

*К. В. Дегтерев*

ISSN 0016-853X

Номер 6

Ноябрь - Декабрь 2001



# ГЕОТЕКТОНИКА



Главный редактор  
Ю.М. Пушаровский

<http://www.maik.ru>

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



“НАУКА”

МАИК “НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА”

Российская академия наук

# ГЕОТЕКТОНИКА

№ 6 2001 Ноябрь–Декабрь

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

*Главный редактор*  
Ю.М. Пуцаровский

*Заместитель главного редактора*  
А.А. Моссаковский

*Ответственный секретарь*  
В.С. Буртман

## Редакционная коллегия:

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

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

## Editorial board

Yu.N. Avsyuk, N.A. Bogdanov, E. Bonatti (Italy), R.G. Coleman (USA),  
K.A.W. Crook (Hawaii & Australia), V.E. Khain, A.L. Knipper, V.I. Kovalenko,  
N.V. Koronovsky, Yu.G. Leonov, E.E. Milanovsky, V.M. Moralyev,  
A.S. Perfilyev, 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 6, 2001

---

---

Сравнительная геология и минерагения океанов и их континентальных окраин с позиций стадийного развития океанов <i>И. С. Грамберг</i>	3
Тектонические условия расслоения дунит-пироксенитовых тел Платиноносного пояса Урала Нижнетагильского массива <i>А. А. Савельев, Г. Н. Савельева, И. И. Бабарина, Н. Л. Чаплыгина</i>	20
Структура и кинематическая эволюция области сочленения Урала и Южного Тянь-Шаня (хребет Султан-Увайс) <i>Ю. А. Морозов</i>	32
Кинематика Ватыно-Лесновского надвига (Южная Корея) <i>А. В. Соловьев, М. Т. Брэндон, Дж. И. Гарвер, М. Н. Шапиро</i>	56
Разлом Богданова в Центральной Атлантике – первое описание (рельеф и осадки) <i>А. О. Мазарович, К. О. Добролюбова, В. Н. Ефимов, С. Ю. Соколов, Н. Н. Турко</i>	75
Вопросы новейшей глубинной геодинамики Азии <i>Г. Ф. Уфимцев</i>	84
Возрастная зональность грубой молассы Внешнего Загроса и миграция новейшего орогенеза <i>Д. М. Бачманов</i>	90
Авторский указатель журнала “Геотектоника” за 2001 г.	95

---

---

# Contents

---

---

## No. 6, 2001

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

---

---

Geology and Mineral Resources of the Oceans and Their Continental Margins in Terms of Multistage Evolution of the Oceans: A Comparative Study <i>I. S. Gramberg</i>	3
Tectonic Conditions Resulting in Layering of Dunite-Pyroxenite Bodies in the Ural Platiniferous Belt: An Example of the Nizhnii Tagil Massif <i>A. A. Savel'ev, G. N. Savel'eva, I. I. Babarina, N. L. Chaplygina</i>	20
The Structure and Kinematic Evolution of the Urals-Southern Tien Shan (Sultan-Uvais Ridge) Junction Region <i>Yu. A. Morozov</i>	32
Kinematics of the Vatyn-Lesnaya Thrust Fault (Southern Koryakia) <i>A. V. Solov'ev, M. T. Brandon, J. I. Garver, and M. N. Shapiro</i>	56
Bogdanov Fracture Zone in the Central Atlantic Ocean: The First Description (Topography and Sediments) <i>A. O. Mazarovich, K. O. Dobrolyubova, V. N. Efimov, S. Yu., Sokolov, and N. N. Turko</i>	75
The Recent Lithospheric Geodynamics of Asia <i>G. F. Ufimtsev</i>	84
Age Zoning of Coarse Molasse in the Outer Zagros and Migration of the Recent Orogeny <i>D. M. Bachmanov</i>	90
Author Index to 2001	95

---

---

УДК 551.242.2/553.04

## СРАВНИТЕЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ ОКЕАНОВ И ИХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН С ПОЗИЦИЙ СТАДИЙНОГО РАЗВИТИЯ ОКЕАНОВ

© 2001 г. И. С. Грамберг

*Всероссийский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана Министерства природных ресурсов Российской Федерации, Санкт-Петербург, 190121 Английский просп., 1*

Поступила в редакцию 17.04.2001 г.

