Лаптевых <i>А. Л. Пискарев, И. В. Сорока, М. Ю. Чернышев</i> | 57 |
| Начальная фаза субдукции на континентальных окраинах <i>М. Г. Ломизе</i> | 73 |

Дискуссии

| | |
|---|----|
| О возможных пределах изменения среднего радиуса Земли в геологическом прошлом <i>Н. В. Короновский, А. В. Копаев, И. А. Герасимов, Г. М. Киквадзе</i> | 89 |
|---|----|

Хроника

| | |
|---|----|
| Евгений Евгеньевич Милановский (к 80-летию со дня рождения) | 95 |
|---|----|

Contents

No. 5, 2003

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

| | |
|---|----|
| Accretionary Structure of the Penzhina Range in Northeast Russia <i>S. D. Sokolov</i> | 3 |
| The Position of Microcontinents in the Northern Tien Shan and Eastern Urals in the Ordovician and Silurian from Paleomagnetic Data <i>V. S. Burtman, G. Z. Gurarii, and A. V. Dvorova</i> | 11 |
| The Lower Precambrian in the Tien Shan and Its Geodynamic Setting <i>A. B. Bakirov, M. Tagiri, K. S. Sakiev, and E. A. Ivleva</i> | 27 |
| Mechanisms and Stages of Structure Formation in the Process of Progressive Deformations (Uakit Zone, Baikal Fold Region) <i>A. B. Kirmasov</i> | 41 |
| Crustal Structure and Tectogenesis of the Laptev Sea <i>A. L. Piskarev, I. V. Soroka, and M. Yu. Chernyshev</i> | 57 |
| Initial Subduction Phase at Continental Margins <i>M. G. Lomize</i> | 73 |

Discussion

| | |
|--|----|
| On Possible Changes in the Earth's Average Radius in the Geologic Past <i>N. V. Koronovsky, A. V. Kopaev, I. A. Gerasimov, and G. M. Kikvadze</i> | 89 |
|--|----|

Chronicle

| | |
|--|----|
| For the 80th Jubilee of Professor Evgenii Evgen'evich Milanovsky | 95 |
|--|----|

| | | | | |
|-----------------------------|----------------------------------|---|------------------|-------------|
| Сдано в набор 06.06.2003 г. | Подписано к печати 29.07.2003 г. | Формат бумаги 60 × 88 ¹ / ₈ | | |
| Офсетная печать | Усл. печ. л. 12.0 | Усл. кр.-отт. 4.0 тыс. | Уч.-изд. л. 11.9 | Бум. л. 6.0 |
| | Тираж 321 экз. | Зак. 7554 | | |

Свидетельство о регистрации № 0110282 от 8.02.93 г. в Министерстве печати и информации Российской Федерации
Учредители: Российская академия наук,
Геологический институт (ГИН) РАН

Адрес издателя: 117997 Москва, Профсоюзная ул., 90
Отпечатано в ППП "Типография "Наука", 121099, Москва, Шубинский пер., 6

АККРЕЦИОННАЯ СТРУКТУРА ПЕНЖИНСКОГО ХРЕБТА (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

© 2003 г. С. Д. Соколов

Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7

Поступила в редакцию 18.03.2003 г.

В статье анализируются опубликованные и новые данные по тектонике Пенжинского сегмента континентальной окраины Северо-Восточной Азии. На конкретном материале показана важность создания региональных тектонических моделей для выяснения общих закономерностей континентального роста. Выделяются две разновозрастные системы террейнов, которые позволяют реконструировать позднепалеозойско-раннемезозойскую и позднеюрско-раннемеловую конвергентные границы плит и соответственно два главных этапа аккреции: конец раннего мезозоя и средний мел.

ВВЕДЕНИЕ

В аккреционной тектонике региональный геологический материал и базирующиеся на нем тектонические модели составляют одно из основных направлений исследований. Современные модели созданы для многих регионов Тихоокеанского, Средиземноморского и других складчатых поясов. Они постоянно дополняются и обновляются новыми данными и представлениями. На Северо-Востоке Азии аккреционные модели в общем виде разработаны для таких крупных тектонических элементов, как Верхояно-Чукотская и Корякско-Камчатская складчатые области. Значительно хуже обстоит дело с более детальными региональными моделями. Наряду с хорошо изученными структурами коллизионного орогена хребта Черского [11, 20], Корякского нагорья [4, 12, 15], Восточной Камчатки [1, 15], есть регионы со слабой изученностью, уровень которой не позволяет охарактеризовать реальные структуры и предложить непротиворечивые схемы развития. В первую очередь это относится к Алазейско-Олойской, Южно-Ануйской, Западно-Камчатской складчатых системам и Западно-Корякской складчатой области (поздние мезозойды).

В данной статье обсуждаются особенности строения крупного сегмента континентальной окраины Северо-Восточной Азии, который является частью поздних мезозойд. В кратком виде суммированы имеющиеся геологические материалы, которые дополнены новыми данными, что позволяет предложить схему последовательного, но дискретного роста континентальной окраины во времени и дать его количественную оценку.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Пенжинский хребет является водоразделом реки Пенжины (бас. Охотского моря), широкая

долина которой отделяет его от восточных отрогов Колымского хребта, и реки Майн, являющейся притоком реки Анадырь (бассейн Берингова моря). На юго-востоке Паропольский дол разделяет Пенжинский хребет и юго-западную часть Корякского нагорья.

В тектоническом отношении данный регион относился к Таловско-Майнской или Таловско-Пекульнейской зоне Западно-Корякской складчатой области [12]. Позднее было предложено выделять в ней две разновозрастные системы покровов: Ганычаланскую и Куюльскую, которые различаются слагающими их комплексами и возрастом неоавтохтона [15]. С позиций террейнового анализа в Пенжинском регионе выделяются следующие террейны (рис. 1): Харитонинский, Ганычаланский, Упупкинский, Айнынский, Куюльский [16, 22].

Харитонинский террейн сложен вулканогенно-осадочными образованиями нижнего карбона, а в Пальматкинском блоке также включает разрозненные выходы туфо-терригенных, вулканогенных и известково-терригенных отложений перми, триаса и нижней–средней юры. Осадочные породы накапливались в морской мелководной обстановке. В отложениях визе, нижней перми и нижней юры встречаются углистые сланцы, остатки растений. Каменноугольные и пермские отложения содержат бореальную фауну и флору ангарского типа. Вулканическая деятельность наиболее интенсивно проявилась в раннем карбоне (туфы, лавы, субвулканические тела андезибазальтов, андезитов, дацитов и риодацитов известково-щелочной островодужной серии), в позднем триасе (туфы среднего состава, субвулканические тела андезитов) и ранней юре (туфы андезитов и дацитов, лавы андезибазальтов) ([7], С.Д. Шелудченко, Н.Л. Евглевский, 1989 г.). Харитонинский террейн интерпретируется как ост-

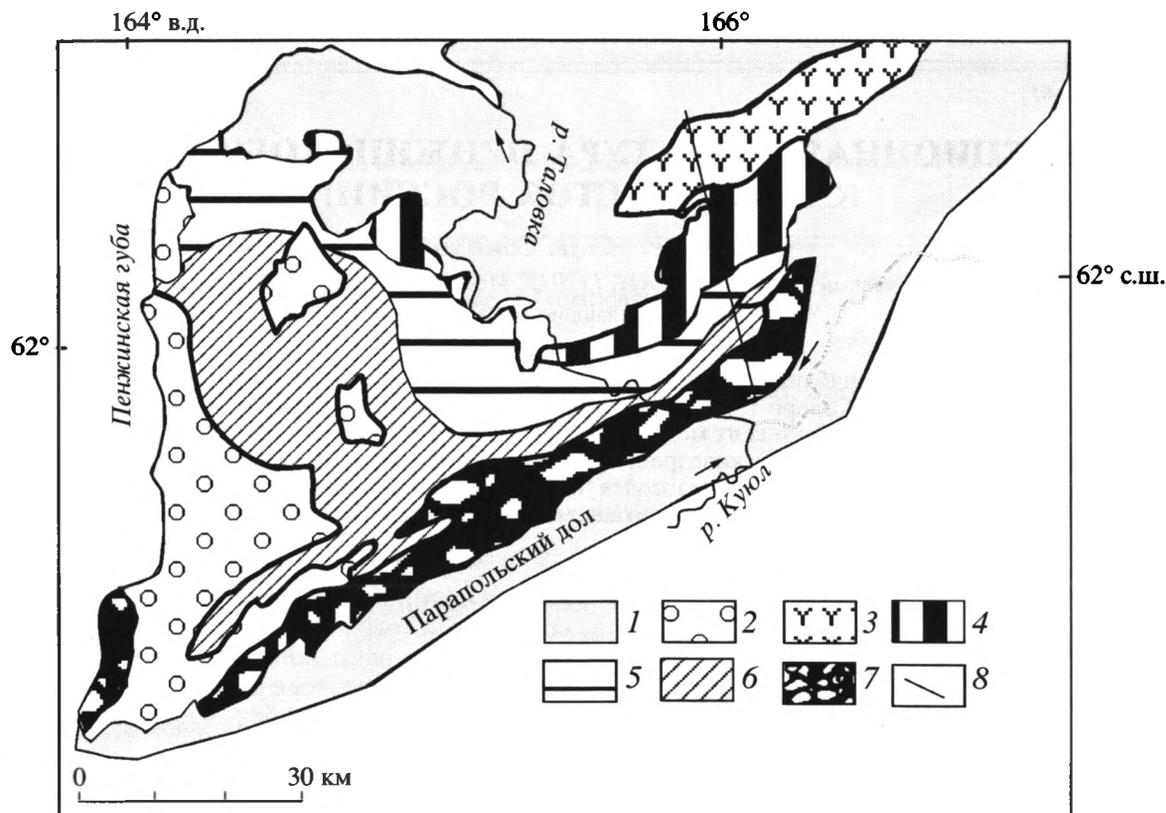


Рис. 1. Тектоническая схема Пенжинского района

1 – неоген-четвертичные отложения; 2 – постаккреционный чехол (мел–палеоген); 3–7 – террейны: 3 – Харитонинский, 4 – Ганычаланский, 5 – Уупкинский, 6 – Айнынский, 7 – Куюльский; 8 – линия геологического профиля (см. рис. 3)

роводужный [16, 22, 24], и слагающие его образования являются частью позднепалеозойско-раннемезозойской Кони-Тайгоносской островной дуги [10, 15].

Ганычаланский терреин имеет сложное строение и состоит из образований нескольких тектоно-стратиграфических единиц, смятых в крупную антиформную структуру [12]. Нижнее структурное положение занимает Ильпенейская пластина, сложенная метаморфизованными базальтами, лавобрекчиями, туфами, сланцами, кремнистыми породами и известняками. Степень метаморфизма пород неравномерная от слабо измененных пород в нижней части пластины до зеленых и глаукофановых сланцев в верхней части, вдоль границы с офиолитовым аллохтоном. Параметры высокобарического метаморфизма: $T - 300-450^{\circ}\text{C}$ и $P - 9-11$ кбар [8, 14]. По геохимическим особенностям выделяются две серии базальтов: внутриплитные и зон спрединга [8, 14]. Изотопные исследования, полученные разными методами и по разным породам, дают хорошую сходимость результатов. К-Аг метод по вулканогенным разностям метаморфических пород дает цифры в пределах 300–350 млн. лет с модой 325 ± 25 млн. лет [8], а Rb-Sr метод дает изохрону 327 ± 5 млн. лет

для динамосланцев по туфосилицитам [5]. Особенности метаморфизма [8, 14] свидетельствуют о субдукционной его природе, что хорошо согласуется с возрастом островодужного вулканизма Харитонинского террейна.

Следует отметить, что в прослоях метакремней среди вулканогенных пород, расположенных в подошве пластины на правом берегу р. Таловки и структурно ниже точки Rb-Sr опробования, были обнаружены конодонты рода *Neogondolella* (определения В.А. Аристова), указывающие на пермско-среднетриасовый их возраст. По неопубликованным определениям Б.Б. Назарова (письменное сообщение, 1990 г.), в кремнистых породах Ганычаланского террейна встречаются также радиолярии нижнего карбона. Эти данные позволяют предположить, что во фронтальной и структурно нижней части Ганычаланского террейна мы имеем дело с фрагментами эксгумированной древней аккреционной призмы, в которой пространственно совмещены аккретированные океанические комплексы и субдукционные образования. Совместное нахождение в тектонических чешуях пород не только разного возраста, но и с разной степенью метаморфизма подтверждает это предположение.

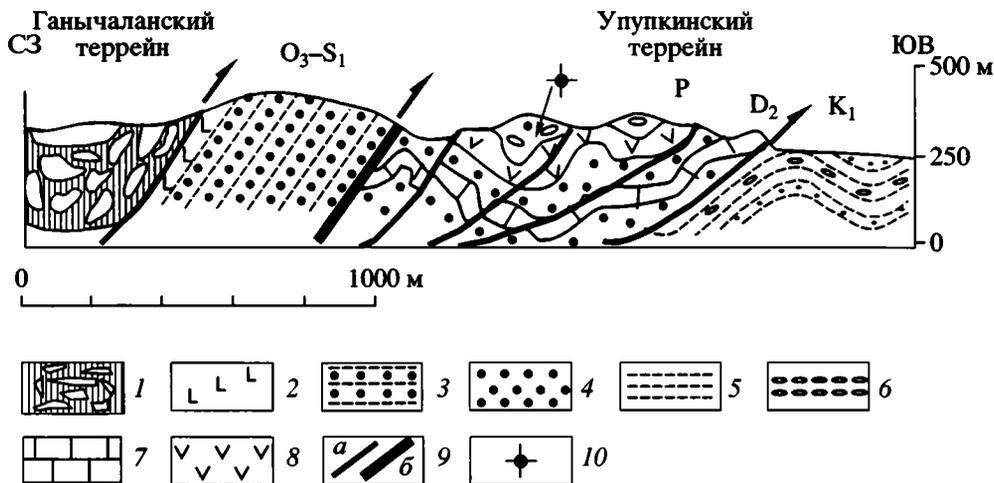


Рис. 2. Фрагмент верхнепалеозойского разреза Удупкинского террейна

1 – серпентинитовый меланж; 2 – базальты; 3 – турбидиты; 4 – песчаники; 5 – алевролиты, аргиллиты; 6 – конгломераты; 7 – известняки; 8 – туфобрекчии, туфы, вулканиты; 9 – тектонические контакты: а – надвиги, б – границы террейнов; 10 – находки радиолярий

Структурно выше расположен дезинтегрированный разрез офиолитовой ассоциации, в котором выделяются пластины Мрачная, Хинантынупская и Эльгеминайская. Серпентинитовый меланж пластины Мрачная содержит блоки ультрабазитов, габбро, плагиогранитов, базальтов, кремнистых, терригенных и метаморфических пород [6, 10, 12]. Хинантынупская пластина сложена габброидами и амфиболитами, чередующимися с троктолитами, верлитами и плагиогранитами. Метаморфизм достигает гранат-амфиболитовой фации с давлениями 9–10 кбар и температурами 625°C [22]. Ar/Ar возраст роговых обманок из слабо измененных габбро – 559 ± 3 млн. лет [22]. В верхней части пластины расположены габбро-диабазы и диабазы, представляющие собой фрагменты деформированного дайкового комплекса.

Эльгеминайская пластина сложена вулканогенными и осадочными породами ордовика–нижнего силура [3, 12, 15, 17, 22]. В нижней части залегают базальты с прослоями и линзами кремнистых и туфогенных пород. Выше расположены известняки, черные кремнистые породы, конгломераты, турбидиты и глинистые сланцы.

Геохимические характеристики свидетельствуют об океанической природе офиолитов [6, 10, 12, 22].

Удупкинский террейн представляет собой систему чешуй и надвигов. В основании обнажаются метаморфические образования (метавулканиты и метаосадки), имеющие сходство с Ильпенейской пластиной. В отличие от последней в их составе нет глаукофановых сланцев, а степень метаморфизма уменьшается вверх по разрезу. В кремнистых породах встречаются деформированные и пе-

рекристаллизованные радиолярии и неопределимые фрагменты конодонтов. На геологических картах метаморфические образования Пенжинского хребта выделены как ильпенейская свита протерозойского или позднеюрско-раннемелового возраста (метаморфизованный аналог кингвиевской свиты). Следует подчеркнуть, что отмеченные здесь и выше находки микрофауны противоречат обеим точкам зрения, а также датированию [9] метаморфитов по находкам древних докембрийских акритарх.

Выше расположены чешуи, сложенные девонскими (известняки, песчаники, алевропелиты, туффиты), верхнекаменноугольными (конгломераты, известковистые песчаники и алевролиты), верхнепермскими (первый тип – известковистые гравелиты, песчаники, алевролиты; второй тип – вулканомиктовые и туфогенные песчаники и алевролиты), средне-верхнетриасовыми (конгломераты, известковистые песчаники, алевролиты, андезитовые туфы, вулканомиктовые песчаники) и нижнемеловыми (песчаники, конгломераты, алевролиты и туфы) отложениями. В нижнемеловых конгломератах и песчаниках встречается разнообразная перемытая фауна верхнего палеозоя, триаса и юры, в том числе неизвестная в разновозрастных отложениях региона (Ю.М. Бычков, В.Н. Григорьев, 1992 г.).

В одной из тектонических чешуй в среднем течении р. Ганычалан сохранился дезинтегрированный фрагмент разреза (рис. 2), включающий известняки и тонкослоистые кремнистые алевропелиты девона, песчаники перми, вулканогенные породы и туфобрекчии, туффиты среднего и кислого состава. В кремнистых туффитах были найдены радиолярии родов *Albaillellaria* и *Follicucullus*

Тектоно-стратиграфические единицы Куюльского террейна

| Тектоническая пластина | Состав | Возраст, геодинамическая обстановка |
|------------------------|--|--|
| Ганкуваямская | Перидотиты, кумуляты, габбро, плагиограниты, дайковый комплекс, базальт-андезит-дацитовая ассоциация | $J_2 - J_3^1$, надсубдукционная |
| Веселая | Базальты-известняки-кремни | P - T - J_2 , океаническая |
| Встречная | Базальты-кремни | $T_2 - J_3^1$, океаническая |
| Уннаваямская | Перидотиты, кумуляты, габбро | MZ, океаническая |
| Таловская | Перидотиты, габбро, базальты | ? внутриплитная |
| Тылпынтыхлаваям | Песчаники, алевролиты, аргиллиты, кремни, олистостромы, терригенный меланж | $J_3 - K_1$, океанический желоб |
| Удачная | Амфиболиты, зеленые и глаукофановые сланцы | 139 и 92 млн. лет (Rb/Sr метод); 134, 122, 82 млн. лет (K/Ar метод), субдукционная |

(определение Н.Ю. Брагина), свидетельствующие о позднепалеозойском и, возможно, пермском возрасте вмещающих пород. Эти находки показывают, что островодужные образования, помимо Харитонинского, встречаются также и в Упупкинском террейне.

Айнынский террейн сложен терригенными флишоидными отложениями верхней юры-нижнего мела, содержащими на разных стратиграфических уровнях тонкие прослои вулканомиктовых и туфогенных песчаников, а также кислых и средних туфов [2, 12, 15]. Терригенные отложения сильно деформированы, слагают систему чешуй и дуплексов, погружающихся в северо-западном направлении, локально развиты "broken formation" и терригенные меланжи. Весь комплекс интерпретируется как отложения аккреционной призмы [16, 18, 19, 24].

Куюльский террейн сложен серпентинитовым меланжем с блоками ультрабазитов, габбро, базальтов, кремней, известняков, терригенных и метаморфических пород. Среди офиолитов (таблица) различаются фрагменты океанического, супрасубдукционного и внутриплитного генезиса [18, 23]. Возраст метаморфических пород: динамосланцев - 139 ± 6 , 92 ± 10 млн. лет (Rb/Sr метод [5]) и глаукофановых сланцев - 105 и 82 ± 10 млн. лет (K/Ar метод [2, 5, 23]).

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Тектонический анализ позволяет выделить две системы структур, которые имеют существенные различия в геологической истории, времени аккреции и возрасте перекрывающих отложений. Они соответствуют выделенным ранее двум самостоятельным системам покровов: Ганычаланской и Куюльской [15].

Первая, более древняя, система включает Харитонинский, Ганычаланский и Упупкинский

террейны (рис. 3). Нижняя возрастная граница перекрывающих отложений меняется по простиранию террейна. В бассейне р. Таловки аптальбские отложения несогласно запечатывают разные пластины Ганычаланского террейна и содержат его обломки. В Упупкинском террейне отложения берриаса-валанжина участвуют в чешуйчатой структуре, а готерив-барремские отложения менее деформированы и содержат обломки Ганычаланского и Упупкинского террейна. В Пальматкинском блоке отмечается несогласное залегание верхнеюрских терригенных отложений. Следовательно, вопрос о возрасте перекрывающих отложений (неоавтохтона) для этой системы структур остается открытым и требует дальнейшего изучения. Очевидно, что этот чехол древнее, чем базальные слои (поздний альб) маметчинской свиты, с которой начинается разрез постааккреционного чехла (общий неоавтохтон) для всех террейнов Пенжинского хребта.

Тектоно-стратиграфические единицы характеризуют допозднемезозойскую историю развития, в которой важную роль играли островодужные комплексы Харитонинского и Упупкинского террейнов и океанические комплексы Ганычаланского террейна. Раннепалеозойские офиолиты являются фрагментами крупного океанического бассейна, который обычно рассматривается как Панталасса [6, 12, 13, 15, 22] или как часть Палеоазиатского океана [10].

Более определенно можно говорить об островодужных образованиях, которые хорошо сопоставляются с одновозрастными комплексами п-ова Тайгоноса и являются частью Кони-Тайгонской островной дуги [10, 13, 15, 16]. Северное продолжение позднепалеозойско-раннемезозойской конвергентной границы фиксируется островодужными образованиями Усть-Бельского террейна и хр. Пекульней [4, 12]. Характер фауны и латеральные взаимоотношения с одновозрастными образованиями мезозойского периода показывают, что эта конвергентная граница располагалась вблизи Се-



Рис. 3. Сводный геологический профиль (линия профиля показана на рис. 1)

1–10 – древняя система аккреционных структур: 1 – вулканогенно-осадочные отложения (карбон), 2–4 – дезинтегрированные офиолиты: 2 – вулканиты, кремни и перекрывающие их конгломераты, турбидиты, известняки, сланцы (ордовик–нижний силур, Эльгемигайская пластина), 3 – габброиды, дайковый комплекс (нижний палеозой, Хинантынупская пластина), 4 – серпентинитовый меланж (Мрачная пластина), 5 – метаморфические породы (Ильпенейская пластина), 6 – терригенные, туфо-терригенные породы (пермь, триас), 7 – известняки, алевропелиты (девон), 8 – терригенные породы (берриас–валанжин), 9 – метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы, 10 – перекрывающий чехол (готерив–баррем, апт–альб); 11–17 – молодая система аккреционных структур: 11 – турбидиты (верхняя юра–нижний мел), 12–17 – пластины серпентинитового меланжа Куюльского террейна (состав пластин см. в таблице): 12 – Уннаваямская, 13 – Ганкуваямская, 14 – Встречная, 15 – Веселая, 16 – Удачная, 17 – Тылпынтыхлаваям; 18 – границы террейнов

веро-Азиатского континента. В Тайгоносском и Пенжинском сегментах существовал латеральный ряд палеоструктур: Омолонский микроконтинент–Гижигинское окраинное море–Кони-Тайгоноская островная дуга. Такая последовательность структур и приведенные выше данные об островодужных и метаморфических образованиях, а также возможных фрагментах древней аккреционной призмы показывают, что зона субдукции Кони-Тайгоносской островной дуги погрузилась в северо-западном направлении (координаты современные).

Древний латеральный ряд структур несогласно перекрывается верхнеюрско-нижнемеловыми отложениями. Большинство исследователей отмечает структурную перестройку на рубеже средней и поздней юры, которая отчетливо фиксируется в разных регионах Тихоокеанского пояса. В то же время в рассматриваемом регионе нередко наблюдаются надвиги древних комплексов на нижнемеловые отложения (см. рис. 2, 3 и [14, 24]), что затрудняет, как указывалось выше, определение возраста перекрывающих отложений. Подобные взаимоотношения, скорее всего, связаны с возобновлением движений во время формирования более молодой Куюльской системы покровов [14, 24]. С этими деформациями, вероятно, также связаны наиболее молодые возраста мета-

морфизма (140 млн. лет, К-Аг метод [8]) в Ганычаланском террейне.

Вторая система структур включает Айнынский и Куюльский террейны. Здесь главную роль играют мезозойские отложения, а возраст перекрывающих отложений более молодой и датируется поздним альбом [2, 7, 12, 15]. Верхнеюрско-нижнемеловые отложения встречаются в каждом террейне, и анализ их формационно-фациальных особенностей позволяет выделить в Пенжинском сегменте три палеотектонические области и реконструировать латеральный ряд структур Удско-Мургалской островной дуги (рис. 4).

Северная область сложена вулканогенно-осадочными отложениями осевой зоны островной дуги, выходы которых прослеживаются в северо-восточном направлении вдоль правобережья р. Пенжины (Ичигемский и Мургалский хребты) до бассейна р. Анадырь. Вулканические образования принадлежат известково-щелочной андезито-базальтовой формации [7, 12, 13, 21], что свидетельствует о зрелом характере дуги. Поскольку более древние отложения отсутствуют, то вопрос о фундаменте осевой части дуги остается нерешенным.

Центральная область прослеживается вдоль левобережья рек Пенжины, Майна и Анадыря. В Харитонинском и Ганычаланском террейнах

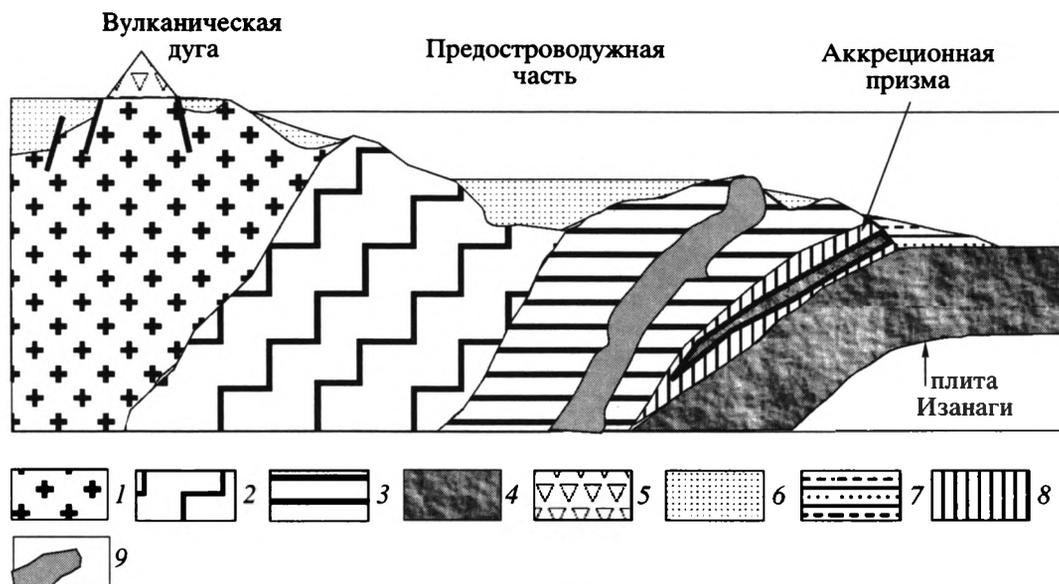


Рис. 4. Геодинамический профиль Пенжинского сегмента Удско-Мургальской островодужной системы для позднеюрско-раннемелового времени

1 – континентальная кора; 2, 3 – аккрецированные террейны: 2 – Ганычаланский, 3 – Упупкинский; 4 – океаническая плита; 5–9 – комплексы Удско-Мургальской островодужной системы: 5 – вулканическая дуга, 6 – туфо-терригенные осадки, 7 – турбидиты склона и подножья, 8 – аккреционная призма, 9 – серпентинитовые диапирсы

они имеют туфо-терригенный состав, несогласно залегают на более древних образованиях и рассматриваются как шельфовые образования фронтальной части островной дуги [16, 19]. В южном направлении они сменяются более глубоководными отложениями склона островной дуги.

Южные разрезы обнажаются в рассматриваемом регионе и отличаются составом, полнотой разрезов, фашиальными и структурными особенностями. В Упупкинском террейне развиты только нижнемеловые отложения. Среди готерива встречаются тела серпентинитов, окруженные серпентинитокластовыми конгломерато-брекчиями, конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевропелитами и турбидитами. Формирование подобных образований связывается с протрузивно-диапировым механизмом выведения серпентинитовых тел в область подводного размыва на склоне островной дуги [19].

В Айнынском террейне развит наиболее полный разрез верхнеюрско-нижнемеловых отложений [2, 7, 12]. К подошвам некоторых пластин приурочены серпентиниты и зоны меланжа, что свидетельствует о значительных деформациях осадочного чехла, фундаментом которого могла быть океаническая кора Куюльского офиолитового террейна. Флишоидные отложения Айнынского террейна рассматриваются как образования склона, подножья и аккреционной призмы, в

состав которой включены аккрецированные океанические и надсубдукционные комплексы Куюльского террейна.

В составе Куюльского террейна (см. таблицу) установлены три типа верхнеюрско-нижнемеловых отложений [18]: 1) океанические бат-нижнетитонские базальты и кремни; 2) надсубдукционные позднебат-титонские вулканиты; 3) верхнеюрско-нижнемеловые глубоководные терригенно-кремнистые отложения желоба. Первые два комплекса рассматриваются как фрагменты плит Фараллон или Изанаги.

Таким образом, в Пенжинском сегменте восстанавливается латеральный ряд структур Удско-Мургальской островодужной системы: вулканическая зона, фронтальная и предостроводужная части, аккреционная призма и аккрецированные океанические комплексы (см. рис. 4).

Фундамент фронтальной части дуги имеет аккреционную природу и состоит из тектонически совмещенных шельфовых, островодужных и предостроводужных комплексов позднего палеозоя-раннего мезозоя более древней Кони-Тайгоносской дуги и аккрецированных к ней палеозойских офиолитов, являющихся фрагментами океанической литосферы. Следовательно, можно говорить о наращивании и проградации континентальной окраины, а также смещении в сторону океана конвергентной границы, что подтверждает

ется возрастом метаморфических образований Ганычаланского и Куюльского террейнов [2, 4, 14]. К сожалению, нет данных о возрасте метаморфических пород Упупкинского террейна. Вполне можно ожидать, что они займут промежуточное положение между каменноугольным возрастом субдукционного метаморфизма Ганычаланского террейна и среднемеловым возрастом метаморфитов Куюльского террейна.

Более древней позднепалеозойско-раннемезозойской конвергентной границе с Кони-Тайгонской островной дугой соответствует система Харитонинского, Ганычаланского и Упупкинского террейнов. Более молодая, позднеюрско-раннемеловая, конвергентная граница с Удско-Мургальской вулканической дугой, занимавшей окраинно-континентальное положение, обеспечила дальнейший рост Северо-Азиатского континента с образованием Айнынского и Куюльского террейнов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Первые определения радиолярий и конодонтов требуют отказаться от представлений как о докембрийском, так и о позднеюрско-раннемеловом возрасте метаморфических пород Ильпенейской пластины и Упупкинского террейна.

Особенности распределения вмещающих эти находки отложений и совместное нахождение аккретированных океанических (карбон, пермь-средний триас) и субдукционных комплексов позволили установить в Ганычаланском террейне фрагменты древней аккреционной призмы Кони-Тайгонской дуги, что является важным критерием для определения полярности конвергентной границы.

Тектонический анализ позволил установить две системы покровов: древнюю, включающую Харитонинский, Ганычаланский и Упупкинский террейны, и молодую, объединяющую Айнынский и Куюльский террейны. Палеотектонические реконструкции дают возможность восстановить соответственно две конвергентные границы (поздний палеозой-ранний мезозой и поздняя юра-ранний мел) и два главных этапа аккреции (конец раннего мезозоя и средний мел). Для каждой конвергентной границы установлен свой латеральный ряд структур и определена его полярность. Граница Азиатской плиты в позднем палеозое-раннем мезозое маркировалась метаморфическими, шельфовыми и островодужными комплексами Ганычаланского и Упупкинского террейнов. После первого этапа аккреции в конце раннего мезозоя возникла древняя покровная система, для которой верхнеюрские и нижнемеловые отложения играют роль перекрывающих образований. В конце раннего мела после следу-

ющего этапа аккреции к континенту дополнительно причленились Айнынский и Куюльский террейны, образовавшие новую систему покровов и вызвавшие повторные деформации в структурах более древней окраины.

На конкретном материале показана важность создания региональных тектонических моделей для выяснения общих закономерностей континентального роста. Предлагаемая модель показывает, что аккреционный стиль тектоники не всегда приводит к быстрому росту континентальной окраины в пространстве (латеральная аккреция). В современной структуре расстояние между древней (раннемезозойской) и молодой (среднемеловой) аккреционными окраинами составляет всего 25–30 км. Однако состав аккретированных террейнов свидетельствует о значительных сокращениях пространства, которые компенсируются увеличением мощности коры и образованием сложной покровно-чешуйчатой структуры (вертикальная аккреция).

Исследования проводились при финансовой поддержке РФФИ (проект 02-05-64217).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки / Отв. ред. Ю.М. Пушаровский. М.: Наука, 1993. 273 с.
2. Алексеев Э.С. Куюльский серпентинитовый меланж и строение Галовско-Майнской зоны // Геотектоника. 1981. № 1. С. 105–120.
3. Белый В.Ф., Колясников Ю.А., Красный Л.Л. К стратиграфии нижнего палеозоя Пенжинского хребта (юго-западная часть Корякского нагорья) // Палеонтология и биостратиграфия Корякского нагорья. Магадан: Изд-во СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 19–36.
4. Богданов Н.А., Тильман С.М. Тектоника и геодинамика Северо-Востока Азии (объяснительная записка к тектонической карте) // М.: ИЛСАН, 1992. 54 с.
5. Виноградов В.И., Юркова Р.М., Соколов С.Д., Буякайте М.И., Воронин Б.И. Результаты Rb/Sr изотопных датировок динамометаморфических пород Пенжинского хребта Камчатки // Геотектоника. 1994. № 5. С. 63–69.
6. Ганелин А.В., Пейве А.А. Геодинамическая обстановка формирования офиолитов Ганычаланского террейна (Корякское нагорье) // Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки. М.: Научный мир, 2001. С. 215–230.
7. Геологическая карта СССР. Лист Q-58, 59-Каменское. Масштаб 1 : 1000000. Новая серия. Объяснительная записка / Ред. В.В. Ковалева. Л.: ВСЕГЕИ, 1985. 183 с.
8. Добрецов Н.Л. Глаукофаносланцевые и эклогит-глаукофан-сланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 412 с.

9. *Иванов О.Н., Перцев А.Н., Ильченко Л.Н.* Докембрийские метаморфические породы Анадырско-Корякского региона. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1989. 62 с.
10. *Некрасов Г.Е., Заборовская Н.Б., Ляпунов С.М.* Допозднепалеозойские офиолиты запада Корякского нагорья – фрагменты океанического плато // *Геотектоника*. 2001. № 2. С. 41–63.
11. *Оксман В.С.* Тектоника коллизийного пояса Черского (Северо-Восток Азии) // М.: Геос, 2000, 268 с.
12. *Очерки тектоники Корякского нагорья /* Ред. Ю.М. Пушаровский, С.М. Тильман. М.: Наука, 1982. 220 с.
13. *Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
14. *Силантьев С.А., Соколов С.Д., Полунин Г.В.* Новые данные о метаморфических комплексах Пенжинского района (СВ России) // *Геотектоника*. 1994. № 2. С. 82–90.
15. *Соколов С.Д.* Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
16. *Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Григорьев В.Н.* Зона перехода Азиатский континент–Северо-Западная Пацифика в позднеюрско-раннемеловое время // *Теоретические и региональные проблемы геодинамики*. М.: Наука, 1999. С. 30–84.
17. *Соколов С.Д., Григорьев В.Н., Аристов В. А., Пейве А.А., Штеренберг Л.Е.* Ордовикские отложения Ганычаланского террейна // *Стратиграфия и геологическая корреляция*. 1997. Т. 5. № 6. С. 73–84.
18. *Соколов С.Д., Григорьев В.Н., Пейве А.А., Батанова В.Г., Крылов К.А., Лучицкая М.В., Александин А.А.* Элементы структурной и вещественной упорядоченности в серпентинитовых меланжах // *Геотектоника*. 1996. № 1. С. 47–62.
19. *Соколов С.Д., Лагабриель И., Жерар Ж-К., Базылев Б.А.* Положение ультраосновных образований в разрезе горы Длинной и их тектоническая интерпретация (Пенжинский район, Северо-Восток России) // *Бюл. МОИП. Отд. геол.* 2000. Т. 75. Вып. 6. С. 51–55.
20. *Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республика Саха (Якутия) /* Ред: Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. М.: Наука / Интерпериодика, 2001. 571 с.
21. *Филатова Н.И.* Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 262 с.
22. *Ханчук А.И., Голозубов В.В., Панченко И.В., Игнатъев А.В., Чудаев О.В.* Ганычаланский террейн Корякского нагорья // *Тихоокеанская геология*. 1992. № 3. С. 82–93.
23. *Ханчук А.И., Григорьев В.И., Голозубов В.В., Говоров Г.И., Крылов К.А., Курносое В.И., Панченко И.В., Пральникова И.Е., Чудаев О.В.* Куюльский офиолитовый террейн. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 108 с.
24. *Khudoley A.K., Sokolov S.D.* Structural evolution of the northeastern Asian continental margin: an example from the western Koryak fold and Thrust belt (northeast Russia) // *Geological Magazine*. 1998. Vol. 135. № 3. P. 311–330.

Рецензент: Н.А. Богданов

Accretionary Structure of the Penzhina Range in Northeast Russia

S. D. Sokolov

Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow. 109017, Russia

Abstract—The aim of this paper is to analyze published and new data for the tectonics of the Penzhina segment of the continental margin of Northeast Asia. Concrete data are used to prove the importance of deriving regional tectonic models to clarify the general patterns of the growth of the continent. There are two terrain systems of different ages, which can be used to reconstruct the Early Paleozoic–Early Mesozoic and Late Jurassic–Early Cretaceous convergent boundaries of the plates and, accordingly, to reconstruct two major accretion periods: the end of the Early Mesozoic and the Middle Cretaceous.

УДК 551.242:550.384.33(234.85+235.216)

ПОЛОЖЕНИЕ МИКРОКОНТИНЕНТОВ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И ВОСТОЧНОГО УРАЛА В ОРДОВИКЕ И СИЛУРЕ ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ

© 2003 г. В. С. Буртман, Г. З. Гуарий, А. В. Дворова

Геологический институт РАН, 109017, Москва, Пыжевский пер., 7

Поступила в редакцию 23.09.2002 г.

В результате изучения палеомагнетизма среднеордовикской молассы Киргизского хребта Тянь-Шаня было определено положение Иссык-Кульского раннепалеозойского микроконтинента в среднем–позднем ордовике на широте $9.8 \pm 2.4^\circ$. Палеомагнитное изучение средне-верхнеордовикских пород Восточно-Уральского раннепалеозойского микроконтинента позволило определить его положение на широте $4.0 \pm 3.2^\circ$. Микроконтинент находился в это время на расстоянии более 750 км (вдоль палеомеридиана) от ближайшего края Балтийского континента. Раннесилурийские палеомагнитные широты определены в разных частях Восточно-Уральского микроконтинента: $9.1 \pm 4.5^\circ$ и $12.2 \pm 3.4^\circ$. Они близки по величине к палеошироте ближайшего края Балтийского континента. Палеомагнитные данные свидетельствуют также в пользу модели, согласно которой раннесилурийские вулканы Восточного Урала формировались на Восточно-Уральском микроконтиненте.

В результате палеомагнитных исследований было определено палеоширотное положение в раннем палеозое больших континентов – Палеогондваны, Балтии, Сибири [17, 29, 41, 42]. Между этими континентами на обширном пространстве океана Палеотетис в раннем палеозое находились микроконтиненты и островные дуги, которые позднее вошли в состав Евразии и кора которых составляет значительную часть этого современного континента. Палеомагнитное изучение таких объектов лишь начинается, оно необходимо для создания раннепалеозойских тектонических реконструкций. Мы изучили палеомагнетизм ордовикских и силурийских пород микроконтинентов Северного Тянь-Шаня и Восточного Урала.

СЕВЕРНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ

Сутура Туркестанского океана, существовавшая с венда или раннего кембрия до позднего палеозоя, делит палеозойды Тянь-Шаня на Северо-Туркестанский и Южно-Туркестанский домены (рис. 1). Сутуры Терской и Илийской раннепалеозойских океанических бассейнов разделяют Северо-Туркестанский домен на террейны. Между Терской и Илийской сутурами находится Иссык-Кульский терреин, ордовикские породы которого были объектом палеомагнитного изучения. Этот терреин сложен породами раннепалеозойского микроконтинента, на который шарьерованы породы океанической коры и океанических островных дуг Терской и Илийской бассейнов.

Нами изучен палеомагнетизм среднеордовикской молассы в средней части Киргизского хребта, на его северном склоне. Нижняя часть видимого разреза (карабалтинская свита, 3000 м) сложена

массивными и тонкослоистыми зелеными алевролитами и мелкозернистыми песчаниками с прослоями аргиллитов и линзами известняков. В этой свите найдены трилобиты лланвирна и граптолиты лландейло [13, 30], а вблизи ее кровли – брахиоподы лландейло [5]. На эти породы несогласно, с конгломератами в основании, налегают полимиктовые и кварц-полевошпатовые большей частью красноцветные песчаники и алевролиты, с прослоями оолитовых известняков (чонкаиндинская свита, более 3000 м). В толще много косослоистых пачек, встречены отпечатки ряби и капель дождя, следы усыхания и растрескивания осадка. В чонкаиндинской свите в долине одноименной реки были найдены конодонты раннего лланвирна [13]. Выше согласно лежит джарташская свита тонкослоистых углеродисто-глинистых алевролитов и известняков с прослоями кварцевых песчаников (более 1000 м). В ней были найдены конодонты раннего лландейло [13]. В разных частях описанного разреза встречены редкие прослои туфов и лав кислого и среднего состава.

116 палеомагнитных проб алевролитов и мелкозернистых песчаников были отобраны в долинах рек Чон-Каинды и Чолок-Каинды на северном склоне Киргизского хребта (см. рис. 1) из чонкаиндинской свиты среднего ордовика. Координаты участка Каинды: $42^\circ 39'$ с.ш., $73^\circ 45'$ в.д.

Методика и результаты палеомагнитного изучения. Все палеомагнитные образцы прошли полное ступенчатое терморазмагничивание в печи, помещенной в двухслойный экран из мю-металла (остаточное поле в печи менее 20 нТл). При каждом нагреве для учета лабораторного подмагничивания положение образцов в печи менялось хаотически. Интервал нагрева изменялся от 50° в

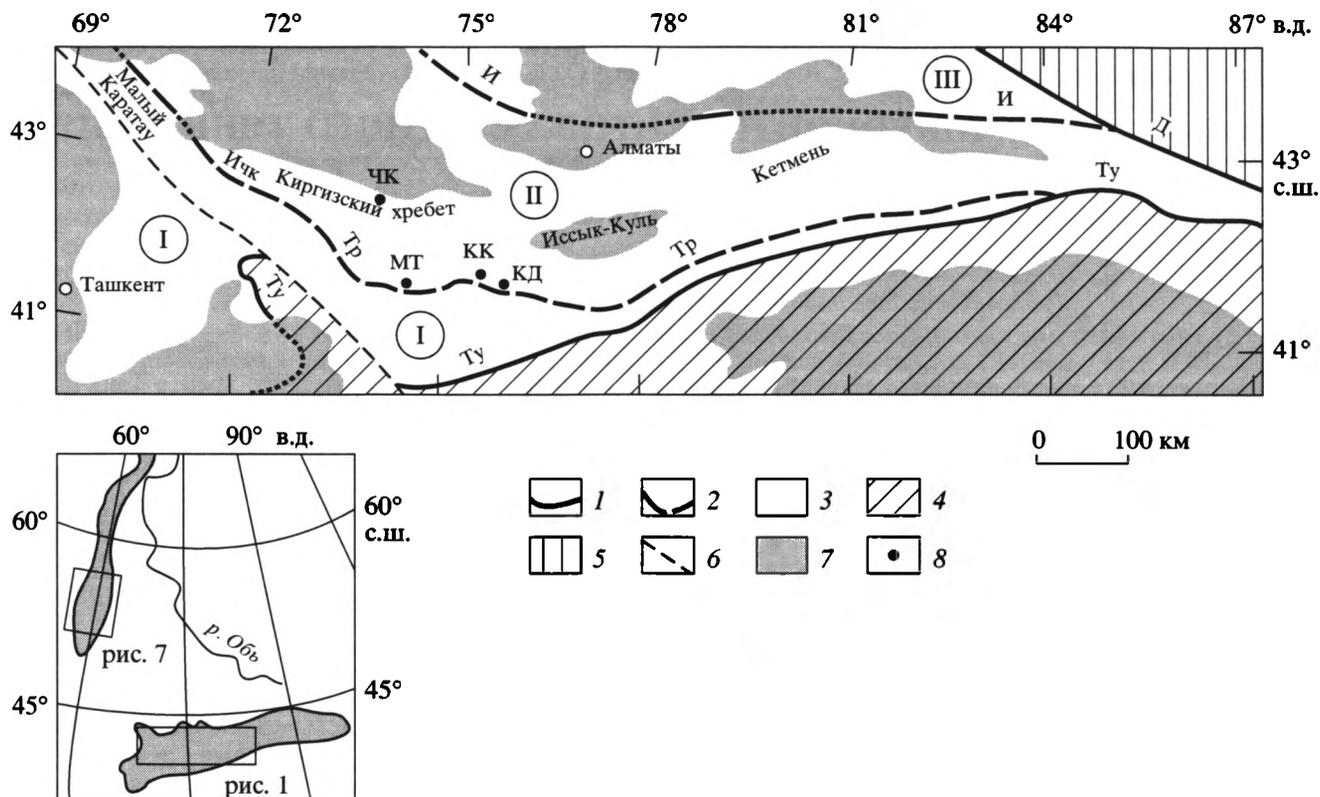


Рис. 1. Палеозойские океанические сuture и тектонические зоны Тянь-Шаня

1 – позднепалеозойские сuture: Ту – Туркестанская, Д – Джунгарская; 2 – ранне- и среднепалеозойские сuture: И – Илийская силурийская(?), Тр – Терсейская средне-позднеордовикская; 3 – Северо-Туркестанский домен, раннепалеозойские террейны: I – Сырдарьинский, II – Иссык-Кульский, III – Борохоро; 4 – Южно-Туркестанский домен; 5 – позднепалеозойский террейн Богдашань; 6 – Талас-Ферганский сдвиг; 7 – кайнозойские впадины; 8 – участки палеомагнитного изучения раннепалеозойских пород (КД – в хр. Караджорго, КК – в хр. Каракатты, МТ – в хр. Молдотау, ЧК – в долинах рек Чон-Каинды и Чолок-Каинды на северном склоне Киргизского хребта). Ичк – хр. Ичкелетау. На географической схеме показано положение рис. 1 и 7. Тонирована территория Урала и Тянь-Шаня

низкотемпературном диапазоне до 20–10° при приближении к температурам Кюри магнетита и гематита. Выделение компонент естественной остаточной намагниченности (NRM) производилось при анализе данных температурного размагничивания путем использования специальных алгоритмов по программам, любезно предоставленным нам Р. Энкиным. Были использованы тесты группирования и корреляционный [34, 39, 40].

Изученная коллекция образцов отличается сильным разбросом интенсивности начальной намагниченности пород. Они разделяются на слабомагнитные – от 0.8 до 1.7 мА/м, среднемагнитные – от 2 до 32 мА/м и сильномагнитные – от 35 до 63 мА/м. Наиболее результативной оказалась среднемагнитная группа образцов. После обработки коллекций выяснилось, что 27 образцов из 116 непригодны для палеомагнитного исследования из-за хаотического изменения направления NRM от нагрева к нагреву. В остальных 89 образцах выделяются две различающиеся по направлению доскладчатые компоненты намагниченности – В1 и В2. Низкотемпературная компонента (Т =

= 100–250°С) близка по направлению к современному полю в районе исследования.

Среднетемпературную компоненту В1 удалось выделить в 25 образцах (Т = 200–600°С). Тест складки – положительный (рис. 2, 3, см. табл. 1, 2). Эта компонента характеризуется юго-восточными румбами и отрицательным наклоном.

Высокотемпературную (Т = 300–690°С) доскладчатую компоненту намагниченности В2 удалось выделить в 68 образцах (см. табл. 1, 2). Наиболее часто эта компонента выделяется в интервале от 620° до 690°С. Ее носителем, судя по величине блокирующих температур, в основном является гематит (см. рис. 3). Компонента обладает разной полярностью. В 59 образцах она характеризуется восточными румбами и отрицательным наклоном, в 4 образцах – западными румбами и положительным наклоном (см. рис. 2).

Выводы. В результате изучения палеомагнетизма в среднеордовикских породах Киргизского хребта были выделены две доскладчатые компоненты намагниченности, образовавшиеся до позднеордовикской складчатости в этом районе. Обе компоненты имеют близкий возраст, так как

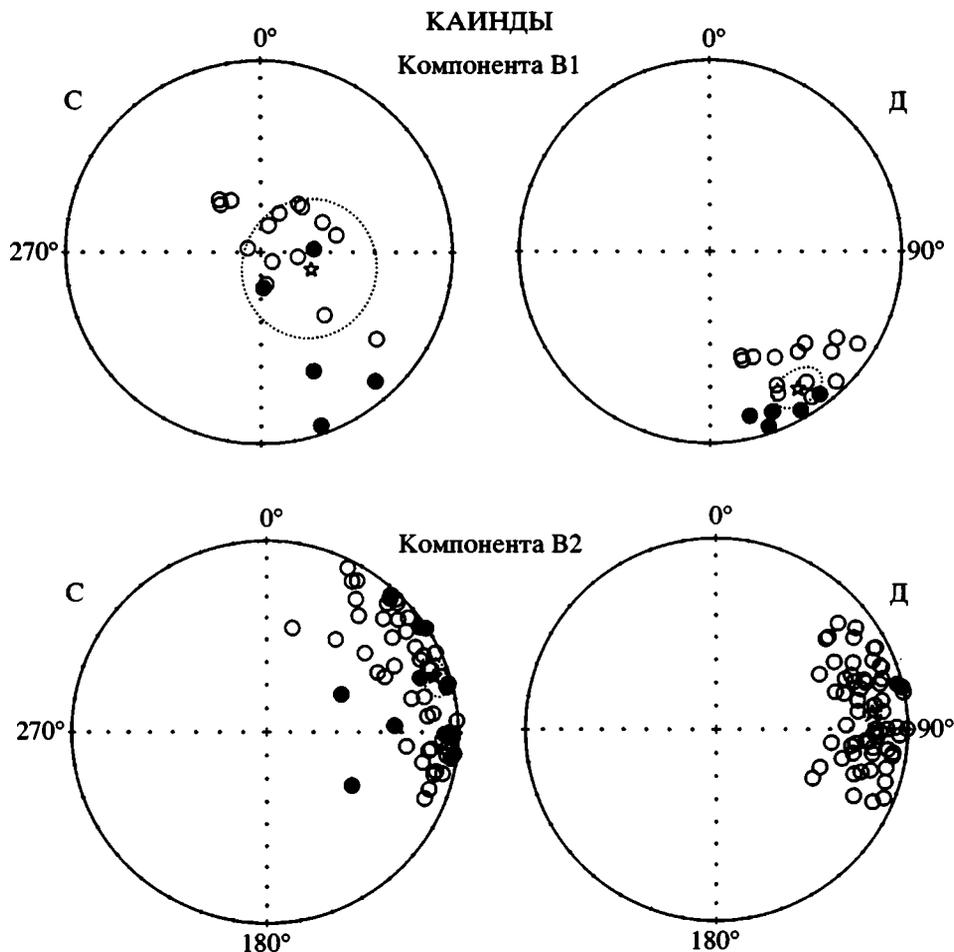


Рис. 2. Стереогаммы проекций направлений палеомагнитных векторов в современной (С) и древней (Д) системах координат по тянь-шаньской коллекции

Темными точками обозначены проекции векторов на нижнюю полусферу, светлыми – на верхнюю. Звездочками обозначены средние палеомагнитные направления, показан овал доверия

изученные породы образовались незадолго до смятия в складки.

По полученным палеомагнитным данным, изученная часть Иссык-Кульского террейна в среднем–позднем ордовике находилась в северном или южном полушарии на широте $9.8 \pm 2.4^\circ$.

Угол между склонениями двух доскладчатых компонент составляет 63, что свидетельствует о значительном повороте изученного района в среднем–позднем ордовике.

Обсуждение. Рассмотрим полученный результат палеомагнитного исследования в контексте

Таблица 1. Результаты палеомагнитного изучения тянь-шаньской коллекции: участок Каинды (O_2)

| Статистика | N | n | Современная система координат | | | | Древняя система координат | | | | % |
|---|----|----|-------------------------------|-------|------|---------------------|---------------------------|-------|------|---------------------|-----|
| | | | D° | I° | k | α_{95}° | D° | I° | k | α_{95}° | |
| В1 – доскладчатая среднетемпературная компонента (Каинды-1) | | | | | | | | | | | |
| По образцам | 25 | 20 | 108.4 | -67.4 | 2.2 | 29.4 | 147.2 | -16.1 | 14.0 | 9.1 | 100 |
| В2 – доскладчатая высокотемпературная компонента (Каинды-2) | | | | | | | | | | | |
| По образцам | 68 | 63 | 71.8 | -11.0 | 7.9 | 6.3 | 83.9 | -19.1 | 17.0 | 4.3 | 100 |
| По сайтам | | 11 | 67.9 | -9.9 | 12.5 | 12.0 | 81.6 | -19.6 | 25.7 | 8.3 | 100 |

Примечание: N – количество образцов, в которых выделена высокотемпературная (среднетемпературная) компонента; n – вошедшее в статистику число образцов (сайтов); D, I – палеомагнитные склонение и наклонение; α_{95} – радиус овала доверия; k – кучность по статистике Фишера, % – распрямление при k max в процентах.

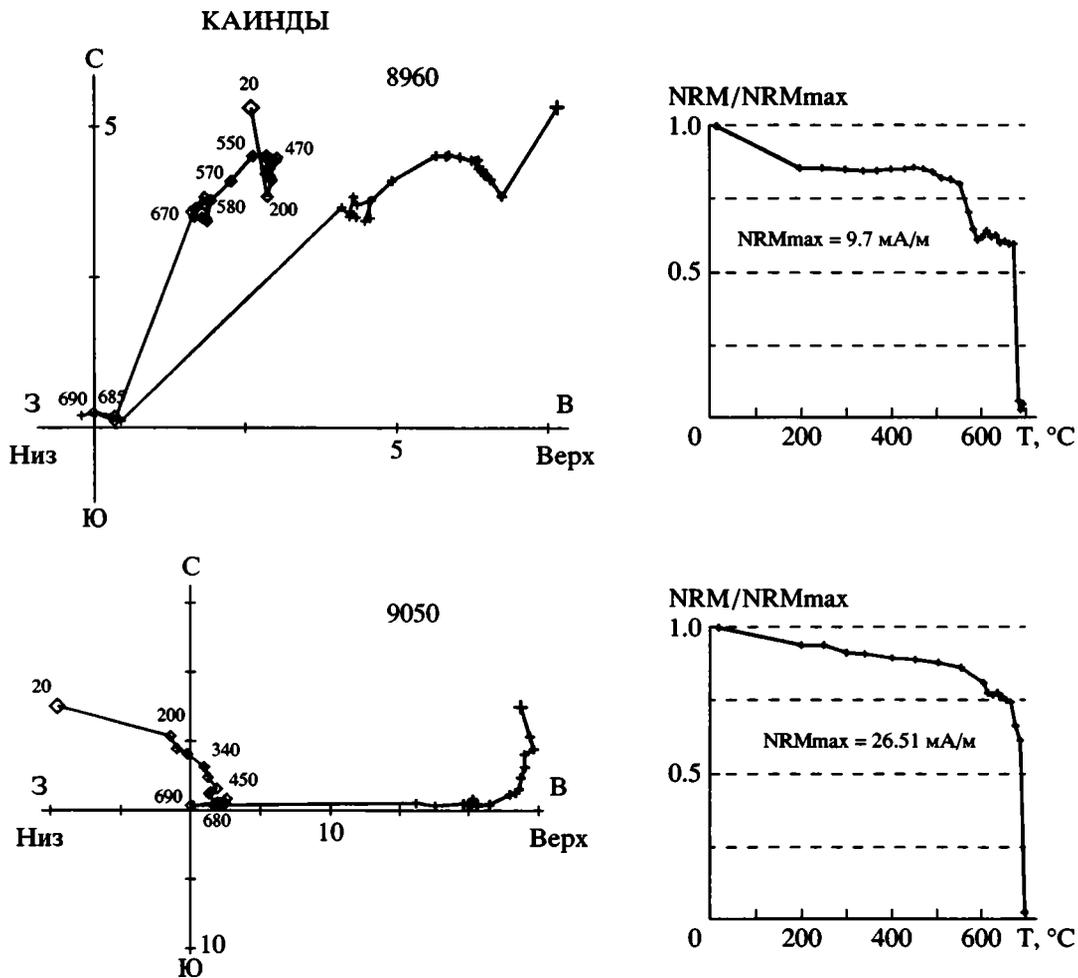


Рис. 3. Диаграммы Зийдверльда по температуре и кривые терморазмагничивания по тянь-шаньской коллекции. Интенсивность намагниченности в мА/м. NRM – естественная остаточная намагниченность при данной температуре. Ромбами и крестами отмечены проекции результатов температурного размагничивания на вертикальную и горизонтальную плоскости

тектонической эволюции региона. Геодинамические модели тектонического развития в позднем протерозое и раннем палеозое Северо-Туркестанского домена или его частей были предложены многими исследователями [4, 11, 14, 16, 27, 35, 38 и др.]. Они имеют лишь небольшие отличия, обусловленные количеством и качеством использованного фактического материала. Основные черты позднепротерозойской и раннепалеозойской истории Северо-Туркестанского домена представляются следующими.

В рифее Северо-Туркестанский домен был в континентальных условиях. В морях накапливались карбонатные осадки, кварцевые пески, глины. Выделены три импульса тектоно-магматической активности на уровнях 1300, 1100 и 850 млн. лет. Последний импульс привел к накоплению мощных континентальных рифтогенных вулканитов. Возможно, он был обусловлен подъемом мантийного диапира, что предшествовало расколу континентальной коры и спредингу.

В раннем синии продолжались процессы континентального рифтогенеза, о чем свидетельствуют рифтогенные отложения этого возраста, распространенные на территории Сырдарьинского и Иссык-Кульского террейнов. Рифтогенез привел к расколу рифейского континента и возникновению Терскейского океанического бассейна, разделившего рифейский континент на Сырдарьинский и Иссык-Кульский микроконтиненты. Имеются данные о существовании Терскейского океанического бассейна в раннем синии, когда на его окраине происходили процессы аккреции, с которыми связано формирование довендских шарьяжей хребта Караджорго [28]. В венде обломки пород океанической коры попали в осадки, которые формировались на континентальной коре в Малом Каратау [6]. Следовательно, к этому времени какая-то часть терскейской океанической коры должна была быть уже деформирована, подверглась абразии или эрозии. В отношении Илийского океанического бассейна

Таблица 2. Результаты палеомагнитного тестирования, по [39, 40]

| Компо- ненты | Статистика | Тест | | | | | | | |
|-----------------------------------|------------------|--------------|------|---------------|------|-------------|----------------|-------|--------------|
| | | Выравнивания | | Группирования | | | Корреляционный | | |
| | | S | S кр | F с | F кр | F др | R с | R кр | R др |
| Каинды (O ₂) | | | | | | | | | |
| B1 | По образцам (20) | <u>6.3</u> | 1.7 | – | – | – | 0.697 | 0.609 | <u>0.319</u> |
| B2 | По образцам (63) | 2.1 | 2.1 | – | – | – | 0.847 | 0.787 | <u>0.692</u> |
| B2 | По сайтам (11) | <u>2.2</u> | 1.3 | 8.63 | 1.96 | <u>1.80</u> | 0.707 | 0.394 | <u>0.373</u> |
| Багаряк (S ₁) | | | | | | | | | |
| A | По образцам (56) | 0.60 | 1.4 | – | – | – | <u>0.158</u> | 0.404 | 0.656 |
| B | По образцам (40) | <u>1.8</u> | 1.5 | 9.31 | 2.23 | <u>1.61</u> | 0.689 | 0.442 | <u>0.347</u> |
| B | По сайтам (6) | <u>4.6</u> | 3.0 | – | – | – | – | – | – |
| Варна (S ₁) | | | | | | | | | |
| B | По образцам (26) | 1.3 | 1.6 | 4.17 | 2.57 | <u>0.35</u> | 0.625 | 0.527 | <u>0.370</u> |
| B | По сайтам (4) | <u>15.9</u> | 4.3 | – | – | – | – | – | – |
| Багаряк + Варна (S ₁) | | | | | | | | | |
| B | По образцам (66) | <u>2.0</u> | 1.3 | 10.66 | 1.84 | <u>1.59</u> | 5.38 | 2.65 | <u>2.08</u> |
| B | По сайтам (10) | <u>5.2</u> | 2.2 | 8.74 | 3.63 | <u>1.36</u> | 0.855 | 0.815 | <u>0.430</u> |
| Тогузак (O ₂₋₃) | | | | | | | | | |
| A | По образцам (70) | 0.2 | 1.3 | – | – | – | 0.391 | 0.380 | 0.906 |
| B | По образцам (10) | <u>3.7</u> | 2.2 | – | – | – | 0.872 | 0.815 | <u>0.585</u> |

Примечание: S = k c/k др, где k – кучность; F и R – выборочные значения статистики (с – в современной, др – в древней системах координат; кр – критическое значение); тесты группирования и корреляционный положительны (намагниченность – до складчатая) при значениях R др и F др меньше критических; тест выравнивания положителен при S больше S кр; подчеркнуты данные, определяющие время образования намагниченности.

есть данные о его существовании с раннего кембрия. Для офиолитов этого бассейна в Южном Казахстане был определен по цирконам Pb-Pb возраст в 510 млн. лет [36]. Таким образом, с начала палеозоя Иссык-Кульский террейн представлял собой микроконтинент, ограниченный бассейнами с океанической корой. В кембрии и начале ордовика окраины Иссык-Кульского микроконтинента были пассивными (рис. 4).

В раннем палеозое Терской океанический бассейн представлял собой окраинный бассейн Туркестанского океана, от которого он был отделен Сырдарьинским микроконтинентом. В это время в Терском бассейне функционировала океаническая вулканическая островная дуга или, более вероятно, – ансамбль энсиматических островных дуг. Островодужный ансамбль и его части называют Караджоргинской, Капкаташской, Сарыбулакской, Чолойской, Восточно-Терской дугами [4, 14, 27 и др.]. Будем пользоваться первым названием для всего ансамбля. Породы Караджоргинской океанической островной дуги прорваны небольшими массивами раннеордовикских гранитоидов, для которых определены по цирконам U-Pb и Pb-Pb возрасты в интервале 500–470 млн. лет [16].

Караджоргинская островная дуга разделила Терской бассейн на две ванны – Принарынскую задуговую и Кенсайскую преддуговую. Донные отложения Кенсайского бассейна сохранились в хребте Ичкелетау. В тектонической пластине здесь заключены пестрые аргиллиты, песчаники и алевролиты с граптолитами аренига, содержащие прослой кремней и известняков, горизонты турбидитов (кенсайская свита). Состав песчаников свидетельствует о существовании двух источников сноса. Одним из них была Караджоргинская островная дуга, откуда поступали обломки вулканитов среднего, кислого и основного состава. Другим источником сноса был Иссык-Кульский микроконтинент, откуда поступали кварц, плагиоклаз, слюда, обломки кварцитов, гранитов [15]. Вероятно, эти отложения формировались в позднюю эпоху существования преддугового бассейна, близкую к его закрытию. Субдукция океанической коры Кенсайского бассейна происходила под Караджоргинскую вулканическую дугу, а обдукция – на эту дугу. Во фронтальной части дуги возникла аккреционная призма, на которой с угловым несогласием лежат морские осадки позднего аренига – лланвирна.

Кумулятивные габбро, дайки и подушечные базальты океанической коры Кенсайского пред-

Таблица 3. Палеомагнитные широты, определенные на территории Иссык-Кульского раннепалеозойского террейна

| Объект изучения | Породы, местоположение | Возраст магнитной компоненты | Палеоширота, абсолютное значение | Источник |
|--|---|--------------------------------|----------------------------------|------------|
| Терсейская океаническая кора | Кумулятивное габбро, хребет Караджорго (компонента 1) | V-Є (?) | $16.7 \pm 3.7^\circ$ | [9] |
| | Подушечные базальты, хребет Каракатты | Є ₃ -O ₁ | $0.4 \pm 4.2^\circ$ | [8] |
| | Дайки базальтов, хребет Караджорго | Є ₃ -O ₁ | $2.0 \pm 2.9^\circ$ | [9] |
| | Кумулятивное габбро, хребет Караджорго (компонента 2) | O ₃ (?) | $13.7 \pm 3.3^\circ$ | [7, 8] |
| Моласса во внутриконтинентальных бассейнах | Алевролиты, песчаники, Киргизский хребет | O ₂₋₃ | $9.8 \pm 2.4^\circ$ | Эта статья |
| | Алевролиты, песчаники, хребет Молдотау | O ₃ | $11 \pm 2^\circ$ | [3] |

дугового бассейна (находящиеся ныне в аллохтонном залегании) были подвергнуты палеомагнитному изучению в хребтах Каракатты и Караджорго [7–9]. Подушечные базальты из хребта Каракатты содержат линзы кремней с конодонтами позднего кембрия. Результаты исследования доскладчатой компоненты намагниченности в базальтах свидетельствуют о том, что в позднем кембрии или раннем ордовике они находились на широте $0.4 \pm 4.2^\circ$. Изучение палеомагнетизма базальтовых даек, рвущих габброиды хребта Караджорго, дало аналогичный результат – палеошироту $2.0 \pm 2.9^\circ$ (табл. 3).

Доскладчатая, возможно, первичная компонента намагниченности в габбро из хребта Караджорго возникла в северном или южном полушарии на палеошироте $16.7^\circ \pm 3.7^\circ$. Возраст габбро не определен, он находится в интервале венд–тремадок. Предположительно габбро образовалось в венде или начале кембрия, до разделения Терсейского бассейна островной дугой на Кенсайский и Принарынский бассейны. В пользу этого свидетельствует различие в палеоширотах, определенных для габбро хребта Караджорго и для базальтов хребта Каракатты.

В арениге Кенсайский бассейн был закрыт и Караджоргинская дуга причленилась к Иссык-Кульскому микроконтиненту (коллизия-1). В хребте Каракатты распространены вулканогенные породы Караджоргинской островной дуги с конодонтами среднего аренига, в верхней части их разреза появляется обильный материал континентального происхождения – следствие коллизии островной дуги с микроконтинентом [14, 16].

В результате аренигской коллизии-1 породы бывшей Караджоргинской островной дуги образовали аккреционную призму Иссык-Кульского микроконтинента, на которой стали формироваться турбидиты. После коллизии-1 началась субдукция океанической коры Принарынского

бассейна под Иссык-Кульский микроконтинент. Следствием этого было формирование в среднем ордовике магматического пояса на терсейской окраине Иссык-Кульского микроконтинента.

Субдукция океанической коры под илийский край Иссык-Кульского микроконтинента началась ранее, чем на терсейском краю, так как субдукционные вулканы появились среди отложений илийской окраины в тремадоке. Здесь также был сформирован краевой пояс субдукционных вулканитов и гранитов. Таким образом, в ордовике Иссык-Кульский микроконтинент превратился в континентальную (энсиалическую) вулканическую островную дугу с двумя краевыми магматическими поясами. В обоих магматических поясах вулканизм продолжался до карадока, но в позднем ордовике произошло изменение магматизма от субдукционного типа к коллизионному типу.

Субдукция океанической коры Принарынского бассейна под Иссык-Кульский микроконтинент привела к закрытию Терсейского океанического бассейна и коллизии Иссык-Кульского и Сырдарьинского сиалических блоков (коллизия-2). Это событие отмечено прекращением формирования турбидитов на южной окраине Иссык-Кульского террейна в конце среднего ордовика. Во время коллизии-2 в конце среднего – начале позднего ордовика на Иссык-Кульский террейн были шарьированы породы: а) континентального склона, б) аккреционной призмы, состоящей из пород Караджоргинской океанической дуги и Кенсайского задугового бассейна, г) океанической коры Терсейского бассейна, д) окраины Сырдарьинского микроконтинента. В результате коллизии-2 образовался Киргизский континент, объединивший Иссык-Кульский и Сырдарьинский раннепалеозойские террейны. Вероятно, с этими процессами связано возникновение наложенной послескладчатой магнитной компоненты в выше-

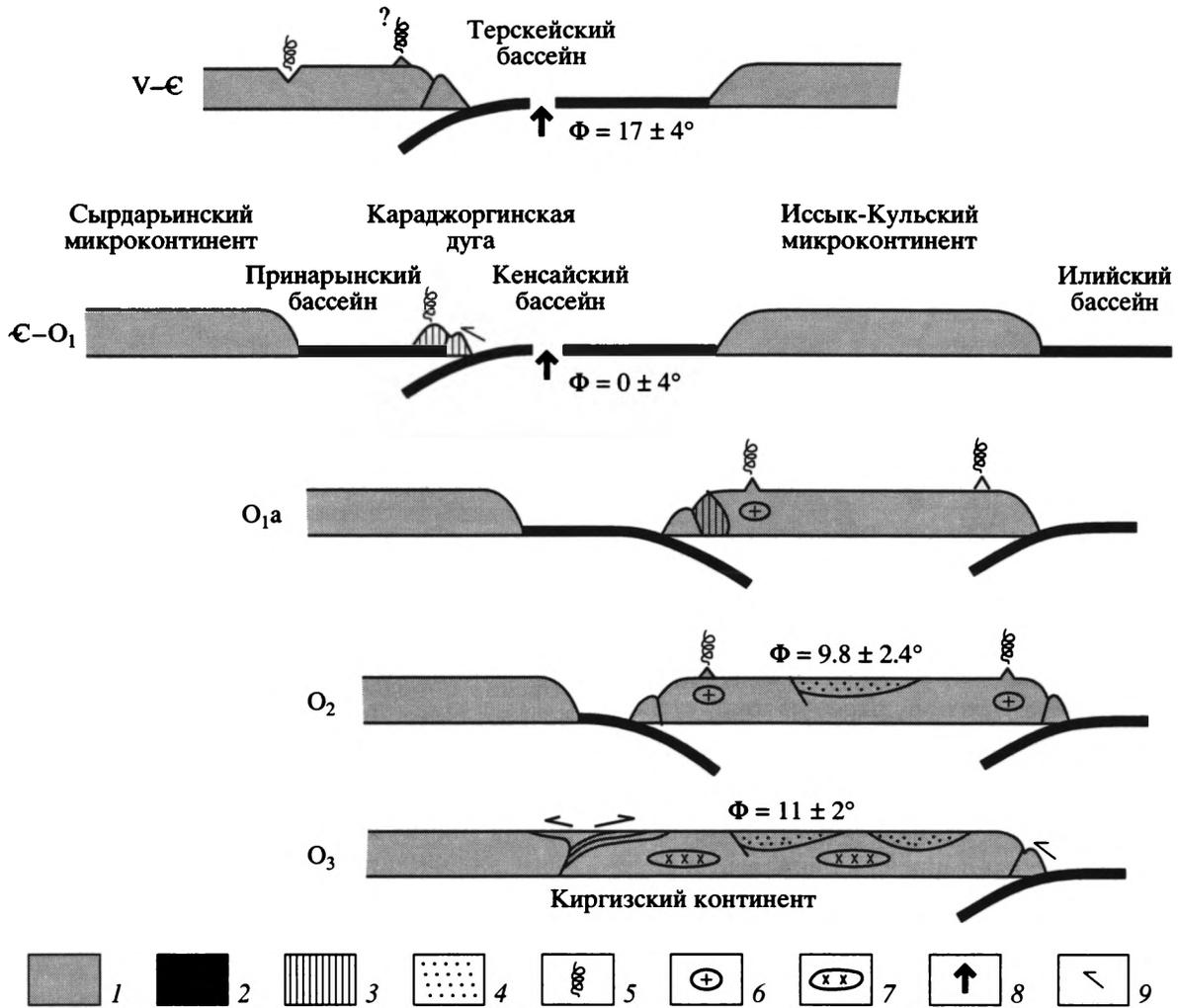


Рис. 4. Геодинамические модели для Северного Тянь-Шаня

1 – континентальная кора; 2 – океаническая кора; 3 – породы Караджоргинской островной дуги; 4 – орогенная и рифтогенная моласса; 5 – вулканизм; 6 – субдукционные граниты; 7 – коллизионные граниты; 8 – зона спрединга океанической коры; 9 – направление обдукции, шарьярования; Φ – палеоширота по палеомагнитным данным

упомянутых габброидах хребта Караджорго на палеошироте $13.7 \pm 3.3^\circ$ (см. табл. 3).

Примерно в то же время, в среднем ордовике, имела место обдукция пород океанической коры Илийского океанического бассейна на северный край Иссык-Кульского террейна. Обдукция офиолитов могла сопровождать формирование аккреционной призмы или быть результатом коллизии и закрытия океанического бассейна. На илийской окраине Иссык-Кульского террейна распространены коллизионные граниты позднего ордовика – силура, а в хребте Южный Кетмень обнажены вулканы островодужного типа с фауной раннего силура. Последние склоняют в пользу вывода об аккреционном происхождении среднеордовикских шарьяжей илийской окраины и более позднем закрытии Илийского океанического бассейна.

События на окраинах Иссык-Кульского террейна инициировали деформацию его коры, приведшую к формированию внутриконтинентальных орогенных и тафрогенных впадин. В среднем и позднем ордовике в этих впадинах накопилась мощная моласса, которая в конце ордовика была смята в складки. Приведенные выше результаты палеомагнитного изучения среднеордовикской молассы позволили определить положение Иссык-Кульского террейна (в северном или южном полушарии) на широте $9.8 \pm 2.4^\circ$. Изучение палеомагнетизма красноцветной молассы в хребте Молдотау [3], содержащей брахиоподы позднего карадока, дало близкий результат: $11 \pm 2^\circ$ (см. табл. 3). Не исключено, что намагниченность пород молассы в обоих случаях имеет позднеордовикский возраст.

Иссык-Кульский террейн в венде–раннем кембрии находился на широте $13\text{--}20^\circ$, в раннем ордо-

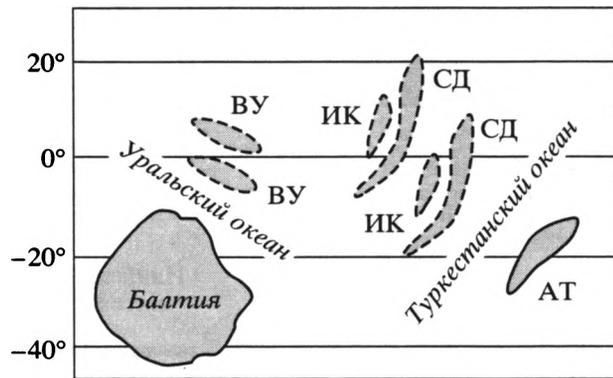


Рис. 5. Реконструкция палеоширотного положения микроконтинентов в среднем ордовике по палеомагнитным данным. Показаны два возможных варианта положения изученных объектов – в южном и северном полушариях

Микроконтиненты: АТ – Алай-Таримский, ВУ – Восточно-Уральский, СД – Сырдарьинский, ИК – Иссык-Кульский

вике – вблизи экватора, и, если его движение было поступательным, то к позднему ордовика он переместился в другое полушарие на широту около 10°. Палеомагнитные данные не позволяют однозначно решить вопрос о направлении этого перемещения.

Можно попробовать определить ориентировку Иссык-Кульского террейна, опираясь на палеомагнитные склонения. Этот терреин имеет удлиненную форму, и в настоящее время его длинная ось простирается субширотно. В Тянь-Шане была выявлена широкая сдвиговая зона, занимающая большую часть его территории, в которой в пермское и послепермское время имели место дифференцированные вращения участков (и палеомагнитных векторов) на углы разной величины [2]. Для районов, находящихся внутри этой зоны, при определении ориентировки необходимо вносить в величину палеомагнитного склонения сложные поправки, снижающие точность реконструкции. Породы среднего ордовика на изученном нами участке Киргизского хребта находятся

вне этой сдвиговой зоны, что позволяет определить вероятную ориентировку длинной оси Иссык-Кульского террейна в среднем–позднем ордовике (рис. 5), используя полученные величины палеомагнитного склонения напрямую.

ВОСТОЧНЫЙ УРАЛ

В палеозое Балтийский и Казахстанский сиалические блоки были разделены Уральским палеоокеаном. Время возникновения этого океана не определено, и разные исследователи относят его к рифею [12, 21, 22] или к позднему кембрию–среднему ордовика [18, 20 и др.]. В Уральском палеоокеане находились микроконтиненты и океанические островные дуги, ордовикские и силурийские отложения которых были объектами нашего палеомагнитного исследования.

Ордовик. В среднем ордовике в Уральском океане существовал Восточно-Уральский (Мугоджарский) микроконтинент, отделенный океаническими бассейнами от Балтийского и Казахстанского сиалических блоков (рис. 6). Нижнепалеозойские породы этого микроконтинента имеют возраст от тремадока до карадока. Они представлены карбонатными и терригенными мелководными отложениями и рифтогенными щелочными вулканитами. Ордовикские и силурийские отложения Восточного Урала подверглись интенсивным деформациям в середине девона и в позднем палеозое [19, 26].

Средне-верхнеордовикские породы Восточно-Уральского микроконтинента были объектом нашего палеомагнитного изучения на Южном Урале на р. Средний Тогузак. Эти породы изучены в карьерах на правом берегу реки против пос. Заречье (53°27' с.ш., 61°06' в.д.) (рис. 7, Т). Здесь обнажены конгломераты с галькой основных эффузивов и граувакковые песчаники с прослоями алевролитов и аргиллитов, видимой мощностью около 100 м. В песчаниках содержатся остатки брахиопод, трилобитов, мшанок, криноидей среднего–позднего ордовика, наиболее вероятен карадоцкий возраст пород [1]. Были изучены 110 па-



Рис. 6. Геодинамические модели для Южного Урала, по [35, 36], с изменениями

1 – континентальная кора; 2 – океаническая кора; 3 – субдукционный вулканизм; 4 – зона спрединга океанической коры; Φ – палеоширота по палеомагнитным данным

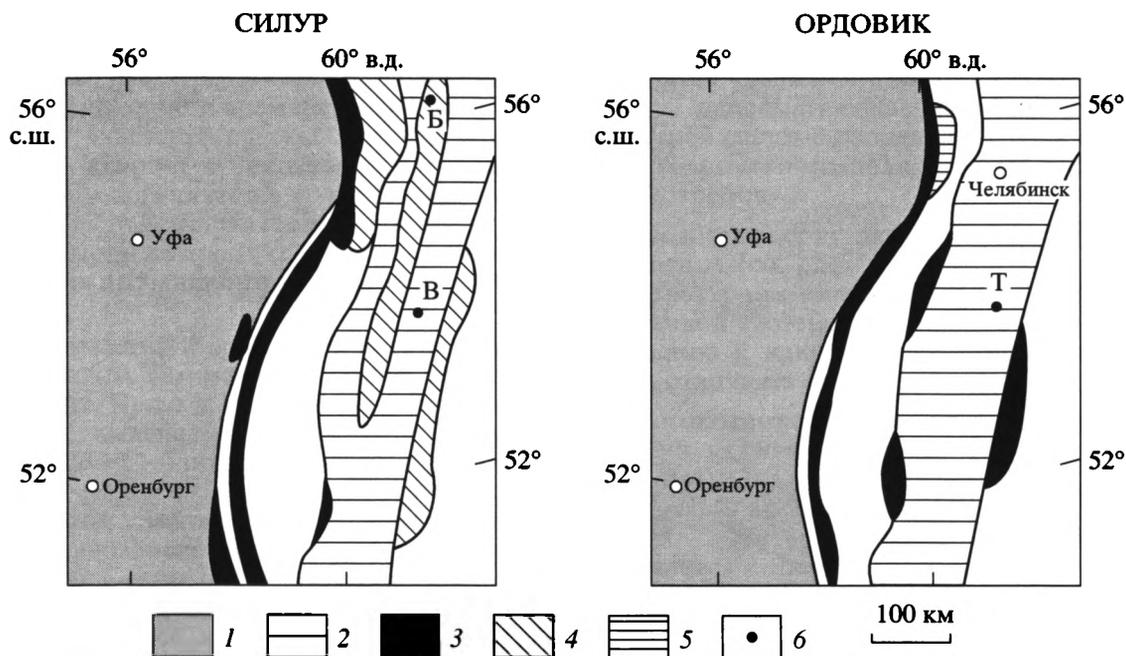


Рис. 7. Положение участков, изученных на Восточном Урале (см. рис. 1). Схемы – по [22] с изменениями
 1 – Балтийский континент, включая осадки на шельфе и континентальном склоне; 2 – Восточно-Уральский микроконтинент: мелководные карбонатные и терригенные осадки; 3 – океанические базальты и глубоководные осадки; 4 – известково-щелочные и контрастные вулканиты и ассоциированные с ними осадочные породы; 5 – щелочные интрузии; 6 – участки палеомагнитных исследований: Б – Багоряк, В – Варна, Т – Тогузак

леомагнитных проб песчаников и алевролитов из этого разреза. Методика палеомагнитного изучения уральской коллекции аналогична описанной выше.

Изученные породы характеризуются средней намагниченностью 0.24–12.85 мА/м. Структура коллекции сложная, образцы можно разделить на три группы. Первая группа (12 обр.) непригодна для палеомагнитного исследования, так как она характеризуется либо хаотическим изменением направления NRM от нагрева к нагреву, либо образцы полностью перемагничены современным полем. Во вторую группу вошли 63 образца с одной-двумя компонентами – низкотемпературной (100–200°C) и среднетемпературной (250–560°C). Третья группа состоит из 40 образцов, в которых выделяются три компонента намагниченности: низкотемпературная (100–250°C), среднетемпературная (200–590°C) и высокотемпературная (440–660°C) (рис. 8).

Низкотемпературная компонента соответствует направлению современного магнитного поля. Среднетемпературная компонента А в большинстве образцов послескладчатая (тест выравнивания – отрицательный) и, как правило, близка к направлению позднепалеозойского перемагничивания (рис. 9, см. рис. 8, табл. 4, см. табл. 2).

Высокотемпературная компонента выделена в 40 образцах. В 11 из них эта компонента в современной системе координат имеет направление, близкое к направлению позднепалеозойского пе-

ремагничивания, и эти образцы исключены из статистики. Доскладчатое направление высокотемпературной намагниченности (компонента В) установлено в 10 образцах по компонентам и в 19 образцах по кругам перемагничивания (см. рис. 8, 9, табл. 2, 4). Наиболее результативные образцы имеют начальную намагниченность от 3.6 до 4.7 мА/м. Тест выравнивания по 10 компонентам и пяти сайтам, включающим компоненты и круги перемагничивания, – положительный. Корреляционный тест по 10 компонентам также положительный.

Силур. Силурийские отложения Восточно-Уральской зоны принадлежат трем главным типам – карбонатному, кремнисто-сланцевому и вулканогенному. Стратиграфические контакты между ними не известны и допускают разные предположения об их первичных соотношениях. Карбонатные и кремнисто-сланцевые силурийские отложения принадлежат чехлу Восточно-Уральского микроконтинента. Вулканогенный силур представлен риолито-дацитовыми и базальто-риолитовыми туфогенными породами лландовери и андезито-дацитовыми эффузивами венлока-лудлова. Особенности петрохимии этих эффузивов свойственны окраинно-континентальным вулканитам [33].

Мы изучили палеомагнетизм пород лландовери из разреза кремнисто-сланцевого типа около пос. Варна и туфогенных отложений на р. Багоряк.

ТОГУЗАК

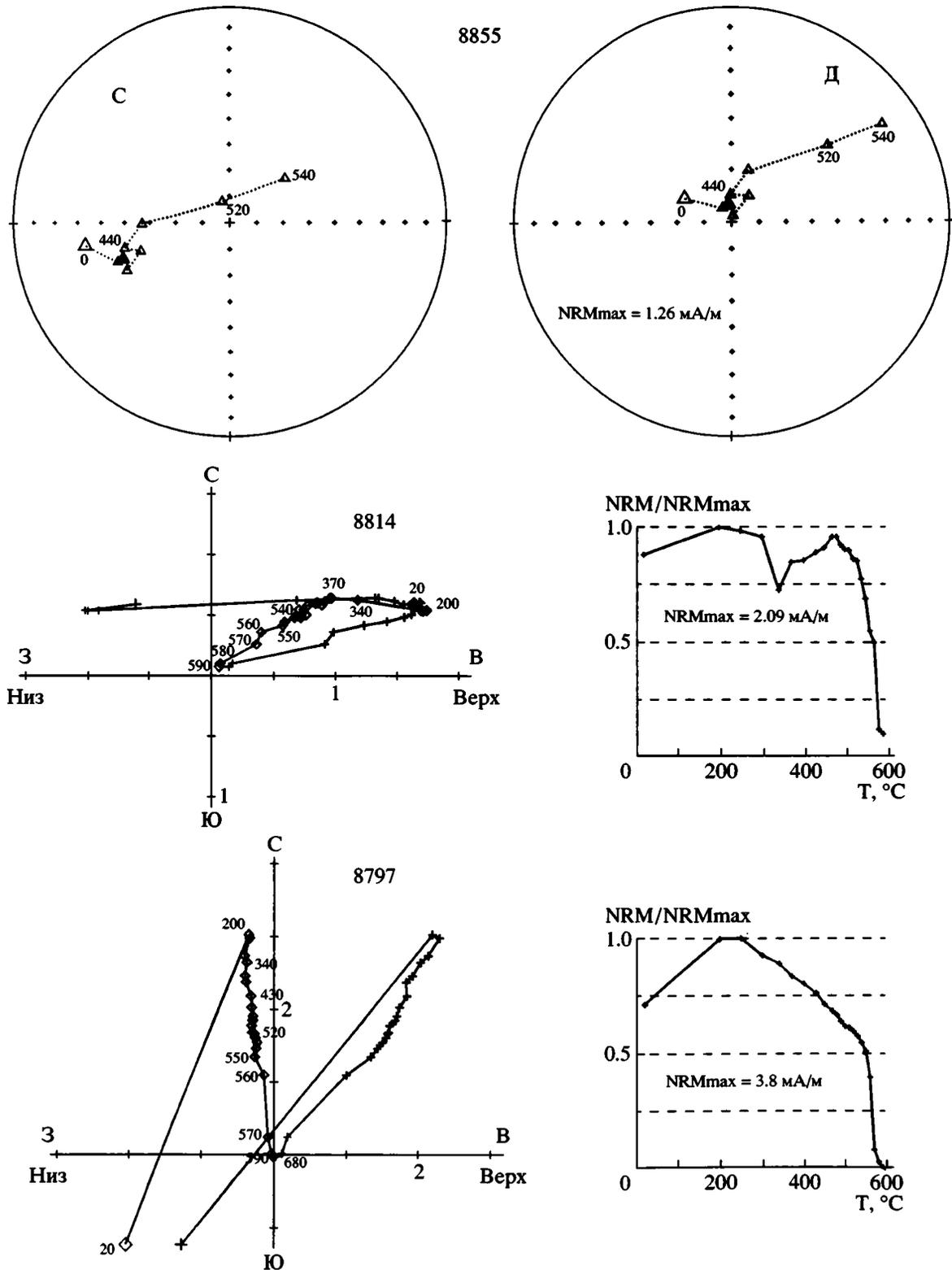


Рис. 8. Диаграммы Зийдверельда по температуре и кривые терморазмагничивания по участку Тогузак
Интенсивность намагниченности в мА/м.

Вверху рисунка показан пример выделения круга перемагничивания. Точки до $T = 470^\circ\text{C}$ находятся в области позднепалеозойского перемагничивания, точки при $T = 470\text{--}540^\circ\text{C}$ образуют круг перемагничивания, проходящий через область расположения проекций до складчатых компонент намагниченности. С, Д – современная и древняя системы координат

1. Участок Варна ($53^{\circ}23'$ с.ш., $61^{\circ}00'$ в.д.) находится на правом берегу р. Нижний Тогузак у пос. Варна (см. рис. 7, В). В карьере обнажены углеродисто-глинистые и кремнистые сланцы, среди которых залегают пласты мелкозернистых кварцевых и кварц-плагиоклазовых песчаников, алевролитов и аргиллитов с граптолитами позднего лландовери [26]. Палеомагнитному изучению подвергнуты 86 проб песчаников из смятой в складку пачки песчаников и алевролитов, мощностью около 20 м.

Породы участка Варна слабомагнитные: от 0.07 до 0.98 мА/м. Компоненты удалось выделить в 49 образцах. Было выделено две компоненты. Компонента, выделяемая в интервале температур до $100\text{--}250^{\circ}\text{C}$, близка по направлению к современному полю. В нескольких образцах направление этой компоненты совпадает с направлением позднепалеозойского перемагничивания. В 28 образцах в температурном интервале от 100 до 500°C (чаще от 250 до 450°C) выделяется компонента В, являющаяся доскладчатой, тесты выравнивания и корреляционный – положительны (рис. 10, см. рис. 9, табл. 2, 4). Компонента В – двуполярна (18 и 8 образцов). Тест обращения – положительный ($F = 11.6$ при F критическом = 17.4).

2. Участок Багаряк ($56^{\circ}12'$ с.ш., $61^{\circ}50'$ в.д.). В долине р. Багаряк около пос. Зотино (см. рис. 7, Б) обнажены проксимальные туфотурбидиты. Они сложены туфогравелитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, пелитовыми туффитами, с прослоями углистых аргиллитов. Состав и мощность ритмов непостоянны, градационная слоистость отчетлива. Туфогенный материал имеет дацитовый состав. Видимая мощность этой толщи около 300 м. В углистых аргиллитах определены граптолиты позднего лландовери [31]. Выше по разрезу нижние элементы ритмов становятся более грубыми, а затем ритмичность исчезает и толщина представлена массивными туфопесчаниками. В этой толще состав вулканогенных обломков риодацитовый и андезитовый, встречаются обломки рифовых известняков с криноидеями венлока [31]. Палеомагнитному изучению подвергнуты 111 проб туфопесчаников, туфоалевролитов и пелитовых туффитов из нижней толщи разреза Багаряк, имеющей позднелландоверийский возраст.

В коллекции из разреза Багаряк начальная намагниченность образцов колеблется от 0.14 до 6 мА/м. Наиболее результативны образцы с начальной намагниченностью от 0.7 до 1.46 мА/м. 4 образца характеризуются хаотическим изменением направления NRM от нагрева к нагреву и из дальнейшего рассмотрения исключены. В большинстве изученных образцов выделена низкотемпературная компонента ($T = 100\text{--}340^{\circ}\text{C}$), совпадающая с направлением современного поля. В 107 образцах выделены среднетемпературная послескладчатая и высокотемпературная доскладчатая компоненты. Из них в 6 образцах выде-

лены обе компоненты, в 52 образцах – только послескладчатая компонента и в 49 – только доскладчатая компонента. В 15 образцах последней группы палеомагнитные направления в географической системе координат близки к направлению современного поля и были исключены из рассмотрения.

Среднетемпературная послескладчатая компонента А (см. рис. 9, 10, табл. 2, 4) выделена в температурном интервале от 250 до 540°C . В современной системе координат она близка по наклонению к направлению позднепалеозойского поля, отличаясь от него по склонению на $40\text{--}50^{\circ}$.

Высокотемпературная компонента В по тесту складки является доскладчатой (см. рис. 9, 10, табл. 2, 4). Она выделена в температурном интервале от 340 до 580°C (чаще – $400\text{--}560^{\circ}\text{C}$), в 6 образцах – в интервале $480\text{--}570^{\circ}\text{C}$. Компонента В отличается в современной системе координат от направления позднепалеозойского перемагничивания. Компонента В характеризуется направлениями на северо-запад и отрицательными наклонениями в 28 образцах и юго-восточными наклонениями при положительных наклонениях в 12 образцах. Тест обращения – положительный ($F = 10.5$ при F критическом = 12.4). В таблице 4 также приведены объединенные данные по доскладчатым компонентам намагниченности для всей силурийской коллекции, тесты складки для них также положительны.

Обсуждение и выводы. В результате проведенного нами палеомагнитного изучения пород среднего–верхнего ордовика и нижнего силура Восточного Урала были выделены доскладчатые палеомагнитные компоненты, возраст которых древнее среднего девона – времени образования складок в районе исследования. Доскладчатые палеомагнитные направления в породах ордовика и силура значительно отличаются одно от другого, что говорит об их разновозрастности. Это позволяет предполагать, что были определены первичные палеомагнитные направления. В пользу такого предположения также свидетельствует положительный тест обращения в силурийских породах изученной коллекции.

По полученным на участке Тогузак палеомагнитным данным, Восточно-Уральский террейн в среднем–позднем ордовике находился в северном или южном полушарии на широте $4.0 \pm 3.2^{\circ}$ (табл. 5). Ранее по породам аренига в пределах этого террейна была определена палеоширота $1 \pm 10^{\circ}$ [23]. На уральском краю Балтийского континента по породам верхнего кембрия – тремадока из Лемвинской зоны Полярного Урала определена палеоширота $4 \pm 4^{\circ}$ [10]. Близкие палеошироты были определены по верхнеордовикским и нижнесилурийским породам океанической коры на Северном Урале [25]. Эти данные согласуемы с полученными нами результатами.

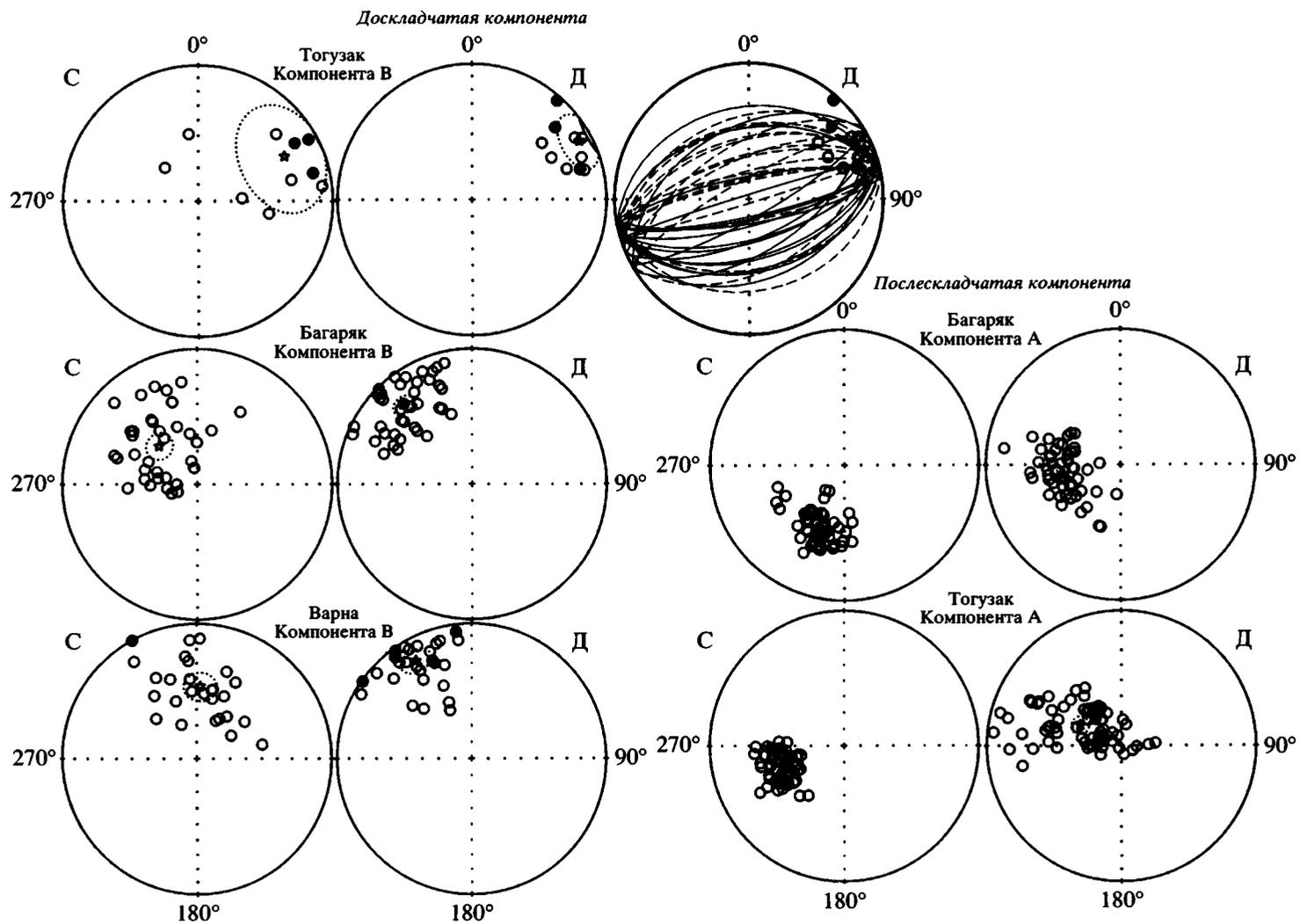


Рис. 9. Стереогаммы проекций направлений палеомагнитных векторов в современной (С) и древней (Д) системах координат по уральской коллекции. Темными точками обозначены проекции векторов на нижнюю полусферу, светлыми – на верхнюю. Звездочками обозначены средние палеомагнитные направления, показан овал доверия

Таблица 4. Результаты палеомагнитного изучения уральской коллекции

| Участок | N | n | Современная система координат | | | | Древняя система координат | | | | % | |
|-----------------------------------|----|-------|---|-------|-------|-----------------------|---------------------------|-------|-------|-----------------------|-----|-----|
| | | | D° | I° | k | α_{95}° | D° | I° | k | α_{95}° | | |
| Багаряк (S ₁) | 58 | 56 | А – послескладчатая компонента (PZ ₃) | | | | | | | | | |
| | | | 203.1 | -48.7 | 31.8 | 3.4 | 261.0 | -54.7 | 19.8 | 4.3 | 0 | |
| | | | В – доскладчатая компонента (S) | | | | | | | | | |
| Варна (S ₁) | 28 | 26 | В – доскладчатая компонента (S) | | | | | | | | | |
| | | | 2.8 | -45.6 | 9.6 | 9.3 | 330.2 | -17.8 | 12.5 | 8.0 | 130 | |
| | | | (4) | 357.8 | -42.3 | 29.3 | 17.3 | 330.8 | -16.3 | 464.7 | 4.3 | 110 |
| Багаряк + Варна (S ₁) | 83 | 66 | В – доскладчатые компоненты (S) | | | | | | | | | |
| | | | (10) | 337.7 | -55.5 | 7.1 | 7.1 | 323.5 | -21.9 | 14.3 | 4.8 | 100 |
| | | | 341.7 | -54.3 | 12.0 | 13.6 | 324.6 | -20.9 | 62.9 | 5.9 | 100 | |
| Тогузак (O ₂₋₃) | 97 | 70 | А – послескладчатая компонента (PZ ₃) | | | | | | | | | |
| | | | 251.1 | -49.5 | 58.1 | 2.2 | 296.1 | -62.2 | 10.9 | 5.4 | 0 | |
| | | | В – доскладчатая компонента (O ₂₋₃) | | | | | | | | | |
| | 40 | 10 | В – доскладчатая компонента (O ₂₋₃) | | | | | | | | | |
| | | | 63.2 | -29.0 | 3.6 | 29.6 | 61.7 | -10.5 | 13.3 | 13.8 | 90 | |
| | | | 29* | 67.4 | -28.3 | 6.1 | 11.8 | 67.2 | -8.0 | 20.4 | 6.1 | - |
| | | (5)** | 64.7 | -27.7 | 3.5 | 47.9 | 67.8 | -3.0 | 19.9 | 17.6 | 90 | |

Примечание: N – количество образцов, в которых выделены компоненты; n – вошедшее в статистику число образцов (сайтов); D, I – палеомагнитные склонение и наклонение; α_{95} – радиус овала доверия; k – кучность, определенная по статистике Фишера; % – распрямление при k тах в процентах. D, I даны по большинству полученных данных по образцам.

* – 29 (10 компонент и 19 кругов перематчивания).

** – 5 сайтов по 29 образцам.

По нашим определениям, участок Багаряк находился в раннем силуре на широте $12.2 \pm 3.4^{\circ}$, участок Варна – на широте $9.1 \pm 4.5^{\circ}$. На участке Багаряк независимо была определена палеоширота $12 \pm 15^{\circ}$ (I = 23.1° , $\alpha_{95} = 19.9^{\circ}$ [24].

Существуют представления о том, что карбонатно-терригенные и вулканогенные силурийские отложения Восточного Урала формировались в разных террейнах (соответственно, на микроконтиненте и на вулканической энсиматической островной дуге), которые были разделены океаническим бассейном [18, 32]. Палеомагнитные

палеошироты, определенные по породам микроконтинента и предполагаемой островной дуги, одинаковы. Это свидетельствует в пользу модели, по которой субдукционный магматизм происходил в силуре на краю Восточно-Уральского микроконтинента (см. рис. 6).

Восточно-Уральский микроконтинент имеет удлиненную форму, и его длинная ось в настоящее время простирается меридионально. По полученным палеомагнитным данным, простираение длинной оси микроконтинента в среднем ордовике было СВ–ЮЗ, в раннем силуре – СЗ–ЮВ.

Таблица 5. Вычисленные полеошироты

| Участок | Географические координаты участка | Возраст намагниченности | I° | α_{95}° | φ° |
|-----------------------------|-----------------------------------|-------------------------|------|-----------------------|-------------------|
| Северный Тянь-Шань | | | | | |
| Каинды-1(O ₂) | 42°39' с.ш., 73°45' в.д. | O ₂₋₃ | 16.1 | 9.1 | 8.2 ± 5.0 |
| Каинды-2 (O ₂) | 42°39' с.ш., 73°45' в.д. | O ₂₋₃ | 19.1 | 4.3 | 9.8 ± 2.4 |
| Восточный Урал | | | | | |
| Багаряк (S ₁) | 56°12' с.ш. 61°50' в.д. | S | 23.4 | 5.8 | 12.2 ± 3.4 |
| Варна (S ₁) | 53°23' с.ш. 61°00' в.д. | S | 17.8 | 8.0 | 9.1 ± 4.5 |
| Тогузак (O ₂₋₃) | 53°27' с.ш. 61°06' в.д. | O ₂₋₃ | 8.0 | 6.1 | 4.0 ± 3.2 |

Примечание: I – наклонение среднего вектора NRM в древней системе координат; α_{95} – радиус овала доверия; φ° – палеоширота (абсолютное значение) и ошибка ее определения.

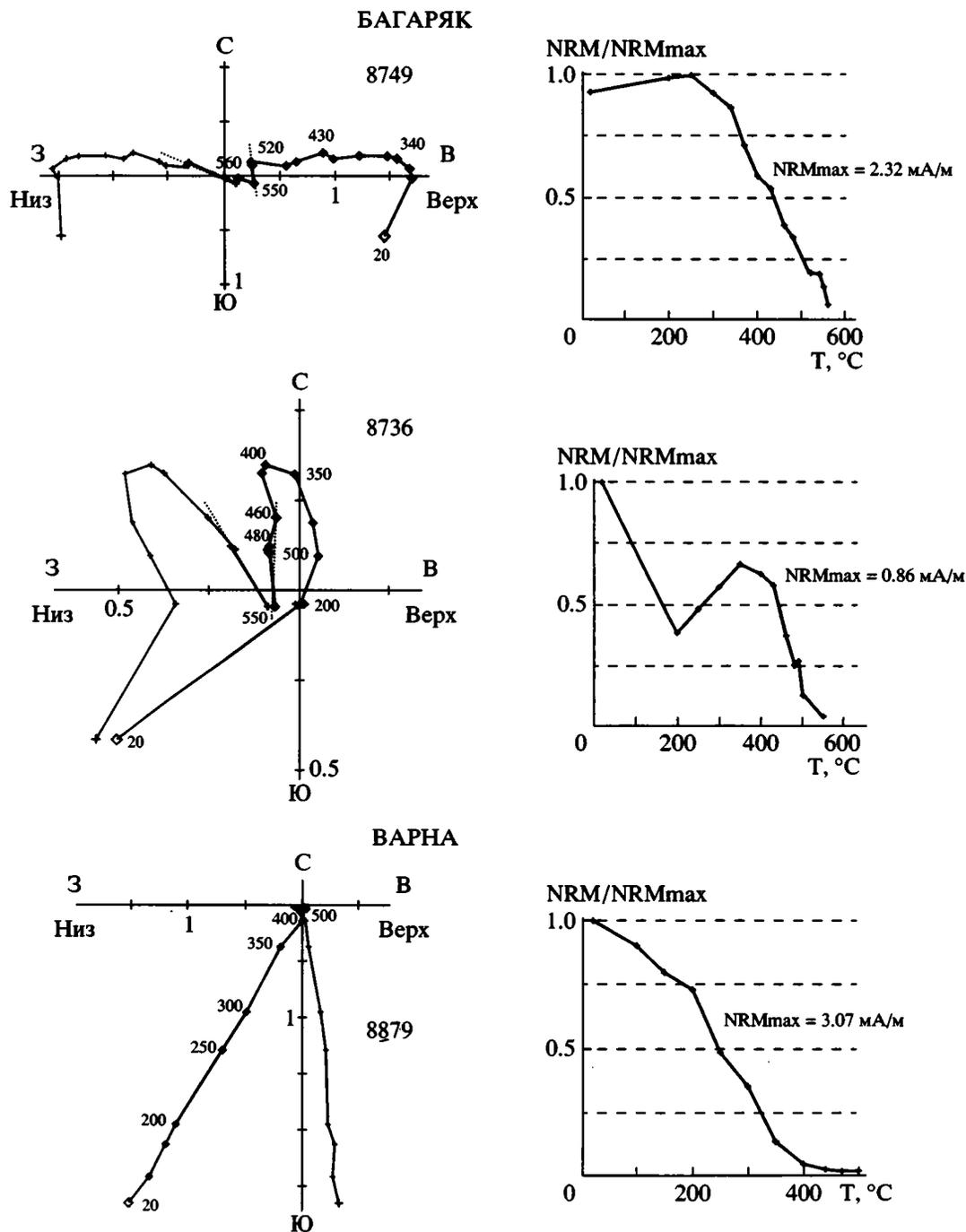


Рис. 10. Диаграммы Зейдверльда по температуре и кривые терморазмагничивания по участкам Багаряк и Варна
Интенсивность намагниченности в мА/м

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные палеомагнитные исследования и сравнение полученных результатов (см. табл. 5) с опубликованными данными позволяют сделать следующие выводы.

1. В результате изучения палеомагнетизма среднеордовикской молассы Киргизского хребта было определено палеомагнитное наклонение

$19.1 \pm 4.3^\circ$, свидетельствующее о положении Иссык-Кульского раннепалеозойского микроконтинента в среднем–позднем ордовике на палеошироте $9.8^\circ \pm 2.4^\circ$ в северном или южном полушарии. Этот результат находится в согласии с другими палеомагнитными определениями палеошироты по нижнепалеозойским породам Северного Тянь-Шаня. Анализ палеомагнитных на-

правлений свидетельствует о вращении изученного района в среднем–позднем ордовике.

2. На Тариме в результате палеомагнитного изучения ниже-среднеордовикских пород было определено их положение на палеошироте $18.4 \pm 11^\circ$ ($D = 227.1$, $I = -33.7$, $k = 10.8$, $\alpha_{95} = 15.4$) [37]. Так как Терскойский океанический бассейн в это время был близок к закрытию, то сравнение палеоширот Таримского и Иссык-Кульского террейнов позволяет оценить ширину Туркестанского океана. Если Иссык-Кульский и Таримский террейны находились в одном полушарии, то Туркестанский океан имел ширину не более 2500 км вдоль палеомеридиана (см. рис. 5).

3. По полученным нами палеомагнитным данным, Восточно-Уральский микроконтинент в среднем–позднем ордовике находился на широте $4.0 \pm 3.2^\circ$, для раннего силура в разных частях этого микроконтинента определены палеошироты $9.1 \pm 4.5^\circ$ и $12.2 \pm 3.4^\circ$ (к северу или югу от экватора).

4. Раннеордовикские кремнисто-сланцевые и вулканогенные отложения Восточного Урала формировались на близких палеоширотах, и, вероятно, на Восточно-Уральском микроконтиненте в силурийское время имел место субдукционный вулканизм.

5. Определение палеошироты пункта на краю Балтии, ближайшего к разрезу Тогузак, относительно палеомагнитного полюса Балтии для 460 млн. лет [17] дало результат 18° ю.ш. $\pm 4^\circ$. Если Восточно-Уральский микроконтинент в среднем–позднем ордовике находился в одном полушарии с Балтией (см. рис. 10), то расстояние от микроконтинента до ближайшего края Балтии было более 750 км вдоль палеомеридиана.

6. Палеошироты пунктов на краю Балтии, ближайших к разрезам Варна и Багаряк, определенные относительно палеомагнитного полюса Балтии для 430 млн. лет [17], равны 14.6° ю.ш. $\pm 5^\circ$ и 12.3° ю.ш. $\pm 5^\circ$ соответственно. При нахождении Балтии и Восточно-Уральского микроконтинента в одном полушарии сравнение этих величин с раннесилурийскими палеоширотами, полученными для микроконтинента ($9.1 \pm 4.5^\circ$ и $12.2 \pm 3.4^\circ$), свидетельствует о его близком палеоширотном положении относительно края Балтии в это время.

Благодарности. Авторы благодарны В.Н. Пучкову за консультации по геологии Восточного Урала, Г.Г. Щелочкову и А.В. Миколайчуку – за содействие в проведении полевых работ на Тянь-Шане, А.Н. Диденко и С.В. Руженцеву – за благодарственные рецензии на статью. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 00-05-64719) и Программы “6-й конкурс-экспертиза 1999” (грант 306).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анцыгин Н.Я. К стратиграфии ордовика на восточном склоне Урала // Проблемы геологии докембрия и нижнего палеозоя Урала. М.: Геолфонд РСФСР, 1985. С. 68–86.
2. Баженов М.Л., Буртман В.С. Позднепалеозойские деформации Тянь-Шаня // Геотектоника. 1997. № 3. С. 56–65.
3. Баженов М.Л., Буртман В.С., Левашова Н.М., Миколайчук А.В. Положение Казахстано-Киргизского континента в позднем ордовике по палеомагнитным данным // Докл. АН. 2001. Т. 380. № 1. С. 82–86.
4. Бакиров А.Б., Максумова Р.А. Геодинамическая эволюция литосферы Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 10. С. 1435–1443.
5. Буртман В.С. Возраст карабалтинской свиты Киргизского хребта // Бюл. науч.-тех. инф. ОНТИ Мингео СССР. 1960. № 3 (27). С. 6–8.
6. Геология и металлогения Каратау. Алма-Ата: Наука, 1986. Т. 1. 240 с.
7. Дворова А.В., Куренков С.А. Палеомагнетизм раннепалеозойских пород Северного Тянь-Шаня (Восточное Присонкулье) // Problems of Geocosmos. St. Petersburg, 2000. P. 87.
8. Дворова А.В., Куренков С.А. Палеомагнитные данные по верхнекембрийским базальтам Киргиз-Терской зоны Северного Тянь-Шаня // Общие вопросы тектоники, тектоника России. М.: Геос, 2000. С. 158–161.
9. Дворова А.В., Куренков С.А. Палеомагнетизм офиолитов Киргиз-Терской каледонской зоны // 7-я Зоненшайновская междунар. конф. по тектонике плит. Тезисы. М.: Научный мир, 2001. С. 51–53.
10. Диденко А.Н., Лубнина Н.В., Куренков С.А. Петро-палеомагнетизм Полярного Урала // Тектоническая история Полярного Урала. М.: Наука, 2001. С. 90–136.
11. Замалетдинов Т.С., Осмонбетов К.О. Геодинамическая модель развития земной коры Киргизии в фанерозое // Сов. геология. 1988. № 1. С. 66–75.
12. Зоненшайн Л.П., Кориневский В.Г., Казьмин В.Г. и др. Строение и развитие Южного Урала с точки зрения тектоники литосферных плит // История развития Уральского палеоокеана. М.: Ин-т океанологии, 1984. С. 6–56.
13. Клишевич В.Л., Семилеткин С.А. Терригенно-карбонатные комплексы нижнего палеозоя западной части Северного и Среднего Тянь-Шаня // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1995. Т. 70. Вып. 2. С. 59–74.
14. Ломизе М.Г., Демина Л.И., Зарщиков А.А. Киргизско-Терской палеоокеанический бассейн // Геотектоника. 1997. № 6. С. 35–55.
15. Максумова Р.А. Новый тип разреза нижнего палеозоя Северного Тянь-Шаня // Изв. НАН Кыргыз. респуб. 1999. С. 92–99.
16. Миколайчук А.В., Куренков С.А., Дегтярев К.Е., Рубцов В.И. Основные этапы геодинамической эволюции Северного Тянь-Шаня в позднем докембрии–раннем палеозое // Геотектоника. 1997. № 6. С. 16–34.
17. Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 298 с.
18. Пучков В.Н. Палеоокеанические структуры Урала // Геотектоника. 1993. № 3. С. 18–32.

19. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
20. Руженцев С.В. Краевые офиолитовые аллохтоны. М.: Наука, 1976. 171 с.
21. Самыгин С.Г. Уральский океан – время образования // Общие вопросы тектоники, тектоника России. М.: Геос, 2000. С. 449–452.
22. Самыгин С.Г., Лейтес А.М. Тектоническое развитие Урала и Аппалачей // Закономерности формирования структуры континентов в неогее. М.: Наука, 1986. С. 67–84.
23. Связина И.А., Коптева Р.А. Палеомагнитная реконструкция Уральского палеоокеана // Палеомагнетизм и палеогеодинамика территории СССР. Л.: ВНИГРИ, 1991. С. 14–30.
24. Связина И.А., Мезенина З.С., Петров Г.А. Палеомагнетизм палеозойских отложений Восточно-Уральской мегазоны среднего Урала // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. М.: Геос, 2001. С. 78–81.
25. Связина И.А., Петров Г.А., Мезенина З.С. Палеомагнетизм и эволюция раннеостроводужной офиолитовой ассоциации Северного Урала // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. С. 36–44.
26. Тевелев Ал.В., Кошелева И.А. Геологическое строение и история развития Южного Урала. М.: Изд-во МГУ, 2002. 120 с.
27. Хераскова Т.Н. Структурные связи Казахстана и Тянь-Шаня в конце рифея–раннем кембрии / Ред. Милановский Е.Е., Веймарн А.Б. // Проблемы геологии Урало-Монгольского пояса. М.: МГУ, 1998. С. 27–34.
28. Хераскова Т.Н., Дубинина С.В., Орлова А.Р., Серженникова Е.А. Раннепалеозойский аккреционный комплекс Северного Тянь-Шаня // Тектонические и геодинамические феномены. М.: Наука, 1997. С. 221–242.
29. Храмов А.Н. Стандартные ряды палеомагнитных полюсов для плит Северной Евразии: связь с проблемами палеогеодинамики территории СССР. Л.: ВНИГРИ, 1991. С. 135–149.
30. Христов Е.В., Шилов Г.Г. Отложения ордовикского эпиконтинентального бассейна в Северном Тянь-Шане // Бюл. МОИП. 1998. Отд. геол. Т. 73. Вып. 4. С. 39–45.
31. Шурыгина М.В., Милицына В.С. Силурийские отложения по рекам Исток и Багаряк в районе г. Каменец-Уральский на востоке Среднего Урала // Мат. по стратигр. и палеонтол. Урала. Вып. 1. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. С. 25–37.
32. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Силурийская островная дуга Урала: структура, развитие, геодинамика // Геотектоника. 1995. № 6. С. 32–44.
33. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Геология и геодинамика Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 150 с.
34. Bazhenov M.L., Shipunov S.V. Fold test in the paleomagnetism: new approaches and reappraisal // Earth Planet Sci. Lett. 1991. Vol. 104. P. 16–24.
35. Burtman V.S. Kyrgyz Republic / Eds. E.M. Moores & R.W. Fairbridge // Encyclopedia of European and Asian Regional Geology. London et al.: Chapman & Hall, 1997. P. 483–492.
36. Gruschka S., Kroner A., Avdeev A.V., Seitov N.S., Oberhansli R. Early Palaeozoic Accretion of arcs and microcontinents in the Central Asian mobil belt of Southern Kazakhstan as deduced from Pb-Pb zircon and Sm-Nb ages // Terra Nova. 1998. Vol. 7. P. 340.
37. Li Y., Li Q., Zhang H., Sun D., Cao Y., Wu S. Paleomagnetic study of Tarim and its adjacent area as well as the formation and evolution of Tarim Basin // Xinjiang Geology. 1995. Vol. 13. № 4. P. 296–376 (in Chinese).
38. Maksumova R.A., Jenchuraeva A.V., Berezansky A.V. Major tectonic units and evolution of the Tien Shan orogen / Eds. Seltman R., Janchuraeva R. // Paleozoic geodynamics and gold deposits in the Kyrgyz Tien Shan. IGCP Project 373 IAGOD. Guidebook ser. 2001. Vol. 9. № 18. P. 17–20.
39. McElhinny M.W. Statistical significance of the fold test in palaeomagnetism // Geophys. J. R. Astron. Soc. 1964. Vol. 8. P. 338–340.
40. McFadden P.L., Jones D.L. The fold test in palaeomagnetism // Geophys. J. R. Astron. Soc. 1981. Vol. 67. P. 53–58.
41. Torsvik T.H., Smethurst M.A., Van der Voo R., Trench A., Abrahamsen N., Halvorsen E. Baltica: a synopsis of Vendian-Permian palaeomagnetic data and their palaeotectonic implications // Earth-Science Reviews. 1992. Vol. 33. P. 133–152.
42. Van der Voo R. Palaeomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus oceans. Cambridge: Camb. University Press, 1993. 412 p.

Рецензенты: С.В. Руженцев, А.Н. Диденко

The Position of Microcontinents in the Northern Tien Shan and Eastern Urals in the Ordovician and Silurian from Paleomagnetic Data

V. S. Burtman, G. Z. Gurarii, and A. V. Dvorova

Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 109017 Russia

Abstract—The location of the Issyk Kul Early Paleozoic microcontinent in the Middle–Late Ordovician time was established at a latitude of $9.8 \pm 2.4^\circ$ as a result of examining the paleomagnetic properties of the Middle Ordovician molasse in the Kyrgyz Range of the Tien Shan. A paleomagnetic study of the Middle–Upper Ordovician rocks from the East-Ural microcontinent has allowed establishing its location at a latitude of $4.0 \pm 3.2^\circ$. The microcontinent was located at that time at a distance of over 750 km (along a paleomeridian) from the nearest margin of the Baltic continent. Early Silurian paleomagnetic latitudes, viz., $9.1 \pm 4.5^\circ$ and $12.2 \pm 3.4^\circ$ were established in various parts of the East-Ural microcontinent. They are close in their values to the paleolatitude of the nearest margin of the Baltic continent. The paleomagnetic data also support a model, according to which the Early Silurian volcanics in the Eastern Urals were accumulated on the East-Ural microcontinent.

УДК 551.242(235.216)

НИЖНИЙ ДОКЕМБРИЙ ТЯНЬ-ШАНЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЕГО ФОРМИРОВАНИЯ

© 2003 г. А. Б. Бакиров¹, М. Тагири², К. С. Сакиев¹, Е. А. Ивлева¹¹Институт геологии НАН КР, Кыргызстан, Бишкек, 720481, просп. Эркиндик, 30²Университет Ибараки, Мито, Япония

Поступила в редакцию 14.05.2002 г.

В Тянь-Шане архейско-раннепротерозойские образования выделялись по наличию абсолютных дат 2.6; 2.2 и 1.9 млн. лет, определенных по циркону U-Pb методом. Ранее они не расчленялись по геодинамическим условиям формирования и относились к “дорифейскому фундаменту”. Детальными геолого-петрологическими исследованиями последних лет в них установлена определенная стратификация толщ, для которых определены геодинамические обстановки образования. В Чаткальском хребте выходят низы структурного ансамбля раннего докембрия, а в Заилийском – верхи. В строении его участвуют геологические комплексы почти всех геодинамических обстановок цикла Вильсона. Установлено шарьирование метаморфитов высоких давлений на океаническую литосферу, а последней, в свою очередь, на пассивную окраину древнейшего континента. В обстановке обдукции океанической литосферы на пассивную окраину континента произошло обширное выплавление гранитной магмы и интенсивная инъекционная мигматизация. Выявлены комплексы неоавтохтона, содержащие обломки пород всех вышеперечисленных образований.

ВВЕДЕНИЕ

Архей и нижний протерозой условно выделялись в Тянь-Шане давно, еще в первой половине XX столетия, на основе сопоставления с аналогами в соседних регионах и высокой степени метаморфизма пород [6, 7, 11, 13, 14]. Позже появились данные изотопной геохронологии [1, 2, 10]. Эти образования обычно объединялись в комплексы пород так называемого “гнейсового фундамента Тянь-Шаня” и рассматривались как единое целое, без расчленения по условиям формирования.

Многолетними геолого-петрологическими и геохимическими исследованиями в нижнем докембрии Тянь-Шаня нами выделены отдельные комплексы, установлены геодинамические условия их образования как до, так и во время регионального метаморфизма, выявлены их структурные взаимоотношения. Цель предлагаемой статьи – рассмотреть результаты этих исследований.

Выходы архей-нижнего протерозоя в Тянь-Шане, в пределах территории Кыргызстана, встречаются в ряде мест (рис. 1) в виде тектонических блоков, чешуй и пластин. Наиболее крупные из них известны под названием актюзской, кеминской серий в Заилийском Ала-Тоо (1), акджонской серии (выделены из киргизской) в западной части Киргизского хребта (3), каракаманской серии на южном склоне Терскайского хребта (5), свиты Куйлю (6) в Сарыджазском хребте восточной части Срединного Тянь-Шаня, свиты Каргыш в Тахталыкской гряде (8) и касанской серии в Чаткальском хребте (7). Кроме того, без специальных стратиграфических названий к этому уровню относятся выходы гнейсов в Кунгейском (2), Суусамырском (4) хребтах и др. местах.

Наличие архея в этом регионе остается проблематичным, но присутствие его ощущается по ряду признаков. По циркону из амфибол-биотитовых гнейсов свиты Куйлю (6) в восточной части Срединного Тянь-Шаня U-Pb методом определена дата 2616 ± 3 млн. лет [10], по циркону из биотитовых гнейсов актюзской свиты (1) α -Pb методом А.А. Краснобаевым (г. Екатеринбург) определена дата 2780 ± 300 млн. лет, а из субстрата мигматитов кеминской серии – 2550 ± 250 млн. лет [1, 5]. Однако этот метод в настоящее время считается малодостоверным. В Чаткальском хребте (7) ниже образований раннего протерозоя с возрастом 1920 ± 20 млн. лет [4] выходят метаморфиты, отделенные от них крупным несогласием и этапом интенсивной деформации и регионального метаморфизма, отвечающим рангу границы метаморфизованный фундамент–платформенный чехол (см. ниже). Возможно, что эти метаморфиты являются архейскими.

Нижний протерозой в Тянь-Шане обоснован лучше. В лаборатории изотопной геологии Института геологии НАН КР В.В. Киселевым по циркону U-Pb методом получен ряд дат [10]: из субстрата мигматитов кокубулакской свиты в Заилийском хребте (1) 2200 ± 50 , из гранитоидов канжайловского массива, прорывающего нельдинскую свиту в западной части Киргизского хребта (3), – 2160 ± 50 , из гнейсов свиты Куйлю (6) восточной части Срединного Тянь-Шаня – 1926 ± 50 , из мигматитов семизсайской свиты в Чаткальском хребте (7) – 1920 ± 20 млн. лет.

В большинстве случаев эти геологические тела испытали многократный региональный метаморфизм (до 6–7 этапов) и тектоническое смешение в условиях пластического течения масс. В ре-

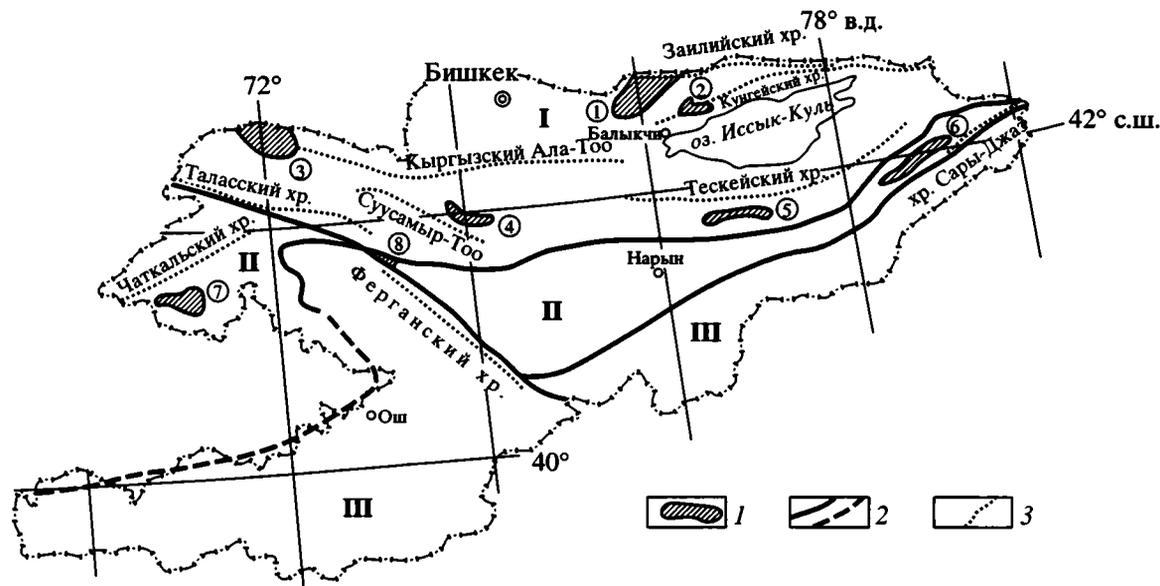


Рис. 1. Схема распространения нижнего докембрия в Кыргызстане

1 – районы развития архея–нижнего протерозоя (цифрами в кружках обозначены: 1 – Заилийский, 2 – Кунгейский, 3 – Макбальский, 4 – Суусамырский, 5 – Карагаманский, 6 – Сарыджазский, 7 – Чаткальский, 8 – Каргышский); 2 – главные разломы Тянь-Шаня; 3 – оси хребтов
Римскими цифрами обозначены: I – Северный, II – Срединный и III – Южный Тянь-Шань

зультате этого они практически не расчленимы. Только в Заилийском и Чаткальском хребтах можно наблюдать определенную стратифицированность толщ и определить их первичную геодинамическую природу. Поэтому основное внимание здесь уделено выходам пород в этих районах. Они хорошо дополняют друг друга, образуя единый структурный ансамбль геодинамических комплексов одного законченного цикла Вилсона. В Чаткальском хребте выходят комплексы нижней части ансамбля, а в Заилийском Ала-Тоо – верхней его части.

НИЖНИЙ ДОКЕМБРИЙ ЧАТКАЛЬСКОГО ХРЕБТА

В Чаткальском хребте нижний докембрий входит в состав так называемой касанской метаморфической серии (рис. 2), в которой выделены четыре свиты (снизу вверх): шалдырская, терексайская, семизсайская и иштанбердинская. Последняя относится к более молодым образованиям (верхнему докембрию?). Нижние три – к архею и нижнему протерозою на основании датирования мигматитов семизсайской свиты уран-свинцовым методом – 1920 ± 20 млн. лет [4]. Взаимоотношение этих толщ можно представить в следующем виде:

Таблица

| | |
|--|-----------------------|
| PR ₃ (?) | Иштанбердинская свита |
| PR ₁ , (1920 ± 20 млн. лет) | Семизсайская свита |
| | Терексайская свита |
| AR(?) | Шалдырская свита |

Шалдырская свита слагает видимое основное разреза. В качестве самостоятельной свиты она выделена А.Б. Бакировым в 1983 году, ранее она рассматривалась в составе терексайской. Свита обнажается в ядре антиклинали в районе р. Шалдыр (рис. 3, а). Она сложена гнейсами, амфиболитами, мигматитами и диафторированными кристаллическими сланцами.

Гнейсы представлены серыми и светло-серыми с розовым оттенком полосчатыми породами, которые образуют небольшие линзы и блоки. Их размеры колеблются в широких пределах: от нескольких сантиметров до нескольких метров в поперечнике. Встречаются калишпатовые и плагиоказовые разности. В результате наложенного диафтореза гнейсы часто переходят в сланцы.

Кристаллические сланцы – это биотит-мусковит-плагиоклаз-кварцевые, хлорит-биотит-плагиоклаз-кварцевые, мусковит-плагиоклаз-кварцевые и гранат-слюдяные породы. В сланцах встречаются реликты гнейсовой и мигматитовой текстур. Они образуют пластообразные тела, смятые в изоклинальные складки.

Сланцы и гнейсы относятся к метапелитовым разностям шалдырской свиты и слагают около 60% ее объема. Главными породообразующими минералами в них являются кварц, плагиоклаз, калишпат, биотит, мусковит, гранат.

В составе свиты встречаются также пластообразные и линзообразные тела метабазитов, представленные амфиболитами, гранатовыми амфиболитами, биотитовыми разностями и тальк-актинолитовыми породами. Амфиболиты имеют средне- и крупнокристаллическую структуру,

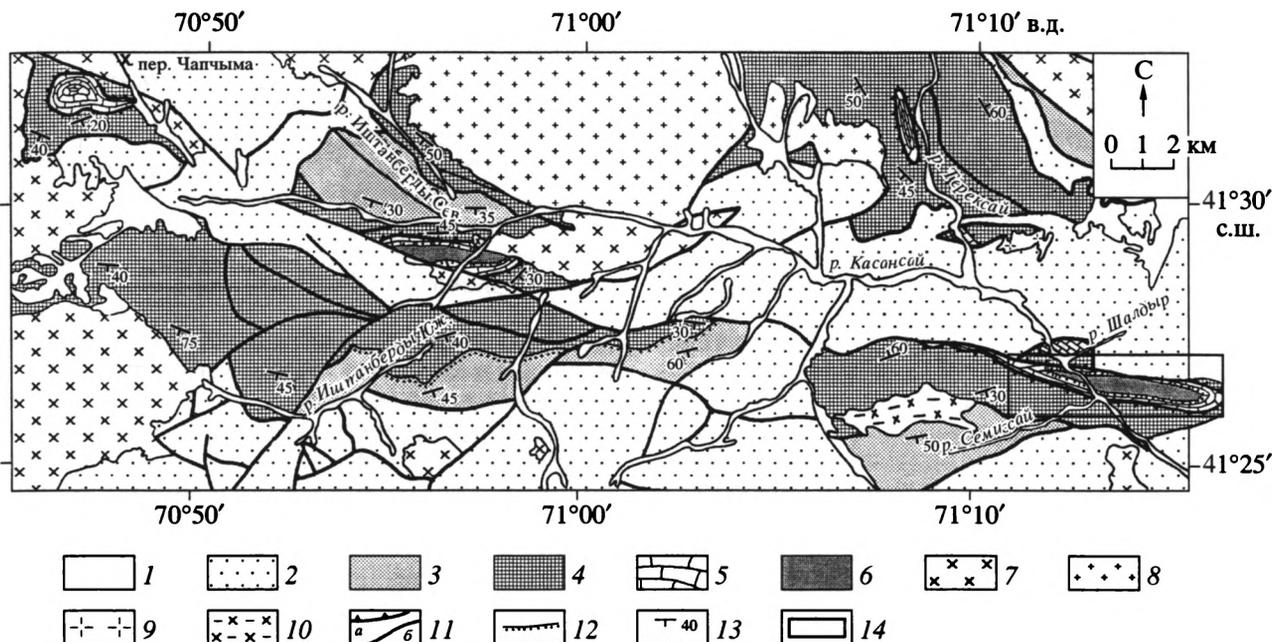


Рис. 2. Геологическая карта нижнего докембрия Чаткальского хребта

1 – четвертичные отложения; 2 – палеозойские отложения; 3–6 – докембрийские образования, свиты: 3 – иштанбердинская, 4 – семизсайская, 5 – терексайская, 6 – шалдырская; 7–10 – гранитоиды: 7 – позднего и 8 – раннего палеозоя, 9 – позднего рифея, 10 – раннего протерозоя; 11 – тектонические контакты: а – надвиги, б – прочие; 12 – стратиграфические трансгрессивные контакты; 13 – элементы залегания; 14 – район Шалдырской антиклинали, показанный на рисунке 3

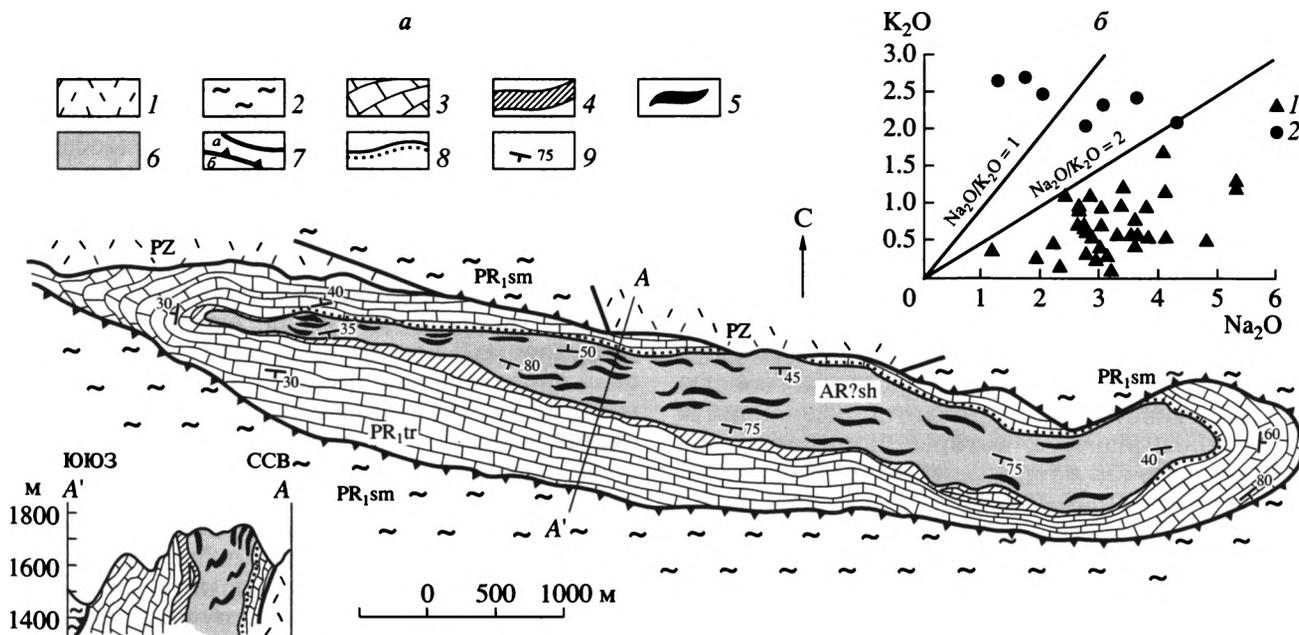


Рис. 3. Характер взаимоотношений раннедокембрийских комплексов в районе Шалдырской антиклинали: а – геологическая схема, б – диаграмма K_2O-Na_2O для амфиболитов первого (треугольники) и второго (кружки) типов
1 – палеозойские отложения; 2 – семизсайская и 3 – терексайская свиты; 4–6 – шалдырская свита: 4 – амфиболиты второго типа, 5 – линзы амфиболитов первого типа; 6 – гнейсовые и сланцевые породы; 7 – тектонические контакты: а – крутые, б – надвиги; 8 – стратиграфические трансгрессивные контакты; 9 – элементы залегания. Положение рис. 3 см. на рис. 2

темно-зеленый до черного цвет. Среди гранатовых амфиболитов в виде реликтов зафиксировано несколько случаев эклогитоподобных ассоциаций. Порода характеризуется четкой друзитовой структурой, свидетельствующей о прогрессивной эклогитизации пород. Тальк-актинолитовые породы образуют самостоятельные линзы и прослои среди сланцев, обладают крупнокристаллической, порфиробластовой структурой.

По форме залегания в шалдырской свите выделяется два типа амфиболитов. Первый из них образует линзовидные тела, которые как бы плавают среди метапелитов. Форма тел обусловлена их деформацией, разлинзованием и будинированием. Размеры линз различные, от 1–2 до 30 м мощности и от 5–10 до 50–100 м протяженности. Этот тип амфиболитов локализуется только внутри шалдырской свиты. Породы имеют зеленоватый оттенок, в них установлены реликты эклогитоподобных пород. Второй тип амфиболитов образует пластообразные, силлоподобные тела. Между пластами разных уровней встречаются соединительные каналы. Этот тип пород переходит также в вышележащую терексайскую свиту. Явно выраженных признаков разлинзования или будинирования в них не наблюдается. Мощности отдельных пластообразных тел колеблются от 3–5 до 50 м при протяженности до 100–500 м.

Видимая мощность шалдырской свиты более 200 м. Низы ее не обнажены, а сверху свита перекрывается с затухающим в результате деформации и метаморфизма несогласием мраморами терексайской свиты.

Терексайская свита обнажается в ядрах антиклинальных структур в районе перевала Чапчама, междуречья Иштанберды Южная–Касан–Сай, Терексайского рудника и р. Шалдыр. Впервые она выделена Л.И. Турбиным [15], назвавшем ее терекской. Свита сложена массивными мраморами, среди которых встречаются редкие прослои и линзы кварцитов, содержащих окатанный циркон и графитистое вещество. По-видимому, кварциты образовались в результате метаморфизма кварцевых песчаников. В качестве чужеродного тела в строении свиты участвуют пластообразные тела гранатовых амфиболитов, возникших за счет силлов диабазов, которые прорывают как шалдырскую, так и терексайскую свиты.

Терексайская свита резко обособляется от нижележащей шалдырской свиты, отделяясь от нее по-видимому, крупным тектоническим несогласием и размывом (см. рис. 3, а). Во-первых, шалдырская свита сложена породами, характер взаимоотношений которых свидетельствует о подвижной тектонической обстановке образования, терексайская же свита представлена породами, формировавшимися в условиях тектонического покоя. Во-вторых, наличие двух типов амфиболитов: 1) разлинзованных и будинированных, встречающихся только в шалдырской свите, и 2) с сил-

лоподобной формой тел, образовавшихся за счет диабазов и встречающихся в обеих свитах, свидетельствует о том, что еще до внедрения диабазов амфиболиты первого типа уже испытали деформацию и метаморфизм. Амфиболиты второго типа резко отличаются от аналогов первого типа высокой калиевокостью (см. рис. 3, б). По-видимому, это связано с тем, что основные магмы, за счет которых они образовались, внедрялись во внутриконтинентальной обстановке, что хорошо согласуется с силлоподобной формой их залегания. Амфиболиты же первого типа, вероятно, образовались за счет толетитовых базальтов, излившихся в океанической и островодужной обстановках.

Следовательно, взаимоотношение между шалдырской и терексайской свитами примерно такое же, как между интенсивно дислоцированным консолидированным гнейсовым фундаментом платформ и пологолежащим осадочным ее покровом, т.е. они разделены этапом крупных тектонических преобразований.

Верхний контакт терексайской свиты с семизсайской всюду тектонический, выраженный интенсивным рассланцеванием пород и образованием на отдельных его участках брекчий. Нередко он “залечен” новообразованными линзовидно-пластообразными телами перекристаллизованных джасперитов. Последние состоят из кварца, карбонатов, гидроксидов железа и других минералов, часто содержат рудную минерализацию и имеют преимущественно брекчиевидную структуру. Видимая мощность терексайской свиты достигает 600 м.

Семизсайская свита образует широкие выходы в пределах долины реки Касан–Сай и ее притоков. Свита характеризуется пестрым составом слагающих ее пород. Первоначально, по-видимому, она полностью состояла из магматических пород офиолитового комплекса основного и ультраосновного состава, которые под действием метаморфических и магматических процессов были преобразованы в амфиболиты, сланцы и мигматиты. Среди магматических пород большую роль играют габбро-амфиболиты, биотит-амфиболовые сланцы. В подчиненном количестве встречаются пироксениты, перидотиты, а также гранатовые амфиболиты, горнблендиты, серпентиниты, листвениты.

Ультрабазиты и базиты семизсайской свиты относились различными авторами к самостоятельным комплексам. Так, Т.А. Додонова и Е.Н. Горецкая [9] выделяли перидотит-пироксенитовую (?) формацию и включали в нее мелкие тела пироксенитов, серпентинитов и апосерпентинитовых лиственитов семизсайской свиты. Тела и горизонты амфиболитов, диоритов, диорито-гнейсов семизсайской свиты объединялись с интрузивом диорито-гнейсов в верховьях р. Семизсай в сууктепинский диорито-гнейсовый комплекс.

Среди пород, слагающих семизсайскую свиту, большим распространением пользуются кристал-

лические сланцы различного состава. В них преобладают двуслюдяные, гранат-биотитовые, турмалиновые, ставролитовые, хлорит-биотитовые разновидности. Они слагают обширные горизонты, в которых заключены линзы и пластообразные тела сохранившихся магматических пород – базитов и ультрабазитов.

Относительно небольшую роль в составе свиты играют породы первично осадочного происхождения, которые представлены графитовыми кварцитами и ассоциирующими с ними сланцами.

В семизсайской свите в узких линейных зонах (шириной 50–300 м) широко проявлена мигматизация. В центральной части этих зон выходят гранитоидные породы, которые по краям переходят в полосчатые мигматиты, а затем, на сравнительно небольшом расстоянии, – в амфиболиты. Последнее, кроме того, всегда слагают меланосомы мигматитов, обогащаясь лишь биотитом. Для лейкосом мигматитов характерны различные текстуры, структуры и составы, свойственные гранитоидам. Наблюдается гранитная, аплитовая и пегматитовая структуры, а по минеральному составу различаются плагноклазовые и калишпатовые разновидности (плюс кварц, мусковит, биотит). Встречаются мигматиты трех типов: с ультрабазитовым, амфиболитовым и слюдяно-сланцевым субстратом. Первый тип мигматитов редок. Мигматиты с амфиболитовым и слюдяно-сланцевым субстратом распространены повсеместно. Взаимоотношение субстрата и инъекционного материала весьма разнообразно, что определяет появление текстурных разновидностей магматитов. Текстура мигматитов полосчатая, слоисто-полосчатая, плейчатая, очковая. С мигматитами семизсайской свиты тесно связаны небольшие магматические тела пород кислого состава (граниты, гранодиориты, лейкократовые гранитные пегматиты, аплиты), которые являются более поздними образованиями по сравнению с комплексом пород основного и ультраосновного состава и имеют с ним рвущие контакты. Аплитовые породы образуют жильные тела мощностью до 0.5 до нескольких метров.

Если мысленно “снять” наложенный (“внешний”) метаморфизм и мигматизацию, то состав семизсайской свиты будет представлен породами офиолитовой ассоциации (ультрабазиты, базиты и метачерты) с характерными (“внутренними”) метаморфическими образованиями (горнблендитами, листовенитами, серпентинитами). Имеются анализы редкоземельных элементов, также свидетельствующих о принадлежности пород свиты к офиолитам (см. рис. 7–10).

Свита представляет собой аллохтон, обдукцированную древнюю океаническую кору. Нижний контакт свиты всюду тектонический, а сверху она с размывом и конгломератами в основании перекрывается первично терригенными отложениями иштанбердинской свиты.

Видимая мощность свиты примерно оценивается цифрой 4000 м.

Иштанбердинская свита обрамляет касанский метаморфический комплекс и бразует две полосы: северную и южную, которые разбиты на отдельные блоки. Южная полоса иштанбердинской свиты подвержена зональному метаморфизму кинит-силлиманитового типа, а северная полоса – зональному метаморфизму андалузит-силлиманитового типа. Большая часть иштанбердинской свиты сложена разнообразными в петрографическом отношении кристаллическими сланцами. Минералогический состав сланцев напрямую зависит от степени метаморфизма. Среди сланцев изредка встречаются мелкие линзы амфиболовых сланцев, лептинитов и гнезда кварцитов.

Иштанбердинская свита стратиграфически залегает на семизсайской свите с конгломератами в основании. Галька в конгломератах представлена разнообразными породами семизсайской свиты: амфиболитами, гранитами, пегматитами, гнейсами; изредка встречаются также мраморы терексайской свиты. На базальных конгломератах залегает терригенная песчано-сланцевая флишоидная толща, наблюдающаяся в наиболее слабо метаморфизованной части выхода свиты. Наличие базальных конгломератов, содержащих гальку гранитов и гнейсов, свидетельствует о том, что отложение пород иштанбердинской свиты происходило на континентальной коре.

С вышележащими отложениями силура иштанбердинская свита всюду имеет тектонический контакт.

НИЖНИЙ ДОКЕМБРИЙ ЗАИЛИЙСКОГО ХРЕБТА

В Заилийском хребте в составе нижнего докембрия выделяются две серии: актюзская и кеминская (рис. 4).

Актюзская серия представлена одной одноименной свитой и считается древнейшей из образований кристаллического фундамента Тянь-Шаня. Она слагает осевую часть Кастекского хребта (Западные отроги Заилийского Ала-Тоо), вытягиваясь в субширотном направлении. Актюзская свита непосредственно контактирует с копурелисайской свитой кеминской серии также условно архейско-раннепротерозойского возраста и порфиридами среднего–позднего девона. С первыми взаимоотношения всюду тектонические (подробнее смотри ниже), а вторые залегают на актюзской свите с конгломератами в основании, хотя часто их контакты осложнены тектонически. Южнее полей развития актюзской свиты, внутри мигматитов капчигайской свиты, отмечены серые гнейсы с линзами эклогитов и апоэклогитовых амфиболитов. По-видимому, они являются фрагментами актюзской свиты.

В актюзской свите отчетливо выделяются две группы пород: metabазиты и метапелиты (рис. 5, а, 5, б). Среди последних большую роль играют се-

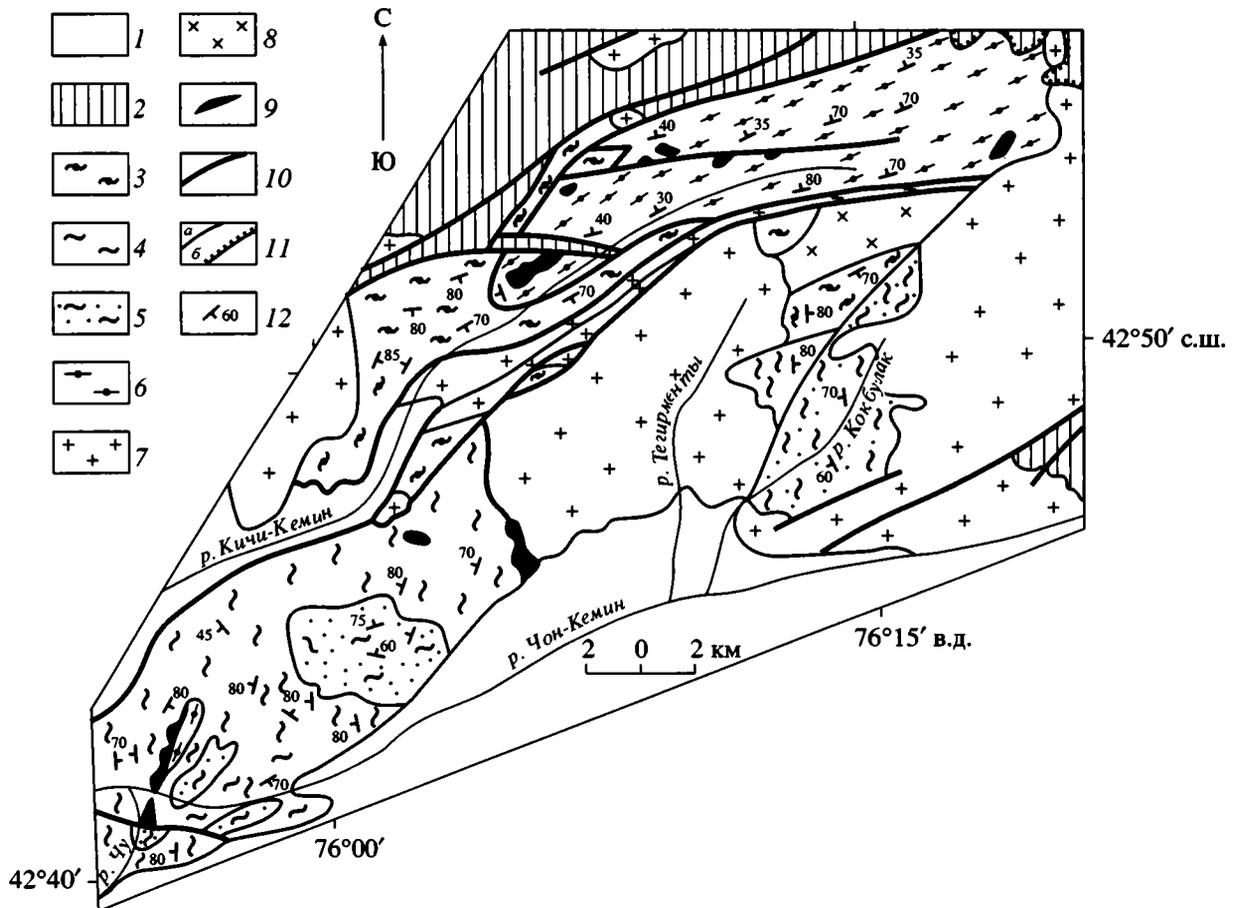


Рис. 4. Схематическая геологическая карта нижнего докембрия Заилийского хребта

1 – кайнозой; 2 – палеозой; 3–6 – нижний докембрий: 3 – купурелисайская, 4 – капчигайская, 5 – кокбулакская, 6 – актюзская свиты; 7, 8 – гранитоиды: 7 – палеозойские, 8 – позднедокембрийские; 9 – серпентиниты; 10 – тектонические контакты; 11 – стратиграфические и интрузивные границы: а – нормальные, б – стратиграфические с несогласием; 12 – элементы залегания

рые полевошпатовые и розовые калишпатовые гнейсы. Благодаря хорошей картируемости отчетливо выделяются области распространения всех этих пород. Они по форме напоминают вытянутые линзы, расщепленные на концах. Последние участки представляют собой переслаивание калишпатовых гнейсов и сланцев с плагиоклазовыми породами и амфиболитами.

Метабазиты образуют линзовидные тела среди метапелитов и представлены гранатовыми амфиболитами с реликтами эклогитов, плагиоклазовыми амфиболитами и актинолит-эпидотовыми и хлоритовыми сланцами с реликтами граната. Последние породы обычно слагают зоны наложенного рассланцевания. В большинстве случаев центральные части линз сложены реликтами эклогитов, которые замещаются гранатовыми амфиболитами, а по краям линз – плагиоклазовыми амфиболитами и амфибол-биотитовыми сланцами.

Наименее сохранившимися образованиями являются реликты эклогитов, в которых встречается моноклинный пироксен первой генерации, гра-

нат, кварц и рутил. Пироксен представлен омфацитом с жадеитовой молекулой до 45%, гранат относится к гроссуляр-альмандиновому ряду с пироповой молекулой до 15%. Он обладает зональностью прямого типа, т.е. от центра к краю возрастает содержание MgO и FeO и понижается содержание CaO и MnO. В зонах наложенного зеленосланцевого метаморфизма за счет амфиболитов образуются актинолит-эпидот-хлоритовые и хлорит-альбит-кварцевые сланцы. Очень редко метабазиты переходят в кальцит-хлорит-кварц-пренитовые породы, представляющие собой самые низкотемпературные диафоритовые образования. Нормированные по хондриту содержания P3Э эклогитов актюзской свиты соответствуют известково-щелочным базальтам (рис. 6, а), а по зависимости SiO₂, FeO* и TiO₂ от FeO*/MgO они относятся в основном к образованиям COX (см. рис. 6, б).

Метапелиты представлены, в основном, серыми плагиогнейсами и калишпатовыми гнейсами. Кроме того, редко отмечаются разлинзованные

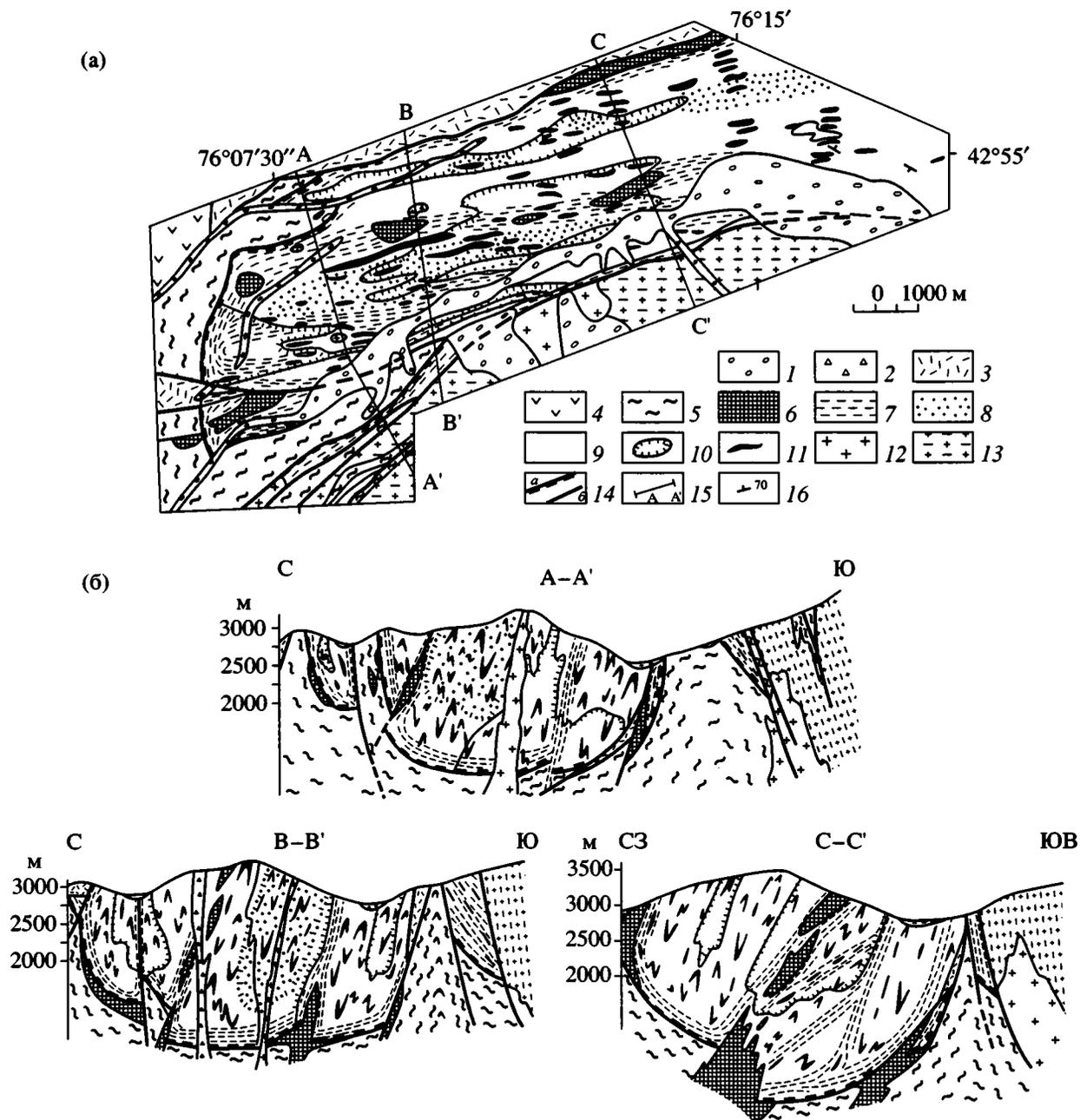


Рис. 5. Геологическое строение Актюзского района: а – схематическая геологическая карта, б – геологические разрезы. Для а: 1 – кайнозойские отложения; 2 – жерло палеозойского вулкана; 3, 4 – вулканогенно-осадочные породы девонско-каменноугольного (3) и ордовикского (4) возрастов; 5, 6 – офиолиты копурелисской свиты; 5 – апобазитовые зеленые сланцы, 6 – серпентиниты; 7–11 – актюзская свита: 7 – милониты, 8 – мигматиты, 9 – породы эпидот-амфиболитовой и 10 – амфиболитовой фаций, 11 – амфиболитизированные эклогиты и апоэклогиты; 12, 13 – гранитоиды: 12 – пермские, 13 – протерозойские; 14 – тектонические контакты: а – покровы, б – прочие; 15 – линия разрезов; 16 – элементы залегания

горизонты мраморов и прослои (2–3 м мощности) кварцитов. В результате наложенного расщепления за счет этих пород образуются разнообразные диафториты – мусковитовые и хлоритовые сланцы. По химическому составу на диаграмме А.А. Предовского метapelиты актюзской свиты в основном ложатся в поля магматических и осадочных пород: плагиогнейсы – в поле диоритов и

граувакк, калишпатовые гнейсы – в поле гранитов, субграувакк и аркозов, а некоторые анализы – в поле кислых туффов. Первичная метаморфическая природа мигматитов во многом остается дискуссионной, однако наличие прослоев карбонатных пород и кварцитов, слоистый характер толщ, присутствие окатанных (хотя и регенерированных) зерен циркона склоняют нас признать

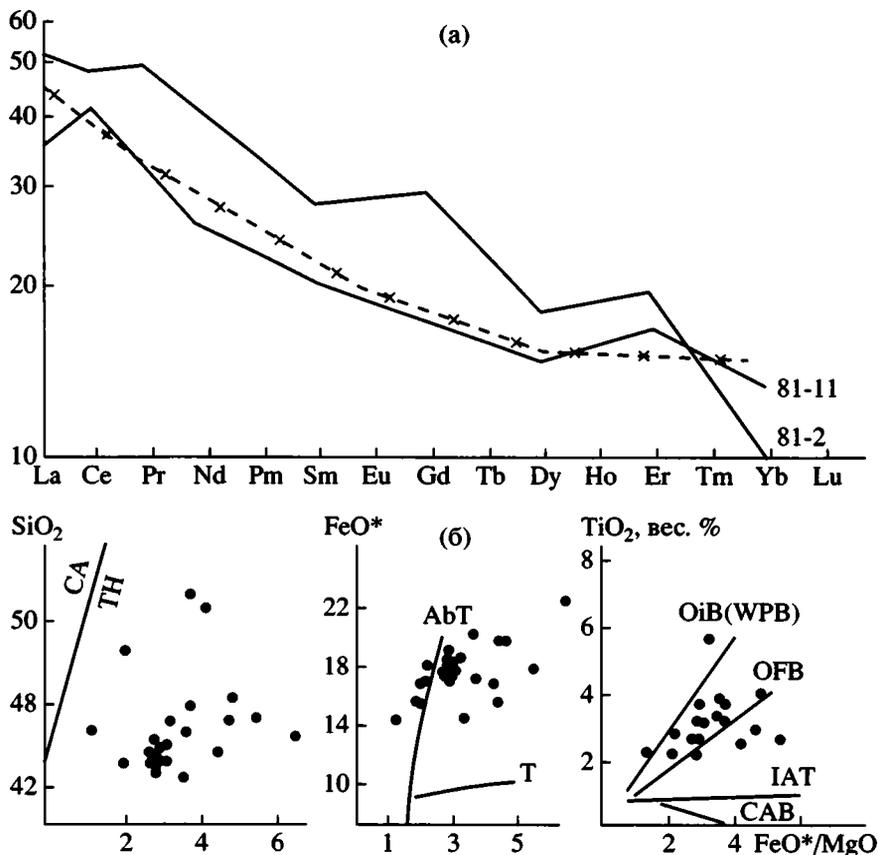


Рис. 6. Геохимические характеристики эцлогитов актюзской свиты: а – нормированные по хондриту содержания РЗЭ, по [16]. Прерывистая линия с крестиком – известково-щелочные базальты по [17]; б – зависимость SiO₂, FeO* и TiO₂ от FeO*/MgO (FeO* = FeO + 0.9Fe₂O₃), по [3]

Вариационные тренды: базальты: СА (CAB) – известково-щелочные ТН (Т) – толеитовые, OiB – океанических островов, WPB – внутриплитные, OFB – COX; толеиты: IAT – островных дуг, AbT – абиссальные

первично-осадочную природу этих пород. По составу они соответствовали грауваккам и аркозам.

Плагинейсы в местах, где сохранились наиболее ранние минеральные ассоциации, в основном сложены плагноклазом, гранатом, биотитом и кварцем. Калишпатовые гнейсы местами имеют секущий контакт с плагинейсами и часто переслаиваются с ними и, по-видимому, представляют собой массу мигматит-плутонов, испытавших разгнейсование и рассланцевание. Калишпатовые гнейсы сложены калиевым полевым шпатом, плагноклазом, гранатом (от спессартит-альмандин-гроссулярового типа до гроссуляр-альмандинового). Гранаты, так же, как и гранаты метабазитов, характеризуются зональностью. В калишпатовых гнейсах они отличаются необычайно высоким содержанием кальциевого компонента (до 40% гроссулярового минала), что, вероятно, является следствием господства высоких давлений при метаморфизме.

Большие площади развития пород актюзской серии сложены сланцами – диафторитами, в которых в обилии присутствуют мусковит и эпидот.

Биотит и калиевый полевой шпат часто сохраняются лишь в реликтах.

В относительно узких зонах наложенного рассланцевания метапелиты превращены в плейчатые зеленые сланцы с развитием мусковита, хлорита, эпидота, стильпномелана, альбита и кальцита. Гранат, калиевый полевой шпат, биотит, плагноклаз здесь либо полностью исчезают, либо от них остаются небольшие реликты. Вновь образованный плагноклаз представлен альбитом.

Возраст пород актюзской свиты считается архейским с абсолютной датой 2780 ± 300 млн. лет, определенной А.А. Краснобаевым (г. Екатеринбург) альфа-свинцовым методом по циркону из гнейсов [1, 5]. Для эцлогитов района пос. Актюз получена одна рубидий-стронциевая изохрона, которая дала дату 749 ± 14 млн. лет [22]. Однако в определении участвовала роговая обманка, явно наложенная на симплектиты пироксена с альбитом, развитые по омфациту. Это свидетельствует о том, что указанная дата отражает более поздние события, чем образование даже диафторитов по эцлогитам.

Кеминская серия сложена тремя свитами: кобулакской, капчигайской и коपुरелисайской.

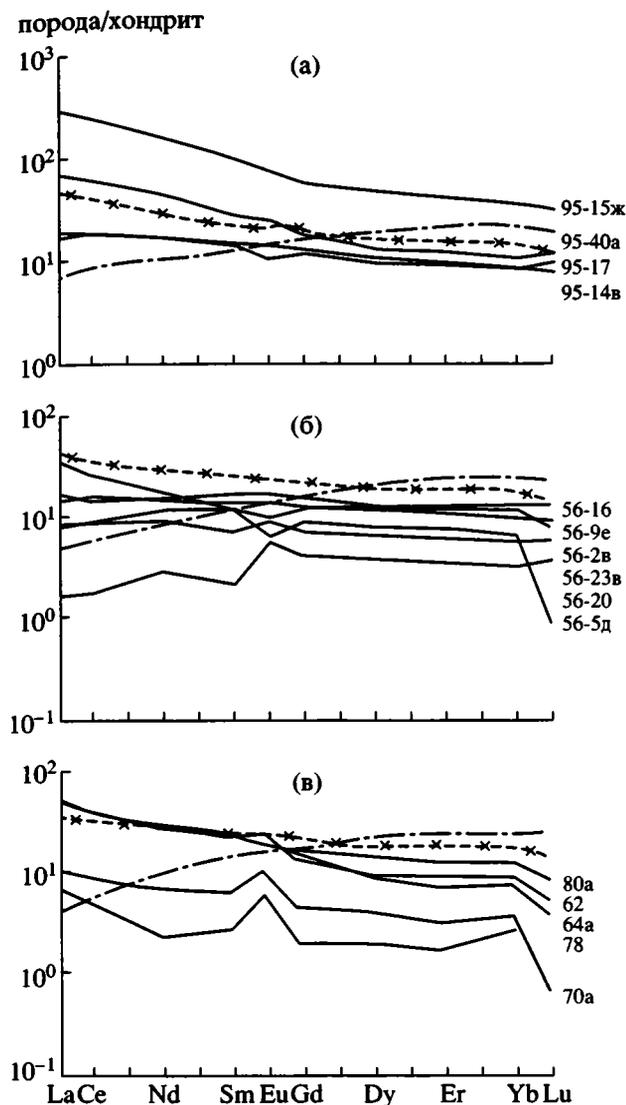


Рис. 7. Нормированные по хондриту содержания РЗЭ. Сплошные линии – содержание РЗЭ в базальтах: а – капчигайской (обр. 95-15ж, 95-40а, 95-17, 95-14в – метагаббро), б – копурелисайской (обр. 56-9е, 56-5д – метагаббро; обр. 56-2в, 56-16, 56-20, 56-23в – метагаббро), в – семизсайской (обр. 62, 64а, 70а, 78, 80а – метагаббро) свит; штрих-пунктирная линия – в нормальных базальтах СОХ; пунктирная линия с крестиками – в базальтах островных дуг [17]

Первые две свиты представлены разнообразными мигматитами и ранее объединялись в одну тегирментинскую. Нашими исследованиями установлено, что мигматиты хорошо различаются по составу субстрата: в одних случаях это первично осадочные породы, в других – породы офиолитовой ассоциации, т.е. мы видим здесь аналогию с разрезом нижнего докембрия в Чаткальском хребте.

Кокбулакская свита представлена мигматитами, субстрат которых сложен первично-осадочными образованиями: мраморами, кварцитами, графитистыми сланцами и серыми гнейсами.

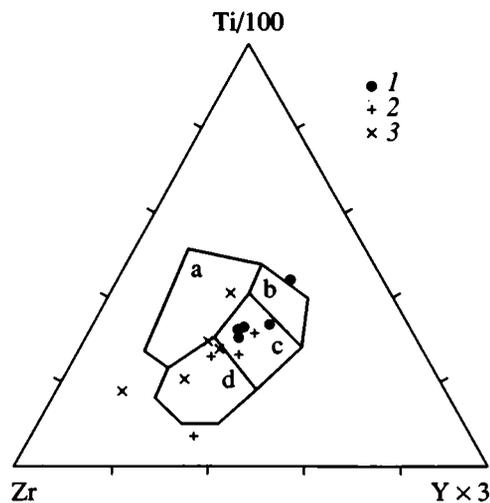


Рис. 8. Положение базитов на треугольной диаграмме Ti/100-Zr-Y x 3 [21]

1 – копурелисайская, 2 – капчигайская и 3 – семизсайская свиты

Поля: а – внутриплитные базальты, б – низкокальциевые толеиты, в – океанические базальты, д – известково-щелочные базальты

В них встречаются мелкие блоки (будины) амфиболитов. В отдельных местах, где мигматизация ослабевает, можно встретить пластовые тела и переслаивание названных пород. В кварцитах встречается окатанный циркон, что свидетельствует об их изначально терригенной природе. Обобщенный разрез первично-осадочных пород, образующих субстрат мигматитов, можно представить в следующем виде (снизу вверх):

1. Биотит-плагноклазовые серые гнейсы (>300 м).
2. Кристаллические сланцы, переслаивающиеся с горизонтами кварцитов, содержащих прослои мраморов. Мощности слоев 0.5–1 м (300 м).
3. Мраморы, переслаивающиеся с кристаллическими сланцами и гнейсами (200–300 м).
4. Серпентинитовые мраморы. Серпентин образовался за счет распада оливина. По-видимому, они представлены доломитовыми разновидностями карбонатов. Далее вверх они переходят в чистые кальцитовые мраморы (100–300 м).

Оценки мощности каждой из толщ не очень точны, так как они не слагают единый выход, а разбросаны среди поля мигматитов. Они всюду интенсивно пересечены гранитными жилами и часто переходят в типичные мигматиты.

В мраморах и серых гнейсах встречаются линзовидные тела базитов и ультрабазитов разных размеров. Возможно, они представляют собой тектонические блоки, затащенные во вмещающие породы, т.е. офиолитокластовый меланж.

Возраст мигматизации, гранитного материала по U-Pb методу определен как 2200 ± 50 млн. лет [10].

Капчигайская свита представлена мигматитами, субстрат которых сложен породами офиолитовой ассоциации. Она отличается наличием в

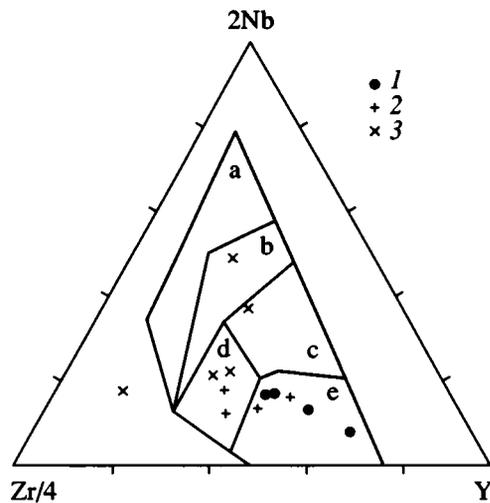


Рис. 9. Положение базитов на треугольной диаграмме 2Nb–Zr/4–Y [19]

1 – копурелисайская, 2 – капчигайская и 3 – семизсайская свиты

Поля: а – внутриплитные щелочные базальты, б – внутриплитные толеиты и щелочные базальты, с – обогащенные базальты COX, d – базальты вулканических дуг и внутриплитные толеиты, е – нормальные базальты COX

субстрате ультрабазитов, базитов и метаморфизованных углеродисто-силицитовых пород (метачерты), которые иногда встречаются в виде крупных блоков. Крупные блоки ультрабазитов, до нескольких сот метров в ширину и более 1.0 км протяженности, обычно серпентинизированы. В их центральной части наблюдается серпентинитовый меланж, а по краям они имеют тектонический контакт с вмещающими породами. Относительно мелкие (до 3–10 м в поперечнике) тела ультрабазитов в краевых частях испытывают мигматизацию с образованием полосчатых тальковых гнейсов.

Широко развиты разновидности габбро различной зернистости (мелко-, средне- и крупнокристаллические) и расслоенности. Встречаются брекчиевидные массы, содержащие обломки пород более основного состава (внутри менее основных габброидов). По-видимому, расслоенное габбро составляло большую часть свиты до ее мигматизации. В большинстве случаев габбро преобразовано в амфиболиты, составляющие меланосому мигматитов. Нередко встречаются и графитовые кварциты – метачерты, отмечаются домигматитовые листвениты. В целом нет сомнения в том, что эти породы слагали офиолитовый комплекс – древнейшую океаническую кору.

В верховьях рек Тегирменты (Южная) и Кичи–Кемин субстрат капчигайской свиты нередко переходит в породы копурелисайской свиты. Переход характеризуется постепенным увеличением в хлоритовых и актинолит-хлоритовых сланцах количества калиевого полевого шпата, последний в

виде идиоморфных кристаллов или небольших чечевицеобразных выделений насыщает породу до образования существенно калишпатовых мигматитов с амфиболом и хлоритом. Мигматизация базитового субстрата сопровождается преобразованием актинолита в роговообманковые амфиболы и их порфириобластезом.

По характеру гранитного материала в кеминской серии выделяются две разновидности мигматитов: мигматиты с внедрением гранитного материала и мигматиты с выплавлением гранитного материала *in situ*. Наиболее широко распространенным типом мигматитов является первый. Внедрение гранитного материала шло по плоскостям сланцеватости, по трещинам блоков, что хорошо прослеживается по взаимоотношениям субстрата и ленокосмы в тех местах, где сохранились крупные блоки субстрата: базитов, ультрабазитов, мраморов, гнейсов, кварцитов, и затушевано в местах тонкой полосчатости. Базиты, ультрабазиты, карбонаты и кварциты не могли расплавиться в условиях амфиболитовой фации, которая характерна для данного комплекса, что подтверждает идею об инъекционной природе этих мигматитов.

Для мигматитов, образованных по серым гнейсам, по породам первично метапелитовой природы, нельзя отрицать роль частичного плавления. Характер гранитного материала, рисунок мигматитов также свидетельствуют об этом: полосы гранитного материала и субстрата образуют постепенные переходы, лейкосомы имеют линзовидную форму.

Копурелисайская свита является частью выхода пород офиолитовой ассоциации, не затронутых мигматизацией, но испытавших интенсивную деформацию и зеленосланцевый метаморфизм. Она распространена на южном склоне Заилийского хребта в бассейнах рек Кичи–Кемин.

С соседними толщами свита всюду имеет тектонические контакты. В геологическом строении копурелисайской свиты участвуют сильно деформированные метагаббро, metabазальты и метультрабазиты, местами метасадочные силициты и сланцы, испытавшие региональный метаморфизм фации зеленых сланцев. Для пород комплекса характерно линзообразное строение, являющееся результатом их деформаций. В основном они представлены альбит-цоизит-актинолитовыми, альбит-эпидот-хлоритовыми и актинолит-хлоритовыми сланцами. Первичные структуры и состав габбро и базальтов можно наблюдать только в центральных частях крупных линз. Здесь встречаются сильно измененные остатки габбро, в которых в виде реликтов сохранилась офиолитовая структура. Отмечаются также реликты диабазов с апоинтерсертальной структурой и миндалекаменной текстурой, а также породы ранних стадий метаморфизма – актинолитовые амфиболиты. В межлинзовом пространстве более развиты де-

формированные хлоритовые сланцы. Перидотиты полностью преобразованы в серпентиниты.

Взаимоотношения актюзской и кеминской серий удобнее рассматривать после характеристики копурелисайской свиты.

Большинство исследователей раньше считали на основании степени метаморфизма пород, что породы актюзской свиты лежат структурно ниже копурелисайской. Однако последние данные указывают на обратную картину (см. рис. 5, а, 5, б).

1. На северном и юго-западном участках выхода пород актюзской свиты в ряде мест встречаются серпентиниты и талькиты, что свидетельствует о залегании внизу ультрабазитов, из которых по ослабленным зонам выжимаются эти тела.

2. Крупное тело серпентинитового меланжа в юго-западной части выхода актюзской свиты содержит многочисленные включения различных пород: амфиболитов, гранатовых амфиболитов и метаморфизованных габбро. Среди чужеродных включений обломков пород в жерле раннекаменноугольного (?) вулкана также встречаются различные амфиболиты и апогаббро. Но ни там, ни здесь в обломках нет пород актюзской свиты. Специальные поиски последних как в серпентинитовом меланже, так и в выбросах вулкана не дали положительных результатов. Эти данные свидетельствуют, что актюзская свита не имеет глубоких корней. По-видимому, она залегает только в верхней части разреза, в виде нашлапки, выше офиолитов копурелисайской свиты.

3. Контакт отложенный копурелисайской и актюзской свит всюду тектонический. Переход между ними осуществляется через интенсивное расщепление, образование динамосланцев как со стороны актюзской, так и со стороны копурелисайской свит. Серпентинитовые тела во многих случаях, особенно в северной краевой части выхода актюзской свиты, преобразованы в листоватые динамосланцы.

Если исключить диафторез, то степень метаморфизма пород актюзской свиты (эклогитовая и амфиболитовая фации) в целом значительно выше, чем пород копурелисайской свиты. Самая высокая ступень метаморфизма последних не превышает фации зеленых сланцев и изофациальна заключительному диафторезу пород актюзской свиты. Все это позволяет считать, что породы актюзской свиты надвинуты на офиолиты копурелисайской свиты и находятся в аллохтонном залегании (см. рис. 5, а, 5, б).

В других районах Тянь-Шаня нижний докембрий представлен разнообразными мигматитами, главным образом, инъекционными, в субстрате которых отмечаются как породы первично-осадочной природы (мраморы, графитистые сланцы и гнейсы), так и офиолитовой ассоциации (ультрабазиты, базиты, метачерты). Эти породы сильно перемешаны и на данном этапе изученности не расчленяются. Природа их примерно такая же, как

мигматитов Заилийского хребта. Эклогитоносные кварциты, сланцы и мраморы западной части Киргизского хребта в этой работе не рассмотрены.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КОМПЛЕКСОВ

Как видно из вышеизложенного, самая нижняя часть разреза нижнего докембрия Тянь-Шаня выходит в Чаткальском хребте. Видимое его основание сложено шалдырской свитой, которая, по-видимому, представляет собой фрагмент фундамента какого-то древнего континента. Свита не имеет аналогов в других районах Тянь-Шаня, хотя возможно, что какие-то их фрагменты входят в состав субстрата мигматитов кокбулакской и других свит. Вероятно, дата 2.6 млрд. лет, определенная для пород свиты Куйлю, относится ко времени формирования этого фундамента.

Терексайскую свиту можно сопоставить с первично-осадочными породами, образующими субстрат мигматитов кокбулакской свиты Заилийского хребта и ее аналогов в других районах Тянь-Шаня. Характер пород (первично терригенные породы и кварциты с окатанным цирконом, карбонаты, их графитсодержащие разности) свидетельствует, что они первоначально отлагались в спокойной тектонической обстановке, в условиях шельфа. Следовательно, эти образования характеризуют пассивную окраину древнего континента.

Семизсайская свита хорошо сопоставляется с копурелисайской, субстратом мигматитов капчигайской свиты Заилийского хребта и ее аналогами в других районах Тянь-Шаня. По набору пород (триада ультрабазитов, базитов и метачертов) и распределению РЗЭ и малых элементов эти свиты относятся к офиолитовой ассоциации (рис. 7, см. рис. 8, 9) и слагали древнюю океаническую литосферу.

Габброиды и амфиболиты более обогащены РЗЭ по сравнению с базальтами N-MORB (см. рис. 7, в). Такой характер распределения РЗЭ присущ внутриплитным образованиям [17].

Поведение пород семизсайской свиты на диаграммах Ti-Zr-Y и Nb-Zr-Y показывает сильную разбросанность, за исключением неизменных габброидов, которые попадают в поле внутриплитных базальтов и базальтов островных дуг (рис. 8, 9).

Спектр распределения РЗЭ в породах копурелисайской свиты наиболее близок к базальтам океанических рифтов: плавно увеличивается, начиная с легких РЗЭ, к правой части (см. рис. 7, б). Спайдерграммы РЗЭ показывают, что габброиды и амфиболиты имеют отрицательную Eu аномалию, тогда как эффузивные их разности — положительную. При этом габброидные породы более деплегированы РЗЭ при сохранении общей конформности линий спайдерграмм. Возможно, это объясняется общностью магматического ис-

точника. Соответствие вулканитов копурелисайской свиты аналогичным породам океанических бассейнов подтверждается также и на треугольных диаграммах Ti–Zr–Y и Nb–Zr–Y (см. рис. 8, 9).

Изучены геохимия РЗЭ и малых элементов основных пород капчигайской свиты. Распределение РЗЭ на спайдерграмме обнаруживает сходство с базальтами СОХ, но по сравнению с последними, а также с подобными породами копурелисайской свиты они в большей степени обогащены легкими литофильными элементами (рис. 7, а), как и базальты обогащенного типа СОХ, или E-MORB. Дж. Пирс [20] считает, что это характеризует промежуточный состав базальтов СОХ и океанических островов, т.е. не обнаруживает каких-либо признаков субдукционных процессов. На диаграмме Nb–Zr–Y (см. рис. 9) два из четырех образцов попадают в поле внутриплитных базальтов и базальтов островных дуг; другая часть образцов, как и все породы копурелисайской свиты – в поле MORB. Такая же картина наблюдается и на диаграмме Ti–Zr–Y (см. рис. 8).

Актюзская свита пока не имеет аналогов в других районах Тянь-Шаня. Петрологические и геохимические исследования показали, что эклогиты и продукты их диафтореза представляют собой фрагменты океанической коры. По химическому составу они соответствуют толеитовым базальтам СОХ и базальтам абиссальных равнин, а по распределению РЗЭ – внутриплитным океаническим базальтам [3, 16]. Скорее всего, эклогиты актюзской свиты представляют собой фрагмент субдуцированной части океанической коры и могут быть сопоставлены с базитами офиолитов семизайской, копурелисайской свит и субстратом мигматитов капчигайской свиты.

Вмещающие эклогиты метапелиты, включающие редкие пласти мраморов и кварцитов, являются первично-осадочными образованиями континентальной коры и, возможно, включают кислый вулканогенный материал (см. выше описание свиты). Можно предположить, что эта часть актюзской свиты является фрагментом древнейшей континентальной коры, вовлеченным в процесс субдукции вместе с океанической литосферой. Следовательно, метапелитовую часть актюзской свиты можно считать, хотя бы частично, возрастным аналогом шалдырской свиты Чаткальского хребта.

Таким образом, актюзская свита в целом сложена двумя совершенно разнотипными, первоначально пространственно разобщенными образованиями: фрагментами океанической коры, испытавшими субдукцию (эклогиты и диафторированные их аналоги), и породами континентальной коры, представленными метапелитами. В целом свита представляет собой эклогитоносный глубинный меланж, выжатый из зоны Беньофа. Подробнее этот вопрос рассмотрен ранее [3].

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ НИЖНЕГО ДОКЕМБРИЯ ТЯНЬ-ШАНЯ

Основание структурного ансамбля нижнего докембрия Тянь-Шаня выходит в Чаткальском хребте. Здесь шалдырская и терексайская свиты образуют палеоавтохтон (параавтохтон). В этом районе отчетливо видно, что на них всюду шарьирован офиолитовый комплекс, представленный семизайской свитой (см. рис. 3, а). Такое шарьирование, видимо, происходило во всех других районах Тянь-Шаня, где имеются выходы нижнего докембрия. По-видимому, произошла обдукция тяжелой океанической литосферы на пассивную окраину древнего континента на всей обширной площади. Это привело к вдавливанию и погружению континентальной коры на те глубины, где она подвергалась плавлению с образованием гранитной магмы.

Появление податливой пластичной магматической массы облегчило перемещение обдуцирующей океанической литосферы. Последняя дробилась, раскалывалась, расчешуивалась, пронизывалась и насыщалась гранитной магмой, мигматизировалась. Нагретая, размягченная и ставшая пластичной океаническая литосфера стала способной к тектоническому течению. Такими же пластичными и податливыми стали и породы подстилающей пассивной окраины континента. Образовавшаяся гранитная и мигматитовая “постель” способствовала все большему продвижению океанической литосферы в глубь континента (видимая ширина распространения нижнего докембрия превышает 200 км).

В условиях такого перемещения океанической литосферы по поверхности пассивной окраины континента на их границе наряду с мигматизацией происходило тектоническое пластическое течение и смещение пород, часто настолько сильное, что во многих случаях их трудно расчленить. Таким образом, океаническая литосфера преобразовывалась, ассимилировалась и становилась частью континентальной коры.

Отметим, что палеозойская обдукция океанической литосферы на пассивный край континента в Южном Тянь-Шане [8, 12] не сопровождалась какой-либо мигматизацией. Причин может быть много, но одна из них, вероятно, кроется в интенсивности общего теплового потока. По-видимому, здесь в раннем докембрии, как и в других регионах мира [18], он был значительно выше, чем в палеозое.

Верхняя часть структурного ансамбля дорифея Тянь-Шаня выходит в северной части региона, в Заилийском хребте. Как показано выше, здесь на копурелисайскую свиту надвинута актюзская свита. Последняя подверглась мигматизации, и блоки ее встречаются среди мигматитов капчигайской свиты. Этот факт наводит на мысль о том, что шарьирование выжатого из палеозоны Беньофа эклогитоносного глубинного меланжа на океаническую литосферу происходило еще до начала процессов мигматизации.

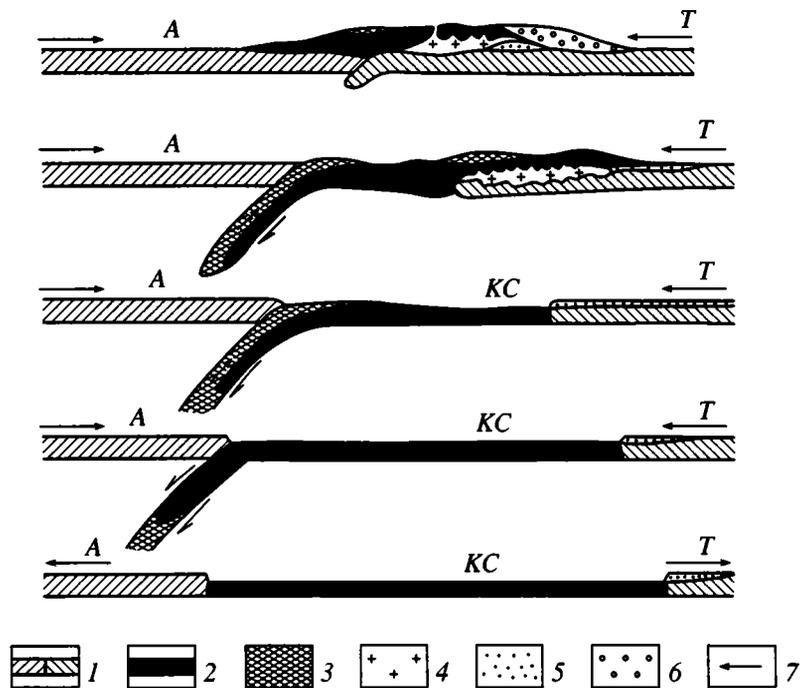


Рис. 10. Модель эволюции Копурелисайского (Семизсайского) палеоокеана

1 – архейские (?) континенты: А – Актюзский, Т – Терексайский; 2 – литосфера Копурелисайского (Семизсайского) палеоокеана – КС; 3 – эклогитизированная литосфера; 4 – гранитоиды и мигматиты; 5 – отложения пассивной окраины континента; 6 – флишвидные осадочные образования (неоавтохтон); 7 – направления движения

По-видимому, само пространственное положение эклогитинозного глубинного меланжа указывает на то, что палеозона Беньофа находилась где-то на севере¹ и субдукция океанической литосферы происходила в ту же сторону. Следовательно, далее к северу располагалась палеоостроводужная система или активная окраина древнейшего континента.

Таким образом, Копурелисайский океанический бассейн [2] разделял два разных континента: Терексайский на юге, представленный пассивной окраиной, и Актюзский на севере, представленный, вероятно, активной окраиной (или островными дугами). Все структурные и вещественные преобразования нижнего докембрия Тянь-Шаня происходили в процессе закрытия названного палеоокеана (рис. 10).

Как видно, в строении нижнего докембрия Тянь-Шаня в самом низу выделяется палеоавтохтон (параавтохтон), сложенный комплексами древнейшего континентального снования и отложений шельфа пассивной окраины континента, выше лежит нижний аллохтон, представленный комплексами океанической литосферы, и вверху располагается верхний аллохтон – метаморфиты (глубинный эклогитинозный меланж, выжатый из палеозоны Беньофа).

На глубоко эродированной поверхности нижнего аллохтона в Чаткальском хребте залегает

терригенная толща (иштанбердинская свита), которая представляет собой неоавтохтон. Ее метаморфизм связан уже с более поздними процессами.

Таким образом, раннедокембрийские комплексы Тянь-Шаня образуют единый структурный ансамбль, свойственный одному законченному циклу Вилсона.

ВЫВОДЫ

1. Нижний докембрий Тянь-Шаня не является единым нерасчленимым образованием. В его строении выделяются фрагменты древнейших (архейских) континентов, комплексы континентального шельфа, океанической литосферы и глубинного эклогитинозного меланжа, выжатого из зоны Беньофа.

2. В структурный ансамбль этих образований входят палеоавтохтон, ряд аллохтонных комплексов и неавтохтон. Следовательно, стиль формирования раннедокембрийских структур в целом сходен со стилем образования структур в палеозое.

3. В раннем докембрии обдукция океанической литосферы на пассивную окраину континента сопровождалась образованием гранитной магмы и интенсивной инъекционной мигматизацией пород. Они, по-видимому, служили мягкой “постелью” и обусловили крупномасштабное перемещение массы обдуцирующей океанической литосферы. В результате произошло интенсивное смешение пород континентальной коры и океанической литосферы, различных ассоциаций

¹ Здесь и далее ориентировка древних структур приведена в современных координатах.

комплексов последней и включение их в состав первой.

4. Отсутствие какой-либо мигматизации при аналогичных процессах в палеозое Тянь-Шаня, по-видимому, указывает на достаточно высокую интенсивность общего теплового потока в раннем докембрии.

5. В результате интенсивных тектонических и термальных преобразований в раннем докембрии на территории современного Северного, Среднего, возможно, и Южного Тянь-Шаня была сформирована единая континентальная кора, которая служила кристаллическим фундаментом для всех последующих структур региона в позднем докембрии и палеозое.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бакиров А.Б. Тектоническая позиция метаморфических комплексов Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1978. 262 с.
2. Бакиров А.Б. Эндогенные геологические формации Киргизии. Часть II. Метаморфические формации. Фрунзе: Илим, 1984. 215 с.
3. Бакиров А.Б. Особенности строения и условия формирования эклогитовых метаморфических формаций Тянь-Шаня // Кристаллическая кора в пространстве и времени. Метаморфические и гидротермальные процессы. М.: Наука, 1989. С. 193–203.
4. Бакиров А.Б., Киселев В.В., Ивлева Е.А., Лукашова Е.М. О возрасте Касанского метаморфического комплекса // Изв. АН Республики Кыргызстан. 1996. № 1. С. 31–37.
5. Бакиров А.Б., Королев В.Г. Возраст древнейших пород Тянь-Шаня // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 7. С. 15–25.
6. Белькова Л.Н. Докембрий Тянь-Шаня и проблемы регионального метаморфизма. Л.: Недра, 1978. 230 с.
7. Белькова Л.Н., Огнев В.Н. Древние толщи северного Тянь-Шаня. М.: Недра, 1964. 136 с.
8. Буртман В.С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М.: Наука, 1976. 164 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 289.)
9. Додонова Т.А., Горецкая Е.Н. Интрузивные формации геосинклинальных этапов развития // Геология СССР. Т. XXV. Кн. 2. 1972. С. 54–99.
10. Киселев В.В., Анояров Ф.Х., Комаревцев В.Т., Цыганок Э.Н. Изотопный возраст цирконов кристаллических комплексов Тянь-Шаня // Ранний докембрий Центральноазиатского складчатого пояса. СПб.: Наука, 1993. 266 с.
11. Киселев В.В., Королев В.Г. Тектоника докембрия Средней Азии и Центрального Казахстана. Фрунзе: Илим, 1972. 80 с.
12. Куренков С.А. Тектоника офиолитовых комплексов Южного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1983. 96 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 354а.)
13. Николаев В.А. Докембрий Средней Азии. Стратиграфия СССР. Т. 1. Докембрий СССР. М.: Изд. АН СССР, 1939. 530 с.
14. Лейве А.В. Стратиграфия и возраст древних свит Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. № 3. С. 31–54.
15. Турбин Л.И. К стратиграфии нижнего палеозоя западной части Среднего Тянь-Шаня // Тр. Управления геологии и охраны недр при СМ КиргССР. 1962. С. 20–35.
16. Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях / Добрецов Н.Л., Соболев Н.В., Шацкий В.С., Бакиров А.Б. и др. Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1989. 236 с.
17. Kent C. *Condie*. Plate Tectonics and Crustal Evolution. Oxford, New York, Beijing, Frankfurt, Sao Paulo, Sydney, Tokyo, Toronto: Pergamon Press, 1989. 476 p.
18. Maruyama S., Liou J.G. Initiation of ultrahigh-pressure metamorphism and its significance on the Proterozoic–Phanerozoic boundary // *The Island Arc*. 1998. Vol. 7. Issues 1/2. P. 280–292.
19. Meschede M. A method discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram // *Chem. Geol.* 1986. Vol. 56. P. 207–218.
20. Pearce J.A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries / Ed. R.S. Thorpe // *Andesites*. A Willy-Interscience Publication. 1982. P. 325–345.
21. Pearce J.A., Can J.R. Tectonic setting of Basic volcanic rocks determined using trace element analyses // *Earth Planet Sci. Lett.* 1973. Vol. 19. P. 290–300.
22. Tagiri M., Yano T., Bakirov A., Nakajima T., Uchiyama S. Mineral parageneses and metamorphic P-T paths of ultrahigh-pressure eclogites from Kyrgyzstan Tien-Shan // *The Island Arc*. 1995. Vol. 4. P. 280–292.

Рецензенты: В.С. Буртман, В.М. Моралев

The Lower Precambrian in the Tien Shan and Its Geodynamic Setting

A. B. Bakirov*, M. Tagiri**, K. S. Sakiev*, and E. A. Ivleva*

*Institute of Geology, Academy of Sciences of Kyrgyzstan, pr. Erkindik 30, Bishkek, 720481 Kyrgyzstan

**Ibaraki University, Mito, Japan

Abstract—The Archean-Early Proterozoic rocks in the Tien Shan were recognized from U-Pb zircon datings of 2.6, 2.2, and 1.9 Ga. Earlier, they were never differentiated in terms of initial geodynamic setting and were usually referred to as the pre-Riphean basement. Detailed geologic and petrologic analysis revealed the initial stratification of these rocks and the geodynamic settings of the constituent units. The basal parts of the Early Precambrian structural ensemble are exposed in the Chatkal Range, and its upper parts, in the Trans-Ili Range. The ensemble consists of geologic complexes that represent almost all geodynamic settings in the Wilson cycle. High-pressure metamorphites were obducted onto the oceanic lithosphere, and the latter, in its turn, onto the passive margin of a primordial continent. The obduction of the oceanic lithosphere onto the passive continental margin induced wide-scale melting of granitic magma and intense injection migmatization. Neoauchthonous complexes containing the fragments of all complexes mentioned above were discovered.

МЕХАНИЗМЫ И СТАДИЙНОСТЬ СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ ПРИ ПРОГРЕССИРУЮЩЕМ ХАРАКТЕРЕ ДЕФОРМАЦИИ (Уakitская зона, Байкальская складчатая область)

© 2003 г. А. Б. Кирмасов

Геологический факультет МГУ, 119992, Москва, Воробьевы горы

Поступила в редакцию 04.06.2002 г.

В статье на примере структурной эволюции мухтунной толщи Уakitской зоны рассматриваются механизмы и стадийность структурообразования при прогрессирующем характере деформаций. Сделан вывод о формировании структуры мухтунной толщи в результате двух деформационных этапов. В течение первого этапа образуется суперпозиционный структурный парагенез, отражающий несколько стадий деформации. Вариации простирающихся складчатых структур объясняются вращением крупных надвиговых пластин на поздних стадиях деформации. Структуры и структурные парагенезы второго этапа проявлены локально и связаны с термально-механическим воздействием интрузивных массивов позднепалеозойского возраста. Показано, что разноориентированные структуры не являются следствием наложения деформаций разных этапов сжатия, а отражают последовательное формирование структурных парагенезов разных стадий одного этапа. Особенности структурной эволюции толщи определяются влиянием относительно близко расположенного основания. Предложенную модель можно рассматривать как возможный механизм формирования сложно дислоцированных мозаично-блоковых сегментов внутренних районов Байкальской складчатой области.

ВВЕДЕНИЕ

Стратифицированные образования Уakitской зоны ограничены с запада и северо-запада гранитоидами Ангаро-Витимского батолита (рис. 1). Восточнее Уakitская зона отделяется зоной Горбылокского разлома (см. врезку А на рис. 9) субмеридионального – северо-северо-западного простираения от Жанокской вулcano-плутонической структуры позднерифейского (712 млн. лет, Rb-Sr метод [22]) возраста. Согласно традиционным палеотектоническим моделям развития восточной части Байкало-Муйского пояса, после завершившейся в позднем рифее аккреции островодужных и микроконтинентальных террейнов, с конца позднего рифея (?) – венда данная территория входит в состав пассивной окраины Сибирского континента [2, 12, 24 и др.].

В последние годы детально описаны и охарактеризованы главные элементы тектонического строения Байкальской складчатой области (Байкало-Патомская зона, Байкало-Муйский офиолитовый пояс [11, 17 и др.]), большое количество работ посвящено новым изотопным данным, на основе которых делаются выводы о геодинамических обстановках становления гранитоидов Ангаро-Витимского батолита [18, 29 и др.]. Структурная эволюция позднедокембрийско-раннепалеозойских образований Байкальской складчатой области изучена крайне неравномерно. В пределах Байкало-Муйского пояса этапы структурообразования сопоставляются с аккреционными и коллизионными событиями байкальского и каледонского тектонических циклов [16, 33 и др.].

Уakitская зона смещена относительно сутурных зон восточной ветви Байкало-Муйского пояса к центральным районам складчатой области и располагается в северо-восточном обрамлении гипотетического Хамардабан-Баргузинского микроконтинента [12] или в области “съеденного” позднепалеозойскими гранитоидами так называемого Баргузинского турбидитового террейна [24] (см. рис. 1, врезка). С нашей точки зрения, решение вопросов геодинамических обстановок формирования терригенно-карбонатных осадочных толщ изученной территории носит в данный момент дискуссионный характер, прежде всего, из-за отсутствия надежных возрастных данных.

Мозаично-блоковая структура Уakitской зоны выражена сочетанием складчатых и разрывных структур с преобладанием двух основных “общейбайкальских” направлений – северо-восточного и северо-западного. Детальное изучение структурной эволюции мухтунной толщи, возраст которой считается рифейским [4, 22, 26 и др.], проведено нами для установления последовательности деформационных событий и соответствующих им механических обстановок. Мухтунная толща может рассматриваться как своеобразный маркер, структурные парагенезы которого отражают особенности деформационных событий разных этапов и механизмы становления мозаичной структуры внутренних районов Байкальской складчатой области.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Основным методом исследования является структурный парагенетический анализ. Струк-

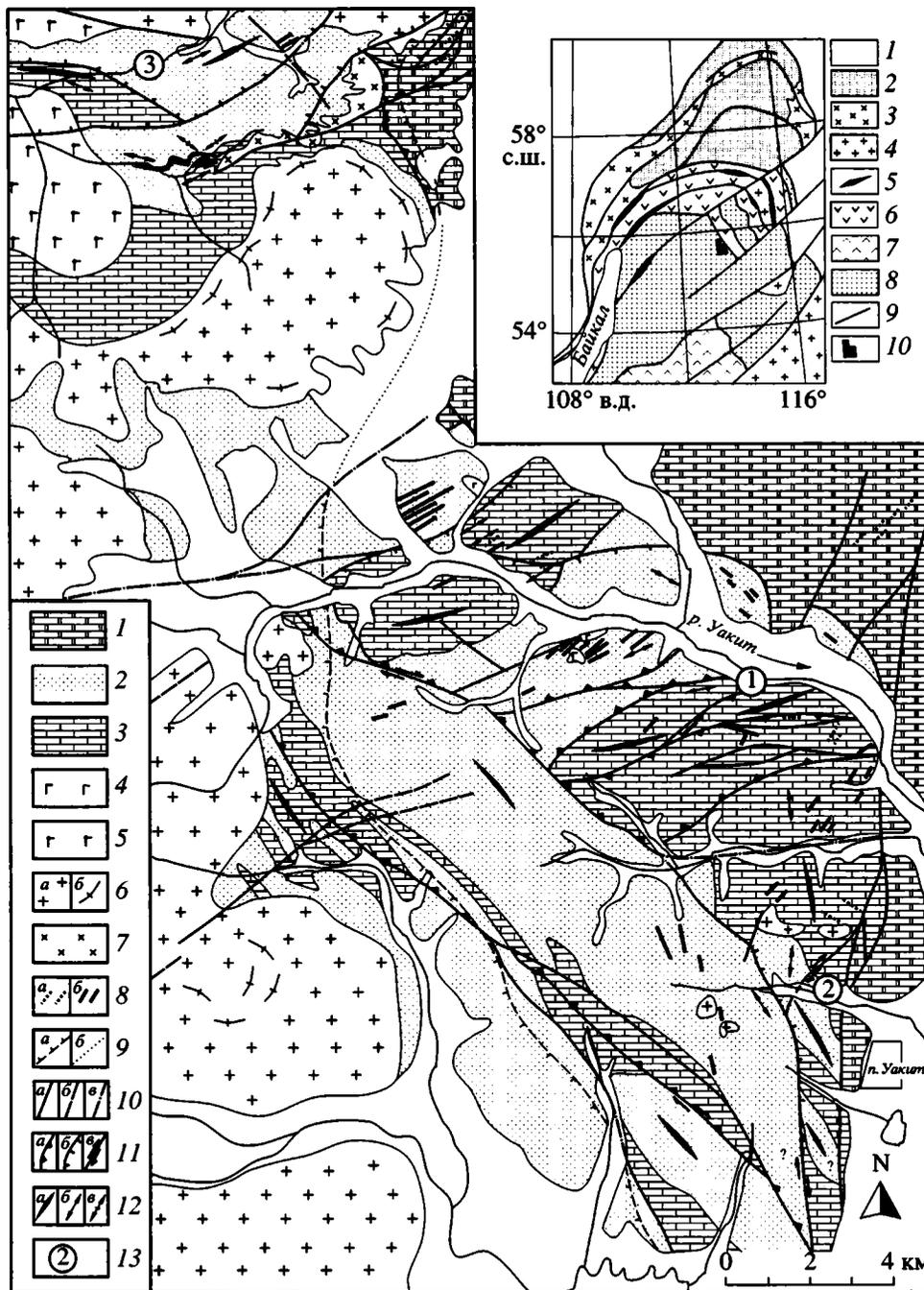


Рис. 1. Геологическая схема бассейна р. Уакит (с использованием данных Г.Л. Митрофанова, 1972 г.)

1-3 – стратифицированные образования: 1 – доломиты, водорослевые и мергелистые доломиты, карбонатные брекчии юктоконской свиты, кембрий, 2, 3 – мухтунная толща, верхний рифей; 2 – песчаники, алевролиты, углистые и филлитовидные сланцы (мухтунная свита), 3 – грубо- и тонкослоистые черные известняки, известковистые и глинистые сланцы (нерундинская свита); 4-8 – интрузивные образования: 4 – девонские (?) габброиды суховского комплекса; 5-8 – Ангаро-Витимская гранитоидная ассоциация, карбон: 5 – субщелочные габброиды и габбро-сиениты; 6, 7 – гранитоиды витимканского комплекса: 6 – биотитовые, биотит-амфиболовые граниты: а – массивные, б – гнейсовидные, 7 – гранодиориты, 8 – дайки габброидов (а) и гранитоидов (б); 9 – зона ороговикования и мраморизации пород на контакте с гранитоидами (а), в том числе выделенная предположительно под чехлом четвертичных отложений (б); 10 – разрывные нарушения (а), в том числе предполагаемые (б) и скрытые под чехлом четвертичных отложений (в); 11 – надвиги и взбросо-надвиги (а), взбросы (б), сдвиги (в); 12 – простирания крупных складок (а), мелких складок 1-ой (б) и 2-ой (в) генерации; 13 – участки детальных исследований (цифры в кружках): 1 – Уакитский разрез, рис. 2; 2 – руч. Мухтунный, рис. 6; 3 – бассейн р. Оля, рис. 7

На врезке – главные террейны Забайкалья, по [24]: 1 – Сибирская платформа; 2, 3 – Байкало-Патомский складчато-надвиговый пояс; 2 – рифейские отложения, 3 – раннедевонские образования; 4-8 – аккретированные террейны: 4 – кратонные; 5, 6 – океанический Парамский (5) и островодужный Келянский (6) Байкало-Муйского пояса; 7 – островодужный Еравнинский; 8 – турбидитовый Баргузинский; 9 – разрывные нарушения; 10 – положение района работ

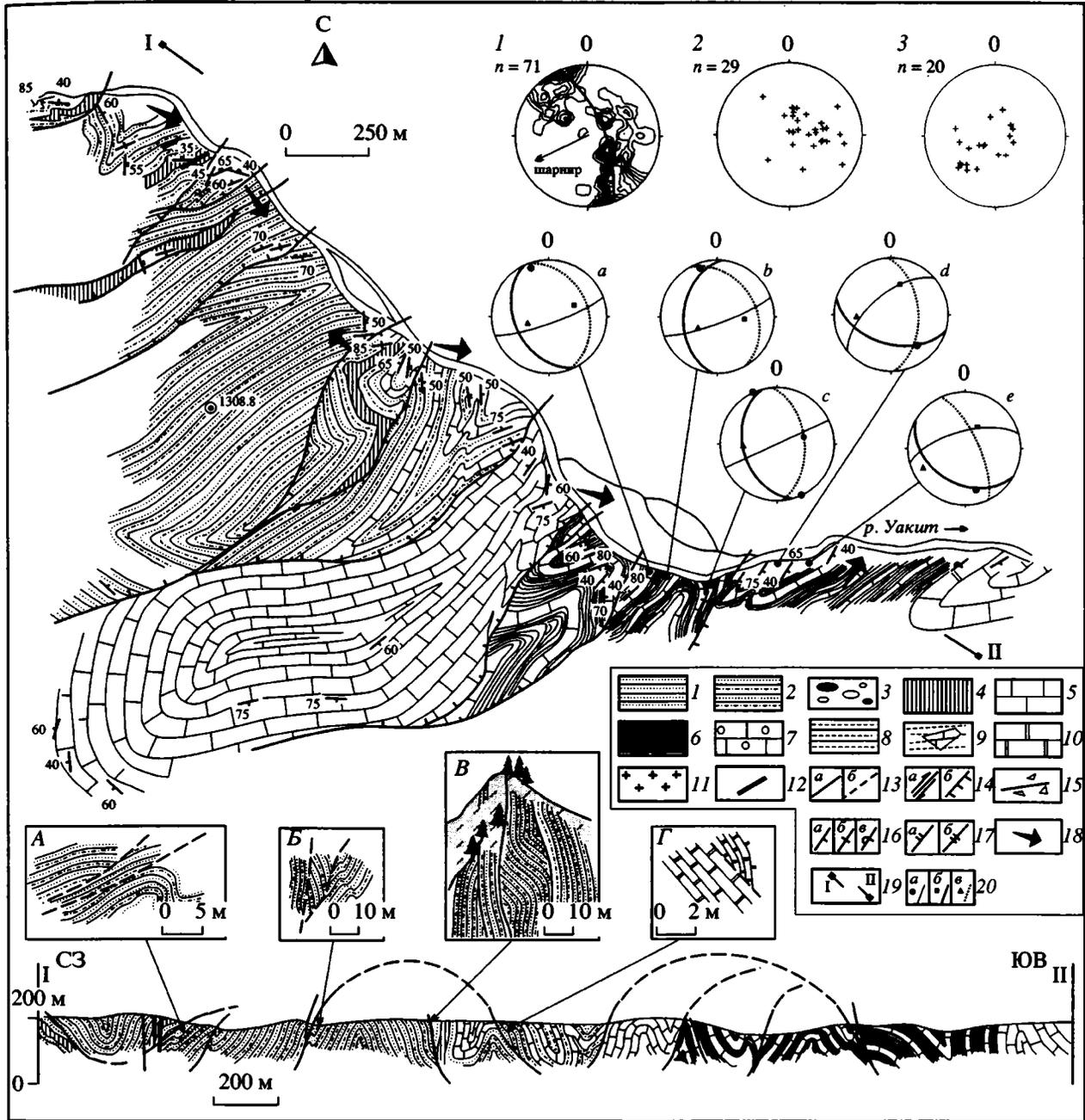


Рис. 2. Фрагмент складчатой структуры мухтунной толщи, Уакитский разрез. На врезках А–Г – структуры срезания слоистости (пояснения в тексте). На сферических диаграммах (здесь и далее в проекции на верхнюю полусферу, n – количество замеров) показаны плотность распределения полюсов слоистости (1), полюса плоскостей кливажа и стилолитов (2), кальцитовых и кальцит-кварцевых жил (3); диаграммы а–е – пространственные соотношения слоистости, кливажа (стилолитов), кальцитовых и кальцит-кварцевых жил на одном из фрагментов складчатой структуры. Пояснения в тексте

Условные обозначения к рис. 2 и б: 1 – пакки песчаников; 2 – переслаивание песчаников и алевролитов; 3 – полимиктовые валунно-галечные конгломераты, 4 – углисто-карбонатные сланцы; 5 – средне- и грубослоистые черные битуминозные известняки; 6 – пакки тонкого переслаивания черных известняков и углисто-карбонатных сланцев, 7 – онколитовые известняки; 8 – известковистые и глинистые сланцы, 9 – зоны брекчированных и меланжированных известняков в сланцевом песчано-алевритно-карбонатном матриксе; 10 – битуминозные брекчированные доломиты юктоокской свиты; 11 – штоки позднепалеозойских гранитов витимканского комплекса; 12 – дайки гранитоидов; 13 – разрывные нарушения, достоверные (а) и предполагаемые (б); 14 – сдвиги (а), взбросы и взбросо-надвиги (б); 15 – зоны брекчирования пород; 16 – элементы залегания слоистости: а – наклонное, б – вертикальное, в – опрокинутое; 17 – элементы залегания межзернового кливажа и стилолитов: а – наклонное, б – вертикальное; 18 – направления перемещения надвиговых пластин, восстановленные по структурам срезания слоистости; 19 – линия разреза, 20 – плоскости и полюса слоистости (а), кливажа и стилолитов (б), минеральных жил (в) только на сферических диаграммах

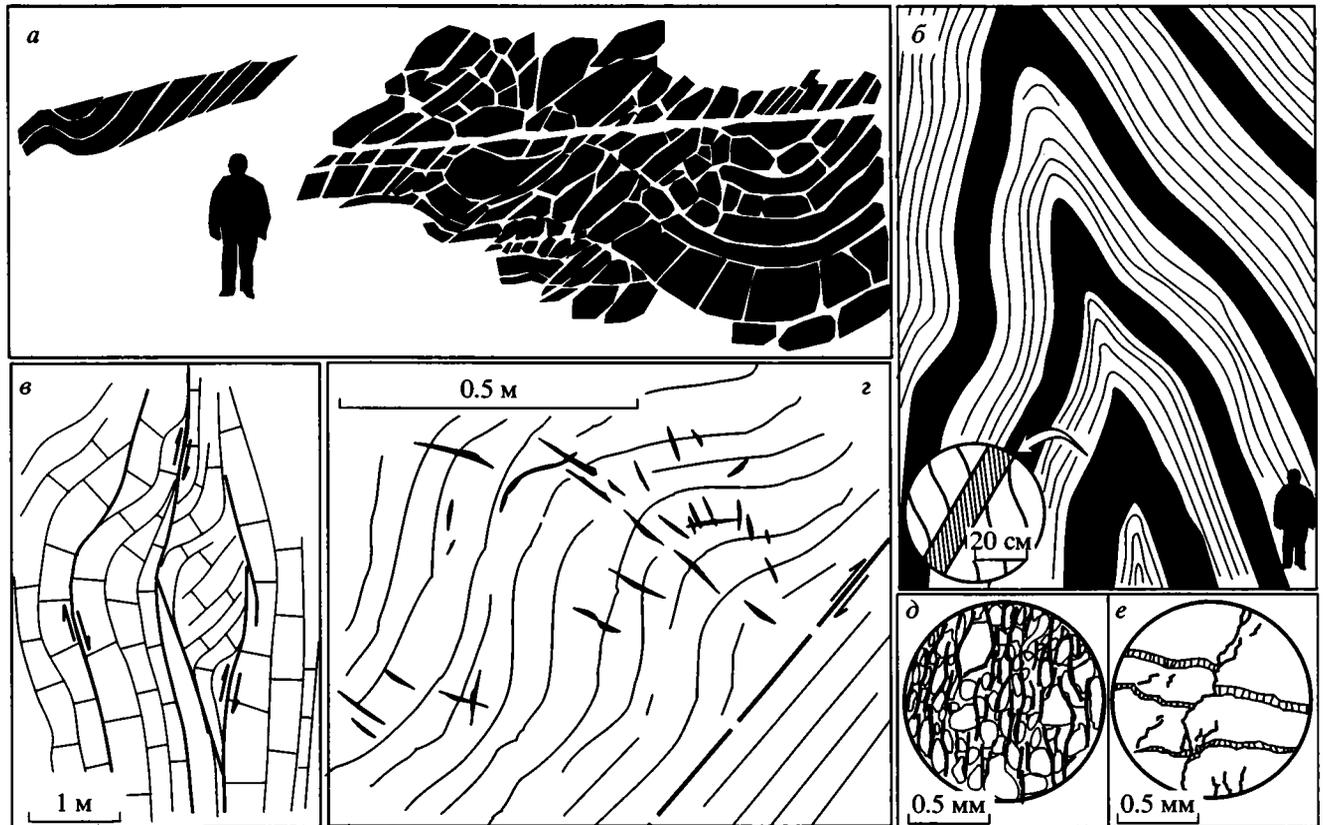


Рис. 3. Структуры и структурные парагенезы в породах мухтунной толщи, Уакитский разрез: *a-z* – рисунки по фотографиям: *a* – складки и грубый кливаж в песчаниках; *b* – преломление кливажных зон и стилолитов на крыле складки, *v* – внутриформационные надвиговый дуплекс, пачка переслаивания известняков и карбонатных сланцев, *z* – субпослойный срыв в битуминозных известняках с веерообразно разворачивающимися кальцитовыми жилами; *d, e* – рисунки по микрофотографиям: *d* – межзерновой кливаж в песчаниках, *e* – деформационно-химический структурный парагенез (стилолиты + кальцитовые жилы) в известняках

турные парагенезы – это закономерные сочетания различных элементарных структур [19–21], сформировавшихся в определенных механических обстановках [1], расшифровка которых составляет одну из основных задач структурного парагенетического анализа [16, 29]. Общая стадийность анализа заключается в последовательном изучении морфологии структур, выделении закономерных сочетаний (парагенезов) структурных форм и их генетической (геолого-механической) интерпретации.

В теоретических моделях, подтвержденных данными тектонофизических экспериментов [30, 31 и др.], предполагается, что ведущую роль при тектонических деформациях играют естественные структурные неоднородности геологической среды (зерна, слои, блоки), которые приводят к резко неоднородному распределению напряжений в нагружаемой системе. Релаксация приложенных напряжений в каждый момент времени осуществляется за счет действия концентраторов разных структурных уровней и различными деформационными механизмами. В зависимости от внешних условий (скорости нагружения, температуры, давления и др.) и структуры деформируе-

мого объема (характера слоистости, контрастности свойств переслаивающихся пород и др.) на каждой стадии можно выделить ведущий механизм деформации, связанный с действием концентраторов напряжений определенного структурного уровня. Деформация в областях концентраторов приводит к изменению (перестройке) структуры и переходу деформации на следующий структурный уровень. Подобные переходы в результате структурных перестроек определяют прогрессирующий характер деформации в условиях длительного нагружения. В тектонофизике описанный выше подход развивается в рамках моделей среды со структурой, и его теоретические основы опираются на достижения физической мезомеханики, в которой пластическая деформация материалов рассматривается как многоуровневый, самосогласованный, релаксационный процесс, протекающий на трех масштабных (структурных) уровнях [23], каждому из которых соответствуют свои механизмы и закономерности пластической деформации.

Важным методическим аспектом проведенных исследований является рассмотрение критериев применимости разработанных теоретичес-

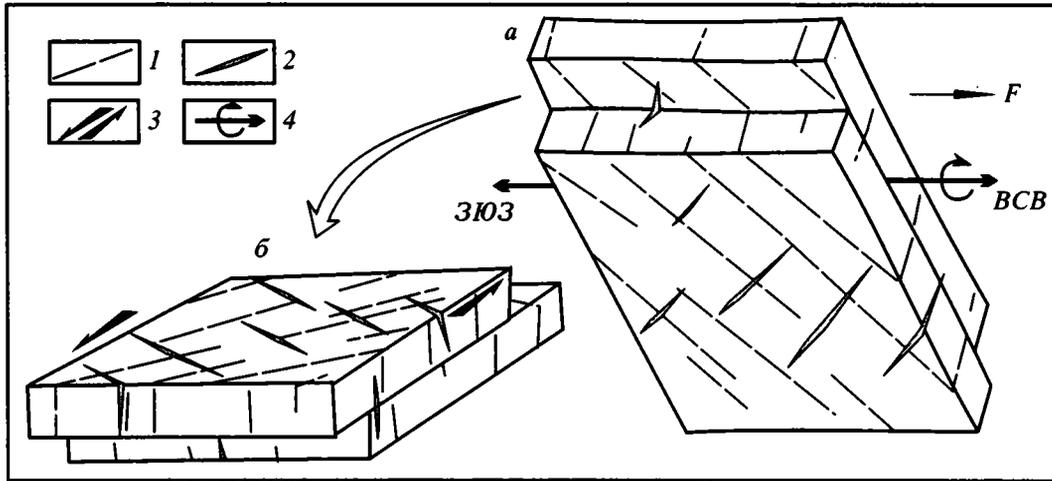


Рис. 4. Ориентировка зон растворения и минеральных жил на стадии продольного укорочения (б), восстановленная по структурным соотношениям стилолитов и кальцитовых жил на крыле одной из складок (а) в известняках мухтунной толщи, Уакитский разрез. Пояснения в тексте

1 – стилолиты; 2 – кальцитовые жилы; 3 – ориентировка сдвиговых напряжений; 4 – ось вращения, совпадающая с осью складки (F)

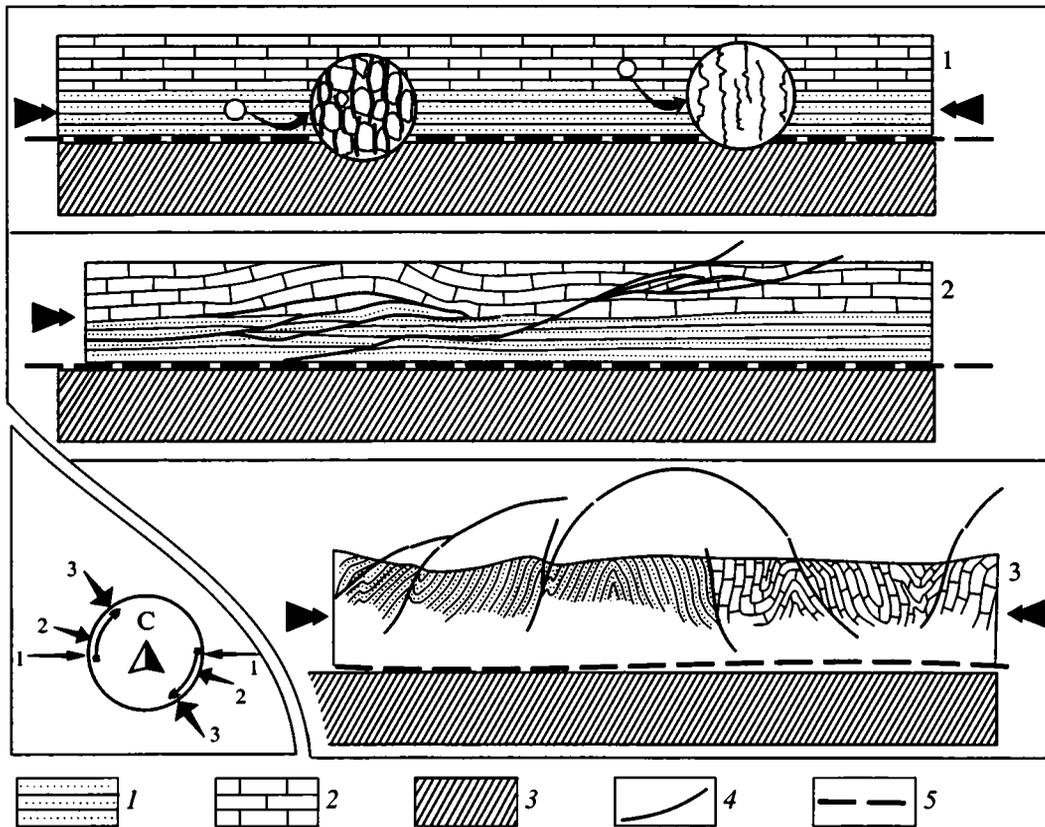


Рис. 5. Предполагаемая стадийность складкообразования в терригенно-карбонатной толще мухтунной и нерундинской свит на участке Уакитского разреза: 1, 2 – стадии продольного укорочения: 1 – формирование деформационно-химических структурных парагенезов (стилолиты/кливаж + минеральные жилы), 2 – формирование межслоевых срывов и надвиговых дуплексов; 3 – стадия изгиба. На врезке показана ориентировка оси сжатия (в современных координатах) для разных стадий структурообразования

1, 2 – терригенные и карбонатные породы мухтунной (1) и нерундинской (2) свит; 3 – породы фундамента (метавулканы келянской толщи?); 4 – надвиги; 5 – срыв в основании толщи

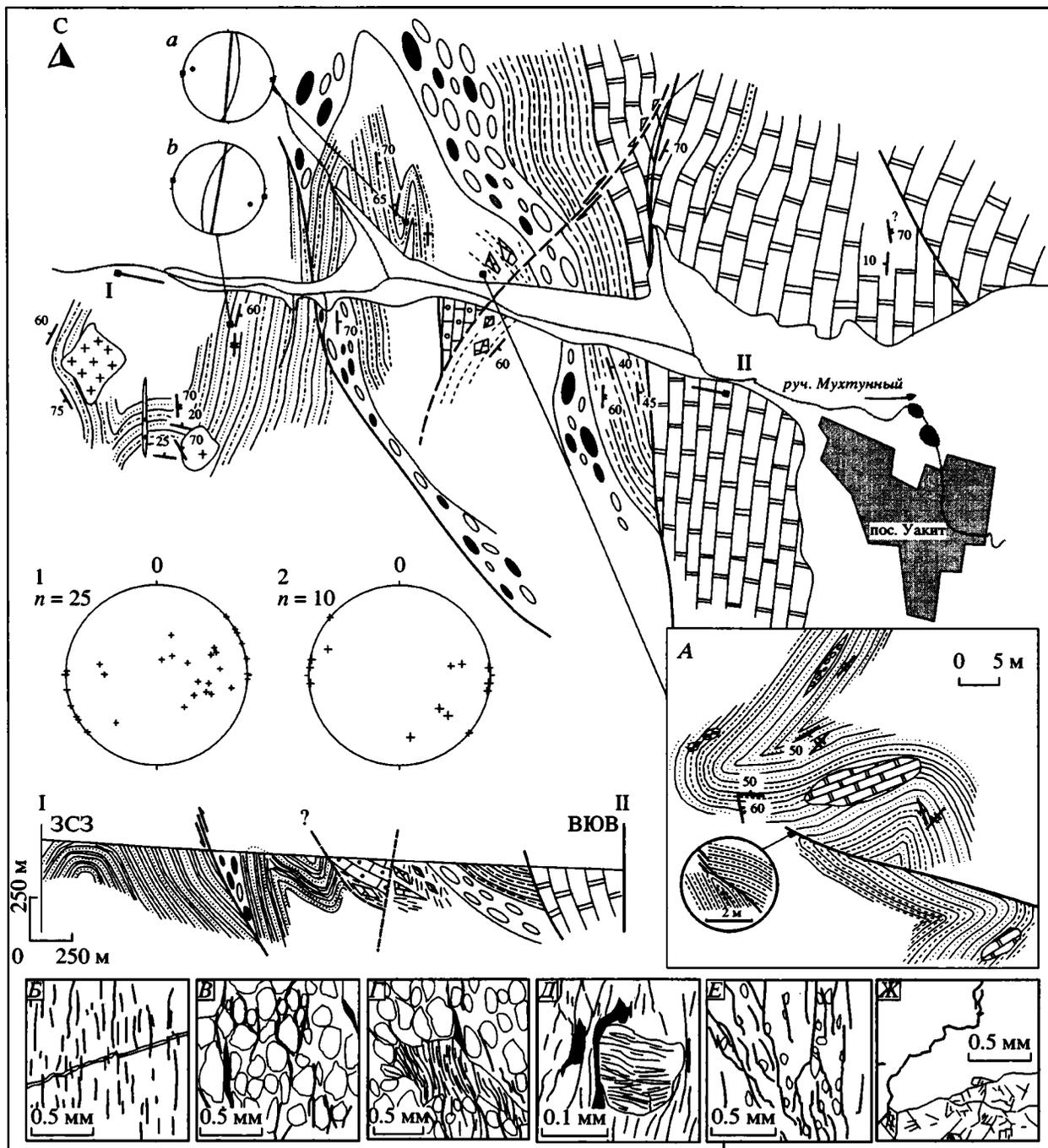


Рис. 6. Структурная схема бассейна руч. Мухтунного (положение рис. см. на рис. 1)

На врезках: А – фрагмент зоны присдвигового меланжа, детальный план; Б–Ж – рисунки по микрофотографиям: Б – деформационно-химический структурный парагенез (межзерновой кливаж + кальцитовые жилы) в углстых алевролитах; В, Г – кливажные зоны в мелкозернистых полимиктовых песчаниках; Д – хлорит-мусковитовый порфириобласт в слюдяных алевролитах; Е, Ж – зоны растворения в песчанисто-алевритистых известняках (Е) и деформационно-химический парагенез (стилолитовый шов + перекристаллизованная карбонатная жила) в глыбе известняков (Ж), зона меланжа. На сферических диаграммах показаны ориентировки полюсов слоистости (1) и кливажа (2), пространственные соотношения слоистости и кливажа (диаграммы а, б). Пояснения в тексте. Условные обозначения см. на рис. 2

ких и экспериментальных моделей к реальным геологическим объектам. Примеры практического применения моделей структурных перестроек к региональным тектоническим структурам единичны. Интерпретация фактического матери-

ала с точки зрения предлагаемого подхода на примере конкретных объектов позволяет выявить закономерности структурных перестроек в зависимости от параметров нагружения и структуры деформируемых объемов. Парагенезы, сформир-

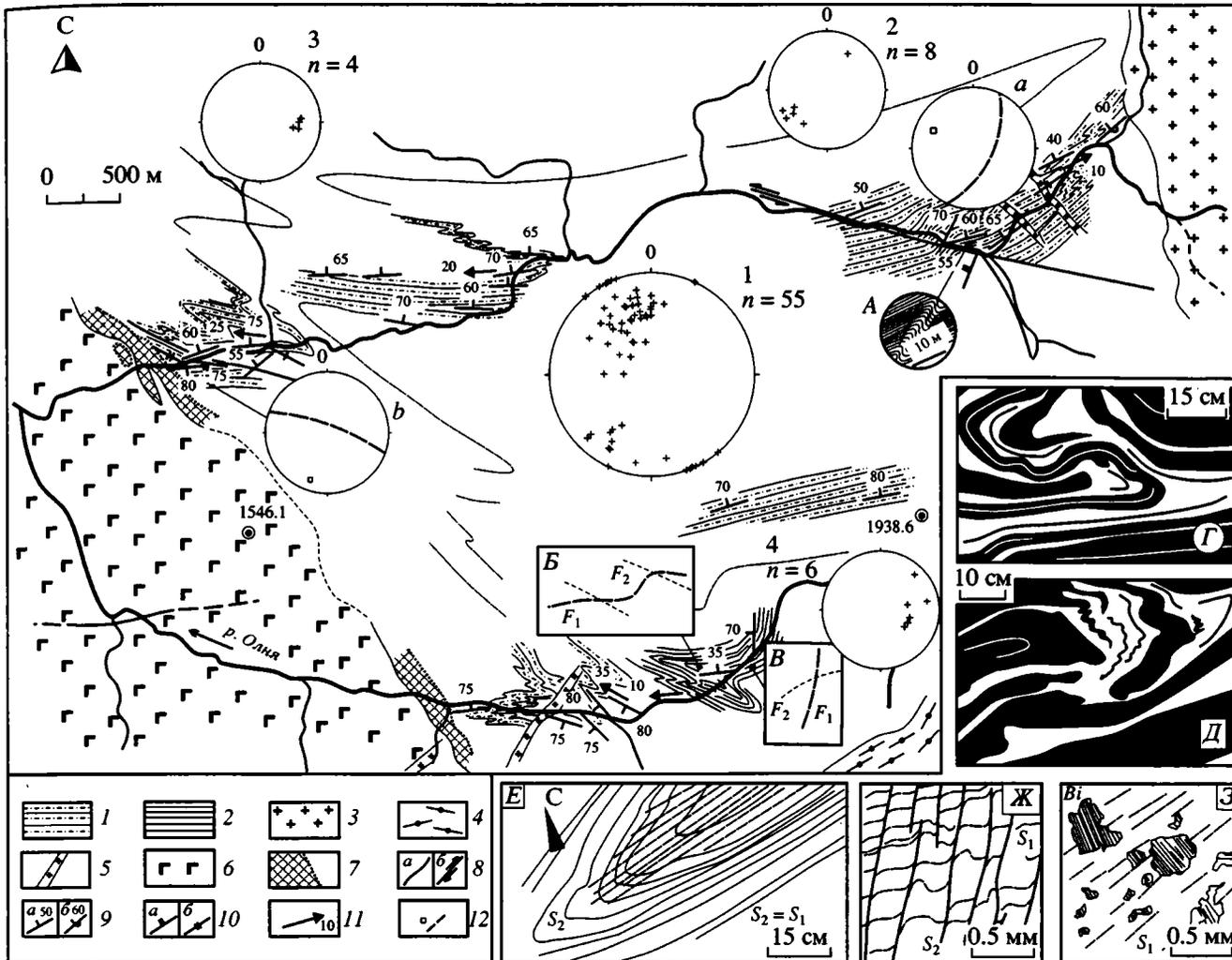


Рис. 7. Структурная схема бассейна р. Олья

На врезках: А – мелкие кинк-зоны в метаалевролитах; В, В – соотношения осей складок 1-ой и 2-ой генераций; Г, Д – складки течения в полосчатых мраморах; Е, Ж – кливаж плейчатости в замке синклиналильной складки в апоалевритовых сланцах, рисунки по фотографии (Е) и микрофотографии (Ж); З – наложенные на субслоистую сланцеватость посткинематические порфиробласты биотита, апоалевритовые сланцы, рисунок по микрофотографии. На сферических диаграммах показаны полюса плоскостей слоистости (1), ориентировки шарниров мелких складок (2–4) для разных фрагментов участка, плоскости и полюса кливажа плейчатости (а, б). Пояснения в тексте

1 – полевошпат-кварц-амфибол-биотитовые апопсаммитовые и апоалевритовые сланцы; 2 – грубослоистые и контрастно-полосчатые углеродистые мраморы; 3, 4 – позднепалеозойские граниты витимканского комплекса (3), в том числе гнейсовидные (4); 5 – дайки гранит-аплитов и гранит-порфиоров; 6 – позднепалеозойские габбро- и граносиениты; 7 – скарны в зоне экзоконтактов габбро-сиенитов; 8 – разрывные нарушения (а), в том числе сдвиги (б); 9–11 – элементы залегания: 9 – слоистости и полосчатости (а – наклонное, б – опрокинутое), 10 – кливажа плейчатости (а – наклонное, б – вертикальное), 11 – шарниров складок; 12 – плоскости и полюса кливажа плейчатости (только на сферических диаграммах)

ровавшиеся за счет действия деформационных механизмов разных структурных уровней, формируют эволюционные ряды, соотношения структур внутри которых отражают последовательность структурных перестроек и стадийность деформационных процессов. В данной работе на примере мухтунной толщи рассмотрены эволюционные ряды структурных парагенезов и намечены основные закономерности развития складчато-разрывной структуры Уакитской зоны.

ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА И ВОЗРАСТ МУХТУННОЙ ТОЛЩИ

Одна из первых схем расчленения стратифицированных образований Уакитской зоны была предложена Л.И. Салопом [26], которым выделялись нижнепротерозойская горбылокская серия, верхнепротерозойская уакитская серия (состоящая из мухтунной, нерундинской и юктоконской свит), кембрийские нижняя и верхняя дулешминские, нижняя и верхняя санские свиты. Впослед-

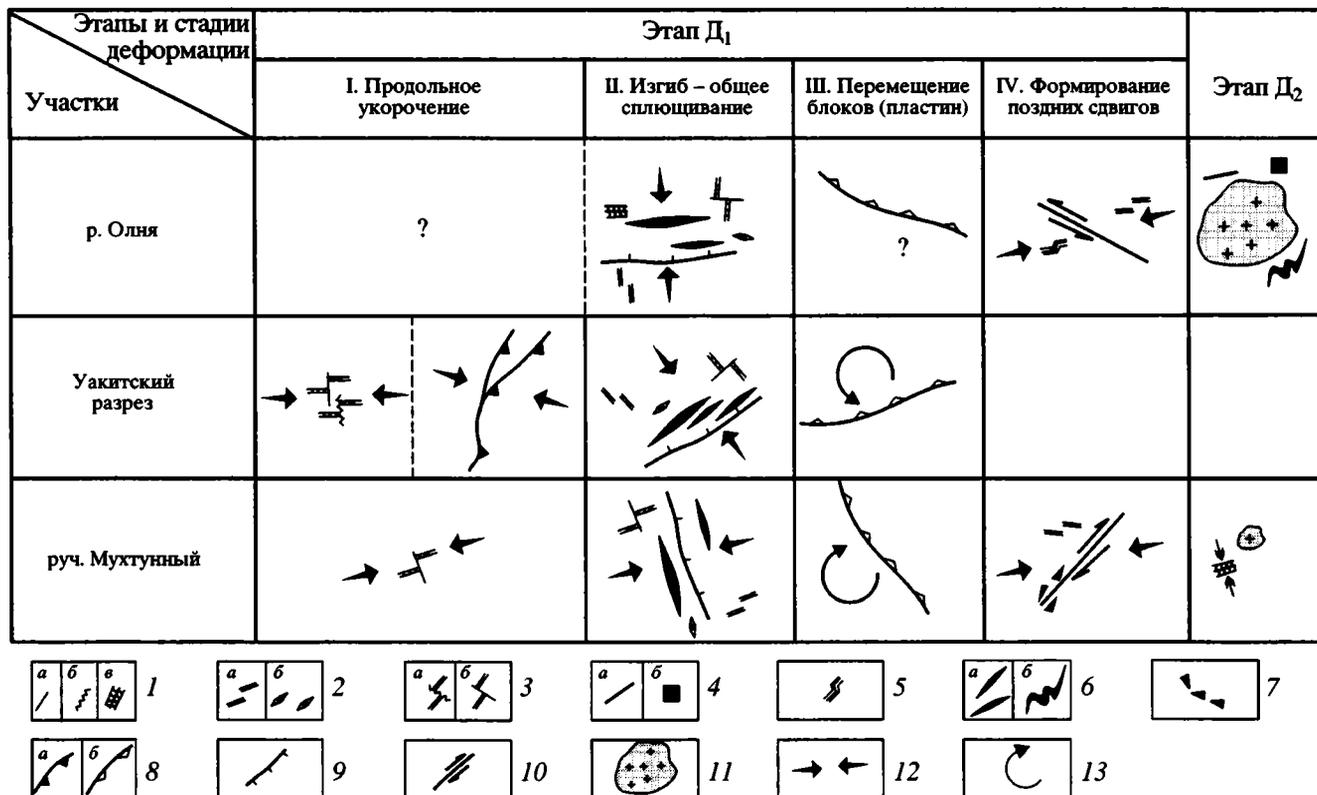


Рис. 8. Этапы и стадии деформации, восстановленные по структурным парагенезам в породах мухтунной толщи на различных участках и их корреляция

1–3 – деформационно-химические структуры и структурные парагенезы: 1 – плоскостные текстуры (а – кливаж обломочных пород, б – стилолиты, в – кливаж плейчатости); 2 – минеральные жилы (а) и борозды нарастания (б); 3 – парагенезы: стилолиты + минеральные жилы (а), кливаж обломочных пород + минеральные жилы (б); 4 – отжиговая сланцеватость (а), посткинematicкие порфиробласты (б); 5 – кинк-зоны по ранним плоскостным текстурам, в том числе слоистости; 6 – складки (а), в том числе вторично деформированные (б); 7 – приразломные меланжеподобные тектониты; 8–11 – разрывные нарушения: 8 – надвиги внутриформационные ранние (а), надвиги и взбросо-надвиги, разграничивающие крупные пластины (б); 9 – взбросы; 10 – сдвиги; 11 – гранитные штоки; 12 – ориентировка оси укорочения (в современных координатах); 13 – предполагаемое направление вращения крупных надвиговых пластин

ствии при проведении геолого-съёмочных работ карбонатные отложения юктоконской свиты были отнесены к кембрию на основании находок археоциат [6], а отложения мухтунной и нерундинской свит параллелизовались с метавулканитами горбылокской серии рифея ([4], Г.Л. Митрофанов, 1972 г.).

Мухтунная свита представлена сероцветными аркозовыми и полимиктовыми песчаниками, алевролитами, включает редкие прослои известняков и конгломератов. Основание мухтунной свиты в районе не известно. В разрезе по р. Уакит верхняя граница мухтунной свиты описана как постепенный переход к карбонатным отложениям нерундинской свиты (Г.Л. Митрофанов, 1972 г.). В цементе и гальке конгломератов мухтунной свиты (руч. Мухтунный) часто присутствуют онколиты, которые были определены М.М. Язмиром (1964 г.) как *Osagia ex gr. Tenuilamellata Reitl.*, что позволило датировать мухтунную свиту рифеем. Нерундинская свита сложена черными, темно-серыми и серыми известняками, нередко

песчано-алевролитистыми, а также известковистыми, глинистыми и кремнистыми сланцами, с редкими прослоями песчаников. Известняки темные, углеродистые, тонкозернистые, микритовые, нередко с алевроитовой кварц-полевошпатовой примесью, часто тонко переслаиваются с углеродистыми алевролитистыми доломитами и алевропелитовыми сланцами. Верхняя граница нерундинской свиты не известна. Возраст нерундинской свиты определяется по наличию в известняках водорослей *Vesicularia aff. dispersa Vologd.* и онколитов *Osagia ex gr. Tenuilamellata Reitl.*, *Osagia grandis Zhur.* (М.М. Язмир, 1964 г.) как рифейский. В отсутствие как нижнего, так и верхнего контактов отложения мухтунной и нерундинской свит рассматриваются нами в ранге толщи. Палинологические исследования последних лет (О.Р. Минина, 2000 г.) позволяют предположить, вслед за Ю.П. Бутовым [6], что мухтунная толща, как и значительная часть ранее считавшихся рифейскими – нижнепалеозойскими серий и свит, имеет более молодой – девонский (?) – возраст. Не под-

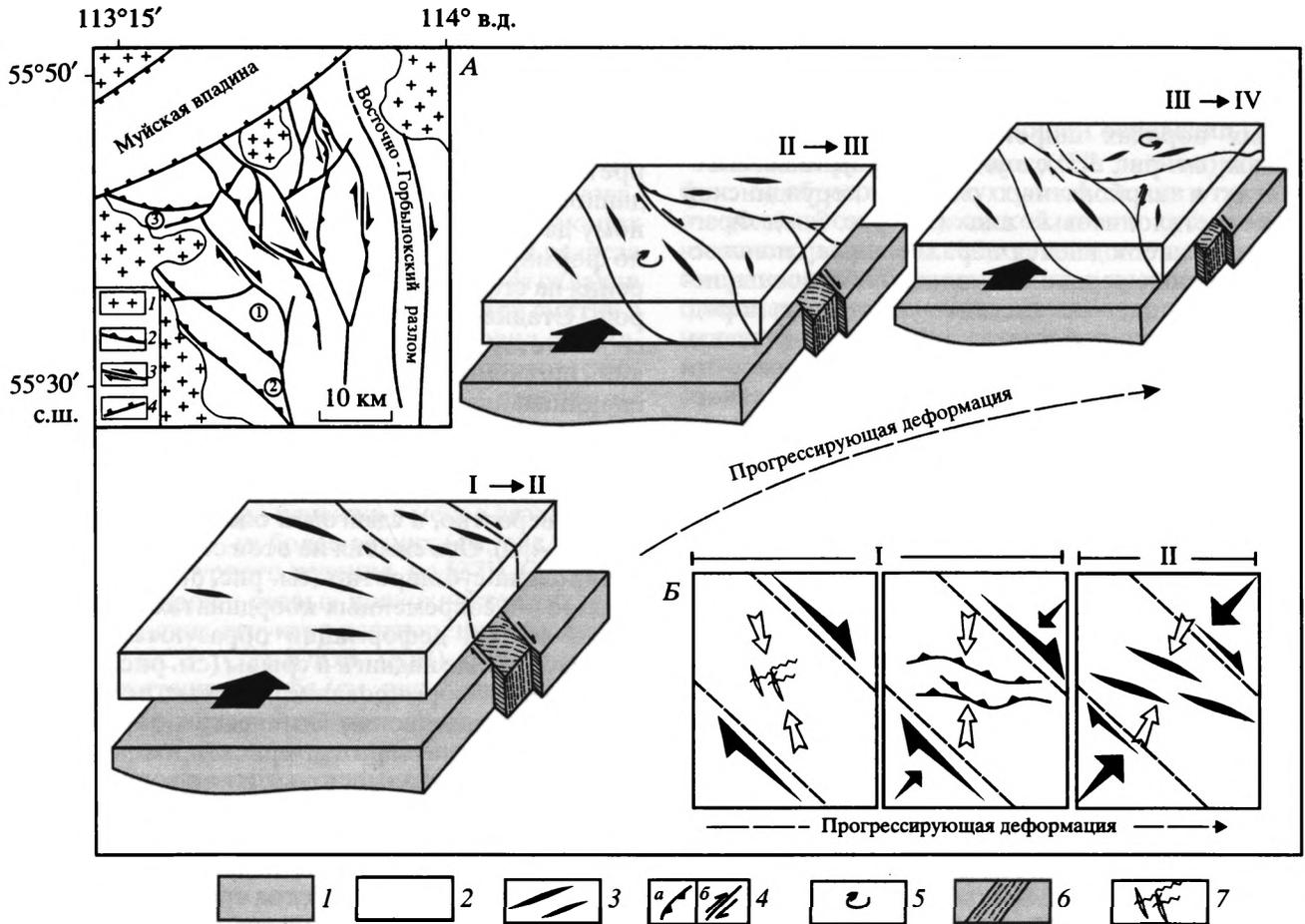


Рис. 9. Модель структурной эволюции мухтунной толщи (I-IV – стадии деформации); на врезке А показан общий структурный рисунок и кинематическая характеристика разрывных нарушений Уакитской зоны (1 – позднепалеозойские граниты, 2–4 – разрывные нарушения: 2 – взбросы, взбросо-надвиги, надвиги, 3 – сдвиги, 4 – кайнозойские сбросы); на врезке Б – стадийность структурообразования и ориентировки осей сжатия над правосдвиговой зоной в фундаменте (Уакитский разрез)

1 – фундамент; 2 – чехол; 3 – оси складок; 4 – разрывные нарушения: а – надвиги, б – сдвиги; 5 – направление вращения блоков; 6 – сдвиговая зона в фундаменте; 7 – деформационно-химические структурные парагенезы

твержденные независимыми методами эти определения можно считать предварительными [15].

Обстановки накопления терригенных пород соответствуют условиям морской дельты в прибрежной части (Г.Л. Митрофанов, 1972). Отдельные горизонты мелкогалечных конгломератов и гравелитов с карбонатным матриксом, полимиктовых песчаников в верхней части карбонатного разреза свидетельствуют о поступлении в бассейн осадконакопления терригенного материала и кратковременных этапах перемыва отложений. В разрезе толщи практически отсутствуют туфогенные разности пород и вулканиты, что, наряду с увеличением карбонатности вверх по разрезу, позволяет рассматривать образования мухтунной толщи в отрыве от этапов активной вулканической деятельности, которые на данной территории связаны с рифейским островодужным (келянская толща) и коллизионным (жанокский комплекс) вулканизмом. Вероятно, мухтунная толща форми-

ровалась позднее, в конце позднего рифея–венде, но до накопления кембрийских доломитовых толщ.

СТРУКТУРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Структура мухтунной толщи характеризуется изменением простираний осей складок в пределах разных тектонических блоков. На примере изучения структурной эволюции мухтунной толщи можно наметить общие закономерности формирования мозаично-блоковых структур этого района Байкальской складчатой области. Результаты детальных структурных исследований в различных фрагментах Уакитской зоны изложены ниже.

Уакитский разрез. В правом борту реки Уакит (рис. 2, см. рис. 1) в разрезе мухтунной толщи фиксируется серия складок, осложняющих смыкающиеся крылья более крупных антиклиналей и синклиналей. Ориентировка осей складок (см. пояс полюсов слоистости на сферической диа-

грамме 1, рис. 2) ЗЮЗ – ВСВ, с погружением шарниров под небольшими углами к ВСВ. Складки тесно сжатые, до килевидных (разрез на рис. 2, рис. 3, б), реже открытые (см. рис. 3, а). В терригенных породах широко развит межзерновой кливаж (см. рис. 3, д), в углефицированных известняках и карбонатных сланцах нерундинской свиты – стилолитовые швы (см. рис. 3, е). Фрагментарно наблюдаются параллельные слоистости кливажные зоны и стилолиты, образовавшиеся на стадии диагенетического уплотнения пород. Полюса плоскостей кливажа формируют “рассеянный” пояс, в целом соответствующий поясу полюсов слоистости (см. диаграмму 2, рис. 2). Карбонатные или кварц-карбонатные жилы образуют две системы: ортогональные шарнирам складок и полого падающие (см. диаграмму 3, рис. 2). Межзерновой кливаж в терригенных породах и стилолитовые швы в известняках веерообразно разворачиваются (см. диаграмму 2 на рис. 2, рис. 3, а, б), часто наблюдается преломление кливажа от косо секущей слоистости в более грубозернистых разностях до практически субпослойного в алевролитах (см. рис. 3, б).

На отдельных фрагментах разреза зафиксированы практически ортогональные соотношения кливажа, слоистости и минеральных жил (см. рис. 2, диаграммы а–е). При развороте плоскости слоистости относительно шарниров складок (рис. 4) к горизонтальному положению кливаж и минеральные жилы приобретают субвертикальную ориентировку. Петроструктурные наблюдения свидетельствуют о парагенетических соотношениях зон растворения (межзернового кливажа, стилолитовых швов) и карбонатных (кварц-карбонатных) жил, формирующих деформационно-химические структурные парагенезы [10] (см. рис. 3, е). Отмеченные здесь же структуры срезания слоистости [27] (см. врезки А–Г на разрезе I–II, рис. 2) в ряде случаев могут однозначно интерпретироваться как ранние (доскладчатые) внутриформационные срывы (см. рис. 3, в, г). Карбонатные пачки в зонах внутриформационных срывов приобретают облик меланжеподобных образований с притертыми одна к другой субпослойными тектоническими линзами. Зоны внутриформационных срывов тяготеют к переходной терригенно-карбонатной пачке в средней части толщи, они сформировались позднее деформационно-химических парагенезов и были смяты в складки совместно с ненарушенными фрагментами разреза.

Эллипсоиды деформации в терригенных породах мухтунной толщи, определенные методом Фрая [34], соответствуют трехосной деформации сплющивания или плоской деформации, со значением K , близким 0.7–1 [14]. Эти определения хорошо соотносятся с результатами полуколичественной оценки деформации укорочения по срезанию зерен, приведенными в [7]. Деформация

укорочения характеризуется значениями от 5% в породах с инициальными кливажными зонами на контактах зерен до 25–30% в породах с проникающим межзерновым кливажем.

Предлагается следующая генетическая интерпретация образования складчатой структуры на данном участке структурных исследований. Главному деформационному событию предшествовало формирование субпослойных структур растворения на стадии диагенетического уплотнения пород. Стадийность складкообразования в целом соответствует предложенной в работе [28] (стадии продольного укорочения, изгиба, общего сплющивания). При деформации пород мухтунной толщи на стадии продольного укорочения формировались ортогональные друг другу субвертикальные кливаж (стилолиты) и минеральные жилы, вероятно, в сдвиговой обстановке (рис. 5, 1, см. рис. 4, б). Ось сжатия на этой стадии была ориентирована субширотной (см. рис. 5, врезка; здесь и далее – в современных координатах). На следующей стадии деформации образуются внутриформационные надвиги и срывы (см. рис. 5, 2), более позднее формирование которых по отношению к деформационно-химическим парагенезам доказывается разворотом ориентировок плоскостных текстур и кальцитовых жил в сопряженных с надвигами складках (см. рис. 3, г). Ориентировка сжатия на стадии формирования субпослойных срывов восстановлена по структурам срезания слоистости (см. рис. 2). Метод срезания слоистости основан на определении кинематики перемещения висячего крыла надвига в слоистых толщах и детально описан в работе [27]. Структуры срезания слоистости, или “утыкания” слоев, представляют собой фрагменты фронтальных или тыловых частей надвиговых дуплексов. Линия пересечения плоскостей слоистости висячего и лежащего крыла на сферической диаграмме позволяет геометрически получить ось вращения, ориентированную ортогонально направлению перемещения, или, при приведении слоистого разреза к горизонтальному залеганию, локальную ориентировку действующих сил. Метод предложен как статистический и в авторском варианте [27] нами не применялся. Общее направление перемещения оценивается как ЗСЗ(СЗ)–ВЮВ(ЮВ) по нескольким локальным осям вращения (см. врезку на рис. 5).

Формирование межслоевых надвигов как альтернатива складчатым деформациям может реализоваться в результате относительно быстрого нагружения слоистой толщи, наличия близко расположенного более вязкого фундамента (основания) [9], большой мощности слоев. Образование кливажа и стилолитов может свидетельствовать в пользу относительно низкой скорости нагружения и возникновения межслоевых срывов при кратковременных импульсах быстрого нагружения. Однонаправленное перемещение по срывам (см. рис. 2) не позволяет рассматривать эти струк-

туры как результат проскальзывания по межслоевым поверхностям на крыльях крупных складок на стадии изгиба.

На следующей стадии вторично расслоенная срывами толща изгибается в складки (см. рис. 5, 3). К элементам структурной зональности можно отнести изменение механизмов складкообразования на стадии изгиба: на фоне преобладающих складок изгиба с течением на интервалах разреза с субпоследними срывами формируются складки межслоевого проскальзывания [37]. При смятии в складки надвиговых пластин происходил пассивный разворот раннего кливажа (стилолитов) с образованием прямого веера (см. рис. 2, диаграммы *a–e*) с сохранением ортогональных соотношений деформационных текстур и слоистости. Для остальных частей разреза более характерно развитие обратного веера кливажа в менее вязких прослоях и прямого – в более вязких (см. рис. 3, *a, б*; складки флексурного течения, по [37]). Ориентировка шарниров и осевых поверхностей складок, а также поздних структур растворения свидетельствует о ССЗ (СЗ)–ЮЮВ (ЮВ) ориентировке сжатия на стадии изгиба (см. рис. 5, врезки).

Структуры стадии общего сплющивания проявлены тесно сжатыми до изоклинальных складками, сопряженными со взбросами. На этой стадии параллельные складки (см. рис. 3, *a*) преобразуются в подобные (см. рис. 3, *б*) с увеличением мощностей в замках. Петроструктурные наблюдения показывают ведущую роль в этих процессах деформационно-химических механизмов перераспределения вещества при нагнетании в замковые части складок минерализованных флюидов. На крыльях складок и в апикальных частях некоторых антиклиналей зафиксированы позднескладчатые пологие надвиги стадии общего сплющивания.

Таким образом, в эволюции складчатой структуры мухтунной толщи на изученном участке выделяются следующие деформационные эпизоды: образование деформационно-химических структурных парагенезов (см. рис. 5, 1), внутрiformационных срывов и надвигов (см. рис. 5, 2) на стадии продольного укорочения, формирование складок межслоевого проскальзывания и флексурного течения (см. рис. 5, 3) на стадии изгиба, поздних взбросов и надвигов (стадия общего сплющивания). Подобные парагенезы, возникающие за счет последовательного наложения структур разных структурных уровней в процессе деформации, предлагается называть суперпозиционными [29]. Восстановленные механические обстановки для разных стадий деформации свидетельствуют о возможном вращении деформируемого объема и (или) осей сжатия, вероятно, вследствие наличия сдвиговой составляющей, установленной по ориентировке элементов деформационно-химических парагенезов. Формирование надвигов отмечается как на ранней (продоль-

ного укорочения), так и поздней (общего сплющивания) стадиях деформации, что позволяет более однозначно сделать вывод о развитии складчатой структуры толщи на жестком, по-видимому, неглубоко залегающем основании [13].

Бассейн руч. Мухтунного. На данном участке (рис. 6) образования мухтунной толщи отделены от доломитов юктоконской свиты субмеридиональным разрывом. Мухтунная толща сложена битуминозными известняками с прослоями известковистых песчаников, алевролитов, филлитовидных сланцев, в составе терригенных отложений преобладают полимиктовые песчаники в переслаивании с алевролитами, углисто-кварц-серицит-хлоритовыми алевропелитами.

Терригенные породы слагают на изученном участке крупную антиклинальную складку, опрокинутую к западу, осложненную взбросами западной – юго-западной вергентности. Участок характеризуется слабой обнаженностью. На отдельных его фрагментах зафиксированы секущие положения кливажа и слоистости на крыльях складок (см. диаграммы *a, б* на рис. 6). Полюса слоистости образуют широкий пояс, диаграмма 1 на рис. 6, свидетельствующий о ССЗ простирании шарниров складок. Простирания кливажа преимущественно субмеридиональные, с вариациями к СВ румбам в приразломных зонах (см. диаграмму 2 на рис. 6). По данным петроструктурного анализа, помимо межзернового кливажа (см. врезки *Б–Г* на рис. 6) фиксируется весь спектр структур, составляющих деформационно-химические парагенезы: минеральные жилы (см. врезку *Б* на рис. 6), реже – бороды нарастания, а также хлорит-мусковитовые порфиробласты [35] (см. врезку *Д* на рис. 6).

В восточной части участка описана зона тектонитов по терригенно-карбонатным породам (см. врезку *А* на рис. 6). Глыбы брекчированных битуминозных известняков размером до нескольких метров, погруженные в матрикс сильно тектонизированных терригенно-карбонатных пород, образуют маломощную зону терригенно-карбонатного меланжа. Деформационные преобразования пород на микроуровне как в матриксе, так и в глыбах сопоставимы: зафиксированы деформационно-химические парагенезы (кливажные швы/стилолиты + минеральные жилы; см. врезки *Е, Ж* на рис. 6). Меланжированные породы образовались в зоне более позднего субвертикального сдвига (сдвиг-взброса) за счет взламывания, разлинзования прослоев известняков в карбонатно-терригенной толще.

Фрагментарно, в экзоконтактных зонах гранитных штоков, отмечаются зоны наложенных деформаций (смятая в складки жильная полосчатость, макрокливаж плойчатости).

Таким образом, в бассейне ручья Мухтунного выделяются элементы соскладчатого парагенеза структур. Недостаточная обнаженность не позво-

ляет установить стадийность образования складок, но можно сделать вывод об общем соответствии деформационных планов образования структурных парагенезов уровня зерен – агрегатов зерен и уровня слоев в общей механической обстановке ВСВ–ЗЮЗ сжатия. Возможно, что, как и в предыдущем случае, небольшое различие ориентировок (см. диаграммы 1, 2 на рис. 6) связано с вращением деформируемого объема и (или) оси сжатия.

Бассейн р. Оля. В стратотипических разрезах мухтунной толщи преобразования пород не превышают начальной ступени зеленосланцевой фации. Как правило, минеральные новообразования отсутствуют (за исключением преобразованного в хлорит-серицитовый агрегат глинистого вещества). Активные процессы растворения под давлением в карбонатных и терригенных породах свидетельствуют об относительно низкотемпературном режиме синдеформационных преобразований (порядка 250–300°C; учитывая высокую растворимость карбонатов при более низких температурах [32], вероятно, даже ниже этих значений).

В бассейне р. Оля (рис. 7) породы мухтунной толщи испытали метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации. Элементы метаморфической зональности проявлены слабо. Высокий метаморфизм пород объясняется их положением в относительно тонком провесе кровли над интрузивными массивами – позднепалеозойскими гранитоидами и габбро-сиенитами. Породы прорваны многочисленными дайками гранит-аплитов и гранит-порфиоров, участками аплитовидные граниты формируют жильные тела, внедренные по плоскостям слоистости – метаморфической полосчатости. Породы мухтунной толщи представлены амфибол-биотит-полевошпат-кварцевыми сланцами с полосчатыми и сланцеватыми текстурами. Основная масса пород сформировалась по терригенным породам, в которых нередко сохраняются первичные осадочные текстуры (косая слоистость). По данным Н.А. Дорониной (ГИ БНЦ СО РАН), для пород характерны однородный минеральный состав, равновесность породообразующих минералов, равная (несовершенная) степень идиоморфизма биотита и амфибола. Карбонатные породы представлены контрастно-полосчатыми доломитовыми мраморами, содержащими флогопит.

Новообразованные метаморфические минералы (биотит и актинолит) формируют сланцеватость и наложенные на основную ткань породы более крупные порфиобласты (см. врезку 3 на рис. 7). При несовершенном идиоморфизме порфиобласты биотита ориентированы как по сланцеватости, так и ортогонально ей. Восточнее описываемого участка фиксируется быстрая латеральная смена пород с разной степенью метаморфических преобразований: от кварц-полево-

шпат-биотитовых апоалевритовых сланцев к карбонатизированным песчаникам с серицит-хлоритовым цементом. Стадия начальной биотитизации происходит с замещением кливажных зон микропорфиобластами биотита. При полном замещении биотитом кливажных зон породы приобретают сланцеватость, выраженную ориентированным расположением слюдястых минералов вдоль кливажа. Отмеченные особенности свидетельствуют о посткинematическом метаморфизме в отсутствие стресса с формированием метаморфических минералов по ранним кливажным зонам, выполненным глинисто-серицитовым материалом. Таким образом, метаморфические процессы накладывались на уже структурированные породы с сохранением реликтов деформационно-химических структурных парагенезов. Это, наряду с осадочными текстурами, латеральной метаморфической зональностью, тесной ассоциацией карбонатных и терригенных пород, является свидетельством принадлежности метапород бассейна р. Оля к образованиям мухтунной толщи.

Элементы залегания слоистости и развитой по слоистости метаморфической сланцеватости образуют на сферической диаграмме широкий пояс (см. диаграмму 1 на рис. 7), простираясь варьируют от СВ–ЮЗ до ЗСЗ–ВЮВ с крутыми падениями к северу. В южной и западных частях изученного участка шарниры складок полого погружаются к западу (см. диаграммы 3, 4 на рис. 7), в восточной части – к северо-востоку (см. диаграмму 2 на рис. 7). Складки обычно тесно сжатые, нередко опрокинутые (см. врезку Е на рис. 7). Наложённые структуры и текстуры развиты локально, связаны с зонами разрывных нарушений (мелкие кинк-зоны, см. врезку А на рис. 7) или отмечаются в замках складок (кливаж плейчатости, см. врезки Е, Ж на рис. 7).

Вторичный изгиб ранних складчатых структур (см. врезки Б–Д на рис. 7) связан с относительно высокотемпературными пластичными деформациями карбонатных пород в провесе кровле гранитных массивов, нередко отмечается сложная дисгармоничная складчатость (см. рис. 7, врезки Г, Д). Оси наложенных складок ориентированы закономерно, встречаются как северо-восточные, так и северо-западные простираения (см. рис. 7, врезки Б, В).

Таким образом, в породах мухтунной толщи на изученном участке фиксируются структурные парагенезы, отвечающие трем деформационным событиям. Соскладчатый структурный парагенез (складки в сочетании с деформационно-химическими структурными парагенезами) сформировался в обстановке субмеридионального (ЮЮВ–ССЗ) сжатия (в современных координатах). Развитые фрагментарно мелкие кинк-зоны могли образоваться в зонах поздних сдвигов СЗ простираения в обстановке СВ (ВСВ)–ЮЗ (ЗЮЗ) сжатия. Наложённая на деформационно-химические структур-

ные парагенезы посткинematическая отжиговая сланцеватость, дисгармоничные складки в карбонатных толщах отвечают наиболее позднему событию, связанному с температурным и, возможно, механическим воздействием интрузивных массивов.

СТАДИИ И ЭТАПЫ СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ. МОДЕЛЬ СТРУКТУРНОЙ ЭВОЛЮЦИИ

С точки зрения механического подхода к интерпретации структурных парагенезов, основанного на модели структурных перестроек деформируемых объемов геологической среды [29, 30 и др.], этап структурообразования соответствует единому непрерывному циклу нагружения системы, в течение которого можно выделить отдельные стадии – временные отрезки, на которых релаксационная работа осуществляется концентраторами определенного структурного уровня (см. выше на примере стadiйности образования складок, см. также [36, 37]). В модели [30] предполагается, что переход деформации с уровня на уровень осуществляется за счет структурных перестроек в областях концентраторов. Наблюдения над соотношениями структурных парагенезов позволяют установить общую последовательность их образования. Такие эволюционные ряды структурных парагенезов, сформировавшиеся в результате одного деформационного этапа в результате структурных перестроек, могут быть названы суперпозиционными структурными парагенезами [16, 29]. Прогрессирующий характер деформации приобретает за счет последовательного действия механизмов разных структурных уровней на нескольких стадиях одного деформационного этапа.

Проведение корреляции между структурами и структурными парагенезами на отдельных участках (рис. 8) позволяет сделать вывод о возможном прогрессирующем характере деформации и наметить стadiйность структурообразования. В породах мухтунной толщи повсеместно фиксируются деформационно-химические структурные парагенезы зернового уровня (в бассейне р. Оля – испытывавшие высокотемпературный отжиг): сочетание структур растворения (межзернового кливажа, кливажа плейчатости, стилолитов) и структур переотложения (кварцевых, кварц-карбонатных и карбонатных жил, реже бород нарастания). Межзерновой кливаж и стилолиты имеют регулярный или проникающий характер, зарождаются на ранних стадиях деформации и эволюционируют на стадиях изгиба и общего сплющивания. На участке развития субпослойных срывов кливаж и стилолиты пассивно развернуты при смятии слоев в складки, сохраняя со слоистостью ортогональные соотношения.

Установленные соотношения структур уровней зерен – слоев указывают на стadiйность

складкообразования (стадии продольного укорочения – изгиба), особенно ярко проявленную на участке Уакитского разреза (см. рис. 5, 8). Вариации простираций складчатых структур (см. рис. 1) при отсутствии следов наложенных деформаций могут свидетельствовать о вращении крупных блоков (надвиговых пластин) на поздних стадиях деформации (см. рис. 8). Восстановленные ориентировки осей укорочения субмеридиональные (р. Оля), СЗ–ЮВ (Уакитский разрез), ВСВ–ЗЮЗ (руч. Мухтунный). Для наиболее поздней стадии формирования сдвигов фиксируется общая ВСВ–ЗЮЗ ориентировка оси укорочения (см. рис. 8, IV). Деформационные структуры и текстуры, сформировавшиеся под воздействием интрузий гранитоидов, выделяются в качестве деформационно-магматических [8] структурных парагенезов более позднего этапа D_2 .

Общность соскладчатых структурных парагенезов при различных простирациях складчатых структур в пределах различных блоков, отсутствие наложенных регулярных и проникающих деформационных структур и текстур, наличие ранних надвиговых внутрiformационных и межформационных срывов, сдвиговая механическая обстановка на стадиях продольного укорочения, признаки вращения деформируемого объема, корреляция деформационных событий на различных участках (см. рис. 8) и выявленная структурная зональность позволяют предложить следующую модель формирования структуры мухтунной толщи в течение этапа D_1 при прогрессирующем характере деформации (рис. 9).

Сложный структурный ансамбль образуется при активном взаимодействии относительно близко расположенного основания (метавулканы келянской толщи?) и чехла (мухтунная толща). При нагружении происходит активизация разрывов фундамента, дифференцированные подвижки по которым приводят к сложному интегральному распределению напряжений внутри блоков. За счет срыва и отслаивания чехла от более вязкого основания широкое развитие получают процессы надвигообразования. В пределах Уакитской зоны реконструируется достаточно определенная кинематическая картина перемещений блоков (правосдвиговые смещения по зонам крупных ССЗ и СЗ разломов и преобладающие взбросовые и взбросо-надвиговые – по зонам разломов ССВ пространства), что может свидетельствовать об общей близмеридиональной – ССЗ ориентировке сжатия (см. рис. 9, А). Сдвиговая механическая обстановка, фиксирующаяся в структурных парагенезах на участке Уакитского разреза, обусловлена наличием крупной сдвиговой зоны в фундаменте СЗ–ЮВ простираения (участок Уакитского разреза). В процессе деформации при перемещении крупных блоков фундамента (основания) сдвиговая обстановка сменяется обстановкой транспрессии (сочетанием сдвига

со сжатием) с закономерным изменением ориентировки действующих сил (см. врезку *Б* на рис. 9). На заключительных стадиях происходит срыв крупных надвиговых пластин (см. рис. 9, II) и поворот одной из них относительно другой (см. рис. 9, III). Разрывы и осевые поверхности складок приобретают ЮЗ – ЗЮЗ вергентности в южном сегменте Уакитской зоны и южную (ЮЮВ) – в северном (Уакитский разрез, р. Оля). На последней стадии деформации в обстановке ВСВ–ЗЮЗ сжатия формируются поздние сдвиги и взбросо-сдвиги (см. рис. 9, IV).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В модели структурных перестроек [30, 31] предполагается, что переход деформации с уровня на уровень осуществляется в результате изменения соотношения скорости нагружения и скорости релаксации напряжений на концентраторах действующего структурного уровня. Смена доминирующих механизмов деформации может происходить как при снижении скорости релаксации напряжений, так и при увеличении скорости нагружения. При наличии эволюционного ряда структурных парагенезов, отражающего стадийность их образования и изменение доминирующих деформационных механизмов на разных стадиях одного этапа, главным фактором смены этих механизмов является перестройка структуры деформируемого объема. Например, для слоистых толщ такие критические изменения происходят при увеличении контраста вязкостей слоев разного состава при формировании кливажа на стадии продольного укорочения [28]. В случае, когда смена деформационных механизмов не коррелируется со структурными перестройками, можно предполагать увеличение скорости нагружения. Эволюционные ряды структур, формирующихся в результате структурных перестроек при прогрессирующем характере деформации, предлагается называть суперпозиционными структурными парагенезами [16, 29]. Фактически такими парагенезами являются структурные ансамбли зон коллизионных деформаций. Проблемы взаимосвязей эволюционных рядов парагенезов с конкретными геодинамическими режимами, типизация суперпозиционных структурных парагенезов пока слабо разработаны и требуют решения.

На примере мухтунной толщи можно рассмотреть критерии применимости таких моделей. Наиболее сложно строго доказать отнесение к единому деформационному этапу процессов формирования крупных надвиговых пластин и сдвигов. Опираясь на общие закономерности, можно говорить только о непротиворечивости предложенного эволюционного сценария. Так, межслоевым срывам предшествует образование ранних деформационно-химических структурных параге-

незов, т.е. в данных условиях нагружения происходила определенная подготовка, обусловленная изменением свойств пород. Образование срывов происходит преимущественно в переходной терригенно-карбонатной пачке, где после формирования кливажа (стилолитов) возникает дополнительный контраст вязкостей, достаточный для перехода деформации на уровень слоев. В остальных частях разреза структуры растворения под давлением (кливаж, стилолиты), зарождаясь на ранних стадиях, эволюционируют при формировании складок. При дальнейшем нагружении релаксационные возможности уровня слоев утрачиваются за счет увеличения трения на крыльях растущих складок и при образовании взбросо-надвигов и надвигов деформация переходит на уровень блоков, при вращении которых происходит разворот простираций складчатых структур. В общем случае формирование этого разворота может быть оторвано по времени от выделяемого для мухтунной толщи этапа D_1 и соответствовать более позднему деформационному этапу.

По существующим представлениям, образования мухтунной свиты имеют рифейский возраст [4 и др.]. Верхний предел возраста разрывно-складчатых деформаций в данном районе определяется посткинematическими позднепалеозойскими гранитоидами витимканского комплекса. В реконструкциях, предложенных в [2, 3], мухтунную толщу можно рассматривать в ряду молассоидных формаций наложенных и остаточных прогибов, сформировавшихся после аккреции островных дуг и микроконтинентов в конце рифея. Особенности структурной эволюции данного постааккреционного комплекса хорошо коррелируются с общим для региона предполагаемым перемещением Хамардабан-Баргузинского микроконтинента к северу, а рассматриваемые региональные структуры могут выступать в качестве элементов единого структурного парагенеза в его северо-восточном обрамлении (см. рис. 9, А). Опираясь на определения абсолютного возраста в западном сегменте пояса, данное событие можно датировать ордовиком [33]; вероятно, завершение коллизионных процессов при столкновении Малхано-Яблонового и Хамардабан-Баргузинского микроконтинентов произошло в раннем девоне [25]. Непосредственно в пределах восточного сегмента Байкало-Муйского пояса в качестве вещественных индикаторов завершения коллизионных процессов можно рассматривать вулканы падринского комплекса ордовикского [5] возраста, а также девонские (по данным О.Р. Мининной, 2000 г.) отложения санской свиты, выполняющие в пределах Уакитской зоны наложенные прогибы, возможно, присдвиговой природы.

Предложенная модель структурной эволюции мухтунной толщи является наиболее ярким примером, иллюстрирующим общий стиль структу-

рообразования в пределах северо-восточного фланга Хамардабан-Баргузинского микроконтинента [12] – Баргузинского террейна [24]. Мозаичная структура района резко отличается от строения шовных зон восточной части Байкало-Муйского пояса, где общий структурный план совпадает с простирающимися сутур, с развитием системы дивергентных взбросо-надвигов, сочетанием левых и правых сдвигов, возникающих при продольном перемещении блоков от концентраторов сжимающих напряжений в области теней давления [16]. Формирование складчато-разрывной структуры Уакитской зоны определяется взаимодействием разбитого зонами древних разломов основания (сложенного раннедокембрийскими или островодужными образованиями) и постаккреционного чехла.

ВЫВОДЫ

Внутренняя структура мухтунной толщи сформировалась в результате двух деформационных этапов. На первом этапе при прогрессирующем характере деформации в течение нескольких стадий формируется суперпозиционный структурный парагенез. Вариации простирающихся складчатых структур объясняются перемещением крупных надвиговых пластин и разворотом на поздних стадиях деформации.

Структуры и структурные парагенезы второго этапа (отжиговая сланцеватость, складки течения в метакarbonатных породах) проявлены локально и образуются при термальном и, в меньшей степени, механическом воздействии интрузивных массивов позднепалеозойского возраста.

Особенности структурной эволюции толщи определяются влиянием относительно близко расположенного основания. Приложенные напряжения приводят к активизации разрывов фундамента, перераспределению напряжений внутри блоков и как следствие формированию сложного разрывно-складчатого суперпозиционного структурного парагенеза. Влияние относительно близко расположенного фундамента выражается в широком развитии надвигов на ранней и поздней стадиях деформации. Предложенную модель можно рассматривать как возможный механизм формирования сложно дислоцированных мозаично-блоковых сегментов внутренних районов Байкальской складчатой области.

Автор выражает благодарность коллективу Уакитской партии ФГУП “Бурятгеоцентр” (Улан-Удэ) за помощь в организации и проведении работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белоусов В.В. Основы структурной геологии. М.: Недра, 1985. 207 с.
2. Божко Н.А. Рифейская аккреция террейнов в тектонической эволюции Байкальской горной области // Докл. РАН. 1995. Т. 341. № 5. С. 654–657.
3. Божко Н.А., Кирмасов А.Б., Талицкий В.Г. и др. Геодинамическая модель развития Келяно-Иракиндинской зоны Прибайкалья в докембрии – палеозое // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74. Вып. 6. С. 3–13.
4. Булгатов А.Н. Тектонотип байкалид. Новосибирск: Наука, 1983. 193 с.
5. Булдыгеров В.В., Срывцев Н.А., Исаков Ю.А. О раннепалеозойском вулканизме центральной части Байкальской горной области // Геология и геофизика. 1995. № 1. С. 8–17.
6. Бутов Ю.П. Палеозойские осадочные отложения Саяно-Байкальской горной области (проблемы стратиграфии, характерные формации, рудоносность). Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 1996. 153 с.
7. Гаврилов Ю.О., Галкин В.А., Панов Д.И. и др. Литолого-минералогические и структурно-геологические характеристики нижне- и среднеюрского терригенного комплекса Большого Кавказа (район р. Терек) // Литология и полезные ископаемые. 1999. № 1. С. 58–77.
8. Галкин В.А. Парагенетический анализ в геодинамике. Развитие терминологии и методов // Структурные парагенезы и их ансамбли. М.: Геос, 1997. С. 28–30.
9. Гончаров М.А., Гейтнер Т.М., Фролова Н.С. Шарьяжи как альтернатива складчатости общего смятия и генератор глыбовой складчатости (по результатам физического и компьютерного моделирования) // Проблемы эволюции тектоносферы (к 90-летию со дня рождения В.В. Белоусова). М.: ОИФЗ РАН, 1997. С. 205–218.
10. Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Галкин В.А. и др. Деформационно-химические парагенезы и структурно-метаморфическая зональность // Геотектоника. 1995. № 2. С. 49–60.
11. Гусев Г.С., Песков А.И., Соколов С.К. Палеогеодинамика Муйского сегмента протерозойского Байкало-Витимского пояса // Геотектоника. 1992. № 2. С. 72–86.
12. Гусев Г.С., Хаин В.Е. О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника. 1995. № 5. С. 68–82.
13. Кирмасов А.Б. Генетические аспекты складкообразования (на примере мухтунной и нерундинской свит, Уакитская зона, Северное Прибайкалье) // Современные вопросы геотектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 109–112.
14. Кирмасов А.Б. Стрейн-анализ кливажированных обломочных пород: механизмы и количественная оценка деформации // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 2002. № 6. С. 12–20.
15. Кирмасов А.Б., Минина О.Р. Механизмы формирования меланжа в карбонатных породах юктонской свиты (Уакитская зона, Северное Прибайкалье) // Современные вопросы геологии. М.: Научный мир, 2002. С. 195–199.

16. Кирмасов А.Б., Талицкий В.Г., Божко Н.А. Структурная эволюция Келяно-Иракиндинской зоны (восточная часть Байкало-Муйского пояса) в позднем докембрии и раннем палеозое // Геотектоника. 2000. № 1. С. 61–78.
17. Конников Э.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э. и др. Позднепротерозойская эволюция северного сегмента Палеоазиатского океана: новые радиологические, геологические и геохимические данные // Геология и геофизика. 1994. № 7–8. С. 152–168.
18. Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Уикхем С.М. Ангаро-Витимский батолит, Забайкалье: строение, петрология, модель формирования // Геология и геофизика. 1994. № 7–8. С. 217–234.
19. Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с.
20. Лукьянов А.В. Парагенетический анализ структур в решении задач теоретической и практической геологии // Структурные парагенезы и их ансамбли. М.: Геос, 1997. С. 87–90.
21. Лукьянов А.В., Щерба И.Г. Парагенетический анализ структур как основа тектонического районирования и составления среднemasштабных структурных карт тектонических областей // Тектоника Сибири. М.: Наука, 1972. Т. 5. С. 15–24.
22. Митрофанов Г.Л. Поздний докембрий и ранний палеозой центральной части Байкальской горной области: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск: ВостСибНИИГГиМС, 1978. 20 с.
23. Панин В.Е. Основы физической мезомеханики // Физическая мезомеханика. 1998. Т. 1. С. 5–23.
24. Парфенов Л.М., Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. Террейны и формирование орогенных поясов Забайкалья // Тихоокеанская геология. 1996. Т. 15. № 4. С. 3–15.
25. Рыцк Е.Ю., Неймарк Л.А., Амелин Ю.В. Возраст и геодинамические обстановки формирования палеозойских гранитоидов северной части Байкальской складчатой области // Геотектоника. 1998. № 5. С. 46–60.
26. Салон Л.И. Геология Байкальской горной области. М.: Недра, 1964. Т. 1. Стратиграфия. 516 с.
27. Соловьев А.В., Брэндон М.Т. Кинематика разрывных нарушений в слоистых толщах: метод анализа структур срезания слоистости // Геотектоника. 2000. № 4. С. 85–96.
28. Талицкий В.Г. О соотношении кливажа со складками (генетический аспект) // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1989. № 4. С. 3–14.
29. Талицкий В.Г. Генетические типы структурных парагенезов // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1994. № 4. С. 65–72.
30. Талицкий В.Г. Новые подходы к моделированию геологической среды // Геотектоника. 1994. № 6. С. 78–84.
31. Талицкий В.Г., Галкин В.А. Экспериментальное изучение деформаций структурированных сред в приложении к механизмам тектогенеза // Геотектоника. 1997. № 1. С. 82–89.
32. Файф У., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре. М.: Мир, 1981. 436 с.
33. Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В. и др. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. 1995. № 3. С. 3–22.
34. Fry N. Random point distributions and strain measurement in rocks // Tectonophysics. 1979. Vol. 60. P. 89–105.
35. Gardner D.A. Chlorite grains and mica films in calcareous slates // Atlas of deformational and metamorphic rock fabrics. Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag, 1982. P. 262–263.
36. Gutierrez-Alonso G., Gross M.R. Structures and mechanisms associated with development of a fold in the Cantabrian zone thrust belt, NW Spain // J. Struct. Geol. 1999. Vol. 21. P. 653–670.
37. Ramsay J.G., Huber M.I. The Techniques of Modern Structural Geology. Vol. 2. Fold and Fractures. L., NY: Acad. Press, 1987. 462 p.

Рецензенты: В.С. Федоровский, В.М. Моралев

Mechanisms and Stages of Structure Formation in the Process of Progressive Deformations (Uakit Zone, Baikal Fold Region)

A. B. Kirmasov

Geological Faculty, Moscow State University, Vorob'evy gory, Moscow, 119992 Russia

Abstract—Mechanisms and stages of structure formation in the process of progressive deformations are discussed in the paper using the structural evolution of the Mukhtunnyi Creek Sequence in the Uakit zone as an example. A conclusion on the Mukhtunnyi Sequence origin as a result of two deformational stages has been drawn. During the first stage, a superposed structural association, which displays several phases of deformation, was formed. The variations in the trends of fold structures can be explained by a rotation of large thrust slabs during late deformation phases. The structures and structural associations of the second stage occur but locally and are related to a thermal and mechanical effect of Late Paleozoic intrusive massifs. It has been demonstrated that the structures of various trends are not a result of superposition of compression deformations of various stages but rather reflect a consecutive formation of structural associations during various phases of the same stage. An influence of a rather shallow lying basement determined the specific features of the structural evolution of the sequence. The suggested model can be viewed as a possible formation mechanism for strongly deformed mosaic-block segments in the inner parts of the Baikal fold region.

УДК [551.3.051+551.24]:550.834.5(268.53)

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ТЕКТОГЕНЕЗ В МОРЕ ЛАПТЕВЫХ

© 2003 г. А. Л. Пискарев, И. В. Сорока, М. Ю. Чернышев

*Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов
Мирового океана ВНИИОкеангеология,
190121 Санкт-Петербург, Английский просп., 1*

Поступила в редакцию 14.08.2001 г.

Произведена компиляция сейсмических данных для центральной и восточной частей моря Лаптевых, полученных на более чем 30 профилях российскими и совместными германо-российскими экспедициями в период 1985–1997 гг. После увязки и оцифровки исходных данных рассчитана цифровая сейсмическая модель на площадь исследований и построены результирующие карты трех сейсмических горизонтов. На втором этапе работы построена трехмерная плотностная модель земной коры региона с помощью оригинальной авторской программы решения обратной задачи гравиразведки на основе сеточной аппроксимации GRAV-3D.

Существуют коренные различия структурных планов трех толщ, заключенных между опорными отражающими горизонтами. Структура верхней толщи связана с современным этапом рифтогенеза на шельфе моря Лаптевых и спрединга в глубоководном Евразийском бассейне Северного Ледовитого океана, приведшего в течение последних 10–12 млн. лет к формированию хребта Гаккеля. Морфология средней осадочной толщи позволяет связывать начало ее формирования с раскрытием Евразийского бассейна на рубеже позднего мела и палеогена. Нижняя осадочная толщина, накапливавшаяся главным образом вокруг дельты р. Лены и в прогибах, вытянутых в северо-западном и в северо-восточном направлениях, по-видимому, обязана своим происхождением стадии растяжения и рифтогенеза, предшествовавшей образованию Евразийского бассейна.

По результатам моделирования выполнено районирование акустического фундамента. Выделены области развития гранитно-метаморфического слоя континентальной земной коры платформенного типа, области развития складчатого акустического фундамента мезозойского возраста, область развития под мощным осадочным чехлом акустического фундамента, представленного редуцированным по мощности гранитно-метаморфическим слоем земной коры.

В плиоцен-четвертичное время формируется дивергентная граница плит в меридиональной зоне к западу от о-ва Бельковский. Признаков длительного существования в кайнозойе дивергентной границы в земной коре шельфа моря Лаптевых нет.

ВВЕДЕНИЕ

Особый интерес к проблемам строения земной коры в море Лаптевых и их дискуссионность вызваны несколькими причинами. Первая причина та, что с трех сторон шельф моря Лаптевых окружен разновозрастными мезозойскими складчатыми поясами и докембрийскими платформенными блоками, границы которых на шельф однозначно не протягиваются. С четвертой, северной, стороны шельф через континентальный склон сопрягается с океанической котловиной и срединно-океаническим хребтом Гаккеля, в связи с чем остро стоит вопрос о воздействии на протяжении кайнозойской эпохи этой структуры на фундамент шельфа. Вторая причина – неясность как современного положения на шельфе моря Лаптевых дивергентной границы между двумя гигантскими плитами – Евразийской и Северо-Американской, так и положения этой границы на протяжении всего кайнозоя. Третьим остро дискуссионным вопросом является история формирования осадочного чехла моря Лаптевых, так как, несмотря на несомненно высокие перспективы нефтегазоносности этой акватории, глубокое картировочное бурение на ней до сих пор не про-

водилось. Решению этих трех основных вопросов и посвящена наша работа, основанная на компиляции новейших геофизических данных по региону, включающая обработку этих данных с помощью ряда специальных компьютерных программ и построение по гравиметрическим данным 3-D плотностной модели земной коры ключевой площади, охватывающей центральную и восточную часть моря.

Примерно до середины 60-х годов понимание геологии и тектоники моря Лаптевых основывалось на данных, собранных на его побережье и островах. С расширением площадей геофизических съемок это понимание все больше и больше опиралось на геофизические данные. Особое значение имело открытие, сделанное А.М. Карасиком, когда на основании анализа магнитных аномалий в глубоководном Евразийском бассейне, была установлена принадлежность хребта Гаккеля к системе срединно-океанических спрединговых хребтов [16]. Первоначально предполагалось, что рифтовая долина хребта Гаккеля имеет прямое продолжение на шельфе моря Лаптевых в виде Омолойского грабена, а далее через дельту Лены соединяется с Момским рифтом [12]. Однако

впоследствии, ввиду отсутствия явных геофизических доказательств продолжения оси спрединга на Лаптевский шельф, тектоническая карта, выпущенная по завершении региональных геофизических съемок в регионе, обрисовала лишь докембрийские платформенные площади и мезозойские складчатые пояса [6].

Вместе с тем представлялось несомненным, что формирование современной структуры шельфа моря Лаптевых произошло не без воздействия процессов, приведших к образованию Северного Ледовитого океана. Хронологическая последовательность формирования глубоководных океанических бассейнов была предложена и принята большинством исследователей в начале 80-х годов. Результатом идентификации магнитных аномалий в Евразийском бассейне было предположение, что начало продолжающегося до настоящего времени спрединга имело место в палеоцене [17]. После аналогичной идентификации магнитных аномалий в котловине Макарова было решено, что спрединг в этой котловине имел место в период от позднего мела до эоцена [38]. Принятый как наиболее вероятный вариант интерпретации магнитных аномалий в Канадском бассейне показал, что бассейн образовался в результате спрединга, происходившего в позднеюрское – раннемеловое время (155–115 млн. лет) [39]. Тектонические события на шельфе связывались с указанными выше фазами спрединга. Хотя весь северо-восточный шельф России рассматривался как единая окраинно-континентальная плита, фундамент который содержит блоки, сформированные от протерозойского до мезозойского времени [3, 11], последние фазы тектонических событий и перестроек были отнесены к рубежу раннего и позднего мела и границе палеоцена и эоцена [9].

В то же время развивалась и альтернативная гипотеза, предполагающая формирование северо-восточного обрамления Сибирского континента путем аккреции [20]. В соответствии с этой гипотезой в середине юры Новосибирские острова, наряду с другими континентальными блоками, были оторваны при раскрытии Канадского бассейна от континента Арктиды и, отделяясь от Сибири Анюйским океаном, начали к ней приближаться. Южно-Анюйский шов – след закрытия Анюйского океанического бассейна.

Дальнейшее накопление геолого-геофизических материалов привело к выводу о торцовом замыкании структуры хребта Гаккеля на границе шельфа. Было высказано предположение о продолжении зоны спрединга в виде кайнозойских рифтогенных грабенов в восточной части моря Лаптевых [10]. Появились данные о кайнозойском сжатии в отложениях Новосибирских о-вов, компенсирующем, по-видимому, растяжение на шельфе моря Лаптевых [23]. Детальный анализ сейсмологической информации позволил Г.П. Аветисову [1, 2] сделать заключение о разрыве еди-

ной границы плит на Лаптевоморском шельфе на западную (вдоль Лено-Таймырской зоны поднятий) и восточную ветви. При этом анализ землетрясений показал, что если в восточной сейсмоактивной зоне преобладают механизмы растяжения, то в Лено-Таймырской зоне часто устанавливается преобладание субгоризонтального сжатия.

Оценка возраста осадочных толщ в море Лаптевых при отсутствии картировочного бурения базировалась преимущественно на сейсмических данных, интерпретированных на основании изучения береговых разрезов. В первоначальной интерпретации сейсмических материалов нижняя часть разреза (до 8 км) многокилометровых осадочных толщ в западной части шельфа моря Лаптевых рассматривалась как акваториальное продолжение разреза Сибирской платформы с возрастом от рифея до раннего мела, а верхняя часть (до 5 км, образовавшаяся, как предполагалось, синхронно с полным разрезом осадков в восточной части моря) – как отложения позднемелового–кайнозойского возраста [15, 27]. Однако в дальнейшем все чаще обосновывался позднемеловой – кайнозойский возраст всего осадочного чехла моря Лаптевых [14, 31].

Наращивание и углубление сейсмических исследований в последние годы способствовало появлению новых гипотез о стадийности спрединга в Евразийском бассейне, с одной стороны, и о протекании процесса осадконакопления в море Лаптевых – с другой. Анализ сейсмических данных МОВ, полученных в море Лаптевых в ходе совместных германо-российских работ, привели К. Хинца и др. [33] к заключению, что обусловленное растяжением рифтообразование (без полного разрыва земной коры) имело место в море Лаптевых преимущественно между палеоценом и миоценом. В то же время предполагается, что новая кора, начиная с олигоцена, формировалась частично в Хатангско-Ломоносовской зоне, являющейся юго-восточной границей Евразийского бассейна. На основании анализа сейсмических материалов в глубоководных котловинах самого Евразийского бассейна, С.Б. Секретов [24] пришел к выводу, что океаническая кора в них была сформирована в период времени 56–33 млн. лет, а затем после перерыва в 30 млн. лет спрединг возобновился 1–3 млн. лет назад. Однако Г. Резер после анализа структуры линейных магнитных аномалий отнес реактивацию хребта Гаккеля ко времени 12 млн. лет назад [36].

Продолжается дискуссия о строении фундамента моря Лаптевых. Районирование складчатого основания осадочного чехла, выполненное Б.И. Кимом [18, 19], предполагает существование области раннекеммерийской складчатости на западе, позднекеммерийской – на востоке и гренилльской – в западной и центральной частях моря Лаптевых. В то же время в работе С.С. Драчева и В.А. Виноградова утверждается позднемезозой-

ский возраст складчатости в юго-западной части шельфа моря Лаптевых [7], а фундамент системы Южно-Лаптевских прогибов В.И. Устрицким рассматривается как реликт палеозойского океана [28]. В недавней нашей работе, написанной по результатам плотностного моделирования земной коры, было показано, что компенсация отрицательного гравитационного эффекта многокилометровой осадочной толщи в Южно-Лаптевских грабенах и прогибах достигнута не только за счет подъема границы Мохо и уменьшения общей мощности земной коры, но и за счет подъема границы базитового слоя земной коры с выходом его непосредственно под осадочный чехол [22].

При анализе дизъюнктивной тектоники и следов возможных горизонтальных перемещений блоков земной коры М.Л. Верба [5] обращает внимание на сходство геологического строения (и геофизических аномалий) Новосибирских о-вов и архипелага Северная Земля, образование которых из единого целого произошло, по мнению автора, в позднем триасе как следствие сдвиговых деформаций при возникновении Канадской котловины. Другая шовная структура, вероятно, унаследованная, – Хатангско-Ломоносовская зона является прямым продолжением триасовой рифтогенной структуры Енисей-Хатангской впадины [13].

Что же касается узких глубоких (до 5–7 км) грабенов, развитых в восточной части моря Лаптевых и заполненных осадками, относимыми к верхним толщам разреза осадочного чехла [32, 35], то Г.П. Аветисовым [2] установлено, что именно в них концентрируется современная сейсмическая активность в регионе.

Приведенный обзор показывает, что на сегодняшний день открытыми или остро дискуссионными остаются ключевые вопросы строения земной коры шельфа моря Лаптевых. Во-первых, неясно пространственное распределение толщ осадков, положение зон преимущественного осадконакопления на отдельных этапах формирования чехла, связь зональности осадконакопления с раскрытием Евразийского бассейна. Во-вторых, существуют противоречивые данные и концепции о том, какие породы залегают в основании осадочного чехла моря Лаптевых и где проходят границы платформенных блоков и складчатых поясов. Наконец, открытым остается вопрос о том, где проходила в кайнозойе и где проходит сейчас на шельфе моря Лаптевых дивергентная граница Евразийской и Северо-Американской плит. Решение этих вопросов, в той мере, в которой это позволяют сделать имеющиеся в настоящее время данные, составляет цель нашей работы.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ, МЕТОДЫ ИХ ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Задачи исследования решались путем подбора и построения трехмерной модели земной коры

центральной и восточной частей моря Лаптевых, наилучшим образом удовлетворяющей множеству разнообразной геолого-геофизической информации, включая данные геологических, сейсмических, гравиметрических, магнитометрических съемок, сейсмологических исследований, как на самом шельфе моря Лаптевых, так и на его побережье и островах.

На первом этапе была произведена компиляция сейсмических данных, полученных на более чем 30 профилях российскими и совместными германо-российскими экспедициями в период 1985–1997 гг. После увязки и оцифровки исходных данных цифровая сейсмическая модель на всю площадь исследований была рассчитана с помощью пакета программ SURFER. Опции этого же пакета программ использованы и для построения результирующих карт сейсмических горизонтов. На втором этапе работы построена трехмерная плотностная модель земной коры региона с помощью оригинальной авторской программы решения обратной задачи гравиразведки на основе сеточной аппроксимации GRAV-3D. Программа позволяет производить подбор плотностей в заданных пределах при закрепленной геометрии всего нижнего полупространства, разделенного на прямоугольные призмы вдоль разрезов, количество которых в нашем случае равнялось 10. Пределы изменений плотностей отдельных толщ и тел, использованные в ходе итерационного подбора модели, взяты как на основе справочных данных, так и по результатам измерений, выполненных в ходе специальных исследований в регионе [21]. Основой для построения геометрии разреза послужили сейсмические данные, непрерывные для толщ осадочного чехла и фрагментарные для глубинных границ. Эти данные дополнялись результатами сейсмологических исследований, а также результатами расчетов глубин источников аномалий потенциальных полей [8].

СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

Анализ сейсмических материалов в регионе осложнялся до недавнего времени тем обстоятельством, что сравнительно немногочисленные сейсмические профили были пройдены различными организациями и многократно переинтерпретировались и переувязывались. Однако в середине 90-х годов на протяжении трех полевых сезонов совместными германо-российскими экспедициями в центральной и восточной частях моря Лаптевых был выполнен большой объем сеймопрофилирования МОВ ОГТ. По комплексу признаков в осадочном чехле моря Лаптевых было выделено три сеймостратиграфических этажа, а залегающие в их основании отражающие горизонты получили обозначения LS-1, LS-2 и LS-3. Новая сеть профилей во многих точках пе-

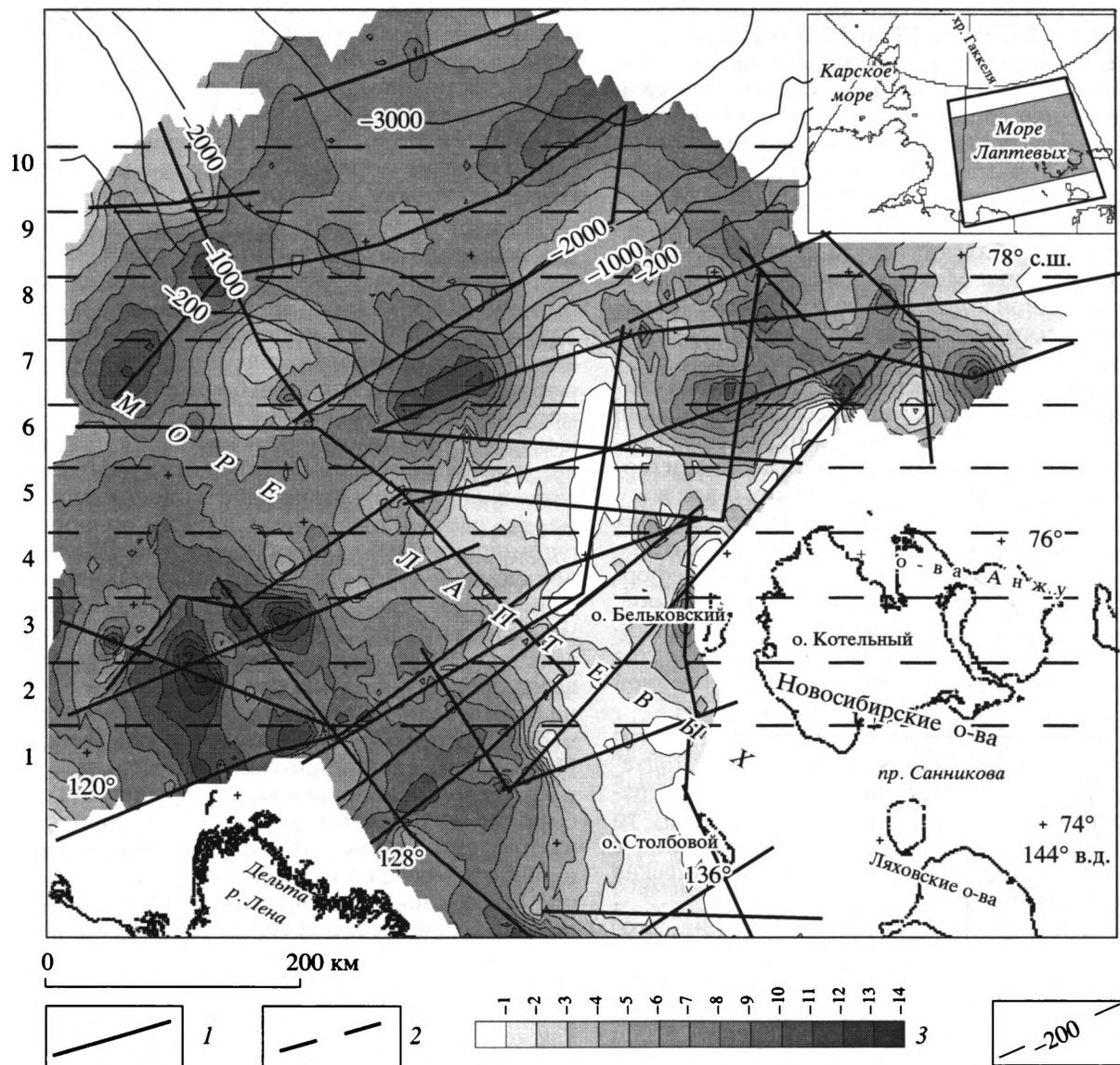


Рис. 1. Схематическая карта поверхности отражающего горизонта LS-1

1 – сейсмические профили; 2 – базовые профили трехмерной гравитационной модели; 3 – глубина до подошвы осадочной толщи, км; 4 – глубина моря, м

ресекает выполненные ранее Мурманской арктической геофизической экспедицией сейсмические профили. Таким образом, появилась возможность привязки зафиксированных на всех профилях отражающих границ к упомянутым трем горизонтам, что и было выполнено в рамках нашей работы.

Исходная возрастная привязка реперных горизонтов, проведенная авторами отчетов по упомянутым германо-российским работам МОВ ОГТ, основана на убеждении, что весь осадочный чехол моря Лаптевых отложился в рамках единого цикла прогибания, связанного с развитием спрединга в Евразийском бассейне, то есть на протяжении кайнозойской эры [31]. Поэтому в качестве возрастных границ были приняты рубежи наи-

более значительных тектонических событий кайнозоя, установленных как при анализе глобальных перестроек, так и при изучении разрезов близлежащих территорий. Границе LS-1 присвоен возраст 65–56 млн. лет – время предполагаемого начала раскрытия Евразийского бассейна, открытия Норвежско-Гренландского бассейна, завершения отделения Гренландии от Евразии. Для границы LS-2 был принят возраст около 33 млн. лет (конец раннего олигоцена) – время прекращения спрединга в Лабрадорском море, отделения северо-восточной Гренландии от Шпицбергена. Позднемиоценовый возраст (9–10 млн. лет) был принят для границы LS-3 на основании датированной этим временем Индо-Азиатской коллизии, усилившей поступление свежих терригенных

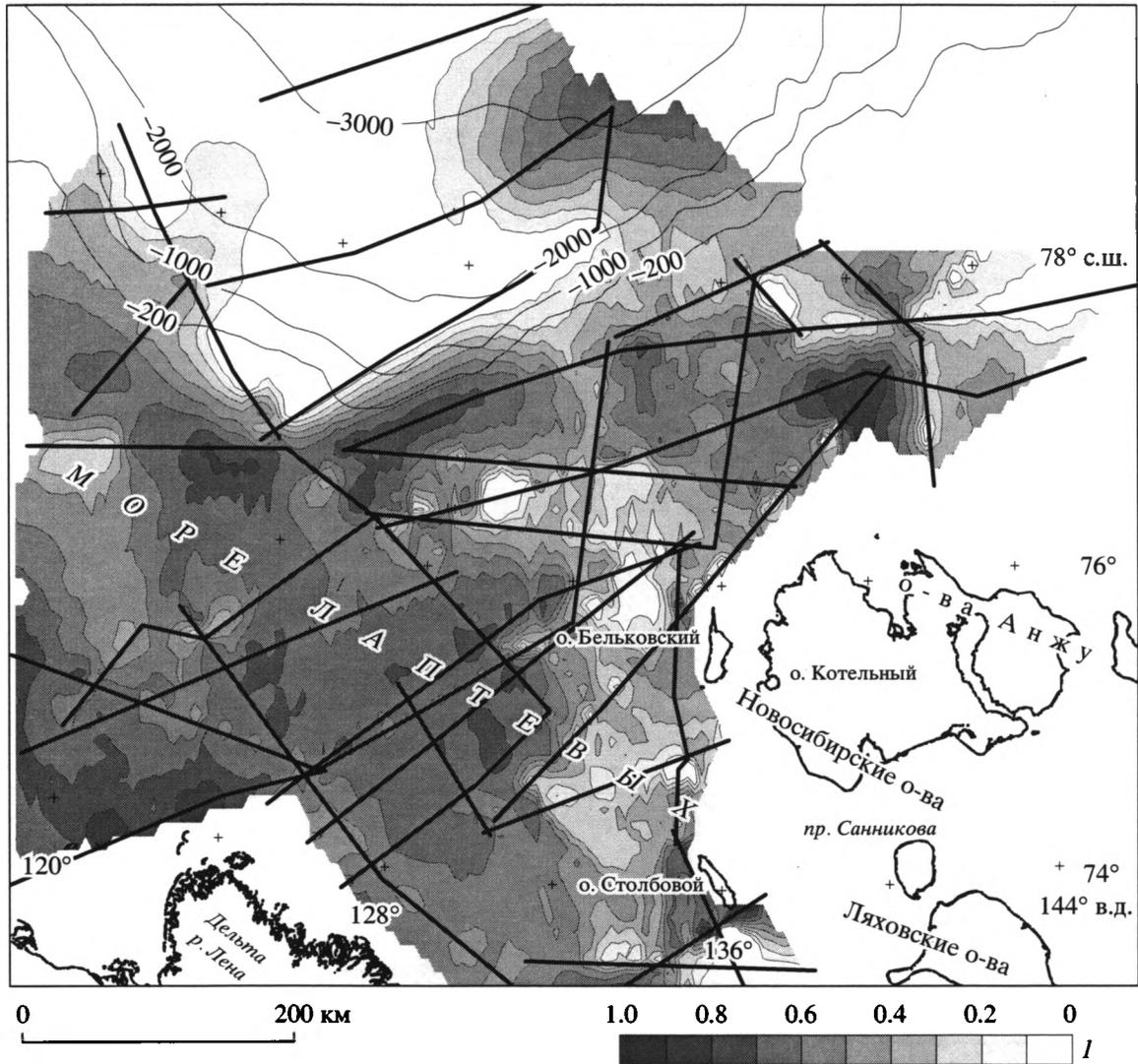


Рис. 2. Схематическая карта относительной мощности нижней толщи осадочного чехла, заключенной между отражающими горизонтами LS-1 и LS-2

I – относительная мощность нижней осадочной толщи. Остальные условные обозначения см. на рис. 1

осадков с Сибирской платформы через дельту Лены. Последняя граница особенно четко выражена в береговых разрезах о-вов Котельный и Ляховский и мыса Буорхая.

В выполненной нами работе была поставлена задача произвести анализ режима и положение зон преимущественного осадконакопления на протяжении трех этапов, ограниченных упомянутыми границами LS-1, LS-2 и LS-3, – анализ, который был бы независим от изначальной возрастной привязки этих опорных горизонтов.

После оцифровки границ и последующего создания на основе гридирования по сети 5×10 км цифровой сейсмической модели региона были построены схематические карты глубин горизонтов и карты изопакит трех заключенных между отражающими горизонтами толщ. Карты охватывают центральную и восточную части моря

Лаптевых – площадь наибольшей концентрации профилей сейсмических исследований. Анализ построенных карт позволяет говорить о существенном изменении обстановки тектогенеза на каждом из трех выделенных этапов формирования осадочного чехла.

Карта глубины залегания подошвы осадочного покрова центральной и восточной части дна моря Лаптевых представлена на рис. 1. Максимальные глубины, до 14 км осадков, наблюдаются к северу от дельты Лены. Следует отметить, что вся область, окружающая дельту р. Лены, выглядит как единая депрессия. Некоторое увеличение общей мощности осадков наблюдается также в зоне северо-западного простираения на выходе к континентальному склону Новосибирского прогиба, расположенного к северо-востоку от Ново-

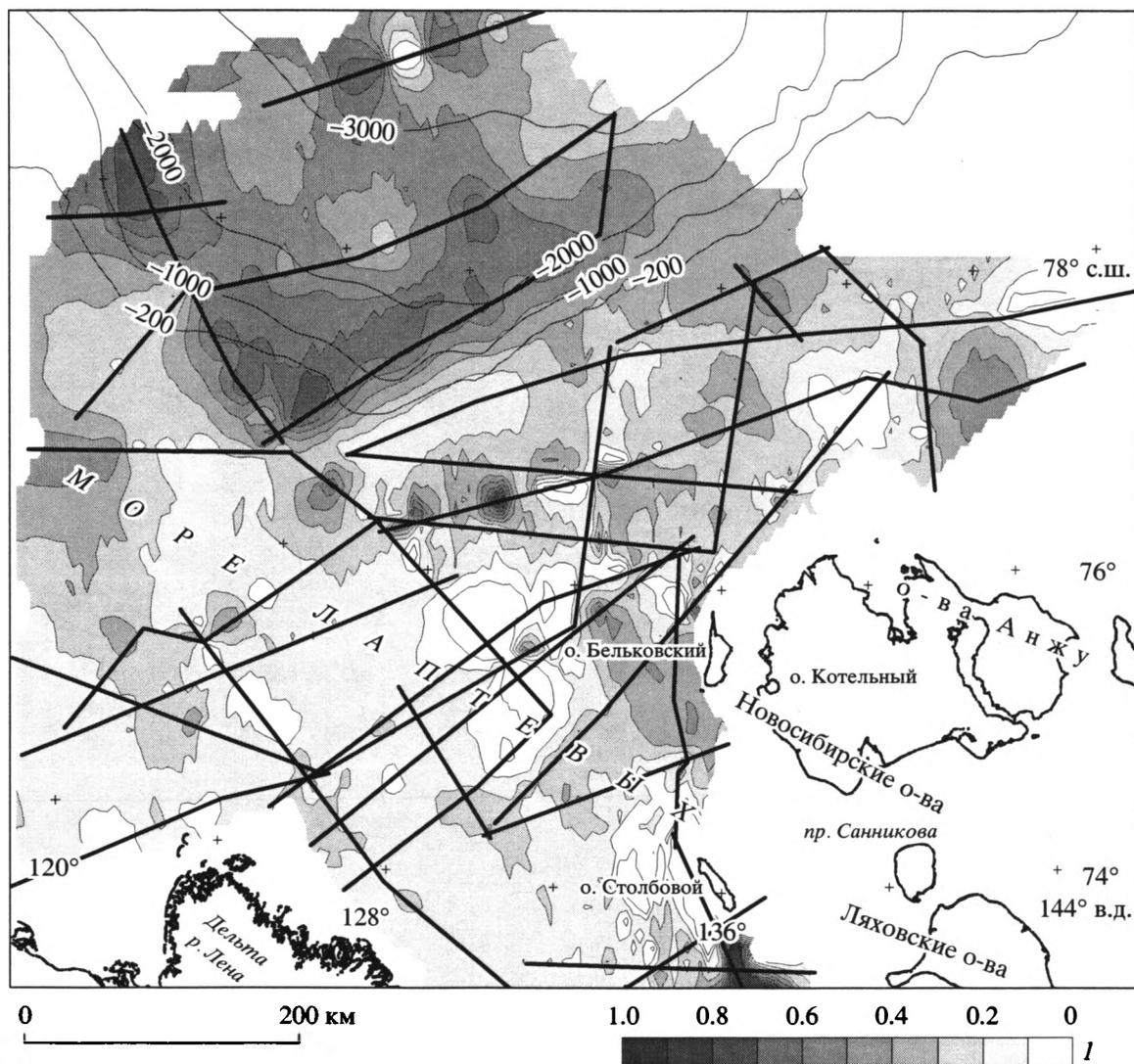


Рис. 3. Схематическая карта относительной мощности средней толщи осадочного чехла, заключенной между отражающими горизонтами LS-2 и LS-3

I – относительная мощность средней осадочной толщи. Остальные условные обозначения см. на рис. 1

сибирских о-вов, и в ряде других вытянутых разноразмерных прогибах.

При анализе строения отдельных заключенных между отражающими границами толщ осадков удобно рассматривать не карты глубин горизонтов или изопакит, а карты относительной мощности толщ (мощность толщи, деленной на общую мощность осадочного чехла). В этом случае легче определить роль каждого горизонта в формировании всей толщи осадочного чехла моря Лаптевых и проследить в плане зоны, повышенное осадконакопление в которых связано с тектоническими факторами растяжения и прогибания.

На рис. 2 представлена карта относительной мощности нижней толщи осадочного чехла. По сравнению с картой на рис. 1 в области большой мощности осадков вокруг дельты Лены более четко проявляется северо-западная и северо-восточ-

ная ориентировка отдельных расположенных внутри этой области прогибов, свидетельствующих о наличии на этом этапе осадконакопления соответствующих зон растяжения и прогибания в фундаменте. Отметим также субширотный прогиб вблизи континентального склона, но не согласный с его современными контурами. Прогиб рассекается узкими субмеридиональными горстами и отделен поднятием от впадины, окружающей дельту Лены.

Рис. 3 иллюстрирует положение зон преимущественного осадконакопления, соответствующего времени формирования толщи, заключенной между отражающими горизонтами LS-2 и LS-3. Как видно из схематической карты (см. рис. 3), именно в это время интенсивное накопление осадков происходило в зонах, расположенных вдоль современного континентального склона, а также на океаническом ложе у его подножия.

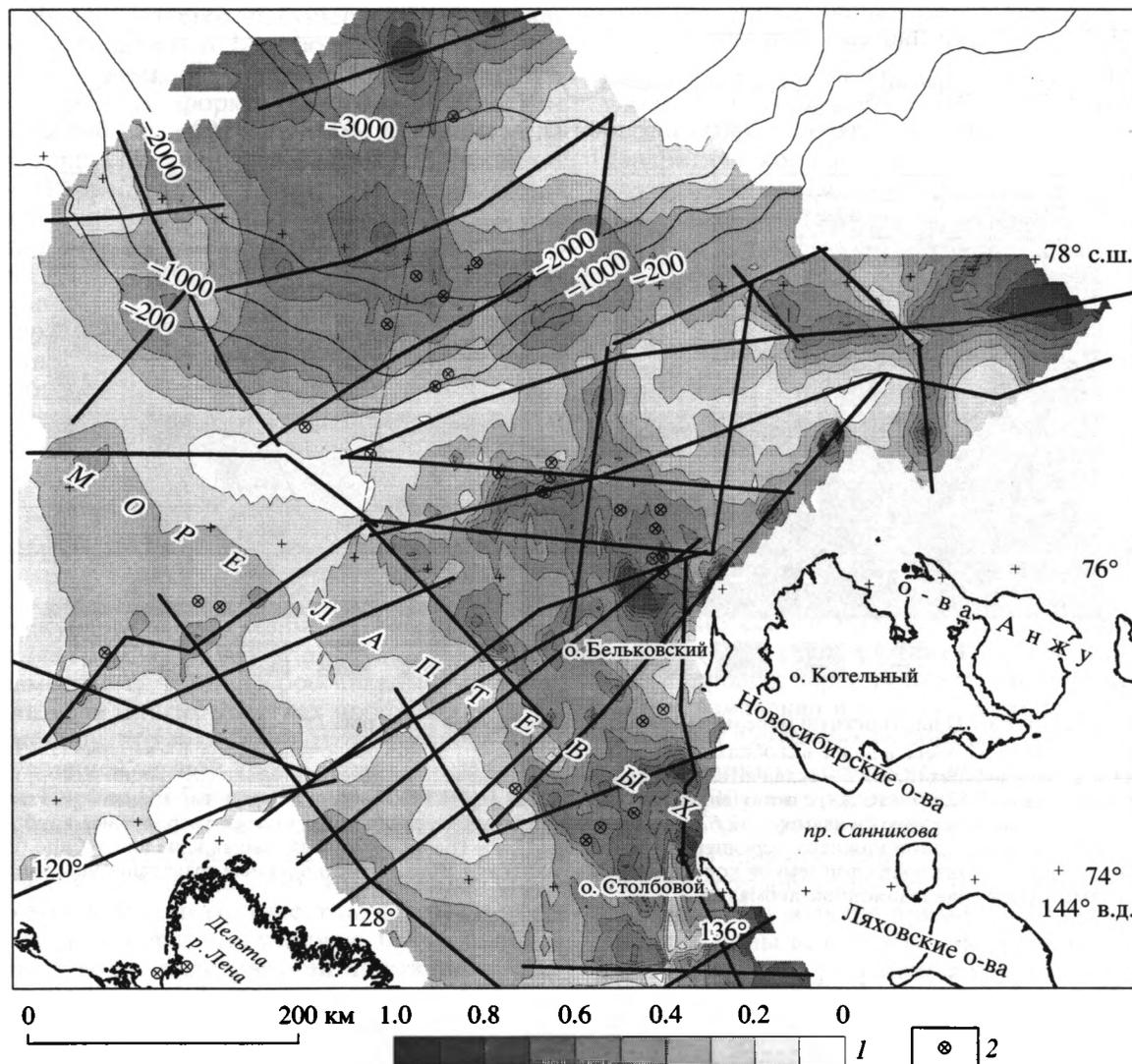


Рис. 4. Схематическая карта относительной мощности верхней толщи осадочного чехла, залегающей выше отражающего горизонта LS-3

1 – относительная мощность верхней осадочной толщи; 2 – эпицентры землетрясений с магнитудой более 4.0. Остальные условные обозначения см. на рис. 1

На рис. 4 отчетливо видно расположение зон увеличенной мощности осадков на последнем этапе осадконакопления, соответствующем времени формирования толщи, расположенной выше отражающего горизонта LS-3. Прежде всего, это зона, протягивающаяся в субмеридиальном направлении к западу от о-ва Бельковский на юг, в район западнее мыса Буорхая. Современное тектоническое значение этой зоны подчеркивается и подтверждается тем обстоятельством, что в ней расположено большинство зафиксированных на шельфе моря Лаптевых эпицентров землетрясений с магнитудой более 4.0. В глубоководной части моря Лаптевых наибольшая мощность осадков верхней толщи фиксируется вблизи осевой рифтовой зоны хребта Гаккеля, в районе выхода хребта к континентальному склону. Воз-

можно, две описанные выше субмеридиальные зоны соединены одна с другой общей субширотной зоной прогибания и осадконакопления, секущей под острым углом современный континентальный склон.

Таким образом, можно констатировать существование коренных различий в структурном плане трех описываемых толщ, заключенных между опорными отражающими горизонтами. Структура верхней толщи (см. рис. 4), несомненно, связана с современным этапом рифтогенеза на шельфе моря Лаптевых и спрединга в глубоководном Евразийском бассейне, приведшем в течение последних 10–12 млн. лет к формированию хребта Гаккеля. Субширотную зону, секущую континентальный склон, можно рассматривать как зону формирующегося трансформного разлома, име-

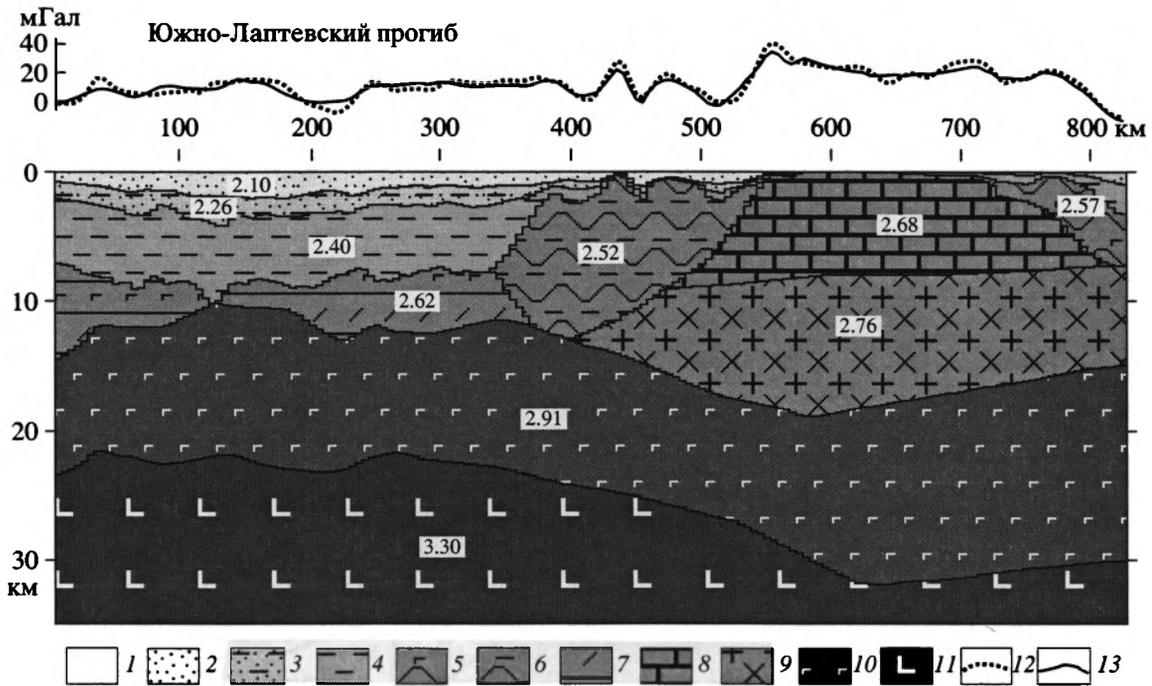


Рис. 5. Разрез через 3-D плотностную модель земной коры по профилю 1 (см. рис. 1)

1 – морская вода (1.03; здесь и далее в скобках плотность в г/см^3); 2–4 – толщи осадочных пород: 2 – верхняя (2.10), 3 – средняя (2.26), 4 – нижняя (2.40); 5 – складчатый акустический фундамент, предположительно состоящий из терригенных толщ мезозоя (2.52); 6 – то же, с включением магматических тел (2.57); 7 – редуцированный гранитно-метаморфический слой акустического фундамента (2.62); 8 – гранодиоритовая “верхняя” кора в смеси с терригенно-карбонатными осадочными породами нижнего – среднего палеозоя (2.68); 9 – гранодиоритовая земная кора на глубине более 8–10 км (2.76); 10 – базитовый слой земной коры (2.91); 11 – мантия (3.30); 12 – наблюдаемые гравитационные аномалии; 13 – расчетные гравитационные аномалии

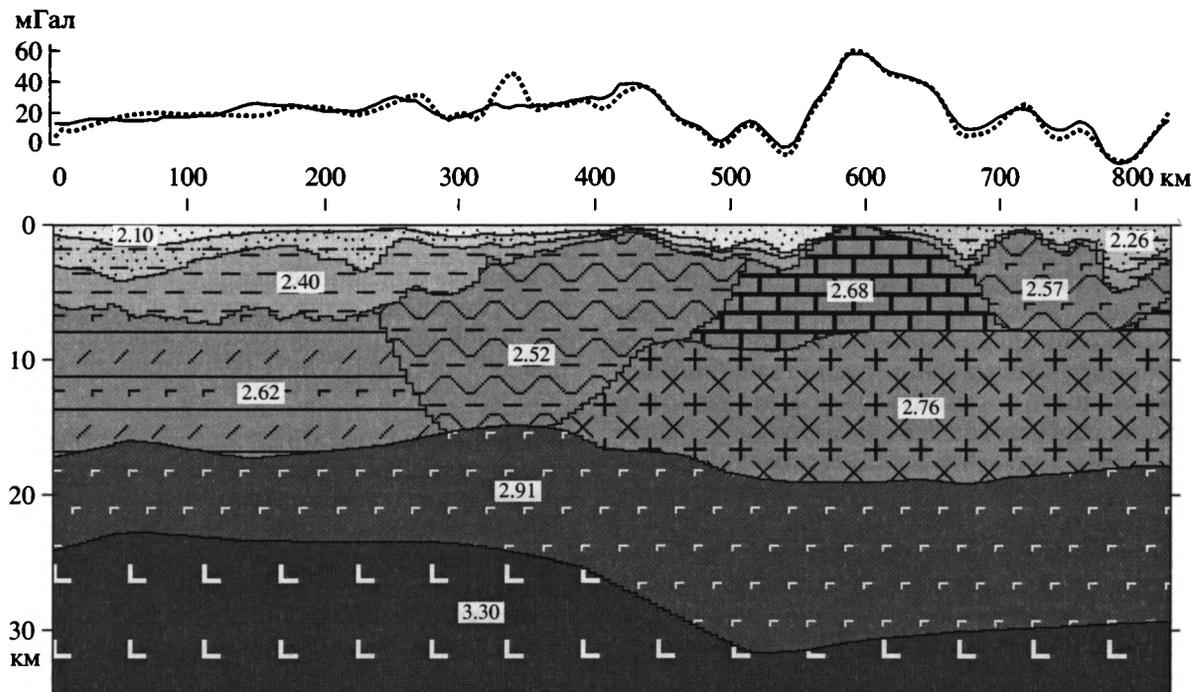


Рис. 6. Разрез через 3-D плотностную модель земной коры по профилю 5 (см. рис. 1)

Условные обозначения см. на рис. 5

ющую, помимо сдвиговой, существенную раздвиговую составляющую. Морфология средней осадочной толщи (см. рис. 3) позволяет связывать начало времени ее формирования с раскрытием Евразийского бассейна на рубеже позднего мела и палеогена. Нижняя осадочная толща, накапливавшаяся главным образом вокруг дельты р. Лены и в прогибах, вытянутых в северо-западном и в северо-восточном направлениях, по-видимому, обязана своим происхождением стадии растяжения и рифтогенеза, предшествовавшей образованию Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана. В то же время мощность нижней толщи на юге моря Лаптевых столь значительна, что смена режима в последующие два этапа лишь в ограниченной степени повлияла на общую мощность осадочного чехла.

ГЛУБИННЫЕ ГРАНИЦЫ И ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА ФУНДАМЕНТА

12-секундная запись хорошего разрешения на профилях МОВ ОГТ, выполненных в ходе работ по совместному германо-российскому проекту, позволила на многих участках профилей проследить границу, которая была отождествлена с нижней границей земной коры – границей Мохоровичича. Глубина зафиксированных сейсморазведкой фрагментов поверхности Мохоровичича изменяется от 21 км в центральной части Южно-Лаптевской впадины до 30 км вблизи Новосибирских о-вов. Кроме того, известные данные о мощности земной коры, полученные путем анализа обменных волн землетрясений на станциях, располагавшихся на Лаптевоморском побережье о-вов Котельный и Большой Ляховский. Мощность земной коры на этих станциях оценена в 32–33 км.

Помимо границы Мохоровичича и границ осадочных толщ, сейсморазведкой фрагментарно зафиксировано два вида внутрикоровых границ. Одна из них – поверхность детачмента, располагающаяся в диапазоне глубин 10–15 км в зоне вылаживания разломов, ограничивающих впадины центральной части моря Лаптевых. Вторая – поверхность так называемой “высокоотражающей нижней коры”, зафиксированная на глубинах 12–18 км в области перехода от поднятий Новосибирских о-вов и о-вов Де-Лонга к окружающим их впадинам. По положению и характеру эта граница представляет собой контактную поверхность, являющуюся, вероятно, следом происшедших по ней сдвигово-надвиговых тектонических подвижек.

Все полученные сейсморазведкой данные были введены в исходную трехмерную модель, послужившую базовой моделью для последующих расчетов и подбора плотностей и границ. Сложность выполненной работы характеризует тот факт, что удовлетворительная увязка всех геолого-геофизических и петрофизических данных бы-

ла достигнута после примерно 200 итераций, т.е. столько раз в модель вносились различные изменения и дополнения, прежде чем была достигнута удовлетворительная сходимость наблюдаемых и рассчитанных аномалий силы тяжести, среднеквадратическое расхождение между которыми в результате составило менее 3 мГал.

Прежде чем переходить к описанию результатов моделирования, необходимо хотя бы кратко остановиться на том, что представляют собой глубинные границы земной коры и какие задачи может решать (а какие не может) моделирование. Поверхность Мохоровичича – подвижная физическая граница. При изменении термодинамической обстановки, когда эта граница может опускаться вниз (при сжатии и складкообразовании) или подниматься вверх (при растяжении и рифтогенезе), происходит постепенное нивелирование состава и свойств лежащих выше и ниже этой границы толщ и одновременно формируется новая граница, соответствующая ее новому изостатически равновесному положению. По данным, полученным при проведении ГСЗ на территории СССР, процесс перестройки границы Мохоровичича при изменении в регионе тектонической ситуации имеет длительность порядка 20 млн. лет [25].

По данным многочисленных реологических оценок [30], на глубинах более 10 км в континентальной земной коре происходит резкое (на 3–4 порядка) падение вязкости коры. Поэтому при сжатии (горообразовании) и растяжении (рифтообразовании) верхние примерно 10 км континентальной коры ведут себя как хрупкое тело, с образованием сети разрывных нарушений, в то время как ниже образуется клин интенсивного смешивания пород. В результате, как правило, на глубинах более 10 км “широкое смешение и деформации в нижней коре, вероятно, являются общераспространенными”, а сама континентальная земная кора представляет собой “беспорядочную смесь компонентов” различного состава и возраста [26, с. 20–21]. Наблюдаемые на шельфе моря Лаптевых поверхности детачмента, а также четко проявленные в сейсмической записи отражающие горизонты отмечены как раз вблизи границы хрупкой верхней и пластичной нижней континентальной земной коры.

Геолого-геофизическое моделирование на основе решения прямых и обратных задач гравиразведки и магниторазведки занимает особое место в процессе интерпретации геофизических данных, обобщения геолого-геофизической информации, выстраивании тектонических и прогнозных концепций. Подобранная и обчисленная модель строения земной коры региона не может означать создание новой гипотезы или варианта его геологического развития и формирования. В рамках моделей проверяется правомочность тех или иных уже разработанных предположений и гипотез. Моделирование дает возможность найти на-

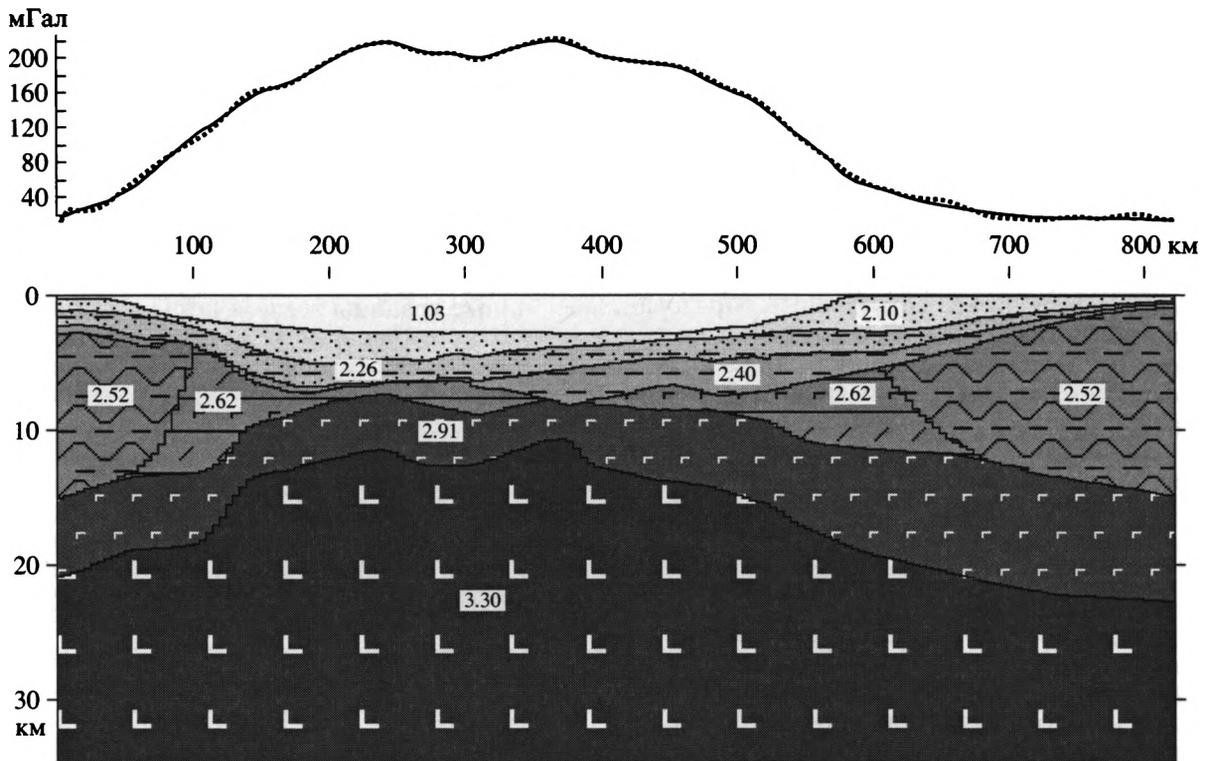


Рис. 7. Разрез через 3-D плотностную модель земной коры по профилю 10
Условные обозначения см. на рис. 5

глядное объяснение геофизическим аномалиям. Модель строится на основе фундаментальных исследований делимости земной коры и верхней мантии и на основе экспериментальных данных и наблюдений на конкретном объекте.

Описываемая ниже трехмерная плотностная модель охватывает площадь 500×830 км глубиной до 35 км в центральной и восточной частях моря Лаптевых. Она состоит из десяти прямоугольных призм, шириной 50 км, вытянутых вдоль оси X, к осевой части которых приведена профильная гравиметрическая и сейсмическая информация. Положение этих десяти профилей показано на рис. 1. Работа по подбору модели проводится попеременно для каждого из десяти вдольпрофильных сечений в плоскости XZ (ось X направлена на восток, Y – на север, Z – вниз), а также для горизонтальных сечений в плоскости XY, которые можно рассматривать при любой глубине сечения Z.

При моделировании использованы сейсмогеологические данные о границах и составе толщ, слагающих земную кору региона, петрофизические данные о физических свойствах этих толщ в условиях их естественного залегания, геофизические данные о распределении в пространстве источников аномалий потенциальных полей.

На рис. 5 показано самое южное сечение модели, протягивающееся от западного борта Южно-Лаптевского прогиба на восток в район пролива

Санникова вблизи южной оконечности о-вов Анжу. Поверхность Мохоровичича, фрагментарно прослеженная сейсмическими методами, поднимается до 21.5 км в районе Южно-Лаптевского прогиба и опускается до 32 км вблизи южного берега о-ва Котельный. Лежащая выше поверхность базитового слоя также фрагментарно совпадает с детачментом под Южно-Лаптевским прогибом и с поверхностью “высоко отражающей нижней коры” – под толщами, развитыми в зоне перехода к Котельническому массиву. Гранодиоритовая кора массива подразделена на нижний слой (в нем в диапазоне глубин 8–16 км заключены источники магнитных аномалий) и верхний слой, состав которого можно считать в первом приближении аналогичным обнажающемуся в массиве набору пород. К западу и к востоку от Котельнического массива, представленного типичной платформенной континентальной корой, развиты толщи, которые, судя по плотности, больше всего похожи на складчатые терригенные толщи. Венчают разрез три чехольные осадочные толщи, подстилаемые горизонтами LS-1, LS-2 и LS-3.

Наибольшие проблемы возникают с отождествлением толщи акустического фундамента в центральной части моря Лаптевых, залегающей между отражающим горизонтом LS-1 и отражающей границей, интерпретируемой, по сейсмическим данным, как поверхность детачмента или же

как поверхность “высоко отражающих кристаллических образований”. По плотности (2.62 г/см^3) ее можно отнести к типичным образованиям гранитно-метаморфического слоя земной коры, редуцированного по мощности до 2–5 км. Под самой глубокой частью впадины эта толща отсутствует и базитовые толщи выходят непосредственно под подошву осадочного чехла. Представляется весьма вероятным, что именно толща, залегающая ниже горизонта LS-1, включает в себя переработанные комплексы палеозойских терригенно-карбонатных и мезозойских терригенных отложений, протягивающиеся от материка к бассейну моря Лаптевых, – породы, попавшие после погружения в зону пластического течения, прорванные магматическими образованиями и частично метаморфизованные, смятые в складки под воздействием тех горизонтальных напряжений, которые привели к образованию листрических сбросов в вышележащих толщах.

Разрез, представленный на рис. 6, проходит в центральной части площади, между Южно-Лаптевским прогибом и континентальным склоном, и

протягивается на восток в район, расположенный севернее о-вов Анжу. Главные его отличия от предыдущего разреза состоят в меньшей мощности осадков и в большей мощности промежуточного гранитно-метаморфического слоя (с плотностью 2.62 г/см^3) на западе. В западной части разреза, вблизи пикета 50 км, в районе предполагаемого продолжения Усть-Ленского грабена, увеличение мощности осадков двух верхних толщ компенсируется подъемом поверхности Мохоровичича и поверхности базитового слоя земной коры.

На рис. 7 показан разрез по самому северному из профилей нашей базовой модели, проходящему на протяжении более 300 км через океаническое ложе Евразийского бассейна с глубиной моря около 3 км. Мощность осадочных толщ по разрезу превышает 5 км. Продолжение структуры хребта Гаккеля никак не выражено ни в рельефе дна, ни в рельефе подошвы осадочного чехла, но угадывается по сопряженным максимумам и минимумам аномалий силы тяжести в области наибольших глубин океана, к которой приурочены и

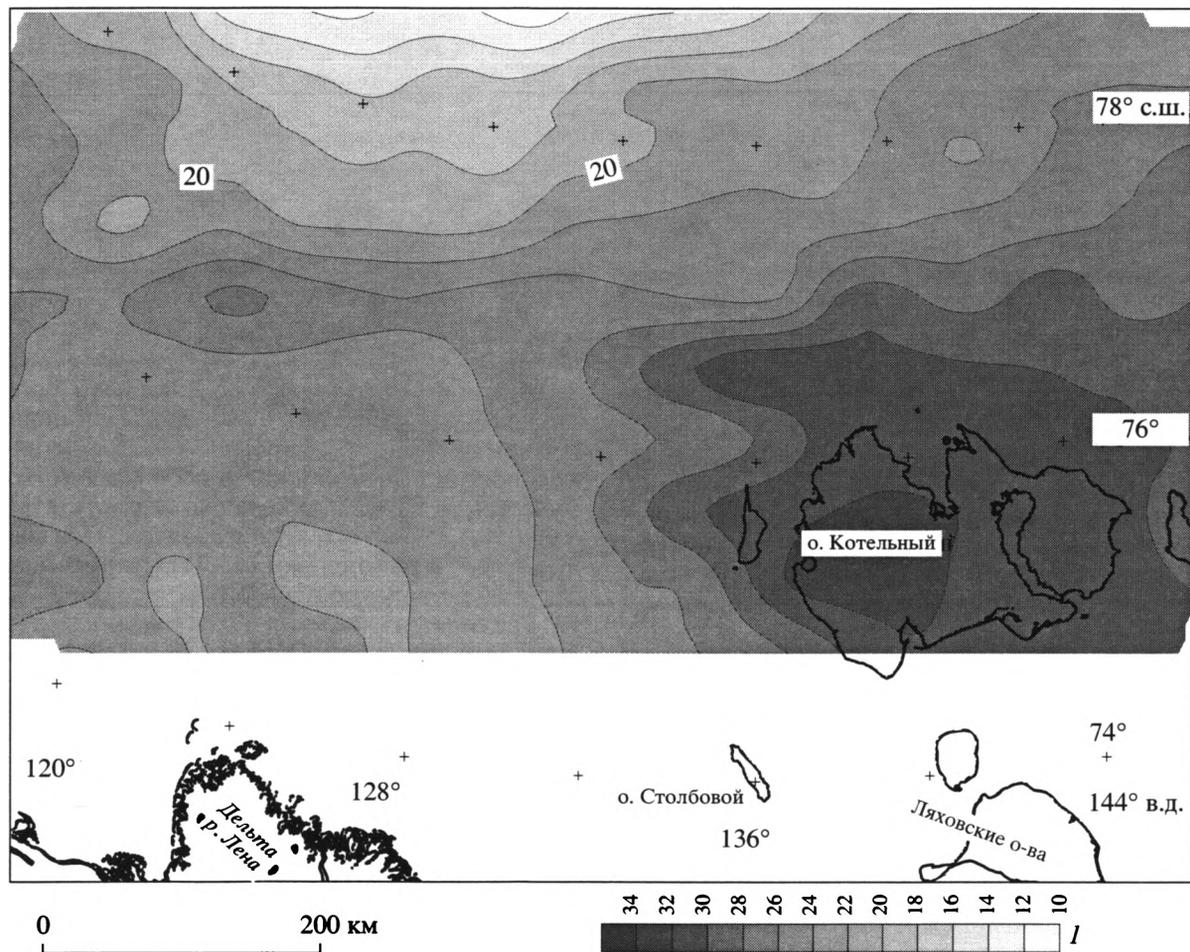


Рис. 8. Глубина поверхности Мохоровичича, по фрагментарным сейсмическим и сейсмологическим данным и по результатам гравитационного моделирования

l – глубина, км

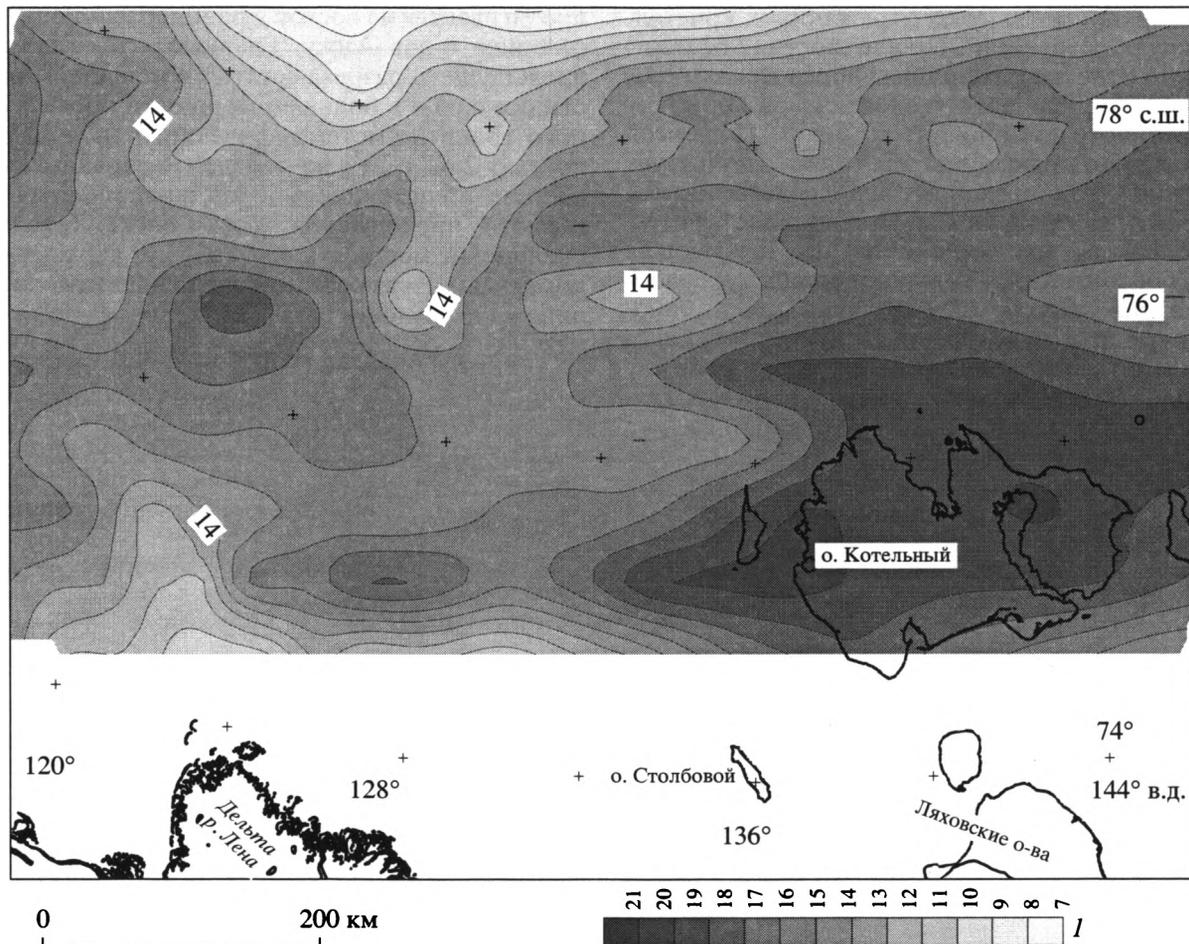


Рис. 9. Глубина внутрикоревой границы "К" – поверхности базитовой нижней коры, по фрагментарным сейсмическим данным и по результатам гравитационного моделирования
l – глубина, км

локальные подъемы поверхности Мохоровичича и нижнего слоя земной коры.

Карта глубины поверхности Мохоровичича, построенная по результатам моделирования, представлена на рис. 8. Прежде всего обращает на себя внимание отсутствие непосредственной связи между подъемом мантийной границы в океаническом Евразийском бассейне и подъемом, фиксируемым к северу от дельты Лены. Между двумя этими мантийными возвышениями расположена широкая, более 200 км, область увеличения мощности земной коры. Мантийные подъемы отмечаются в двух районах шельфа вблизи континентального склона: на юго-западной границе Евразийского бассейна вблизи 118° в.д., где Ю.В. Шипелькевичем выделен Центрально-Лаптевский трог [28], и на юго-восточной его границе вблизи 142° в.д., в районе выхода к континентальному склону Новосибирского прогиба.

Карта внутрикоревой границы "К", аппроксимирующей поверхность нижнего, базитового, слоя земной коры, представлена на рис. 9. Примечательно, что от района замыкания хребта Гаккеля

вблизи континентального склона, в точке с координатами 78° с.ш., 128° в.д., гребневидный подъем границы "К" прослеживается не на юго-восток в направлении мысов Святой Нос или Буорхая, а на юго-юго-запад, затухая в районе Центрально-Лаптевского поднятия. Подъем границы "К" в районе дельты Лены продолжается, затухая, не навстречу глубинным "корням" хребта Гаккеля, а на северо-северо-запад, в район Притаймырского шельфа.

На схеме (рис. 10) показаны выведенные из модели контуры распространения различных по плотности и по форме залегания формаций акустического фундамента. Ядро типичной континентальной земной коры, занимающее область вокруг о-ва Котельный, окружено поясами постепенно замещающего эту кору складчатого фундамента, сложенного, по-видимому, мезозойскими терригенными толщами. Другой подобный же пояс занимает область Притаймырского шельфа. От района севернее дельты Лены к глубоководному Евразийскому бассейну протягивается широкая (не менее 300 км шириной) область,

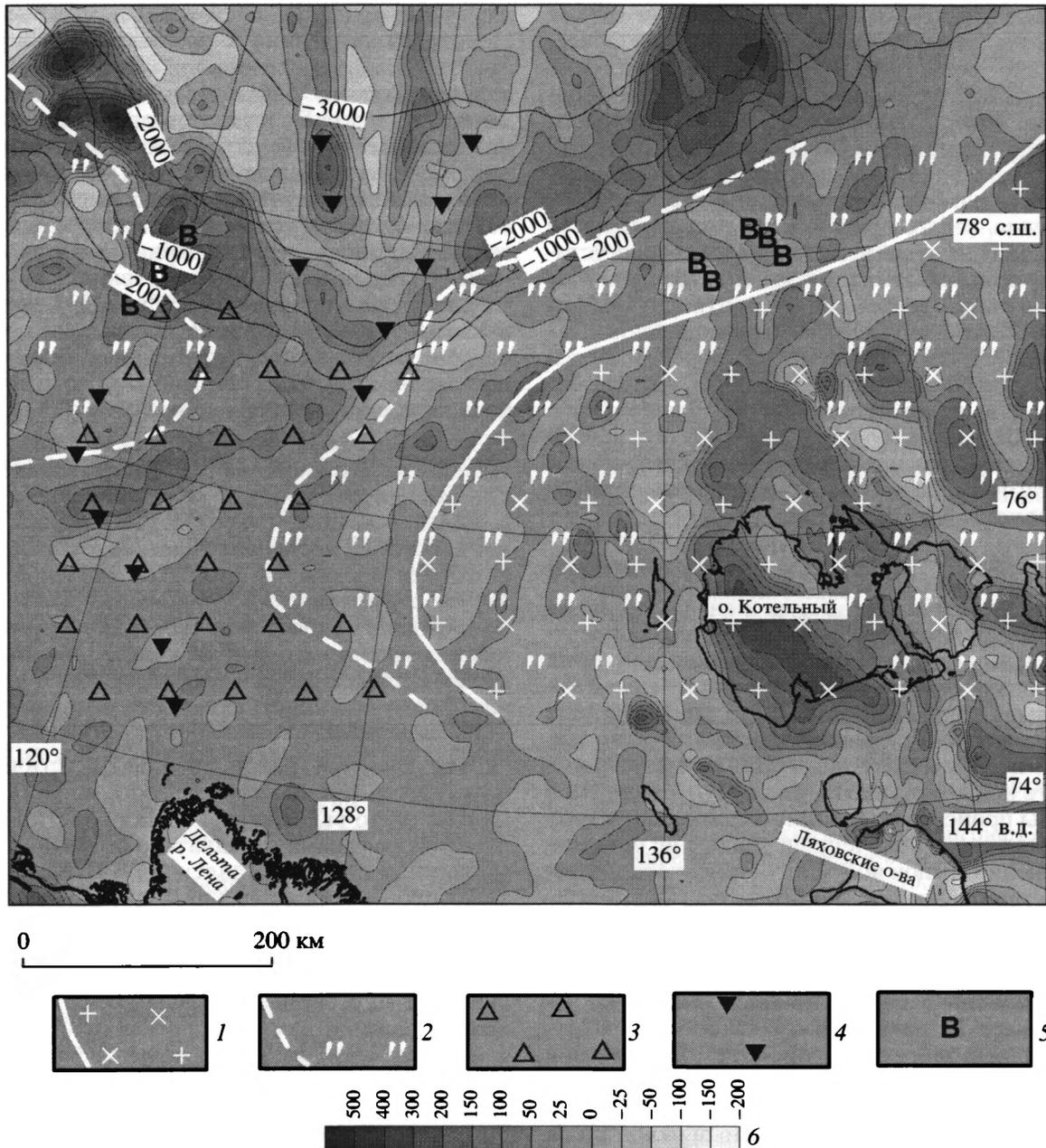


Рис. 10. Границы распространения различных типов акустического фундамента по данным интерпретации геофизических аномалий и 3-D моделирования

1 – область развития гранитно-метаморфического слоя континентальной земной коры платформенного типа и ее внешняя граница; 2 – области развития акустического фундамента предположительно мезозойского возраста и их внешние границы; 3 – области развития под мощным осадочным чехлом акустического фундамента, представленного редуцированным по мощности гранитно-метаморфическим слоем земной коры; 4 – выходы базитовых толщ фундамента непосредственно под осадочный чехол или близко к его подошве; 5 – базальтовые слои, зарегистрированные по данным сейсморазведки в нижней части разреза осадочного чехла; 6 – магнитные аномалии, нТ. Остальные условные обозначения см. на рис. 1

в которой под мощным осадочным чехлом залегает фундамент, представленный редуцированным по мощности гранитно-метаморфическим слоем, возможно, содержащий переработанные толщи палеозойских и мезозойских образований, развитых в прилегающих районах суши. Примечательно, что, за исключением Хатангско-Ломо-

новской глубинной шовной структуры, в этой области практически отсутствуют магнитные аномалии, которые можно было бы связывать с магматическими или метаморфическими породами фундамента. По-видимому, намагниченные метаморфические комплексы пород фундамента в земной коре этой области отсутствуют, а основ-

ные магматические породы, которых не может не быть в составе фундамента при столь высоком положении поверхности базитового слоя, возможно, представлены молодыми долерито-базальтами, содержащими свойственные молодым базальтам титаномагнетиты с низкими точками Кюри и находящимися поэтому в размагниченном состоянии. Базальтовые слои в низах осадочного чехла зафиксированы сейсморазведкой в двух районах изученной площади, в которых установлены описанные выше подьемы границы Мохоровичича, под современным континентальным склоном. Как видно из рис. 10, появление базальтов в разрезе осадочного чехла сопровождается магнитными аномалиями. Западная группа базальтовых выходов протягивается дальше в виде подьема базальтового слоя фундамента к дельте Лены. Однако магнитные аномалии, связанные с базальтами или базитами, находящимися под толщей осадков, не фиксируются.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Приведенные нами расчеты и анализ геофизических материалов позволяют сделать ряд определенных выводов о глубинном строении и истории формирования современной структуры земной коры шельфа моря Лаптевых. В то же время еще больше вопросов по-прежнему остаются дискуссионными и полученные нами данные могут лишь добавить новые аргументы в защиту той или иной гипотезы происхождения описываемых структур.

Прежде всего полученные данные не оставляют сомнений в сложной многоступенчатой истории формирования осадочного чехла моря Лаптевых. Верхняя толща, накопление которой продолжается, по-видимому, до настоящего времени, отлагается преимущественно в субмеридиональной зоне в восточной части моря Лаптевых, западнее о-вов Бельковский и Столбовой, и в глубоководной области, в особенности – в осевой рифтовой зоне хребта Гаккеля (см. рис. 4). Менее отчетливо проявлена субширотная зона, секущая под острым углом континентальный склон и как бы связывающая хребет Гаккеля с Восточно-Лаптевской сейсмоактивной зоной осадконакопления. Следует отметить, по-видимому, и зону северо-западной ориентировки в центральной части моря Лаптевых, включающую выделившийся ранее Усть-Ленский грабен. В этой зоне также расположена группа эпицентров землетрясений.

Есть все основания связывать начало геодинамического цикла, приведшего к формированию верхней осадочной толщи, с развитием хребта Гаккеля, время образования которого определено довольно уверенно привязкой к геомагнитной временной шкале и составляет 10–12 млн. лет [4].

Средняя толща осадочного чехла моря Лаптевых отлагалась преимущественно на дне глубоководных котловин Евразийского бассейна и на континентальном склоне, причем как на юго-за-

падном, так и на юго-восточном бортах бассейна. Некоторая тенденция к увеличению мощности этой толщи по мере приближения к континентальному склону наблюдается на всем шельфе моря Лаптевых. Вероятнее всего предположить кайнозойский возраст этой толщи, синхронный с принимаемым большинством исследователей кайнозойским возрастом фундамента глубоководных котловин Евразийского бассейна. Поскольку детальное исследование магнитометрических, сейсмических данных, так же, как и детальное геологическое изыскание [33], приводят к заключению о весьма сложной кайнозойской истории региона, следует, по-видимому, в настоящее время воздержаться от более точной датировки времени отложения этой толщи.

Наконец, формирование нижней осадочной толщи, как это видно из рис. 1 и 2, связано с поступлением осадочного материала из дельты р. Лены. Очевидно, что возраст этой толщи, мощность которой превышает 8 км, мезозойский, так как существование самого бассейна Лены увязывается с Верхоянской горно-складчатой системой. Однако относится ли начало ее формирования к позднему мелу или же к более раннему этапу осадкообразования в окружающих Сибирскую платформу бассейнах, сказать на основании имеющихся данных невозможно.

Что касается районирования акустического фундамента, результаты которого представлены на рис. 10, то выделенные нами области во многом схожи с типами складчатого основания, показанными на карте, составленной Б.И. Кимом [18], на которой Котельнический блок показан как область завершающей байкальской складчатости, окруженная позднекимммерийскими поясами Новосибирской и Верхояно-Колымской складчатых систем, а со стороны Таймыра протянута раннекимммерийская Южно-Таймырская складчатая система. Выделение же рядом исследователей западной и центральной части шельфа моря Лаптевых в качестве области гренвиллской складчатости [19] вызывает решительные возражения. В свете изложенных выше данных нет никаких сомнений, что достигающий 14 км мощности осадочный чехол системы Южно-Лаптевских прогибов не включает палеозойские карбонатные отложения, развитые на Сибирской платформе; точно также нет сомнений, что в основании осадочного чехла Южно-Лаптевских прогибов лежат складчатые толщи, смятые в поясах деформаций, протягивавшихся в мезозое как на северо-запад, так и на северо-восток (см. рис. 10). Возможно, палеозойские и докембрийские образования входят в состав этих толщ, но в глубоко переработанном виде. Точно также нет никаких геофизических данных о сохранении в основании Южно-Лаптевских прогибов фрагментов дна палеозойского океана, не затронутых последующей складчатостью и переработкой. Анализ геофизических ано-

малий и моделирование не дают аргументов в пользу такой гипотезы.

Говоря о дивергентной границе плит, следует отметить, что в двух нижних осадочных толщах нет следов сквозных структур, которые могли бы соединять вновь образующийся океан с зонами растяжения и грабенообразными структурами материка. Единственная структура, которая могла ограниченно компенсировать растяжение на начальном этапе образования Евразийского бассейна, это прогиб нижней толщи, протягивающийся от дельты Лены на северо-запад к континентальному склону. Наши данные показывают, что Усть-Ленского рифта в виде широкой зоны растяжения, как это часто трактуется в последнее время [14, 33, 35], соединившей на протяжении кайнозоя материковые впадины и грабены с Евразийский бассейном, не существует. Узкие грабены, заполненные 5–7 км осадков [32, 34], развиты только на периферии массивов Котельничско-Ляховского и Де-Лонга, и их тектоническую историю еще предстоит раскрыть. Во всяком случае современная сейсмичность развита лишь в грабенах, расположенных в меридиональной зоне западнее 136° в.д.

В заключение кратко сформулируем выводы из выполненной нами работы:

– осадочный чехол моря Лаптевых подразделяется на три толщи, различающиеся местоположением и ориентировкой зон максимального осадконакопления и, следовательно, тектонической обстановкой, сопутствующей времени их образования;

– под покровным осадочным чехлом в центральной части моря Лаптевых находится редуцированный по мощности гранитно-метаморфический слой земной коры, представленный, вероятно, метаморфизованными в мезозойское время комплексами и включающий магматические породы кайнозоя;

– в плиоцен-четвертичное время формируется дивергентная граница плит в меридиональной зоне к западу от о-ва Бельковский, возможно, соединенная с осевой зоной хребта Гаккеля субширотной трансформной зоной. Признаков длительного существования в кайнозое дивергентной границы на шельфе моря Лаптевых нет.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аветисов Г.П.* Некоторые вопросы динамики литосферы моря Лаптевых // *Физика Земли*. 1993. № 5. С. 28–38.
2. *Аветисов Г.П.* Еще раз о землетрясениях моря Лаптевых // *Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона*. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. Вып. 3. С. 104–114.
3. *Верба В.В., Волк В.Э., Киселев Ю.Г., Краев А.Г.* Глубинное строение Северного Ледовитого океана по геофизическим данным // *Структура и история развития Северного Ледовитого океана*. Л.: Севморгеология, 1986. С. 54–71.
4. *Верба В.В., Ким Б.И., Волк В.Э.* Строение земной коры Арктического региона по геофизическим данным // *Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона*. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1998. Вып. 2. С. 29–45.
5. *Верба М.Л.* История спрединга в Северном Ледовитом океане // *Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона*. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1998. Вып. 2. С. 12–28.
6. *Виноградов В.А., Гапоненко Г.И., Русаков И.М., Шимараев В.Н.* Тектоника Восточно-Арктического шельфа СССР // *Тр. НИИГА*. Л.: Недра, 1974. 114 с.
7. *Виноградов В.А., Драчев С.С.* К вопросу о тектонической природе фундамента юго-западной части шельфа моря Лаптевых // *Докл. РАН*. 2000. Т. 372. № 1. С. 72–74.
8. *Генин Б.Л., Липков Л.З., Пискарев А.Л.* О строении фундамента Восточно-Сибирского шельфа на примере архипелага Новосибирских островов // *Тектоника Арктики. Складчатый фундамент шельфовых седиментационных бассейнов*. Л.: НИИГА, 1977. С. 86–97.
9. *Геологическое строение СССР*. Т. 9: Моря Советской Арктики. Л.: Недра, 1989. 280 с.
10. *Грамберг И.С., Деменицкая Р.М., Секретов С.Б.* Система рифтогенных грабенов шельфа моря Лаптевых как недостающего звена рифтового пояса хребта Гаккеля – Момского хребта // *Докл. АН СССР*. 1990. Т. 311. № 3. С. 689–694.
11. *Грамберг И.С., Косыко М.К., Погребницкий Ю.Е.* Тектоническая эволюция арктических шельфов Сибири в рифее – мезозое // *Сов. геология*. 1986. № 8. С. 60–72.
12. *Грачев А.Ф.* Момский материковый рифт // *Геофизические методы разведки в Арктике*. Л.: Изд-во НИИГА, 1973. Вып. 8. С. 56–75.
13. *Гусев Б.В.* Структуры разрастания океанической коры в фундаменте Западно-Сибирской плиты // *Геофизические методы разведки в Арктике*. Л.: Изд-во НИИГА, 1976. Вып. 10. С. 9–13.
14. *Драчев С.С.* Тектоника рифтовой системы дна моря Лаптевых // *Геотектоника*. 2000. № 6. С. 43–58.
15. *Иванова Н.М., Секретов С.Б., Шкарубо С.И.* Данные о геологическом строении шельфа моря Лаптевых по материалам сейсмических исследований // *Океанология*. 1989. Т. XXIX. Вып. 5. С. 789–795.
16. *Карасик А.М.* Магнитные аномалии хребта Гаккеля и происхождение Евразийского суббассейна Северного Ледовитого океана // *Геофизические методы разведки в Арктике*. Л.: Изд-во НИИГА, 1968. Вып. 5. С. 8–19.
17. *Карасик А.М.* Основные особенности истории развития и структуры дна Арктического бассейна по аэромагнитным данным // *Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана*. Л.: Недра, 1980. С. 178–193.
18. *Ким Б.И.* Строение и районирование складчатого основания осадочного чехла шельфа моря Лаптевых // *Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона*. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1998. Вып. 2. С. 98–107.
19. *Ким Б.И., Яшин Д.С.* Особенности структуры Лаптевского шельфа и южного центрального замыкания Евразийского бассейна в связи с оцен-

- кой перспектив их нефтегазоносности // Труды 4-ой международной конференции "Освоение шельфа Арктических морей России – РАО-99". СПб., 1999. С. 148–152.
20. *Натапов Л.М.* История аккреционной структуры северо-восточного обрамления Сибирского континента // Геология морей и океанов. Доклады советских геологов на XXVIII сессии Международного геологического конгресса. Л.: Севморгеология, 1988. С. 172–187.
 21. *Пискарев А.Л., Аветисов Г.П., Генин Б.Л., Ларин С.М.* Структуры Земли Бунге и зон сочленения ее с островами Котельным и Фаддеевским // Геофизические методы разведки в Арктике. Л.: Изд-во НИИГА, 1975. Вып. 10. С. 35–40.
 22. *Пискарев А.Л., Манухова А.В., Чернышев М.Ю.* Геодинамическая система моря Лаптевых по данным анализа гравитационных и магнитных аномалий // Докл. РАН. 1997. Т. 354. № 2. С. 230–233.
 23. *Савостин Л.А., Драчев С.С.* Кайнозойское сжатие в районе Новосибирских островов и его связь с раскрытием Евразийского суббассейна // Океанология. 1988. Т. XXVIII. Вып. 5. С. 775–782.
 24. *Секретов С.Б.* Тектоника юго-восточного окончания Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана // Докл. РАН. 1999. Т. 367. № 5. С. 660–663.
 25. *Соллогуб В.Б.* Литосфера Украины. Киев: Наук. думка, 1986. 186 с.
 26. *Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
 27. Тектоническая карта морей Карского и Лаптевых и севера Сибири (масштаб 1 : 2500000) / Отв. ред. Н.А. Богданов, В.Е. Хаин. М.: Изд-во ИЛ РАН, 1998.
 28. *Устрицкий В.И.* К истории формирования современной структуры моря Лаптевых // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. Вып. 3. С. 68–81.
 29. *Шипелькевич Ю.В.* О принципиальных подходах к интерпретации региональных сейсмических данных в слабоизученных районах арктического шельфа // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. Вып. 3. С. 161–168.
 30. *Bills B.G., Currey D.R., Marschall G.A.* Viscosity estimates for the crust and upper mantle from patterns of lacustrine shoreline deformation in the Eastern Great Basin // Journal of Geophysical Research. 1994. Vol. 99. № B11. P. 22059–22086.
 31. *Franke D., Hinz K., Block M. et al.* Tectonics of the Laptev Sea region in North-Eastern Siberia // Polarforschung. 2000. 68. P. 51–58.
 32. *Fujita K., Cambary F.W., Velbel M.A.* Tectonics of the Laptev Sea and Moma rift system, northeastern USSR // Marine Geology. 1990. Vol. 93. № 1/4. P. 96–118.
 33. *Hinz K., Block M., Delisle G. et al.* Deformation of continental lithosphere on the Laptev Sea shelf, Russian Arctic // Abstracts. III International conference on Arctic margins (ICAM III). Celle (Germany), 1998. P. 85.
 34. *Paech H.-J., Prokopiev A.V., Gosen W.V. et al.* New results of the Moma Rift System and coeval structures in Yakutia, Russian Federation // Polarforschung. 2000. 68. P. 59–64.
 35. *Roeser H.A., Block M.* Seegeophysikalische Untersuchungen der BGR in der russischen Arktis. Nachrichten Dt. // Geolog. Ges. 1994. 51. S. 103–107.
 36. *Roeser H.A., Hinz K., Piskarev A.L., Neben S.* Seafloor spreading at the transition from the Eurasia basin to the Laptev shelf // Abstracts. ICAM III. Celle (Germany), 1998. P. 155.
 37. *Sekretov S.B.* Eurasian basin – Laptev Sea geodynamic system: tectonic and structural evolution // Abstracts. ICAM III. Celle (Germany), 1998. P. 166–167.
 38. *Taylor P.T., Kovacs L.C., Vogt P.R., Johnson G.L.* Detailed aeromagnetic investigation of the Arctic Basin. 2 // Journal of Geoph. Res. 1981. Vol. 86. № B7. P. 6323–6333.
 39. *Vogt P.R., Taylor P.T., Kovacs L.C., Johnson G.L.* The Canada Basin: aeromagnetic constraints on structure and evolution // Tectonophysics. 1982. Vol. 89. P. 295–336.

Рецензент: Н.А. Богданов

Crustal Structure and Tectogenesis of the Laptev Sea

A. L. Piskarev, I. V. Soroka, and M. Yu. Chernyshev

All-Russia Research Institute of Geology and Mineral Resources of the World Ocean (VNIIOkeanologiya),
Angliiskii pr. 1, St. Petersburg, 190121 Russia

Abstract—Interpretation of seismic data acquired by Russian and joint German–Russian expeditions in 1985–1997 along more than 30 lines in the central and eastern Laptev Sea is presented. A digital seismic model of the study area was created and maps on three seismic horizons were compiled by coordinating and digitizing all initial data. The second stage of data interpretation resulted in constructing a crustal density model of the region using original GRAV-3D software based on a grid approximation system proposed the authors for solving the inverse problems of gravity surveys. There are fundamental differences in structural styles between the three sequences separated by key reflectors. The structure of the upper sequence is related to the currently ongoing rifting in the Laptev Sea and to seafloor spreading in the Eurasian Basin of the Arctic Ocean, which gave rise to the the Gakkel Ridge during the last 10–12 Ma. The structural style of the middle sequence suggests that it accumulated simultaneously with the opening of the Eurasian Basin during the latest Cretaceous to Paleogene. The lower sequence, restricted largely to the surroundings of the Lena River delta and a series of NW- and NE-trending troughs, was obviously deposited during the period of extension and rifting that preceded the inception of the Eurasian Basin. A map of the acoustic basement was compiled on the basis of modeling data. The following regions were recognized: (a) Region underlain by the granite-metamorphic layer of cratonic continental crust, (b) region underlain by acoustic basement folded during the Mesozoic, and (c) region underlain by acoustic basement that consists of a thinned granite-metamorphic crustal layer overlain by a thick sedimentary cover. A divergent plate boundary was formed west of Bel'kovsky Island during the Pliocene–Quaternary. No signatures of a long-lived divergent boundary in the crust under the Laptev Sea shelf have been detected.

НАЧАЛЬНАЯ ФАЗА СУБДУКЦИИ НА КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИНАХ

© 2003 г. М. Г. Ломизе

Геологический факультет МГУ, 119899, Москва, Воробьевы горы

Поступила в редакцию 14.05.2002 г.

Заложение зон субдукции в области перехода континент/океан в одних случаях преобразует пассивные окраины в активные, в других приходит на смену трансформному режиму или означает возобновление субдукции после аккреционной паузы. Начало субдукции обычно датируют по появлению характерного вулканического пояса. Между тем детальные реконструкции должны учитывать и более раннюю фазу: от заложения зоны субдукции до того момента, когда уходящая вниз океаническая плита достигает критических глубин и инициирует вулканизм. Судя по составу первых вулканитов, наличие среди них адакитов, формирующихся на малых глубинах при высоком разогреве переднего края слэба, расчетная длительность такой *амагматической начальной фазы субдукции* может быть 1.5–2.5 млн. лет.

Геологические проявления начавшейся субдукции в течение этих первых миллионов лет обсуждаются исходя из данных по некоторым современным активным границам литосферных плит. Наиболее полная последовательность, вплоть до начала вулканизма, представлена в зоне субдукции Пуйсегюр, зарождающейся между Австралийской и Тихоокеанской плитами. Тектонические обстановки, непосредственно предшествовавшие древнему субдукционному магматизму, рассмотрены для нескольких окраинно-материковых вулканических поясов мезозоя и палеозоя.

С началом субдукции важным фактором становятся возрастные параметры пододвигающейся океанической плиты, определяющие ее плавучесть относительно астеносферы. Намечены два вероятных варианта амагматической начальной фазы субдукции. А) Субдукцию начинают относительно молодая, легкая океаническая литосфера. Взаимодействие с жесткой частью висящего крыла происходит при высоких силах сцепления, накапливаются большие сжимающие напряжения, способные приподнять висящее крыло и создать в его пределах деформации сжатия. Когда передний край слэба входит в астеносферу, висящее крыло опускается, неизостатический рельеф выравнивается, деформации на континентальной окраине затухают. Вслед за этим слэб доходит до глубин, где инициируется магмообразование. При палеореконструкциях этот вариант распознается по стратиграфическому перерыву и угловому несогласию (фиксирующему складчато-разрывные деформации сжатия) в основании вулканитов субдукционного магматического пояса. Б) Субдуцирует древняя океаническая литосфера с резко выраженной отрицательной плавучестью. Когда под действием горизонтального сжатия образуются сколы, начинается гравитационное погружение края плиты в астеносферу, что резко меняет напряжения на контакте. Сжатие на границе плит, давшее импульс к заложению зоны субдукции, прекращается, складчатость не развивается, а кратковременное поднятие висящего крыла может смениться опусканием. Континентальные или мелководно-морские отложения, дискордантные относительно комплексов основания и согласно подстилающие вулканический пояс, – это тот след, который оставляет амагматическая начальная фаза субдукции в таких условиях.

ВВЕДЕНИЕ

Применение сейсмической томографии показало, что глубинное продолжение крупных субдукционных поясов уходит гораздо дальше, чем предполагалось ранее, иногда до самых низов мантии. По геологическим данным прослеживается устойчивое и длительное развитие этих глобальных структур. Между тем, каждый такой пояс – совокупность многих зон субдукции, которые закладываются и отмирают в зависимости от изменения геологических и геодинамических условий (в том числе локальных), длительность их существования может не превышать нескольких десятков или первых сотен миллионов лет. Важным регулятором служат перестройки относи-

тельного движения литосферных плит, а на континентальных окраинах также и резкие изменения их абсолютного движения.

Тектонические условия заложения зон субдукции в области перехода континент/океан разнообразны. Происходит преобразование пассивных окраин в активные, что согласуется с общей направленностью эволюции в рамках цикла Вильсона. При этом некоторые исследователи придают большое значение эпизодам столкновения пассивной окраины с фронтом островной дуги с последующим изменением полярности принадлежащей ей зоны субдукции [37]. В других случаях субдукция приходит на смену трансформному режиму активной окраины или возобновляется по-

сле аккреционной паузы, после эпизода обдукции и складчато-надвиговых деформаций. Причленение к такой окраине крупных террейнов сопровождается соответствующим смещением активной границы путем отмирания прежней и заложения новой зоны субдукции.

При своем образовании в области континентальных окраин зона субдукции направляется или под край стабильных единиц (кратонов, массивов), или под сложные аккреционные комплексы. В зависимости от этого субдукционный вулканический пояс формируется поверх консолидированной континентальной коры и ее чехла или же дискордантно накладывается на разнородное складчатое основание.

Образование зоны субдукции обычно датируют именно по появлению такого вулканического пояса. Между тем, детальные палеотектонические реконструкции должны учитывать и более раннюю, начальную фазу: от заложения зоны субдукции до того момента, когда уходящая вниз океаническая плита достигает критических глубин и инициирует вулканизм. Расчетная длительность такой *амагматической начальной фазы субдукции* [12, 34] различна в зависимости от сочетания возможных значений скорости конвергенции, угла наклона зоны Бенъофа и глубины ее магмогенерирующего отрезка, которые известны по современным наблюдениям. Наиболее вероятная величина была определена как 1.5–3 млн. лет [35], хотя для более редкого сочетания параметров она может быть на несколько миллионов лет больше.

Дополнительную информацию для расчета длительности амагматической начальной фазы дали результаты изучения сравнительно небольших по объему и специфичных по составу андезит-дацитовых вулканитов, которые были названы адакитами по острову Адак в Алеутской дуге, а к настоящему времени обнаружены и над многими другими участками зон субдукции [25, 38]. Судя по геохимическим особенностям, адакиты выплавляются непосредственно из слэба (из пород базальтовой коры) и это происходит в тех случаях, когда он разогревается до необходимых температур еще на сравнительно малых глубинах. Возможность такого процесса подтверждена экспериментально. Поднимаясь от слэба через перидотиты мантийного клина, первичный расплав в той или иной степени обогащается магнием, хромом и никелем, кроме того, он способствует выплавлению там базальтов с высоким содержанием ниобия, а также бонинитов. Адакиты оказались важным тектоническим индикатором. Одна из главных обстановок, дающих необходимое сочетание условий (подъем температуры до 800–1000°C на глубинах 70–80 км), – это заложение новой зоны субдукции, когда слэб входит в астеносферу и

возможен более высокий разогрев его переднего края [44]. Данные об адакитах подтвердили предположение о том, что при новообразовании зон субдукции магмогенез начинается на меньших глубинах, чем это происходит впоследствии в зрелых зонах. Поэтому среди расчетных значений длительности амагматической начальной фазы субдукции (см. выше) наиболее вероятны минимальные: 1.5–2.5 млн. лет.

Каковы геологические проявления начавшейся субдукции в течение этих первых миллионов лет? Насколько они различны в зависимости от условий, при которых закладывается зона субдукции? Можно ли распознать такие проявления в древних зонах субдукции с тем, чтобы точнее зафиксировать момент их формирования? Ниже мы рассмотрим эти вопросы на материале по современным и древним зонам субдукции, но сначала остановимся на некоторых предпосылках тектонофизики.

Анализ взаимодействия литосферных плит в зоне субдукции (и, в частности, при ее заложении) учитывает два вида внешних сил, определяющих напряженное состояние [11, 22, 29, 37]. Один из них выражается горизонтальным сжатием, которое суммирует силы соответствующего направления, приложенные к плитам как вблизи, так и на удалении от их границы. Второй – это гравитационные силы, роль которых при начале субдукции зависит главным образом от средней плотности океанической литосферы на краю плиты, определяющей ее плавучесть относительно подстилающей астеносферы (рис. 1).

Напряженно-деформированное состояние на конвергентной границе анализируют в рамках упругопластической реологии. Если в начальный момент обе литосферные плиты находятся в изостатическом равновесии, то выражение контакта плит в наземном или подводном рельефе соответствует различию их мощности и средней плотности. При появлении достаточного горизонтального сжатия лобовое взаимодействие плит по вертикальному контакту даст касательные напряжения, скалывание и формирование новой, наклонной, поверхности контакта¹. Дальнейшее горизонтальное сжатие по наклонной плоскости ведет к появлению вертикальных сил, нарушающих изостатическое равновесие: одна из них поднимает всящее крыло, другая опускает лежащее крыло, преодолевая встречное выталкивающее действие астеносферы. Создается поддерживаемый напряжениями неизостатический рельеф, амплитуда которого зависит также и от величины сцепления на границе литосферных плит.

¹ При физическом моделировании такое скалывание следовало за упругим короблением "литосферы" и происходило на некотором удалении от "пассивной континентальной окраины" [45].

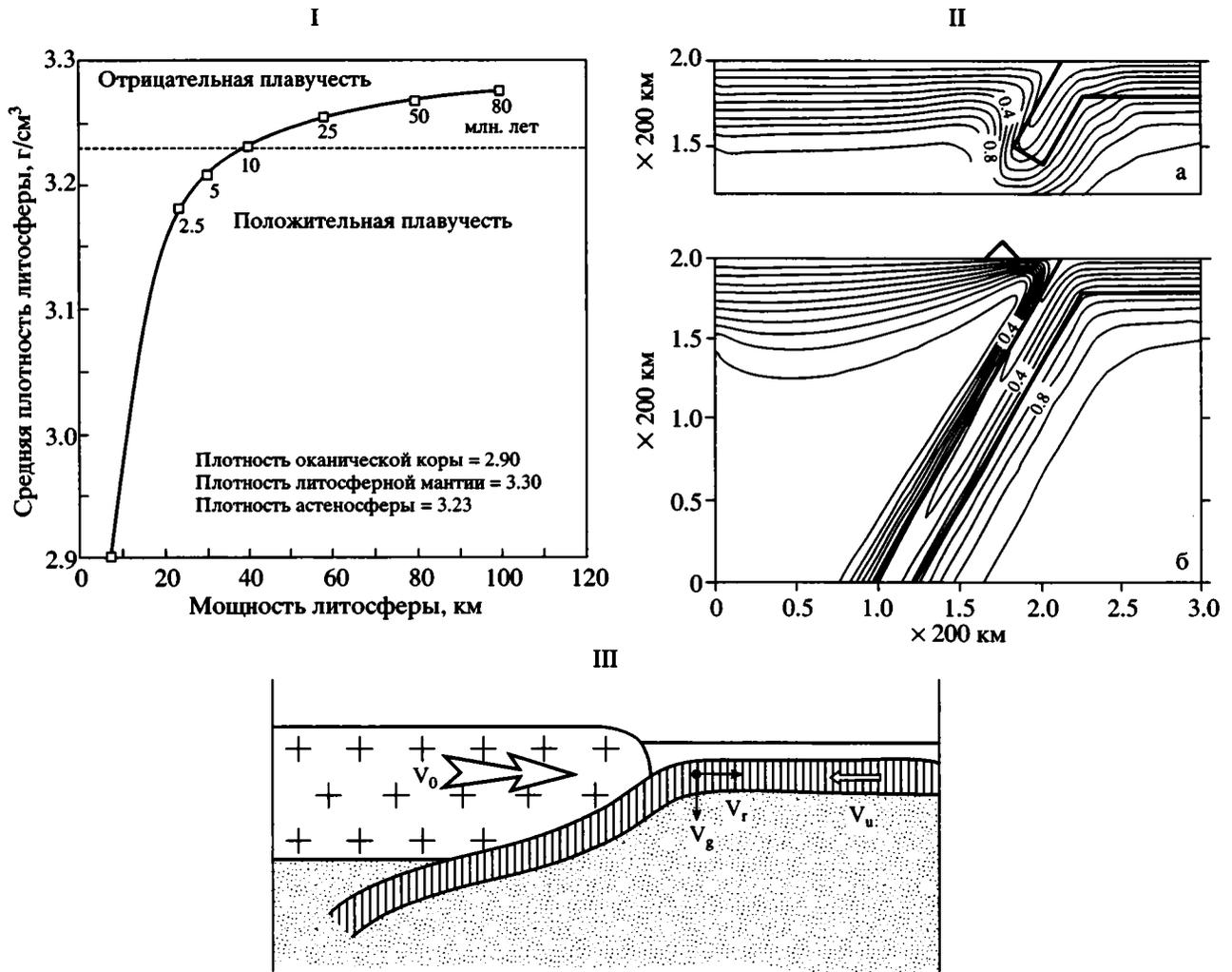


Рис. 1. Некоторые физические параметры, регулирующие взаимодействие литосферных плит при заложении зоны субдукции: I – зависимость средней плотности океанической литосферы (определяющей плавучесть относительно астеносферы) от ее возраста [23]; II – подъем геоизотерм в литосфере всяческого крыла зрелой зоны субдукции: термальная структура через 1 млн. лет (а) и через 12 млн. лет (б) после начала субдукции, согласно численному моделированию при возрасте литосферы 40 млн. лет и скорости конвергенции 9 см/год. Изолинии в десятых долях от принятой за единицу температуры 1350°С. По [41], с изменениями; III – специфика субдукции “древней” (>50–80 млн. лет) океанической литосферы: гравитационное опускание в астеносферу (V_s) и соответствующий откат шарнира на перегибе плиты (V_r). V_u и V_0 – абсолютные скорости поддвигающейся и надвигающейся литосферных плит

Как для этих сил сцепления, так и для всего дальнейшего формирования зоны субдукции важна средняя плотность поддвигающейся океанической литосферы, соответствующая ее возрасту (см. рис. 1, I). Лишь самая молодая литосфера обладает положительной плавучестью по отношению к подстилающей астеносфере. При возрасте 10 млн. лет (и средней плотности 3.23 г/см³) плавучесть становится нулевой, а далее появляется и все нарастает отрицательная плавучесть [23, 43]. Под океаническими плато и асейсмичными хребтами утолщение коровой части разреза заметно снижает обычную среднюю плотность литосферы. Согласно М.-А. Гутшеру с соавторами, при существующем соотношении между площадью

нормальной коры и таких утолщений последние способны поддерживать в состоянии положительной плавучести литосферу с возрастом до 50–60, а, возможно, и до 80 млн. лет [29]. Относительно этого весьма приблизительно, но важного рубежа будем условно называть океаническую литосферу “молодой” и “древней”.

Если начинает субдуцировать “молодая” литосфера, ее положительная плавучесть обусловит высокие силы сцепления на границе плит. Произойдет накопление больших сжимающих напряжений, способных приподнять всяческое крыло и дать на нем деформации сжатия. Напряжения должны снизиться незадолго до начала вулканизма, когда фронт слэба, уже преодолевшего со-

противление встречной плиты и отжатого вниз, входит в астеносферу, где вязкость во много раз ниже. Другие соотношения вероятны в случае субдукции “древней”, относительно тяжелой океанической литосферы. Сразу после того, как под действием горизонтального сжатия произойдет сколы, а край плиты будет вдавлен в астеносферу, станет возможным его гравитационное опускание и, как следствие, откат шарнира на перегибе плиты (соответственно V_g и V_r на рис. 1, III). Это снимает давление с висячего крыла.

НАБЛЮДЕНИЯ НА СОВРЕМЕННЫХ ГРАНИЦАХ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Изложенные выше представления могут быть сопоставлены с прямыми наблюдениями на тех современных границах, где субдукция под участки литосферы континентального типа только начинается или находится на ранней стадии развития.

Тектоническая зона Садо–Окусири на границе Амурской и Охотской литосферных плит. Самое начало конвергентного взаимодействия отчетливо проявляется в сейсмогенной зоне, протянувшейся меридионально почти на 1000 км вдоль восточного края Японского моря у берегов северного Хонсю и Хоккайдо [31, 48]. Это система крутых взбросов со смещением до 3 км, наклоненных преимущественно на восток и хорошо выраженных в подводном рельефе, в том числе такими хребтами, как Садо и Окусири. Сейсмические очаги распространяются на глубину до 35 км, решения фокальных механизмов подтверждают взбросовый характер смещений. Сжатие зоны происходит со средней скоростью около 2 см/год [32], что подтверждено и данными GPS (глобальной системы местопределения) [47]. В рейсе 128 Программы глубоководного бурения (ODP) были пройдены скважины на хребте Окусири, показавшие, что структуры сжатия и соответствующий тектонический рельеф начали формироваться 1.8 млн. лет назад. Непосредственно западнее хребта Окусири, где дно Японского моря опущено, прослеживается отрицательная гравиметрическая аномалия в свободном воздухе до 57 мГал. Это считают указанием на то, что перед фронтом взбросов край литосферной плиты вдавлен в подстилающие более плотные массы.

Почти два десятилетия назад И. Кобаяси и К. Накамура высказали мысль, что тектоническая активность в зоне Садо–Окусири выражает начало субдукции на границе литосферных плит [48], и с тех пор такую трактовку принимают многие исследователи. Появление сжимающих напряжений, так же, как предшествовавшее этому прекращение задугового спрединга в Японском море, связывают с дальнейшим развитием коллизии Индостан/Евразия, обусловившей восточное

смещение Амурской плиты и соответствующее сжатие на ее границе с Охотской плитой.

После почти двух миллионов лет активности глубинность зоны Садо–Окусири не превысила первых десятков километров, что отражает ограниченность находящегося на западе коллизийного источника перемещений пододвигающейся плиты. Напряжения и движение, идущие с востока, со стороны Тихого океана, поглощает мощная Японская зона субдукции встречного направления. Поэтому маловероятно, что система взбросов Садо–Окусири в ходе своего развития сможет превратиться в зону субдукции. Тем не менее, она дает наглядное представление о характере взаимодействия литосферных плит в самом начале их конвергенции.

Зарождающаяся зона субдукции Пуйсегиор на границе Австралийской и Тихоокеанской литосферных плит. Протянувшаяся на 450 км к югу от Новой Зеландии (от побережья Фьордленда) до подводного хребта Маккуори (46–50° ю.ш.), эта зона дает уникальную возможность проследить все стадии амагматической начальной фазы субдукции в их развитии вплоть до первых вулканических проявлений [24, 36, 42]. Зона Пуйсегиор наклонена на восток, трансформный Альпийский разлом Новой Зеландии (с правосторонним смещением 3–4 см/год) связывает ее со следующим, более северным субдукционным отрезком той же границы – зоной Хикураги встречного направления [33] (рис. 2, I, врезка).

Субдукция развивается путем преобразования трансформной границы Австралийской/Тихоокеанской плит вследствие южного смещения их полюса вращения, которое началось около 10 млн. лет назад и активизировалось в последние 3 млн. лет, когда угол конвергенции плит увеличился до 40° [36]. Субдуцирующая часть Австралийской плиты – это океаническая литосфера дна кайнозойского Юго-Восточного Тасманского бассейна (южнее подводного хребта Резолюши), ее возраст около 30 млн. лет [33]. Край Тихоокеанской плиты в висячем крыле зоны Пуйсегиор представлен континентальной литосферой Новой Зеландии и ее шельфа, которая южнее переходит в океаническую, датированную эоценом–олигоцен. Таким образом, в южной части зоны к ней с обеих сторон подходит океаническая литосфера кайнозойского возраста.

Еще в 70-х годах XX в. Д. Кристоффель и У. Ван-дер-Линден на основании сейсмологических данных интерпретировали высокосейсмичный северный отрезок этой границы плит как зарождающуюся зону субдукции [42], что нашло подтверждение и в последующих работах по решению фокальных механизмов [27]. Субдукция началась на севере у берегов Фьордленда пододвижением океанической литосферы под конти-

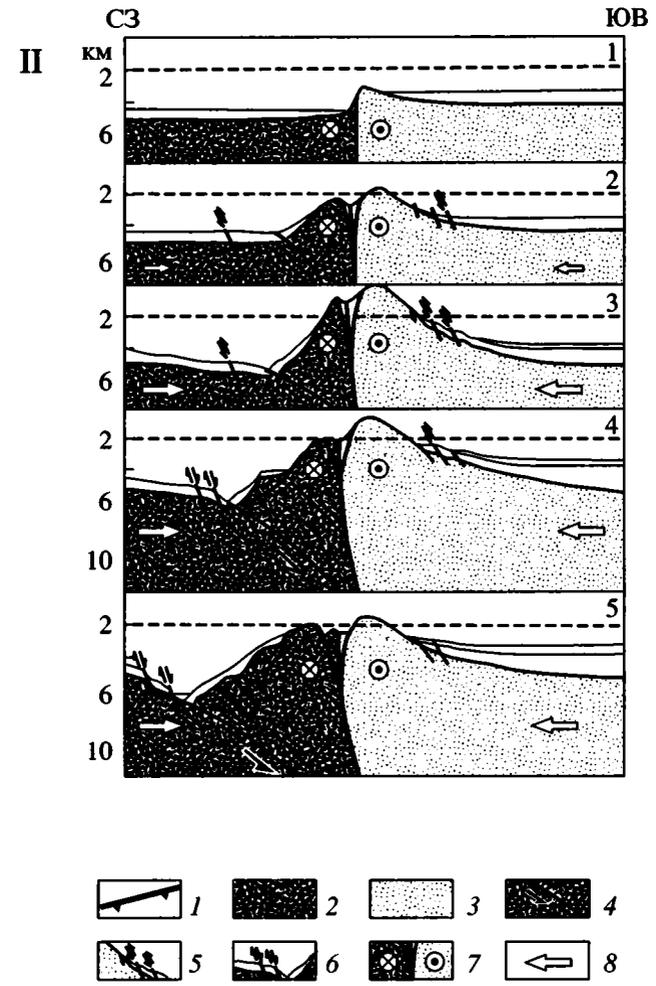
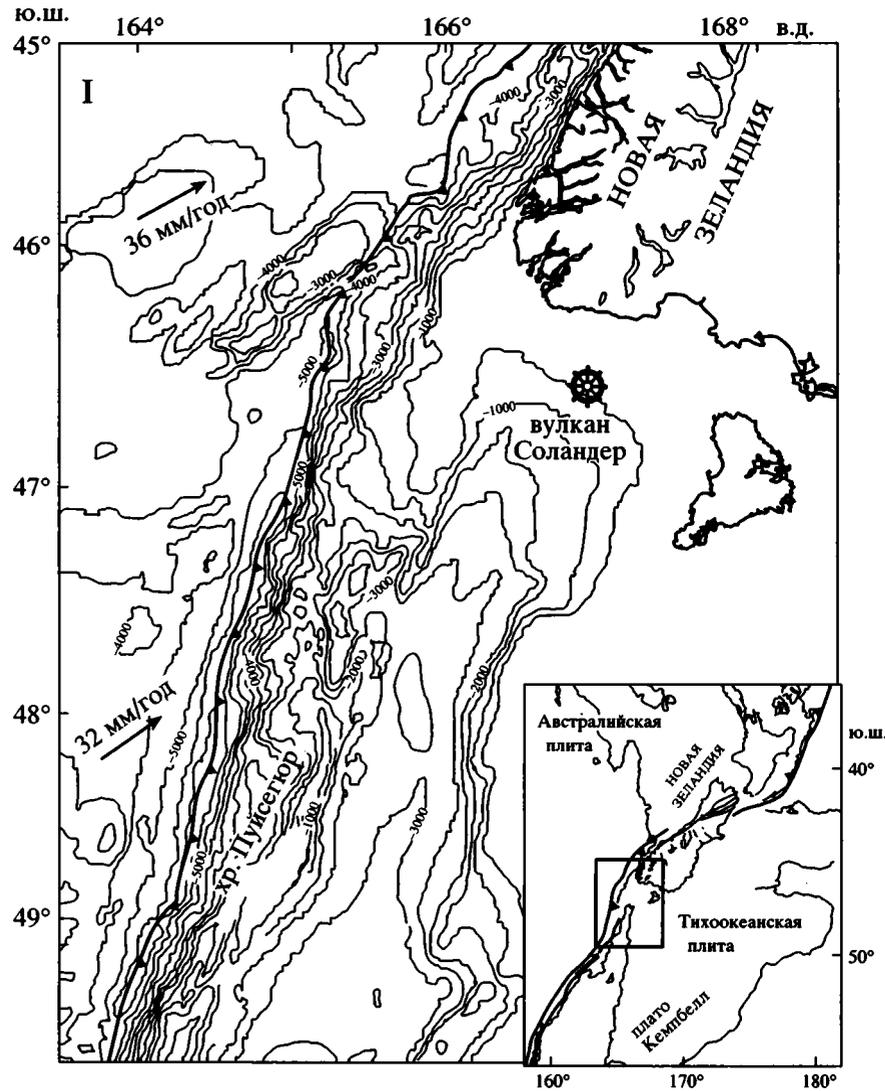


Рис. 2. Зарождающаяся зона субдукции Пуйсегюр на границе Австралийской и Тихоокеанской литосферных плит, которая разрастается на юг и демонстрирует развитие начальной фазы субдукции вплоть до погружения слэба на глубину 170 км и первых проявлений адакитового вулканизма (вулкан Соландер). Карта (I) по [36], последовательность развития (II) по [24], на схематических профилях вертикальный масштаб преувеличен в 4 раза
 1 – конвергентная граница, ось желоба Пуйсегюр; 2 – литосфера Австралийской и 3 – Тихоокеанской плит; 4 – сместитель зоны субдукции; 5 – взбросы; 6 – сбросы; 7 – правосторонний сдвиг, крестом обозначено крыло, движущееся от наблюдателя, точкой – на него; 8 – конвергенция литосферных плит

нентальную и распространяется все южнее. Поэтому, если следовать вдоль границы плит во встречном направлении, можно наблюдать переход от трансформного (правостороннего) смещения к транспрессии (в северной части хребта Маккуори), а затем к косоориентированной субдукции края Австралийской плиты на все большую глубину – вплоть до 170 км под Фьордлендом. Прослеженная там зона Бенюфа, полая в верхней части, следует затем под углом 80° до глубины 130 км, ниже еще на 40 км выявлена рассеянная сейсмичность. Вдоль границы с юга на север увеличивается и скорость субдукции до 3.6 см/год (согласно NUVEL-1). Косая ориентировка субдукции поддерживает правосторонние смещения в продольных разломах висячего крыла, где наблюдаются малоглубинные сейсмические очаги с соответствующим сдвиговым механизмом.

На самом зрелом северном отрезке зоны Пуйсегюр уже начался магмогенез. Его свидетельство – вулканический остров Соландер (около $46^\circ 30'$ ю.ш.), образовавшийся в плейстоцене над зоной субдукции в 125 км от желоба (см. рис. 2, I). Фундаментом служит континентальная кора новозеландского шельфа. Лавы имеют адакитовый состав [40], что считают указанием на плавление базальтовой коры в перегретой фронтальной части слэба [25, 38]. По данным сейсмопрофилеирования на дне вблизи Соландера предполагается еще несколько центров молодого вулканизма [36].

Последовательность преобразования трансформной границы плит в субдукционную систему Пуйсегюр проследили Ж.-И. Колло с соавторами [24]. Главные изменения, которые наблюдаются вдоль границы плит от 50° до 47° ю.ш., они иллюстрировали серией профилей (см. рис. 2, II). Распознаются две стадии преобразования:

Первая стадия (профили 2 и 3). Край Тихоокеанской плиты приподнимается почти на 4000 м и образует узкий хребет Пуйсегюр. Австралийская плита близ активной границы, напротив, несколько вдавливаясь вниз, так что глубины моря достигают там 5200 м. Однако самый край этой плиты вовлечен в поднятия, образует крутой (до 12° и более) фронтальный склон хребта Пуйсегюр и даже надвигается в обратном (западном) направлении на опущенную часть плиты. У основания склона есть оползневые террасы. Как в пределах хребта, так и на его ближайшем обрамлении образуются многочисленные сейсмогенные взбросы неглубокого заложения. Все более контрастный тектонический рельеф, появление взбросов и надвигов свидетельствуют о том, что на данной, самой ранней стадии формирования зоны субдукции нарастают и достигают своего максимума сжимающие напряжения.

Поскольку конвергенция ориентирована под острым углом к границе плит, происходят еще и

продольные правосторонние смещения по крутому разлому висячего крыла, протянувшемуся параллельно желобу вдоль оси хребта Пуйсегюр, где он выражен глубокой долиной. Сдвиговая природа разлома проявляется в структурной конфигурации подводного рельефа и подтверждена решениями фокального механизма сейсмических очагов.

Вторая стадия (профили 4 и 5). Подъем хребта Пуйсегюр сменяется его погружением более чем на 1500 м, настолько оказались опущенными абразионные поверхности, сформировавшиеся во время максимального поднятия. Хребет становится положе и шире, активных взбросов сравнительно мало, и соответствующая малоглубинная сейсмичность снижается. У западного подножья хребта формируется узкий глубоководный желоб (до 6250 м), сейсмические профили показывают пододвигание слоистых осадков под внутренний склон желоба. На его внешнем, океаническом, борту и еще на 10 км западнее изгиб земной коры порождает сбросы. Таким образом, заметны признаки значительного снижения сжимающих напряжений.

На данной стадии, вероятно, формируется единый сместитель зоны субдукции, принимающий на себя все большую долю косоориентированной конвергенции. Поэтому все меньшее сдвиговое смещение приходится на продольный разлом висячего крыла, который дальше на север начинает ветвиться, переходя в систему малоамплитудных разрывов.

О тектонических условиях, установившихся к концу второй стадии, можно судить по сейсмическому профилю на 47° ю.ш. [36]. Он показал пологое ($10\text{--}20^\circ$) пододвигание океанической плиты под необычно крутой (6°) внутренний склон желоба, при этом пододвигается и часть осадочного чехла. У подножья крутого склона обнаружен оползневой блок с хаотической внутренней структурой. В висячем крыле, над главным сместителем выявлены рефлекторы, полого наклоненные от желоба, часть которых интерпретирована как поверхности надвигов. Далее на восток на удалении 60–80 км от желоба профиль пересекает три вертикальных сдвига с правосторонним смещением. Таким образом, на самом зрелом северном отрезке зоны Пуйсегюр косоориентированная конвергенция литосферных плит реализуется как сумма разных смещений: по главному субдукционному сместителю, по надвигам висячего крыла и по рассекающим это крыло продольным сдвигам. Кроме того, на внешнем склоне желоба и непосредственно западнее профиль показал сбросы амплитудой до 50 м, часть которых полностью пересекает осадочный чехол, проникая в фундамент: происходит растяжение верхов океанической плиты при ее изгибе перед

зоной субдукции. В целом профиль свидетельствует о том, что к концу второй стадии преобразование трансформной границы плит в субдукционную завершается.

Если сопоставить наблюдения в зоне Пуйсгюр с двумя модельными вариантами взаимодействия плит при заложении зоны субдукции (см. выше), то наблюдаемые соотношения закономерны. На первой стадии “молодая” (с невысокой средней плотностью, плавучая) океаническая литосфера дна кайнозойского Юго-Восточного Тасманского бассейна приподнимает край встречной плиты и отжимается вниз. Это поддерживает на тектонической границе высокие силы сцепления и порождает деформации сжатия. Заметное снижение сжимающих напряжений, которое происходит затем на второй стадии, отражает уменьшение сил сцепления на контакте литосферных плит по мере образования там единого субдукционного сместителя. Кроме того, к этому времени передний край слэба, преодолевший взаимодействие с породами встречной литосферной плиты, входит в астеносферу и начинает продвигаться свободнее.

Новообразование зон субдукции вдоль западного края Филиппинского бассейна. Переломные тектонические обстановки: самое первое проявление амагматической начальной фазы субдукции и ее полное завершение – хорошо представлены на новой конвергентной границе протяженностью более 2500 км, которая формируется на западе Филиппинского бассейна. Только на отрезке 18–22°30' с.ш. эта активная граница к настоящему времени еще не образовалась, поскольку конвергенцию с окраиной Азии там продолжает принимать на себя расположенная рядом Манильская зона субдукции, погружающаяся на восток. Севернее уже произошло заклинивание этой зоны субдукции: ее островная дуга (известная как дуга Лусон) столкнулась в конце плиоцена с пассивной континентальной окраиной, так образовалась коллизионная система Тайваня. С середины плейстоцена по настоящее время в тылу этой системы, в основании подводного склона острова формируются сколы восточной вергентности, проникающие до глубин 60 км. По этим сколам начинается пододвигание океанической Филиппинской плиты позднеэоценового возраста, т.е. зарождается новая зона субдукции обратной полярности, которая разрастается на юг [9, 49].

Пододвигание дна Филиппинского моря началось и на юге, на широте острова Лусон, у побережья которого наметилась направленная на запад зарождающаяся зона субдукции, названная Восточно-Лусонской [21]. В подводном рельефе она уже выражена желобом, и до глубины около 100 км прослеживается сейсмофокальная зона с очагами взбросового типа [20]. Однако данные космичес-

кой геодезии (GPS) показали, что в настоящее время сближение Филиппинской плиты с Лусоном не превышает нескольких миллиметров в год и что почти вся ее конвергенция с Зондской плитой Евразии сейчас приходится на соседнюю Манильскую зону встречного направления. Не исключается, что начавшаяся субдукция заторможена литосферным утолщением подводного плато Бенхэм, которое подошло к Восточно-Лусонскому желобу.

Соотношения резко меняются за трансформной системой к югу от Лусона, где на продолжении той же конвергентной границы амагматическая начальная фаза субдукции успела завершиться. Граница выражена там вполне сформировавшейся Филиппинской островной дугой (с одноименным глубоководным желобом), заложившейся около 4 млн. лет назад и уже вступившей в магматическую фазу развития. К настоящему времени слэб, сложенный океанической литосферой эоценового возраста, продвинулся до глубин 150–200 км, его сопровождает зона Беньофа. Скорость конвергенции возрастает от 6.5–8.5 см/год на севере дуги до 9.5–13 см/год на юге. Первые вулканы появились около 2 млн. лет назад. На поверхность поступают адакитовые по составу расплавы, которые питают вулканическую цепь на всем ее протяжении от юго-восточной оконечности Лусона до восточного Минданао. Происхождение таких расплавов, как уже отмечалось выше, может быть связано с выплавлением непосредственно из перегретой фронтальной части океанического слэба [44]. Есть и обогащенные ниобием базальты, известные как характерный спутник адакитов.

Таким образом, на современных активных границах плит есть отрезки, которые в совокупности дают представление о всей последовательности событий амагматической начальной фазы субдукции: от первых проявлений сжатия с образованием взбросов и надвигов до завершения начальной фазы и перехода к нормальному режиму субдукции с выходом на поверхность магматических расплавов. Однако в рассмотренных случаях всюду субдуцирует сравнительно легкая “молодая” литосфера, что создает на конвергентной границе высокие сжимающие напряжения. Зрелая (“древняя”) океаническая литосфера, имеющая большую отрицательную плавучесть, предполагает иные условия для начала субдукции (см. предыдущий раздел), но в настоящее время на границах плит, по-видимому, нет таких соотношений.

ПРОЯВЛЕНИЯ АМАГМАТИЧЕСКОЙ НАЧАЛЬНОЙ ФАЗЫ В ДРЕВНИХ ЗОНАХ СУБДУКЦИИ

Геологические проявления начавшейся субдукции можно распознать и в комплексах древних

континентальных окраин, формировавшихся в более разнообразных тектонических условиях, чем современные. Рассмотрим обстановку, непосредственно предшествовавшую магматизму, для нескольких известных вулканических поясов мезозоя и палеозоя, обладающих характерными признаками субдукционного происхождения.

Понтийско-Закавказский вулканический пояс. Амагматическая начальная фаза субдукции отчетливо распознается на северном обрамлении мезозойского океана Тетис, где в средней юре пассивная континентальная окраина преобразовалась в активную. Тектонические условия перехода от одного режима к другому были исследованы автором совместно с Д.И. Пановым для Крымско-Кавказского отрезка этой окраины [12].

Пассивная континентальная окраина шириной до 500–600 км сформировалась там в начале альпийского этапа в связи с раскрытием мезозойского Тетиса как нового океанического бассейна к югу от прежнего. В лейасе–аалене она испытывала растяжение, выразившееся дифференцированным опусканием ниже уровня моря, а также заложением линейно вытянутых бассейнов рифтового типа, в том числе бассейна Большого Кавказа. Лейасовая трансгрессия пришла на эту окраину с юга и перекрыла сложное, гетерогенное основание, включавшее как массивы древних кристаллических пород, так и аккреционные комплексы позднего палеозоя.

Время преобразования пассивной Крымско-Кавказской континентальной окраины в активную окраину с характерным вулкано-плутоническим поясом (конец аалена – начало байоса) отмечено ее поднятием, отмиранием рифтогенных структур и их магматизма, а также складчато-разрывными деформациями сжатия с последующим прогревом утолщенной коры (по К-Аг данным). Сначала была приподнята ближайшая к океану часть континентальной окраины, затем морская регрессия распространилась на всю ее ширину. Стратиграфический перерыв, определяющий продолжительность амагматической начальной фазы субдукции, охватывает зоны *Graphoceras concavum* верхнего аалена и *Sonninia sowerbyi* нижнего байоса (около 3 млн. лет: 178–175 млн. лет по шкале Ф. Градштейна и др. [28], 173–170 млн. лет по шкале Б. Хака и др. [30]). На это же время приходится пауза магматической активности, после которой характер магматизма коренным образом изменился. Прекратился рифтогенный вулканизм, его самые молодые проявления известны в осевом трого бассейна Большого Кавказа в верхах серии Гойтх, которые отнесены к зоне *Ludwigia murchisonae* верхнего аалена. Магматизм на континентальной окраине возобновился при заложении Понтийско-Закавказского вулканического пояса уже как субдукционный, его проявле-

ния начались в середине раннего байоса с зоны *Stephanoceras humphriesianum* (местами, возможно, с конца зоны *Otoites sauzei*), а в Горном Крыму даже с позднего байоса.

Достоин внимания, что осушение и размыв Крымско-Кавказской континентальной окраины в конце аалена–начале байоса не вписываются в эвстатическую кривую, в рамках соответствующего секвентно-стратиграфического цикла средней юры они произошли при самом высоком уровне океана [30]. Таким образом, тектоническое поднятие континентальной окраины было столь интенсивным, что проявилось вполне отчетливо даже на фоне эвстатического максимума.

Складчатые и взбросо-надвиговые деформации на континентальной окраине укладываются в то же время, что и стратиграфический перерыв. Мы придаем значение тому обстоятельству, что эта складчатость, обычно называемая “предбайосской”, не вписывается ни в одну из канонических, глобальных фаз, попадая в интервал между древнекиммерийским и новокиммерийским тектогенезом. Она представляет собой региональное явление и известна под местным названием “дзирульской фазы складчатости”, по Дзирульскому горному массиву в Закавказье.

Конец обсуждаемого хронологического интервала, когда сжатие прекратилось, а континентальная окраина опустилась и была перекрыта морской трансгрессией, непосредственно предшествовал первым вспышкам субдукционного магматизма. Всю последовательность событий мы рассматриваем как проявление амагматической начальной фазы той субдукции, которая в дальнейшем почти 90 млн. лет определяла формирование Понтийско-Закавказского вулканического пояса и все развитие континентальной окраины [34].

Среди офиолитов краевой сутуры Тетиса, протянувшейся перед фронтом вулканического пояса от оз. Севан к Эрзинджану и далее до п-ова Армутлу на окончании Западных Понтидов, есть поздне-триасовые и раннеюрские, что доказано находками радиолярий в вулканогенно-осадочных образованиях [8], а также Sm-Nd датировками габбро (225 млн. лет) и базальтов (230–200 млн. лет) [50]. Таким образом, в среднеюрское время возраст начинавшей субдуцировать литосферы мог быть около 50 млн. лет.

Именно для Крымско-Кавказского обрамления юрского океана Тетис амагматическая начальная фаза субдукции воссоздается с наибольшей полнотой. Подробное изложение фактического материала и его обсуждение даны в отдельной статье [12].

Девонский вулканический пояс Казахстана. Еще в середине прошлого века А.А. Богданов, выделяя этот вулканический пояс, не только под-

черкивал его краевое положение, но прозорливо отмечал сходство “с окраинным вулканогенным поясом кайнозойской складчатости Тихоокеанской зоны” [4, с. 30]. Протяженность пояса около 1800 км, его современная подковообразная конфигурация, судя по палеомагнитным данным, отчасти вторична, отражая последующий ороклиальный изгиб. Вопрос о субдукционной природе Девонского вулканического пояса Казахстана дискутируется уже несколько десятилетий. С достаточной полнотой установлены признаки, свойственные поясам на современных активных континентальных окраинах: характерные вулканоплутонические ассоциации; особенности петрографического и геохимического состава пород и поперечная петрохимическая полярность; внутренняя структура, в том числе вулканотектоническая; положение в латеральном ряду структур и формаций; дискордантность по отношению к фундаменту [1, 3, 7]. Вместе с тем, остается много неясностей и противоречий в попытках определить место Казахстанского континента и его активной окраины на палинспастических реконструкциях среднего палеозоя [6, 10].

Фундамент Девонского вулканического пояса Казахстана образовался в результате замыкания островодужных систем, главным образом, в таконскую фазу, а в позднем ордовике – силуре он перекрывался флишоидами и морскими молассами или подвергался денудации. Соотношения с фундаментом подробно исследованы в пределах центрального (широтного) сегмента пояса. Вулканиды залегают с несогласием на нижнесилурийских и более древних толщах, а на небольших участках подстилаются пестроцветно-красноцветными мелководно-морскими отложениями с фауной верхов силура – низов лохковского яруса нижнего девона, перекрывая их без явно выраженного несогласия, но по резкой границе [18]. Вулканизм начался со второй половины лохковского века, что подтверждается и поступлением сингенетичного вулканического материала в фаунистически охарактеризованные морские отложения на склоне континентальной окраины. Четко прослеживается поднятие этой окраины в первой половине лохковского века (в “айнасуйское время” – по одноименному горизонту коррелятивных морских отложений к югу от вулканического пояса), охватившее всю ее площадь к середине лохковского века, перед образованием магматического пояса [2], (рис. 3). “Независимо от тектонической трактовки возрастного интервала, непосредственно предшествующего началу формирования пояса, – отмечал М.К. Бахтеев, – характерной особенностью его является практически полная авулканичность как континентальной области, так и примыкающего геосинклинального бассейна” [1, с. 148]. Мы полагаем, что это время, отмеченное общим поднятием континентальной окраины, соответствует амагматической начальной фазе субдукции.

Восточно-Сихотэалиньский вулканический пояс наложен на аккреционное обрамление Тихого океана и выражает позднемеловой этап субдукции на этом отрезке обрамления. Формированию вулканического пояса предшествовала обстановка активного трансформного режима с левосторонними смещениями, в ходе которых происходило движение террейнов в северном направлении [17]. Так, в частности, была перемещена с юга позднеюрско-берриасовая аккреционная призма Самаркинского террейна. Перекрывающие ее прибрежно-морские терригенные комплексы валанжина–альба интенсивно деформированы многократными сдвигами меридионального и восток-северо-восточного направлений и сопряженной с ними складчатостью (рис. 4). Так же деформированы разновозрастные им мощные терригенные отложения в фациях континентального склона и его подножья, слагающие Журавлевский террейн.

Смена трансформного режима субдукционным произошла в конце альба. Достоянно внимания, что поднятие и размыв аккреционной окраины были очень кратковременными, и уже самые верхи альба – низы сеномана представлены континентальными, в том числе озерными отложениями, которые распространены спорадически, перекрывая с резким угловым несогласием породы аккреционного фундамента [5]. Вверх по разрезу эти отложения согласно подстилают сеноманские пирокластические и эффузивные породы низов вулканического пояса, и можно полагать, что именно они соответствуют амагматической начальной фазе субдукции. Таким образом, здесь, в отличие от рассмотренных выше примеров, заложение зоны субдукции не сопровождалось ни устойчивым поднятием континентальной окраины, ни деформациями сжатия. Напротив, сохранились следы предшествовавших магматизму опусканий с локальным накоплением обломочных комплексов.

Судя по датировкам офиолитов, включенных в фундамент Восточно-Сихотэалиньского пояса [17], их возраст ко времени аккреции в конце раннего мела превышал 100 млн. лет (исключение составляют среднеюрские офиолиты Таухинского террейна). Вполне вероятно, что и после начала субдукции с континентальной окраиной взаимодействовала зрелая, “древняя” океаническая литосфера.

Резкое изменение напряженного состояния активной континентальной окраины Сихотэ-Алиня в конце альба, при смене трансформного режима субдукционным, отчетливо запечатлено в его разрывной тектонике (см. рис. 4). Тем не менее и позже, в том числе одновременно с субдукцион-

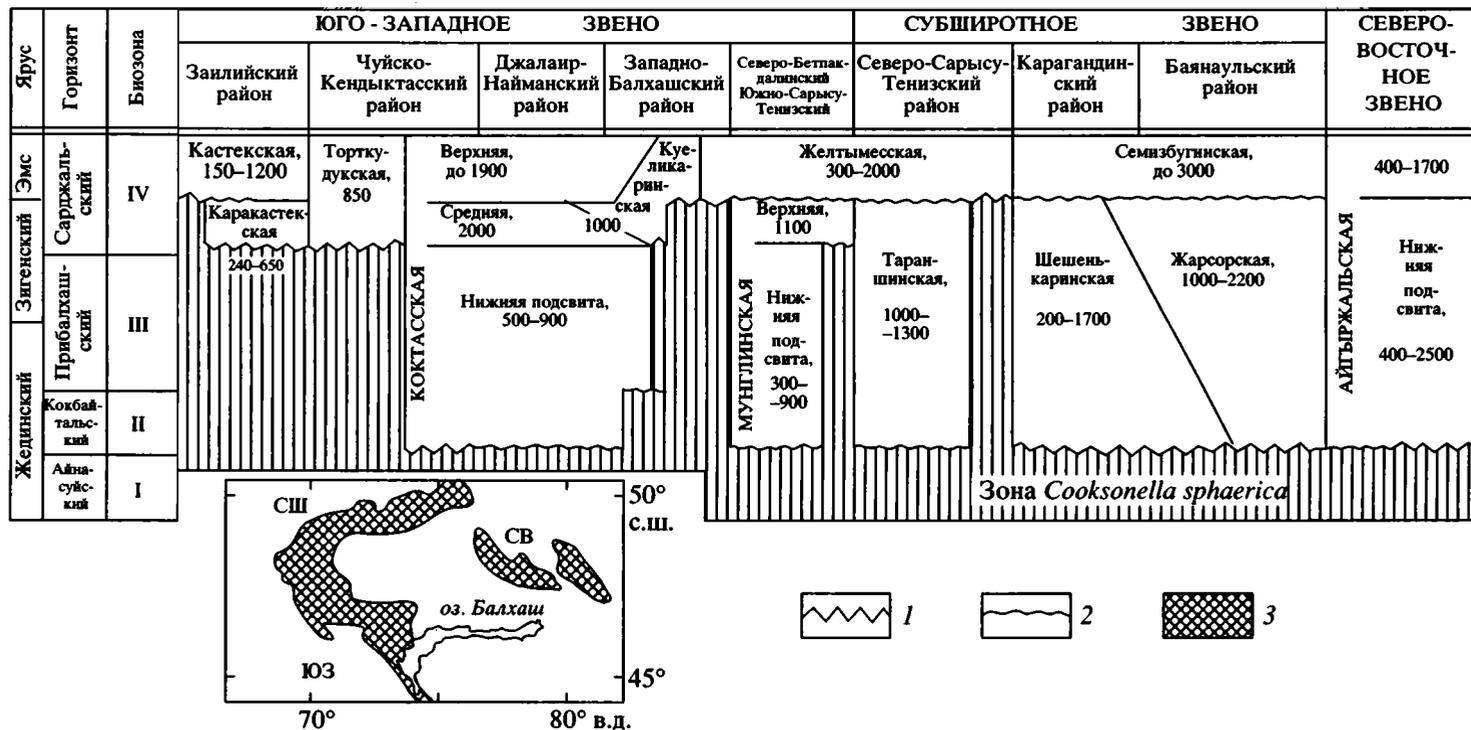


Рис. 3. Стратиграфический перерыв, непосредственно предшествовавший первым магматическим проявлениям в Девонском вулканическом поясе Казахстана, по М.К. Бахтееву и др. [2], с изменениями

I–IV – биозоны по флористическим комплексам континентальных отложений нижнего девона: I – *Cooksonella sphaerica*, II – *Tastaephyton bulakus*, III – *Maubasia notabilis*, IV – *Zosterophyllum australianum*. Указаны названия свит и подсвит, их мощность в метрах. На врезке – размещение пояса и его “звенья”: юго-западное (ЮЗ), субширотное (СШ) и северо-восточное (СВ)

1 – угловые несогласия; 2 – параллельные несогласия и размывы; 3 – Девонский вулканический пояс Казахстана (на врезке)

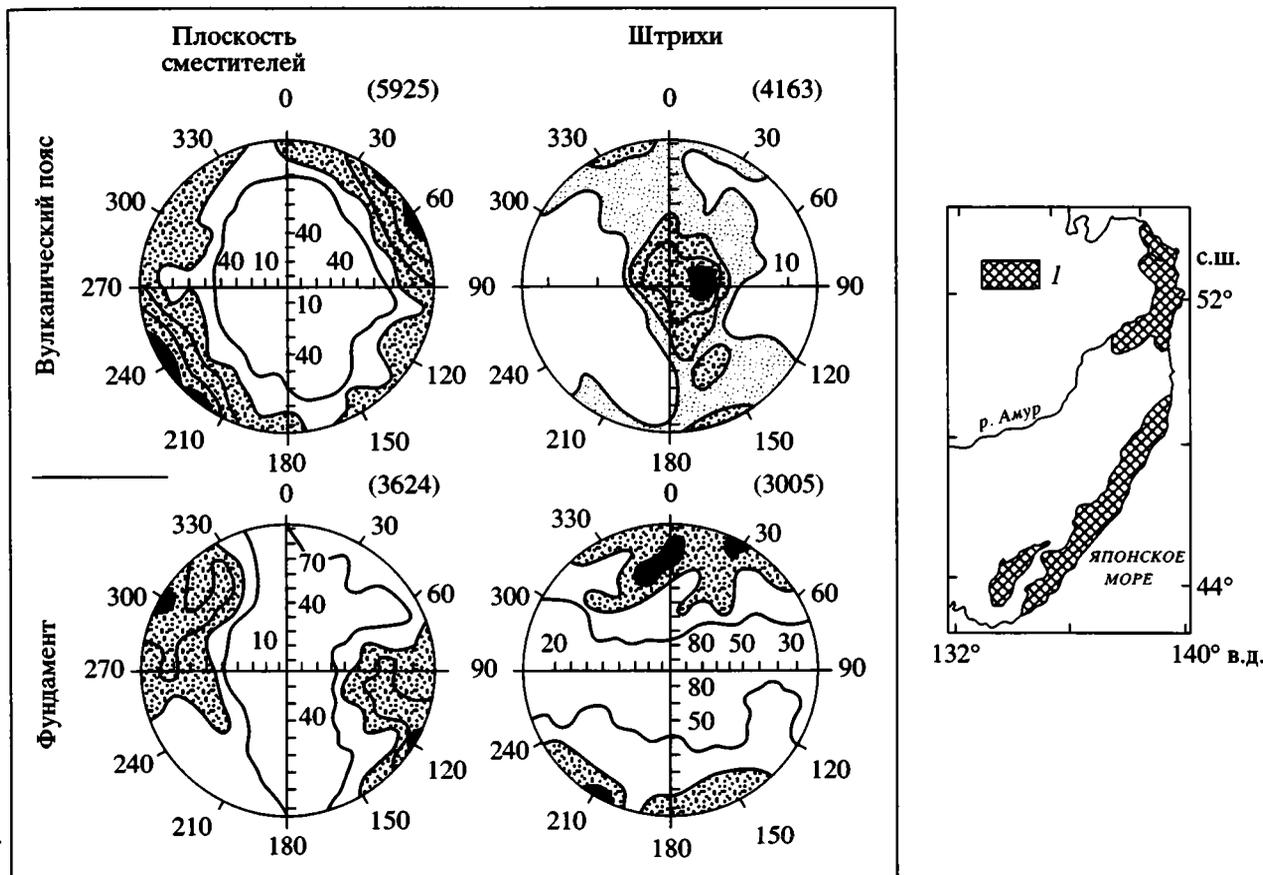


Рис. 4. Изменение напряженного состояния активной континентальной окраины Сихотэ-Алиня на рубеже альба и сеномана при смене трансформного режима субдукционным. Ориентировка плоскости сместителей и тектонических штрихов смещения в разрывных нарушениях Восточно-Сихотэалинского субдукционного вулканического пояса и его фундамента для Самаркинского рудного района (местоположение – на врезке)

Диаграммы статистического анализа по [14], показана верхняя полусфера с изолиниями плотности замеров через 1%, черная окраска – максимум. Цифры в скобках – количество замеров

I – Восточно-Сихотэалинский вулканический пояс (на врезке)

ным магматизмом, происходила активизация левосторонних сдвигов продольного направления [14], что служит признаком косой ориентировки субдукции. На это указывает система сопряженных сдвигов, сбросов и надвигов соответствующей ориентировки, формировавшаяся в вулканах Восточно-Сихотэалинского пояса как отражение сдвиговых смещений в его фундаменте. Некоторые разрывы растяжения, принадлежавшие этой системе, использовались как магмоподводящие структуры.

Охотско-Чукотский вулканический пояс так же дискордантно наложен на разнородное основание, в том числе на аккреционный пояс, формирование которого завершалось в конце неокома – начале апта при трансформном режиме континентальной окраины, когда произошли интенсивные складчато-разрывные деформации, дробление и продольное растаскивание террейнов в ходе левосторонних сдвиговых смещений [16]. Однако

в вопросе о времени и условиях заложения вулканического пояса все еще остается много неясного [13], в этом отношении вполне вероятны различия выделяемых сегментов пояса. На Пенжинском сегменте, одном из наиболее изученных, надежно прослеживается угловое несогласие в основании маметчинской свиты, формировавшейся во фронтальной прогибе Охотско-Чукотского вулканического пояса и залегающей непосредственно на террейнах аккреционного фундамента. Ее базальные горизонты, уже содержащие переотложенный вулканический материал, относят к позднему альбу [13]. Между тем западнее в основании вулканического пояса появляются молассоидные континентальные отложения (описанные разными авторами как коячанская, ненайтская, акаткевеевская свиты), относимые к верхам апта – альбу. Они перекрывают комплексы фундамента с резким несогласием, локализуются в небольших прогибах, изменчивы по составу и

мощности. Самые молодые из них пластуется согласно с вышележащими вулканитами Охотско-Чукотского пояса [15]. Поэтому, по аналогии с Восточно-Сихотэалиньским вулканическим поясом, можно предположить, что в те несколько миллионов лет, которые предшествовали первым проявлениям позднеальбского вулканизма, происходило некоторое опускание континентальной окраины. Так же, как и там, здесь нет проявлений складчатости и других признаков сжатия континентальной окраины при начале субдукции, непосредственно перед образованием вулканического пояса.

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

С тех пор как в 60-х годах прошлого века определилось понятие о субдукции литосферных плит, многие исследователи обращались к вопросу о тектонических условиях и механизмах заложения зон субдукции. Тогда же концепция циклов Вильсона связала начало субдукции с периферией зрелых океанических бассейнов, с погружением в астеносферу предельно тяжелой океанической литосферы. Однако дальнейшие исследования показали многообразие условий формирования зон субдукции, в том числе и в бассейнах с относительно молодой литосферой.

В момент заложения новой зоны субдукции еще нет той главной силы, которая впоследствии будет перемещать в ней океаническую плиту: нет гравитационной “тяги” со стороны слэба, прошедшего через фазовый переход габбро–эклогит (в глубинном интервале 40–60 км) и через дальнейшие минеральные преобразования [39, 43]. Величина сил волочения на подошве океанической литосферы и “толкающих” сил гравитационного смещения от спредингового хребта на порядок меньше [37]. Поэтому вопрос о факторах, способных инициировать субдукцию, остается предметом исследований [26, 45]. Оценка прочности зрелой (мощной и холодной) океанической литосферы у пассивной окраины свидетельствует против ее скола и гравитационного “обрушения” даже при максимальных существующих в настоящее время значениях инверсии плотностей и при учете напряжений изгиба под локальной нагрузкой мощных осадков [22]. Расчеты и физическое моделирование показывают, что независимо от возраста океанической литосферы необходимо дополнительное, приложенное извне горизонтальное сжатие, достаточное для того, чтобы там, где прочность литосферы минимальна (исначально или вследствие тектонических нарушений), образовалась зона субдукции. Известны убедительные примеры, когда такой импульс сжатия мог быть обусловлен “заклиниванием” недалеко расположенной зоны субдукции [37]. Но более универсальное значение имеет соответ-

ствующая разница и перестройка абсолютного движения граничащих между собой литосферных единиц [51]. Эта разница может быть обусловлена компонентами самого различного происхождения, в том числе теми, которые зависят от неодинаковой “заякоренности” континентальной и океанической литосферы [19], или от воздействия сил приливного торможения [46].

С началом субдукции важным фактором становятся возрастные параметры пододвигающейся океанической плиты, определяющие ее плавучесть относительно подстилающей астеносферы. Рассмотренные выше данные о формировании современных и древних зон субдукции, вместе с результатами тектонофизических исследований, позволяют отметить два вероятных варианта амагматической начальной фазы субдукции (рис. 5, А, Б):

А) Субдукцию начинает “молодая”, легкая океаническая литосфера. Вначале, когда передний край пододвигающейся плиты взаимодействует с жесткой литосферной частью висячего крыла и отжимается вниз, плавучесть такой литосферы поддерживает высокие силы сцепления на границе плит. Накапливаются большие сжимающие напряжения, способные приподнять висячее крыло и создать в его пределах деформации сжатия. Фронт океанической плиты отжимается вниз и продвигается, преодолевая силы сцепления и порождая многочисленные сейсмические очаги. Когда он входит в астеносферу, где вязкость во много раз меньше, силы сжатия соответственно снижаются, висячее крыло опускается. Происходит выравнивание неизостатического рельефа и затухание деформаций на континентальной окраине. Спустя некоторый отрезок времени передний край слэба доходит до глубин, где инициируется магмообразование.

Как было показано выше, на современных активных границах плит представлены все главные элементы такой последовательности событий: первые проявления сжатия с образованием взбросов и надвигов в зоне Садо–Окусири; поднятие и деформационное сжатие висячего крыла в зоне Пуйсегюр с дальнейшим его опусканием, прекращением деформаций и появлением адакитовых лав вулкана Соландер; переход к нормальному режиму субдукции в Филиппинской зоне. Среди рассмотренных древних зон субдукции подобный ход событий лучше всего документирован для Крымско–Кавказской окраины юрского Тетиса, где субдуцировала сравнительно молодая в то время (не более 50 млн. лет?) океаническая литосфера. Амагматическая начальная фаза субдукции общей продолжительностью около 3 млн. лет прослеживается там с отмирания рифтогенных структур (и их магматизма) на пассивной окраине и вплоть до формирования Понтийско–Закавказского окраинно–материкового вулканичес-

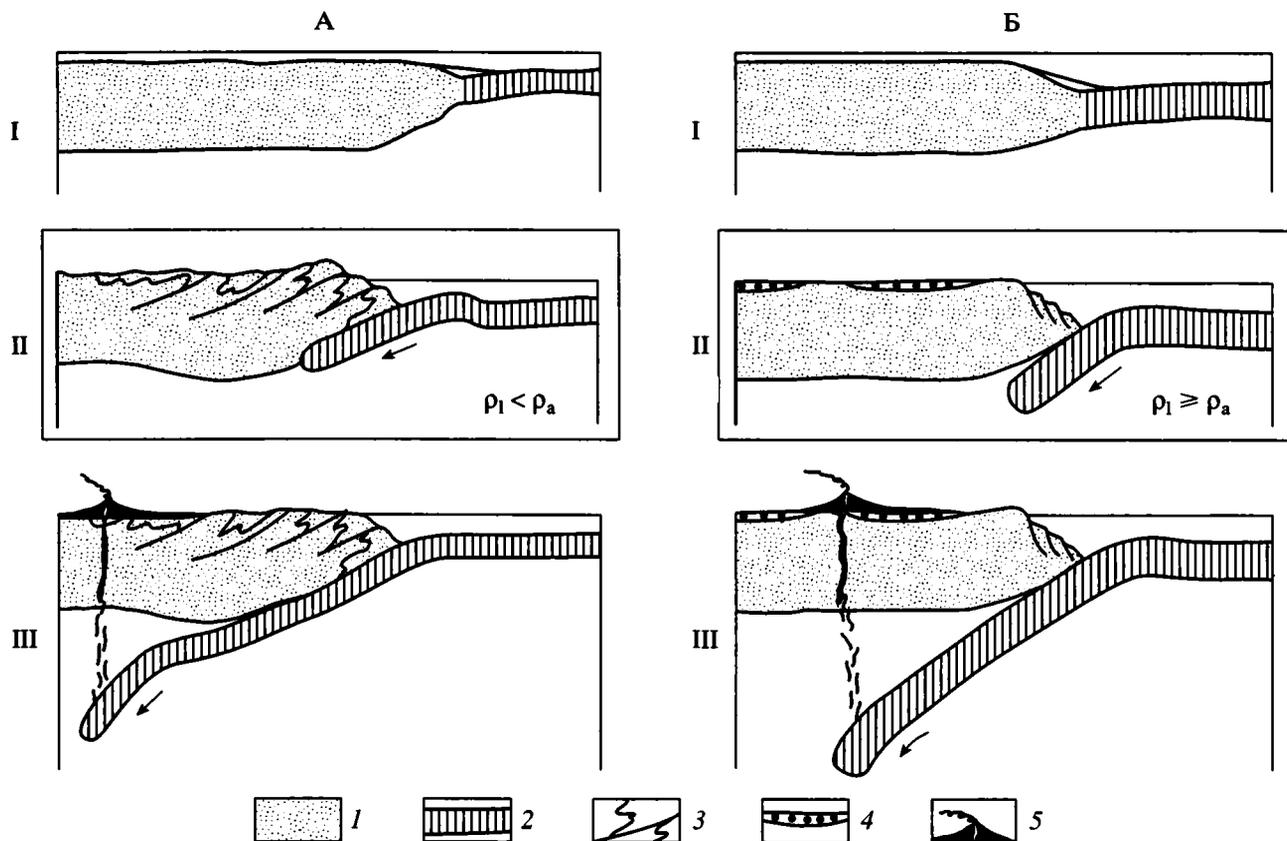


Рис. 5. Два варианта развития амагматической начальной фазы субдукции: для молодой (А) и для зрелой (Б) океанической литосферы

1 – континентальная и 2 – океаническая литосфера; 3 – деформации сжатия; 4 – континентальные обломочные отложения; 5 – субдукционный вулканизм. ρ_1 – средняя плотность океанической литосферы, ρ_a – плотность астеносферы

кого пояса. Можно предполагать, что сходным образом начиналась субдукция и для Девонского вулканического пояса в Казахстане, где четко выражено общее поднятие континентальной окраины в первой половине лохковского времени, перед образованием пояса.

Как в современной зоне Пуйсегюр, так и на юрской Понтийско-Закавказской окраине Тетиса, т.е. в обоих случаях, для которых есть достаточная информация, поднятия и сжатие на начальной фазе субдукции удерживаются длительно. Это свидетельствует о большой мощности эффективно жесткой, “механической” литосферы всяческого крыла, с которой взаимодействует, отжимаясь вниз, фронт океанической плиты. Действительно, изначальная мощность этой “механической” литосферы должна быть значительно большей, чем над зрелыми зонами субдукции, где она снижена последующим подъемом геоизотерм (см. рис. 1, III). При заложении зоны субдукции подошва “механической” литосферы континентального крыла находится ниже тех критических глубин (40–60 км), за которыми сцепление на контакте все равно уменьшается, поскольку

океанический слэб претерпевает фазовый переход габбро–эклогит и круто уходит вниз [39, 43]. Эти соотношения позволяют дать для континентальной окраины расчетную длительность поднятий с деформациями сжатия (около 1 млн. лет при средних значениях скорости и угла субдукции), что определяет и последующую паузу до первых проявлений вулканизма через 1.5–2.5 млн. лет после заложения зоны субдукции (см. выше).

При палеорекострукциях рассмотренный вариант амагматической начальной фазы, когда субдуцирует “молодая”, относительно легкая океаническая литосфера, распределяется по стратиграфическому перерыву с угловым несогласием (фиксирующим складчато-разрывные деформации сжатия), который приурочен к основанию вулканических субдукционного магматического пояса.

Особый случай представляют те отрезки формирующейся конвергентной границы, где начинают субдуцировать утолщения океанической литосферы и где поэтому эффект механического взаимодействия двух плит намного больше обычного. На таких отрезках образуются пологие зоны субдукции, где высокая положительная плаву-

честь слэба прижимает его к подошве висячего крыла, наращивая площадь контакта [29]. Как показано на примере Перуанских Анд, сдвигание холодных литосферных плит создает особый температурный режим, увеличивая силы сцепления, задерживая наступление фазового перехода габбро–эклогит и препятствуя магмообразованию. Согласно данным космической геодезии, accommodation движений, передаваемых от субдуцирующей плиты к висячему крылу, распространяется там на сотни километров от желоба, вместе с деформациями сжатия. Выделение сейсмической энергии превышает нормальные значения в несколько раз. Такой режим прекращается только после полной субдукции аномального участка океанической литосферы.

Б) Второй вероятный вариант начальной фазы предполагает субдукцию относительно тяжелой “древней” океанической литосферы. Ее соотношение с подстилающей астеносферой характеризуется значительной инверсией плотностей. Поэтому, если под действием горизонтального сжатия образуются сколы и край плиты будет поддвигаться, входя в астеносферу, начнется его гравитационное погружение, что резко изменит напряжения на контакте. Сжатие на границе плит, давшее импульс к заложению зоны субдукции, будет снято. В таких условиях начальная фаза субдукции не будет сопровождаться складчатонадвиговыми деформациями, а кратковременное поднятие висячего крыла может даже смениться опусканиями. Подобную модель предложили П. Циглер с соавторами, которые полагают, что в ходе преобразования пассивных континентальных окраин в активные горизонтальное сжатие должно лишь непосредственно предшествовать субдукции и прекращаться с ее началом [51].

Современные примеры такого начала субдукции с участием зрелой океанической литосферы нам неизвестны. Лишь в качестве потенциального примера обсуждается бассейн Скоттиан у подножья канадской пассивной окраины Атлантического океана, где среднеюрская литосфера, обладающая предельной отрицательной плавучестью, прогнута под осадочной линзой мощностью до 15 км [26]. Но среди древних зон субдукции, рассмотренных выше, некоторые могли образоваться именно по последнему варианту. В Восточно-Сихотэалинской зоне, где под трансформную окраину субдуцировала зрелая, “древняя” океаническая литосфера, образование вулканического пояса не предварялось ни значительными поднятиями, ни складчатостью. Напротив, амагматическая начальная фаза субдукции (на рубеже альба и сеномана) сопровождалась там локальными опусканиями. Близкие соотношения возможны и в пределах Пенжинского сегмента Охотско-Чукотского пояса. Можно полагать, что континентальные или мелководно-морские отложения,

дискордантные относительно комплексов основания и согласно подстилающие вулканический пояс, – это тот след, который оставляет амагматическая начальная фаза, когда субдуцирует тяжелая “древняя” океаническая литосфера.

Поскольку на современных активных границах плит амагматическая начальная фаза субдукции завершается появлением вулканических адакитовой специализации, вполне вероятно, что небольшие объемы адакитов будут обнаружены под вулканиками обычного состава и в древних субдукционных поясах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бахтеев М.К.* Палеозойские орогенные вулкано-плутонические пояса. М.: Недра, 1987. 168 с.
2. *Бахтеев М.К., Сенкевич М.А., Юрина А.Л.* Палеофлористическое расчленение континентальных осадочно-вулканогенных отложений девона Казахстана // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1984. Т. 59. № 5. С. 82–92.
3. *Беляев О.Е., Федоров Т.О.* Девонский краевой вулканический пояс Казахстана (вулканизм и геодинамика) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1997. Т. 72. № 5. С. 41–45.
4. *Богданов А.А.* Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1959. Т. 34. № 1. С. 3–38.
5. *Ветренников В.В.* Особенности вулканизма, тектоники и оруденения окраинно-материковых вулканических поясов. М.: Недра, 1976. 156 с.
6. *Гришин Д.В., Печерский Д.М., Дегтярев К.Е.* Палеомагнетизм и реконструкция среднепалеозойской структуры Центрального Казахстана // Геотектоника. 1997. № 1. С. 71–81.
7. *Журавлев Б.Я., Урываева А.П., Федоров Т.О. и др.* Казахстанский девонский краевой вулканический пояс // Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М.: Наука, 1977. С. 167–184.
8. *Книппер А.Л., Сатиан М.А., Брагин Н.Ю.* Верхнетриасовые – нижнеюрские вулканогенно-осадочные отложения Старого Зодского перевала (Закавказье) // Стратиграфия, геологическая корреляция. 1997. Т. 5. № 3. С. 58–65.
9. *Константиновская Е.А.* Модель закрытия окраинного моря: пример Южно-Китайского и Филиппинского морей // Тектоника и геофизика литосферы. Т. 1. М.: Геос, 2002. С. 257–260. (Материалы XXXV Тектонического совещания).
10. *Курчавов А.М.* Проблема геодинамической обстановки формирования девонского континентального магматизма Казахстана, Средней Азии и Западной Сибири // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. Т. 1. М.: Геос, 2001. С. 351–354. (Материалы XXXIV Тектонического совещания).
11. *Лобковский Л.И., Сорохтин О.Г.* Деформация литосферных плит в зонах поддвига // Океанология. Геофизика океана. Т. 2. Геодинамика. М.: Наука, 1979. С. 194–203.

12. Ломизе М.Г., Панов Д.И. Амагматическая начальная фаза субдукции на Крымско-Кавказской окраине Тетиса // Геотектоника. 2001. № 4. С. 78–92.
13. Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Григорьев В.Н. Зона перехода Азиатский континент – Северо-Западная Пацифика в позднеюрско-раннемеловое время // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. М.: Наука, 1999. С. 30–84.
14. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1989. 166 с.
15. Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 264 с.
16. Филатова Н.И., Вишневецкая В.С. Роль тектонической дисперсии при формировании периокеанических орогенических поясов // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 541–544. (Материалы XXXIII Тектонического совещания).
17. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 5–34.
18. Щеголева Л.А., Беляев О.Е., Биленко Е.А., Журавлев Б.Я., Кабанов Ю.Ф., Малиновская С.П., Юрина А.Л. Новые данные о корреляции вулканогенных толщ нижнего и среднего девона широтного и восточного сегментов Девонского вулканического пояса и смежных областей Центрального Казахстана // Проблемы геологии и металлогении Центрального Казахстана. М.: Наука, 1993. С. 82–99.
19. Abbott D.H., Drury R., Mooney W.D. Continents as lithological icebergs; the importance of buoyant lithospheric roots // Earth Planet. Science Lett. 1997. Vol. 149. № 1. P. 15–27.
20. Bautista B.C., Bautista M.L.P., Oike K., Wu F.T., Punongbayan R.S. A new insight on the geometry of subducting slabs in northern Luzon, Philippines // Tectonophysics. 2001. Vol. 339. № 3–4. P. 279–310.
21. Beavan J., Silcock D., Hamburger M., Ramos E., Thibault C., Feir R. Geodetic constraints on postseismic deformation following the 1990 M_s 7.8 Luzon earthquake and implications for Luzon tectonics and Philippine Sea plate motion // Geochemistry, Geophysics, Geosystems (an electronic journal of the Earth Sciences). 2001. Vol. 2. Paper number 2000GC000100.
22. Cloethingh S., Wortel R., Vlaar N.J. On the initiation of subduction zones // Pure and Applied Geophysics. 1989. Vol. 129. № 1/2. P. 7–25.
23. Cloos M. Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis: subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges, and seamounts // Geol. Soc. Amer. Bull. 1993. Vol. 105. № 6. P. 715–737.
24. Collot J.-Y., Lamarche G., Wood R.A., Delteil J., Sossion M., Lebrun J.-F., Coffin M.F. Morphostructure of an incipient subduction zone along a transform plate boundary: Puysegur Ridge and Trench // Geology. 1995. Vol. 23. № 6. P. 519–522.
25. Defant M. J., Kephzinskas P. Evidence suggests slab melting in arc magmas // Eos. 2001. Vol. 82. № 6. P. 65, 68–69.
26. Erickson S.G., Arkani-Hamed J. Subduction initiation at passive margins: the Scotian Basin, Eastern Canada as a potential example // Tectonics. 1993. Vol. 12. № 3. P. 678–687.
27. Frohlich C., Coffin M.F., Massell Ch., Mann P., Schuur C.L., Davis S.D., Jones T., Karner G. Constraints on Macquarie Ridge tectonics provided by Harvard focal mechanisms and teleseismic earthquake locations // Journ. Geophys. Research. 1997. Vol. 102. № B3. P. 5029–5041.
28. Gradstein F.M., Agterberg F.P., Ogg J.G., Hardenbol J., van Veen P., Thierry J., Huang Z. A Mesozoic time scale // Journ. Geophys. Research. 1994. Vol. 99. № B12. P. 24051–24074.
29. Gutscher M.-A., Spakman W., Bijwaard H., Engdahl E.R. Geodynamics of flat subduction: seismicity and tomographic constraints from the Andean margin // Tectonics. 2000. Vol. 19. № 5. P. 814–833.
30. Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // Science. 1987. Vol. 235. № 4793. P. 1156–1167.
31. Jolivet L., Fournier M., Huchon Ph. Cenozoic intracontinental dextral motion in the Okhotsk–Japan Sea region // Tectonics. 1992. Vol. 11. № 5. P. 968–977.
32. Karatzi A.A., Papazachos C.B. Moment-tensor summation to derive the active crustal deformation // Seismological Soc. Amer. Bull. 1996. Vol. 86. № 3. P. 821–831.
33. Lebrun J.-F., Lamarche G., Collot J.-Y., Delteil J. Abrupt strike-slip fault to subduction transition: the Alpine Fault – Puysegur Trench connection, New Zealand // Tectonics. 2000. Vol. 19. № 4. P. 688–706.
34. Lomize M.G. Amagmatic initial phase of subduction // 7th Zonenshain Intern. Conference on plate tectonics. Abstracts. Moscow. 2001. P. 326–329.
35. Maury R.C. Les consequences volcaniques de la subduction // Bull. Soc. geol. France. 1984. T. 26. № 3. P. 489–500.
36. Melhuish A., Sutherland R., Davey F.J., Lamarche G. Crustal structure and neotectonics of the Puysegur oblique subduction zone, New Zealand // Tectonophysics. 1999. Vol. 313. № 4. P. 335–362.
37. Mueller S., Phillips R.J. On the initiation of subduction // Journ. Geophys. Research. 1991. Vol. 96. № B1. P. 651–665.
38. Peacock S.M., Rushmer T., Thompson A.B. Partial melting of subducting oceanic crust // Earth Planet. Sci. Lett. 1994. Vol. 121. № 1/2. P. 227–244.
39. Pennington W.D. Role of shallow phase changes in the subduction of oceanic crust // Science. 1983. Vol. 220. № 4601. P. 1045–1047.
40. Reay A., Parkinson D. Adakites from Solander Island, New Zealand // New Zealand Journ. of Geology and Geophysics. 1997. Vol. 40. № 2. P. 121–126.
41. Rowland A., Davies J.H. Buoyancy rather than rheology controls the thickness of the overriding mechanical lithosphere at subduction zones // Geophys. Research Lett. 1999. Vol. 26. № 19. P. 3037–3040.
42. Ruff L.J., Given J.W., Sanders C.O., Sperber C.M. Large earthquakes in the Macquarie Ridge Complex: transitional tectonics and subduction initiation // Pure and Applied Geophysics. 1989. Vol. 129. № 1/2. P. 71–129.

43. *Sacks I.S.* The subduction of young lithosphere // *Journ. Geophys. Research.* 1983. Vol. 88. № B4. P. 3355–3366.
44. *Sajona F.G., Maury R.C., Bellon E., Cotten J., Defant M.J., Pubellier M.* Initiation of subduction and the generation of slab melts in western and eastern Mindanao, Philippines // *Geology.* 1993. Vol. 21. № 11. P. 1007–1010.
45. *Shemenda A.I.* Horizontal lithosphere compression and subduction: constraints provided by physical modeling // *Journ. Geophys. Research.* 1992. Vol. 97. № B7. P. 11097–11116.
46. *Smith A.D., Lewis Ch.* Differential rotation of lithosphere and mantle and the driving forces of plate tectonics // *Journ. Geodynamics.* 1999. Vol. 28. № 2/3. P. 97–116.
47. *Takahashi H., Kasahara M., Kimata F. et al.* Velocity field of around the Sea of Okhotsk and Sea of Japan regions determined from a new continuous GPS network data // *Geophys. Research Lett.* 1999. Vol. 26. № 16. P. 2553–2536.
48. *Tamaki K., Honza E.* Incipient subduction and obduction along the eastern margin of the Japan Sea // *Tectonophysics.* 1985. Vol. 119. № 1–4. P. 381–406.
49. *Teng L.S., Lee C.T., Tsai Y.B., Hsiao L.-Y.* Slab breakoff as a mechanism for flipping of subduction polarity in Taiwan // *Geology.* 2000. Vol. 28. № 2. P. 155–158.
50. *Zakariadze G.S., Bogdanovski O.G., Jagoutz E., Karpenko S.F., Solov'eva N.V.* REE and Nd and Sr isotope geochemistry of the Upper Triassic – Lower Jurassic tholeiitic ophiolitic complex of the Lesser Caucasus // *Terranes of Serbia.* Belgrade, 1996. P. 129.
51. *Ziegler P.A., van Wees J.-D., Cloetingh S.* Mechanical control on collision-related compressional intraplate deformation // *Tectonophysics.* 1998. Vol. 300. № 1–4. P. 103–129.

Рецензенты: А.Л. Книппер, Н.А. Богданов

Initial Subduction Phase at Continental Margins

M. G. Lomize

Geological Faculty, Moscow State University, Vorob'evy gory, Moscow, 119899 Russia

Abstract—The formation of subduction zones in the areas of continent–ocean transition in some cases transforms passive margins to active ones, in other cases replaces transform conditions or regenerates subduction after an accretion pause. The onset of subduction is usually dated by the formation of a characteristic volcanic belt. Meanwhile, detailed reconstructions should take into account also an earlier phase, from the formation of a subduction zone to the time when the down-going oceanic plate achieves a critical depth and initiates volcanic activity. Judging by the composition of the early volcanic rocks and by the presence of adakite among them, which was emplaced at low depths during the high heating of the frontal edge of the slab, the duration of this *amagmatic initial subduction phase* might have been as great as 1.5–2.5 million years.

УДК 551.24.01

О ВОЗМОЖНЫХ ПРЕДЕЛАХ ИЗМЕНЕНИЯ СРЕДНЕГО РАДИУСА ЗЕМЛИ В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ПРОШЛОМ

© 2003 г. Н. В. Короновский¹, А. В. Копаев², И. А. Герасимов², Г. М. Киквадзе¹¹Геологический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова
119899, Москва, Воробьевы горы,²Государственный астрономический институт им. П.К. Штернберга
119899, Москва, Университетский просп., 13

Поступила в редакцию 22.01.2002 г.

ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ

Вопросы эволюции Земли всегда были приоритетными в геологической науке. В настоящее время всеобщим признанием пользуется теория тектоники литосферных плит, впервые охватившая все особенности развития земной коры и обладающая предсказательной функцией, что принципиально отличает ее от господствовавшей до этого геосинклиальной концепции. Между тем в геологической литературе время от времени появляются работы, в которых обсуждается возможность толкования наблюдаемых геологических явлений с позиций признания изменения радиуса Земли в геологическом прошлом, главным образом его увеличения, что позволяет якобы избежать процесса субдукции, хотя спрединг сейчас признается всеми геологами. Среди исследователей, придерживающихся концепции расширяющейся или пульсирующей Земли, нет единого мнения о мере и знаке изменения радиуса планеты в геологическом прошлом. Разброс мнений весьма велик и составляет от 50–80% до нескольких процентов. При этом следует заметить, что все авторы оперируют преимущественно геологическими данными, относящимися к земной коре, составляющей по мощности всего 1/160 от радиуса Земли. Поскольку крайне затруднительно предположить какой-либо более или менее правдоподобный механизм быстрого изменения радиуса Земли, то о нем и не говорят или высказывают самые общие (ни к чему не обязывающие) соображения. Мы не останавливаемся на истории вопроса и желающие могут найти все материалы об идеях расширяющейся или пульсирующей Земле в целом ряде публикаций [5, 7, 8, 10, 14–18].

Однако в последнее время в ряде публикаций концепция расширяющейся Земли лишь постулируется, без всяких доказательств, так как она кажется проще и удобней, нежели хорошо аргументированная теория тектоники литосферных плит, разумной альтернативы которой пока никто не предложил.

В 1933 г. О.С. Хильгенберг в своей работе “Растущая Земля” [30], пожалуй, впервые четко сформулировал идею о расширяющейся Земле, радиус которой с позднего протерозоя увеличился на 20–40%. Таких больших величин расширения Земли придерживались и С. Кэри [8], В.Б. Нейман [20], И.В. Кириллов [5], В.Н. Ларин [10] и др. Однако другая группа ученых считает, что линейные размеры Земли хотя и увеличивались, но в гораздо меньших масштабах. В основном это были физики Л. Эдъед [29], Д.Д. Иваненко и М.У. Сагитов [4], основывавшие свои взгляды на гипотезе известного физика П. Дирака о том, что наиболее важные физические константы есть величины непостоянные, а зависящие от возраста Вселенной, а так как гравитационная постоянная зависит от ее возраста, то и радиус Земли должен увеличиваться. Критика этого положения была сделана уже давно, и читатель может увидеть ее в предлагаемой работе.

Несостоятельность идей о значительном расширении Земли была аргументированно сделана еще 40 лет назад в работе Ю.А. Трапезникова [24] и в начале 90-х гг. О.Г. Сорохтиным и С.А. Ушаковым [23].

Обсуждение идеи о пульсационном характере развития Земли на фоне постоянного увеличения ее объема, начиная, по крайней мере, с мезозоя, ведется на чисто качественном уровне, и при этом учитываются только геологические явления лишь в верхней части земной коры, точно так же, как это было сделано в работах В.А. Обручева [22] и М.А. Усова в 1940 г. [25].

Никаких серьезных обоснований, кроме особенностей геологического развития тончайшей поверхностной “пленки”, покрывающей Землю, не представляется. Подобный подход делает обсуждение идеи о пульсирующем изменении размеров земного шара за сравнительно короткие промежутки времени необоснованными и бесперспективными.

В данной статье нам хотелось бы обратить внимание на ряд фактов, которые обычно не об-

суждаются сторонниками расширяющейся или пульсирующей Земли, переносящих явления, наблюдаемые в земной коре, этой, по существу, пленке, на весь объем земного шара. Земля – часть Солнечной системы, и нельзя произвольно изменять ее радиус без анализа связей с Луной, Солнцем и другими планетами. Но главное, существует ряд физических параметров, накладывающих определенные ограничения на изменения радиуса Земли даже на первые проценты. Именно подобные ограничения и хотелось бы обсудить.

Следует также подчеркнуть, что аргументированная критика теории расширяющейся Земли приведена в монографии О.Г. Сорохтина и С.А. Ушакова, изданной уже 10 лет назад [23]. Но ни один сторонник расширяющейся Земли, судя по публикациям, не смог не только опровергнуть критические замечания вышеуказанных авторов, но даже выдвинуть какие-нибудь соображения, показавшие бы физическую необоснованность их доказательств невозможности значительных изменений радиуса Земли. Авторам настоящей работы представляется, что те исследователи, которые в своих построениях пытаются использовать увеличение и пульсационные изменения радиуса Земли в геологическом прошлом, должны принимать во внимание ограничения, накладываемые на этот процесс элементарной физикой и астрофизикой. Без корректного опровержения этих ограничений все разговоры о расширяющейся Земле остаются умозрительными.

Рассмотрим последовательно основные физические механизмы, которые теоретически могли бы привести к увеличению радиуса Земли в геологическом прошлом, и покажем, что такие важнейшие физические характеристики, как сила тяжести, атмосферное давление и освещенность, изменились бы настолько, что при этом существование жизни на Земле стало бы невозможным в ее современных формах.

Подчеркнем при этом, что, несмотря на эллипсоидальную (в первом приближении) форму Земли, приводящую вместе с ее неидеальной жесткостью и неидеальной упругостью в результате ее орбитального и вращательно движения в системе Солнце–Земля–Луна к таким явлениям, как движение полюсов, нутации, земные приливы и др., мы будем рассматривать форму Земли пока лишь в нулевом приближении как сферическую, поскольку, во-первых, интересующие геологов-фиксистов изменения радиуса Земли простираются от 30 до 80% (а эллипсоидальность Земли составляет лишь 0.3%), а, во-вторых, потому, что те эффекты, которые мы будем рассматривать, будут воздействовать на отклонения Земли от сферической симметрии лишь в соответствии со вторым порядком малости, что не приведет к

сколько-нибудь серьезным вариациям оценок, которые будут получены в настоящей статье.

МЕХАНИЗМ 1. УВЕЛИЧЕНИЕ РАДИУСА ЗЕМЛИ (И ДРУГИХ НЕБЕСНЫХ ТЕЛ) ЗА СЧЕТ ПРОПОРЦИОНАЛЬНОГО УВЕЛИЧЕНИЯ ИХ МАССЫ

Отметим сразу, что в ньютоновской механике это противоречит закону сохранения массы и вещества. Однако в общей теории относительности А. Эйнштейна (ОТО) (см. [8]) допускается рождение частиц из вакуума в присутствии очень сильных гравитационных и магнитных полей (например, вблизи черных дыр) с затратами энергии E в соответствии с известной формулой:

$$E = mc^2, \quad (1.1)$$

где $c = 3 \times 10^8$ м/с² – скорость света в вакууме.

Для начала выведем зависимость освещенности на поверхности Земли от изменений ее радиуса. Как известно, массы Земли m и Солнца M пропорциональны кубу их радиусов R и r :

$$M = 4/3\pi\rho_s R^3, \quad m = 4/3\pi\rho_e r^3, \quad (1.2)$$

где ρ_s и ρ_e – средняя плотность Солнца и Земли соответственно, а светимость Солнца пропорциональна четвертой степени его массы [12]:

$$I \sim M_s^4 \sim R^{12}. \quad (1.3)$$

Из второго закона Кеплера следует простое выражение для радиуса круговой орбиты Земли вокруг Солнца:

$$L = \frac{K^2}{\gamma m^2 M}, \quad (1.4)$$

где K – момент количества орбитального движения, m – масса Земли, M – масса Солнца, γ – гравитационная постоянная. Подставляя (1.2) в (1.4), получим:

$$L \sim r^{-6} R^{-3}. \quad (1.5)$$

Поскольку освещенность на поверхности Земли прямо пропорциональна светимости и обратно пропорциональна квадрату расстояния до Солнца, то из (1.3) и (1.5) имеем:

$$E = \frac{I}{L^2} \sim R^{18} r^{12}. \quad (1.6)$$

Запишем выражение для силы тяжести на поверхности Земли:

$$g = \frac{\gamma m}{r^2}. \quad (1.7)$$

Таблица 1

| Уменьшение радиуса Земли на | I/I_0 | L/L_0 | E/E_0 | g/g_0 | p/p_0 | Энергозатраты, Дж |
|-----------------------------|--------------------|---------|--------------------|-------------|-------------|----------------------|
| 1 % | 0.88 | 1.1 | 0.88 | 0.99 | 1.01 | 1.6×10^{40} |
| 10 % | 0.28 | 2.5 | 0.28 | 0.9 | 1.1 | 1.5×10^{41} |
| 30 % | 0.01 | 24.8 | 0.013 | 0.7 | 1.4 | 3.5×10^{41} |
| 50 % | 2×10^{-4} | 512 | 2×10^{-4} | 0.5 | 2.0 | 4.7×10^{41} |

Поскольку $m = \frac{4}{3} \pi r^3 \rho$, где ρ – средняя плотность Земли ($\approx 5.5 \times 10^3$ кг/м³), то в этом случае: $g \sim r$.

Упрощенное выражение для атмосферного давления на поверхности Земли в зависимости от ее массы m , радиуса r и силы тяжести на ее поверхности g (при фиксированной массе атмосферы) выглядит следующим образом:

$$p = \frac{mg}{4\pi r^2}, \quad (1.8)$$

или $p \sim \frac{1}{r}$, поскольку в данном случае $g \sim r$.

Рассмотрим следующие гипотетические изменения радиуса Земли: на 1, 10, 30 и 50%. Подставив все численные значения и выполнив простые преобразования, получим искомые оценки вариаций освещенности, силы тяжести и атмосферного давления на поверхности Земли, которые приведены в таблице 1.

Как видим, наиболее жесткие ограничения получаются по освещенности (столбец 4), уже при изменении радиуса Земли на 10 % освещенность уменьшится более чем втрое, что должно сопровождаться серьезными изменениями в животном и растительном мире.

В последнем столбце таблицы 1 приведены требуемые затраты энергии, рассчитанные в соответствии с формулой (1.1). Отметим, что суммарная тепловая энергия Земли составляет лишь $\sim 2 \times 10^{31}$ Дж, т.е. даже для увеличения радиуса Земли всего на 1 % требуется энергии в миллиард раз больше ее суммарной тепловой энергии, если придерживаться формулы (1.1). Однако другого физически мыслимого механизма увеличения массы, к сожалению, не существует.

К аналогичным выводам о невозможности механизма увеличения радиуса Земли за счет пропорционального роста ее массы пришли и О.Г. Сорохтин и С.А. Ушаков [23]. В их монографии ясно показано, что увеличение радиуса Земли в 1.5 раза должно было бы привести к тому, что Земля находилась бы в палеозое примерно в 40 раз дальше от Солнца, чем сейчас. О какой жизни на Земле могла бы идти речь, если при

этом она получала бы тепла почти в 190000 раз меньше, чем сейчас?

Подобные простейшие расчеты, основанные на элементарных всем известных формулах, почему-то игнорируются сторонниками идей расширяющейся или пульсирующей Земли.

МЕХАНИЗМ 2. УВЕЛИЧЕНИЕ РАДИУСА ЗЕМЛИ R (И ДРУГИХ НЕБЕСНЫХ ТЕЛ) ЗА СЧЕТ УМЕНЬШЕНИЯ ГРАВИТАЦИОННОЙ ПОСТОЯННОЙ

Этот механизм представляется менее экзотичным, поскольку П. Дирак предположил в 30-х годах XX в. возможность вековых вариаций гравитационной постоянной γ . По его расчетам, за период ~ 500 – 600 млн. лет возможны изменения $\Delta\gamma \sim 2\%$. Рассмотрим, однако, произвольные вариации гравитационной постоянной, чтобы удовлетворить предполагаемым вариациям радиуса Земли в 1, 10, 30 и 50%, и снова оценим соответствующие изменения силы тяжести, атмосферного давления и освещенности на поверхности Земли.

Запишем, следуя [23], следующие соотношения гидростатики:

$$\frac{dp}{dr} = -\frac{\gamma \rho m}{r^2} \frac{dp}{d\rho},$$

$$\frac{dm}{dr} = 4\pi r^2 \rho,$$

где g – текущий геоцентрический радиус, m – масса в сфере с радиусом g , p и ρ – давление и плотность земного вещества на уровне g . Предположим, что ниже литосферы температура T в Земле меняется по адиабатическому закону:

$$\frac{dT}{dr} = -g\alpha \frac{T}{C_p},$$

где α – коэффициент теплового расширения, а C_p – удельная теплоемкость земного вещества.

Для оценки соответствующих выбранным нами изменениям радиуса Земли вариаций гравитационной постоянной γ используем расчеты Б.Ю. Левина, В.С. Сафронова [11] и Л.М. Неймарка [19]. Результаты приведены во втором

Таблица 2

| Уменьшение радиуса Земли на | γ/γ_0 | E/E_0 | g/g_0 | ρ/ρ_0 |
|-----------------------------|-------------------|---------|---------|---------------|
| 1 % | ~1.2 | 5 | 1.2 | 1.2 |
| 10 % | ~2 | 500 | 2.5 | 3.1 |
| 30 % | ~4 | 260000 | 8 | 16 |
| 50 % | ~6 | 10^7 | 24 | 96 |

Таблица 3

| Увеличение радиуса Земли на | $T, ^\circ\text{C}$ |
|-----------------------------|---------------------|
| 1 % | 1000 |
| 10 % | 10000 |
| 30 % | 30000 |
| 50 % | 50000 |

столбце таблицы 2. Для оценки искомым изменений освещенности учтем, что вариации гравитационной постоянной неминуемо приведут к изменению радиуса земной орбиты $L \sim \gamma^{-1}$ (формула 1.4) и изменению светимости Солнца $I \sim \gamma^1$ [3], т.е. освещенность E обратно пропорциональна девятой степени гравитационной постоянной, поскольку $E \sim \gamma^{-9}$. Изменение силы тяжести будет прямо пропорционально вариациям гравитационной постоянной и обратно пропорционально квадрату радиуса:

$$g = \frac{\gamma m}{r^2}.$$

Зависимость изменений атмосферного давления, в соответствии с (1.8), запишем в следующем виде:

$$p \sim \frac{g}{r^2}.$$

Результирующие вариации освещенности, силы тяжести и атмосферного давления приведены в таблице 2. Наиболее серьезные ограничения опять получают по освещенности, и на их основе можно сразу отвергнуть возможность изменения радиуса Земли даже на 1%.

Очень близкие данные, касающиеся возможного изменения со временем гравитационной постоянной, также приведены в работе [23], где показано, что увеличение радиуса Земли на 50% привело бы к увеличению силы тяжести в 18 раз по сравнению с современной и к уменьшению радиуса земной орбиты вокруг Солнца в 88 раз. В подобных условиях, получая количество тепла в миллионы раз больше сегодняшнего, Земля просто не могла бы существовать. По нашим подсче-

там, уменьшение радиуса Земли по сравнению с современным даже на 10% вызвало бы увеличение теплового потока на Землю в 500 раз.

МЕХАНИЗМ 3. УВЕЛИЧЕНИЕ РАДИУСА ЗЕМЛИ R ЗА СЧЕТ ЕЕ РАЗОГРЕВА

Рассмотрим для простоты линейную взаимосвязь между увеличением радиуса и повышением температуры T :

$$\frac{r}{r_0} = 1 + \alpha T.$$

Для пород земной мантии, составляющей основную массу Земли, линейный коэффициент температурного расширения составляет $\alpha \sim 10^{-5}$. Соответствующие характерные температуры приведены в таблице 3. Очевидно, даже для увеличения радиуса Земли на несколько процентов ее вещество пришлось бы полностью испарить.

ОЦЕНКА ВОЗМОЖНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ РАДИУСА ЗЕМЛИ R ПО ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИМ И ПАЛЕОПРИЛИВНЫМ ДАННЫМ

Известная формула Н. Парийского (см. в [23]) дает связь между угловым ускорением вращения Земли $\frac{d\omega}{dt}$, гравитационной постоянной γ , числом Лява k_2 , массой Земли m , ее радиусом r_0 , моментом инерции J , средним расстоянием между Землей и Луной a и фазовым углом запаздывания земных приливов ϕ в виде:

$$\frac{d\omega}{dt} = \frac{3\gamma k_2 m r^5 \sin 2\phi}{2 J a^6}.$$

Представляя момент инерции Земли в виде $J = b r^2$ и полагая:

$$K = \frac{3\gamma m \sin 2\phi}{r} = \text{const},$$

$$b = 0.3308 m_e R^2 \text{ (числовой множитель),}$$

получим:

$$\frac{d\omega}{dt} = \frac{K r^3}{a^6}.$$

Полагая, что $\frac{d^2\omega}{dt^2} = 0$, получим:

$$\frac{1}{r} \frac{dr}{dt} = \frac{2}{a} \frac{da}{dt}.$$

Учитывая третий закон Кеплера в виде $n^2 a^3 = \text{const}$, где n – угловая частота вращения Луны

Таблица 4

| Период | Длительность и нижняя граница, млн. лет | Продолжительность года в сутках | Продолжительность суток в часах | R/R ₀ |
|-----------------|---|---------------------------------|---------------------------------|------------------|
| Настоящее время | 0 | 365.25 | 24 | 1.00 |
| Меловой | 72 | 370.33 | 23.67 | 0.98 |
| Пермский | 270 | 384.10 | 22.82 | 0.94 |
| Каменноугольный | 298 | 387.50 | 22.62 | 0.93 |
| Девонский | 380 | 398.75 | 21.98 | 0.92 |
| Силурийский | 440 | 407.10 | 21.53 | 0.90 |

вокруг Земли, получим окончательно после интегрирования:

$$r = r_0 \left(1 - \frac{4}{3n} \frac{dn}{dt} \right).$$

Угловая частота вращения Луны n (синодический месяц) для геологических масштабов времени получена из данных исследований ископаемых кораллов в работе [32]. Тогда можно получить значения продолжительности года в солнечных сутках и продолжительность солнечных суток в часах, которые приведены в таблице 4.

Итак, наши расчеты по палеонтологическим данным дают возможное расширение радиуса Земли не более $10\% \pm 5\%$ (неопределенность связана с ошибками геологического датирования – 2–3% и погрешностями вычислений).

Отметим, что в работах [32, 33, 34] рассмотрены более надежные данные анализа палеопривлильных осадков и получено гораздо более жесткое ограничение на вариации радиуса Земли $\Delta r \sim 0.1 \pm 2\%$.

Отметим, что наиболее строгие ограничения на пределы изменения радиуса Земли (не более 1%) получаются из палеомагнитных данных – режим главного магнитного поля Земли практически не менялся на протяжении последних 3.5 млрд. лет, тогда как систематическое увеличение объема Земли неизбежно должно было бы привести к изменению характера и параметров магнитного поля. На это обстоятельство также почему-то не обращают внимания.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные выше ограничения на ощутимое увеличение радиуса Земли в геологическом прошлом дают величины его возможного изменения не более чем на 1%, и никакие умозрительные геологические рассуждения пока не в состоянии опровергнуть те элементарные расчеты, которые сделаны на основе всем хорошо известных законов физики и астрономии. О пульсирующей Земле пока вообще говорить не приходится, так как на сегодняшний день не существует сколько-

нибудь реального физического механизма или механизмов, способных аргументированно объяснить периодическое изменение радиуса Земли.

Все планеты Солнечной системы, их спутники, как и само Солнце, связаны в единую систему, и мы не можем изменять физические параметры одного космического тела, не изменив его орбиту и орбиты других небесных тел. Это прекрасно показано в работах Ю.Н. Авсюка о модели системы Земля–Луна [1] и в ряде других работ [23].

Хотелось бы обратить внимание, что дискуссия об изменении радиуса Земли в геологическом прошлом более чем на 1% и тем более о пульсационном характере эволюции Земного шара должна вестись с учетом пока еще никем не опровергнутых фундаментальных законов физики, а не базироваться только на процессах, доступных наблюдению в поверхностной части земной коры. Очевидно, что только противоречия стимулируют развитие научных идей. Поэтому, если таковые наблюдаются, их надо не замазывать, а, наоборот, подчеркивать, но при этом использовать весь накопленный материал и существующие фундаментальные законы физики.

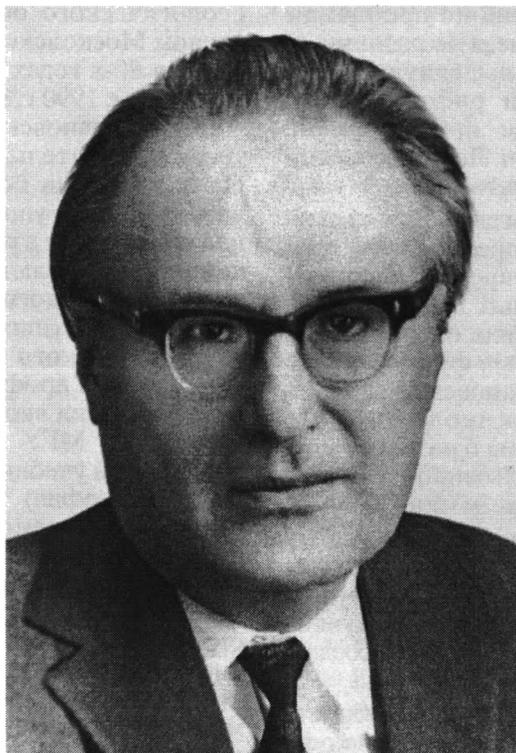
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авсюк Ю.Н. Глобальные изменения среды и климата в сопоставлении с приливной моделью эволюции системы Земля–Луна // Геофизика на рубеже веков. М., 1999. С. 93–106.
2. Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1985. 199 с.
3. Зельдович Я.Б., Новиков И.Д. Строение и эволюция Вселенной. М.: Наука, 1975. 735 с.
4. Иваненко Д.Д., Сагитов М.У. О гипотезе расширяющейся Земли // Вестник МГУ. Сер. Физическая. 1961. № 6. С. 83–87.
5. Кириллов И.В. Масса и объем Земли растут. М.: Наука, 1986. 98 с.
6. Кокс А., Харт Р. Тектоника плит. М.: Мир, 1989. С. 427.
7. Кропоткин П.Н. Геологическая история и строение Земли. М.: Знание, 1956. 40 с.
8. Кэри У. В поисках закономерностей развития Земли и Вселенной. М.: Мир, 1991. 447 с.

9. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Статистическая физика. Ч. 1. М.: Наука, 1976. 584 с.
10. Ларин В.Н. Гипотеза изначально гидридной Земли. М.: Недра, 1975. 101 с.
11. Левин Б.Ю., Сафронов В.С. О статье Иваненко и Сагитова "О гипотезе расширяющейся Земли" // Вестн. МГУ. Серия Физика, астрономия. 1963. № 4. С. 17–23.
12. Мартынов Д.Я. Курс общей астрофизики. М.: Наука, 1971. 616 с.
13. Мельхиор П. Физика и динамика планет. М.: Мир, 1972. 728 с.
14. Милановский Е.Е. Некоторые закономерности тектонического развития и вулканизма Земли в фанерозое (проблемы расширения и пульсации Земли) // Геотектоника. 1978. № 6. С. 3–16.
15. Милановский Е.Е. Пульсации и расширение Земли – возможный ключ к пониманию ее тектонического развития и вулканизма в фанерозое // Природа. 1978. № 7. С. 22–34.
16. Милановский Е.Е. Пульсационная гипотеза геотектоники, ее становление и значение для понимания закономерностей развития Земли // Научное наследие М.А. Усова и его развитие (Очерки по истории геологии Земли). Новосибирск: Наука, 1984. Вып. 23. С. 107–142.
17. Милановский Е.Е. Развитие и современное состояние проблем расширения и пульсаций Земли // Проблемы расширения и пульсации Земли. М.: Наука, 1984. 286 с.
18. Милановский Е.Е. Новейшая глобальная активизация рифтогенеза как проявление экспансионной фазы пульсации Земли в плиоцен-антропогене // Вестн. МГУ. Сер. Геология. 1994. № 1. С. 10–29.
19. Наймарк Л.М. О возможном механизме гравитационной дифференциации в среде, разделяющейся при нагревании // Докл. АН СССР. 1984. Т. 276. № 4. С. 846–850.
20. Нейман В.Б. Расширяющаяся Земля. М.: Географгиз, 1963. 185 с.
21. Никишин А.М. Характер и масштабы расширения и сжатия в эволюции планетных тел Солнечной системы // Проблемы расширения и пульсации Земли. М.: Наука, 1984. С. 220–232.
22. Обручев В.А. Пульсационная гипотеза геотектоники // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1940. № 1. С. 12–30.
23. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Глобальная эволюция Земли. М.: Изд-во МГУ, 1991. 446 с.
24. Трапезников Ю.А. Реферативный обзор и критика современных гипотез расширяющейся Земли // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. XXXVIII (5). 1963. С. 65–74.
25. Усов М.А. Структурная геология. М.: Госгеолтехиздат, 1940. 136 с.
26. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Наука, 1995. 435 с.
27. Чудинов Ю.В. Геология активных океанических окраин и глобальная тектоника. М.: Недра, 1985. 248 с.
28. Эволюция Земли (происхождение, строение и геологическая история). М.: Знание, 1964.
29. Eged L. The expanding Earth. Transact. N.Y.: Acad. Sci., 1961. Ser. II, V. 23. № 5. P. 424–432.
30. Hilgenberg O.C. Vom wachender Erdball. Berlin, 1933. P. 180.
31. Jordan P. Die expansion der Erde. Braunschweig: 1966. P. 180.
32. Williams G. Late Precambrian tidal rhythmicities in South Australia and the history of the Earth' rotation // J. Geol. Soc. of London. 1989. Vol. 146. № 1. P. 97–111.
33. Williams G. Tidal rhythmicities: geochronometers for the ancient Earth–Moon system // Episodes. 1989. Vol. 12. № 3. P. 162–171.
34. Williams G. Tidal rhythmicities: key to the history of the Earth' rotation and the lunar orbit // J. Phys. Earth. 1990. № 38. P. 475–491.

Рецензент: В.Е. Хаин

ЕВГЕНИЙ ЕВГЕНЬЕВИЧ МИЛАНОВСКИЙ (К 80-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ)



1 августа 2003 года исполнилось 80 лет выдающемуся геологу, доктору геолого-минералогических наук, профессору, заведующему кафедрой геологии России Московского университета, академику Евгению Евгеньевичу Милановскому.

Е.Е. Милановский родился в Москве, в семье известного геолога, профессора МГРИ Е.В. Милановского. Еще школьником он принимал участие в геологических экспедициях; по окончании школы в 1941 г. поступил на геолого-почвенный факультет МГУ, но разразившаяся Отечественная война прервала его образование. В составе действующей армии Евгений Евгеньевич принимал участие в освобождении Украины, Польши, Чехословакии и в боях за Берлин; в годы войны он был награжден орденами Отечественной войны и Красной звезды и многими медалями.

После демобилизации Е.Е. Милановский продолжает учебу в МГУ и в 1949 году, получив диплом с отличием, поступает в аспирантуру. Главным направлением исследований он выбирает неотектонику, которая тогда только зарождалась как самостоятельная отрасль геотектоники, и в 1953 г. успешно защищает кандидатскую диссертацию на тему “Геологическое строение и условия формирования Севанской впадины”. С 1952 г. Е.Е. Милановский читает курс “Структурной геологии и геологического картирования” – сначала

в должности ассистента, затем доцента кафедры исторической и региональной геологии. С 1955 г. по 1963 г. он активно работает в Кавказской экспедиции МГУ и весной 1965 г. с блеском защищает докторскую диссертацию “Новейший этап геологического развития Кавказа”, которая до сих пор является эталоном неотектонического исследования горно-складчатых областей альпийского типа. В 1967 г. Е.Е. Милановский избирается профессором, а в 1972 г. (после кончины профессора А.А. Богданова) заведующим кафедры исторической и региональной геологии. В эти годы он публикует ряд монографий, посвященных проблемам тектоники, вулканизма, неоген-четвертичной истории и структуры Кавказа и других регионов Альпийского пояса.

В 1966 г. Е.Е. Милановский резко меняет тематику своих научных исследований и принимает участие в работах экспедиций АН СССР по изучению рифтовых систем Восточной Африки (1967–1969 гг.) и Исландии (1971–1976 гг.). В 70–80-х годах XX в. он исследует и другие рифтовые зоны Земли: на территории СССР (Байкальская рифтовая система), Западной Европы (грабен Осло, Рейнский грабен), на западе Северной Америки (рифт Рио-Гранде в Скалистых горах США),

в Юго-Восточной Азии (рифтовая зона Фэнвей в Китае и др.), а также изучает тектонику, неотектонику и новейший вулканизм Андийского орогенного пояса в Боливии. В итоге им был опубликован ряд монографий по региональной геологии, неотектонике, геоморфологии, вулканизму рифтовых и орогенных областей, а также несколько обобщающих монографий по проблемам новейшего и древнего рифтогенеза на различных континентах Земли, которые выдвинули его в число ведущих исследователей рифтогенеза и были отмечены присуждением премии имени А.П. Карпинского АН СССР и Ломоносовской премии Московского университета.

В публикациях 80–90-х гг. Евгений Евгеньевич уделяет большое внимание теоретическим проблемам геологии, в том числе гипотезе расширения Земли, проблеме глобальных геопульсаций, геологии и истории формирования океанических акваторий. Опираясь на надежный фундамент региональной геологии, Е.Е. Милановский удерживается в них от крайностей как геологического фиксизма, так и ультрамобилизма и разрабатывает альтернативную гипотезу пульсационного развития умеренно расширяющейся Земли.

В последние годы все более значительное место в научных исследованиях Е.Е. Милановского занимают вопросы истории геологии. В 2000 г. им опубликована блестящая монография о жизни и научной деятельности Альфреда Вегенера и о судьбе созданной им концепции геологического мобилизма.

Поражает удивительная работоспособность Евгения Евгеньевича. Им опубликовано несколько десятков монографий и шесть с лишним сотен статей. При этом Е.Е. Милановский постоянно ведет огромную научно-организационную и общественную работу, являясь в разные годы председателем геологической секции Научного совета Минвуза СССР (1973–1983 гг.), членом экспертной комиссии и экспертного совета ВАК (1967–1979 гг.), членом бюро Национального комитета геологов, членом бюро Российского междуведомственного тектонического комитета, членом Международной комиссии по истории геологии (с 1980 г.), членом Ученого совета геологического факультета МГУ, председателем Специализированного совета по геологии и тектонике при МГУ (с 1982 г.), членом многих редколлегий научных изданий (в том числе журналов “Геотектоника”, “Вестник Московского университета” и “Бюллетеня МОИП”), ответственным редактором огромного числа монографий и научных сборников; научным руководителем Кавказской и Казахстанской экспедиций МГУ и др.

Научные заслуги Е.Е. Милановского высоко оценены геологической общественностью. В 1976 г. он избирается членом-корреспондентом Академии наук СССР, а в 1992 г. – действительным членом Российской академии наук. В 2001 г. Президиум Российской академии наук присуждает ему высшую награду для отечественных геологов – золотую ме-

даль им. А.П. Карпинского. Е.Е. Милановский является почетным членом Российской академии естественных наук и Международной академии наук Высшей школы, членом Международной комиссии по истории геологии (ИНИГЕО), членом Нью-Йоркской академии наук, иностранным членом Национальной академии наук Грузии и Геологического общества Сербии. Он является членом Московского общества испытателей природы, в 80-х годах возглавлял его геологическую секцию, а с 1990 г. является его вице-президентом.

Е.Е. Милановский – не только неутомимый естествоиспытатель, но и великолепный педагог. На протяжении более чем 30 лет он постоянно читает полный университетский курс “Региональной геологии” и в разные годы курсы “Четвертичной геологии”, спецкурс “Геологии океанов” и новый курс “Геология Китая”. Евгений Евгеньевич удостоен почетных званий Заслуженный профессор Московского университета и Заслуженный Соросовский профессор. В 2002 г. Е.Е. Милановский возглавил вновь созданную на геологическом факультете МГУ кафедру геологии России. Его трехтомный учебник (по существу – фундаментальная монография) “Геология СССР” (1987–1991), удостоенный премии М.В. Ломоносова, и одноименный учебник “Геология России и ближнего зарубежья” (1996) являются основными учебными пособиями по региональной геологии в большинстве вузов страны, а читаемые им курсы привлекают внимание не только студентов, но и специалистов. В своих лекциях, публикациях и выступлениях он обычно излагает альтернативные точки зрения, избегая резких оценок тех или иных концепций. Свои позиции он всегда формулирует ясно и обоснованно. Созданная им научная школа вошла в число ведущих научных школ России. К числу его учеников принадлежит целая плеяда известных отечественных геологов (в том числе члены РАН, руководители научных институтов и кафедр геологических вузов, десятки профессоров, докторов и кандидатов наук в разных городах России и ближнего зарубежья).

Е.Е. Милановский – настоящий российский интеллигент, широко эрудированный в вопросах истории, искусства и литературы. Он настойчиво и деликатно проводит в жизнь подлинно гуманистические идеалы и демократические убеждения. Всех, кому повезло близко знать Евгения Евгеньевича, восхищает широта его интересов, многогранность его талантов. Он профессионально рисует, великолепно рассказывает, обладает безотказным чувством юмора и тонким поэтическим вкусом; общение с ним не только профессионально увлекательно, но и по-человечески приятно.

Е.Е. Милановский встречает свое 80-летие в расцвете творческих сил и планов. Геологическая общественность, друзья, ученики и товарищи по работе сердечно поздравляют Евгения Евгеньевича с юбилеем, желают доброго здоровья и дальнейших успехов в умножении геологических знаний.

Редколлегия журнала “Геотектоника”



Журналы, издаваемые МАИК "Наука/Интерпериодика" на английском языке

- | | |
|---|---|
| Acoustical Physics | Molecular Biology |
| Applied Biochemistry and Microbiology | Oceanology |
| Astronomy Letters | Optics and Spectroscopy |
| Astronomy Reports | Paleontological Journal |
| Automation and Remote Control | Pattern Recognition and Image Analysis |
| Biochemistry (Moscow) | Petroleum Chemistry |
| Biology Bulletin | Petrology |
| Biophysics | Physics of Atomic Nuclei |
| Colloid Journal | Physics of Particles and Nuclei |
| Computational Mathematics and Mathematical Physics | Physics of the Solid State |
| Cosmic Research | Plasma Physics Reports |
| Crystallography Reports | Polymer Science, Series A |
| Differential Equations | Polymer Science, Series B |
| Doklady Biochemistry and Biophysics | Polymer Science, Series C |
| Doklady Biological Sciences | Problems of Information Transmission |
| Doklady Chemistry | Proceedings of the Steklov Institute of Mathematics |
| Doklady Earth Sciences | Programming and Computer Software |
| Doklady Mathematics | Protection of Metals |
| Doklady Physical Chemistry | Radiochemistry |
| Doklady Physics | Russian Journal of Applied Chemistry |
| Entomological Review | Russian Journal of Bioorganic Chemistry |
| Eurasian Soil Science | Russian Journal of Coordination Chemistry |
| Geochemistry International | Russian Journal of Developmental Biology |
| Geology of Ore Deposits | Russian Journal of Ecology |
| Geomagnetism and Aeronomy | Russian Journal of Electrochemistry |
| Geotectonics | Russian Journal of General Chemistry |
| Glass Physics and Chemistry | Russian Journal of Genetics |
| Herald of the Russian Academy of Sciences | Russian Journal of Inorganic Chemistry |
| High Energy Chemistry | Russian Journal of Marine Biology |
| High Temperature | Russian Journal of Mathematical Physics |
| Human Physiology | Russian Journal of Nondestructive Testing |
| Inorganic Materials | Russian Journal of Organic Chemistry |
| Instruments and Experimental Techniques | Russian Journal of Physical Chemistry |
| Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics | Russian Journal of Plant Physiology |
| Izvestiya, Physics of the Solid Earth | Russian Metallurgy (Metally) |
| Journal of Analytical Chemistry | Russian Microelectronics |
| Journal of Communications Technology and Electronics | Semiconductors |
| Journal of Computer and Systems Sciences International | Solar System Research |
| Journal of Evolutionary Biochemistry and Physiology | Stratigraphy and Geological Correlation |
| Journal of Experimental and Theoretical Physics | Studies on Russian Economic Development |
| Journal of Experimental and Theoretical Physics Letters | Technical Physics |
| Journal of Ichthyology | Technical Physics Letters |
| Kinetics and Catalysis | The Physics of Metals and Metallography |
| Laser Physics | Theoretical Foundations of Chemical Engineering |
| Lithology and Mineral Resources | Thermal Engineering |
| Microbiology | Water Resources |

Журналы РАН, выходящие в свет на русском языке

- Автоматика и телемеханика*
 Агрохимия
 Азия и Африка сегодня
 Акустический журнал*
 Алгебра и анализ
 Астрономический вестник*
 Астрономический журнал*
 Биологические мембраны
 Биология внутренних вод
 Биология моря*
 Биоорганическая химия*
 Биофизика*
 Биохимия*
 Ботанический журнал
 Вестник РАН*
 Вестник древней истории
 Водные ресурсы*
 Вопросы истории естествознания и техники
 Вопросы ихтиологии*
 Вопросы философии
 Вопросы языкознания
 Восток
 Вулканология и сейсмология
 Высокомолекулярные соединения (Сер. А, В, С)*
 Генетика*
 Геология рудных месторождений*
 Геомагнетизм и аэрономия*
 Геоморфология
 Геотектоника*
 Геохимия*
 Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология
 Государство и право
 Дефектоскопия*
 Дискретная математика
 Дифференциальные уравнения*
 Доклады Академии наук*
 Журнал аналитической химии*
 Журнал высшей нервной деятельности имени И.П. Павлова
 Журнал вычислительной математики и математической физики*
 Журнал научной и прикладной фотографии
 Журнал неорганической химии*
 Журнал общей биологии
 Журнал общей химии*
 Журнал органической химии*
 Журнал прикладной химии*
 Журнал технической физики*
 Журнал физической химии*
 Журнал эволюционной биохимии и физиологии*
 Журнал экспериментальной и теоретической физики*
 Записки Всероссийского минералогического общества
 Защита металлов*
 Земля и Вселенная
 Зоологический журнал
 Известия АН. Механика жидкости и газа
 Известия АН. Механика твердого тела
 Известия АН. Серия биологическая*
 Известия АН. Серия географическая
 Известия АН. Серия литературы и языка
 Известия АН. Серия математическая
 Известия АН. Серия физическая
 Известия АН. Теория и системы управления*
 Известия АН. Физика атмосферы и океана*
 Известия АН. Энергетика
 Известия русского географического общества
 Исследование Земли из космоса
 Кинетика и катализ*
 Коллоидный журнал*
 Координационная химия*
 Космические исследования*
 Кристаллография*
 Латинская Америка
 Лесоведение
 Литология и полезные ископаемые*
 Математические заметки
 Математический сборник
 Математическое моделирование
 Международный журнал социальных наук (РАН/ЮНЕСКО)
 Микология и фитопатология
 Микробиология*
 Микроэлектроника*
 Мировая экономика и международные отношения
 Молекулярная биология*
- Наука в России
 Научная книга
 Научное приборостроение
 Нейрохимия
 Неорганические материалы*
 Нефтехимия*
 Новая и новейшая история
 Общественные науки и современность
 Общество и экономика
 Океанология*
 Онтогенез*
 Оптика и спектроскопия*
 Отечественная история
 Палеонтологический журнал*
 Паразитология
 Петрология*
 Письма в Астрономический журнал*
 Письма в Журнал технической физики*
 Письма в Журнал экспериментальной и теоретической физики*
 Поверхность
 Почвоведение*
 Приборы и техника эксперимента*
 Прикладная биохимия и микробиология*
 Прикладная математика и механика
 Природа
 Проблемы Дальнего Востока
 Проблемы машиностроения и надежности машин
 Проблемы передачи информации*
 Программирование*
 Психологический журнал
 Радиационная биология. Радиозоология
 Радиотехника и электроника*
 Радиохимия*
 Расплавы
 Растительные ресурсы
 Российская археология
 Российский физиологический журнал имени И.М. Сеченова
 Русская литература
 Русская речь
 Сенсорные системы
 Славяноведение
 Социологические исследования
 Стратиграфия. Геологическая корреляция*
 США. Канада. Экономика - политика - культура
 Теоретическая и математическая физика
 Теоретические основы химической технологии*
 Теория вероятностей и ее применение
 Теплофизика высоких температур*
 Труды Математического института имени В.А. Стеклова*
 Успехи математических наук
 Успехи современной биологии
 Успехи физиологических наук
 Физика Земли*
 Физика и техника полупроводников*
 Физика и химия стекла*
 Физика металлов и металловедение*
 Физика плазмы*
 Физика твердого тела*
 Физиология растений*
 Физиология человека*
 Функциональный анализ и его применение
 Химическая физика
 Химия высоких энергий*
 Химия твердого топлива
 Цитология
 Человек
 Экология*
 Экономика и математические методы
 Электрохимия*
 Энергия, экономика, техника, экология
 Этнографическое обозрение
 Энтомологическое обозрение*
 Ядерная физика*