В статье рассмотрены основные особенности геологического строения и тектонического развития океанов Земли. Сравнительное изучение приводит к выводу, что на Земле существует возрастной ряд океанов, находящихся на разной стадии развития. Каждой стадии свойственно свое соотношение между главными факторами океанообразования (рифтогенезом, спредингом, магматизмом), а также другие признаки: темпы обновления океанического дна, морфологический облик океана (глубина вод, площадные размеры, характер дна), тектонический тип континентальных окраин, скорости осадконакопления, мощность осадочного чехла, масштаб нефтегазоносности и рудообразования. Большой временной разрыв в образовании современных океанов Земли позволяет каждый из них рассматривать как геоисторическую модель определенной стадии развития океанов – ранней (Северный Ледовитый океан), зрелой (Атлантический и Индийский океаны) и поздней (Тихий океан).

Появление новой глобальной тектоники, пришедшей на смену учению о геосинклиналях, было крупнейшим событием в геологии XX столетия. На первом этапе новая глобальная тектоника ограничивалась концепцией тектоники плит, постулировавшей ведущую роль горизонтальных тектонических движений и образование океанов через рифтогенез, раскол континентов и разрастание базальтового океанического дна. Сближение и столкновение континентов согласно концепции приводило к закрытию океанов, а в совокупности процесс образования и закрытия океанов рассматривался как постоянно действующий в геологической истории Земли [8, 12, 22, 25].

При всей прогрессивности для своего времени эта концепция не отвечала на вопрос об источниках движения, причинах раскола континентов и разрастания океанической коры. Как считают многие современные исследователи, ответ на этот вопрос получен в процессе глубинного сейсмического просвечивания Земли, анализа строения ее геосфер, вплоть до ядра, и математического моделирования мантийной конвекции.

Предполагается, что мантийный суперплюм, рождающийся на границе ядра и мантии, достигая поверхностных оболочек Земли, становится причиной раскола континентов, спрединга, основного магматизма и образования океанической коры. В результате стало формироваться представление о плюмтектонике, концепции, утверждающей ведущую роль мантийной конвекции в формировании устойчивых плюмов под океанами, которые являются “спусковым механизмом” раскола континентов и океанообразования [7, 23, 26, 29].

Систематические геолого-геофизические исследования океанического дна показали большую сложность его строения. Схематизированные представления о разрастании океанического дна в срединно-океанических хребтах при изучении конкретных объектов оказались недостаточными для объяснения сложности его строения. При всем том, что мы фиксируем очевидную направленность в тектоническом развитии океанообразования, его конкретные проявления на каждой стадии оказываются зависимыми от сочетания и значимости каждого из факторов океанообразования – масштаба и устойчивости плюмов, рифтогенеза, центрального и рассеянного спрединга, разломной тектоники и вулканизма. В результате возникла потребность в еще одном направлении глобальной тектоники – нелинейной тектонике, раскрывающей причинность нарушений и отклонений от намечившейся тенденции развития тектонических процессов [6, 15–17].

И все же глобальная тектоника, обогащенная новыми концептуальными подходами, раскрывающими причинность распада континентов и океанообразования, а также сложности тектонического строения океанического дна, не объясняет заметные отличия в морфологии, тектоническом строении и минерагении Тихого, Индийского, Атлантического и Северного Ледовитого океанов – современных океанов Земли.

### ВОЗРАСТНОЙ РЯД СОВРЕМЕННЫХ ОКЕАНОВ ЗЕМЛИ

Сравнительная геология современных океанов Земли (Тихого, Индийского, Атлантического

и Северного Ледовитого) свидетельствует о существовании возрастного ряда океанов Земли. Сопоставление их площадных размеров, глубины, характера рельефа, геологического строения, масштаба магматизма, скорости разрастания океанического дна, тектонического типа континентальных окраин, структуры осадочных бассейнов обнаруживает их зависимость от возраста океана и соответственно стадии его тектонического развития. Моделями этих стадий являются древний палеозойский (возможно, и допалеозойский) Тихий океан, мезозойские Индийский и Атлантический океаны и молодой, преимущественно кайнозойский Северный Ледовитый океан.

Поздне меловой–кайнозойский возраст Северного Ледовитого океана надежно устанавливается по началу формирования глубоководных впадин и континентальных окраин, а также по линейным магнитным аномалиям океанического дна. Первые, относящиеся к этапу рифтогенных преобразований, приходится преимущественно на поздний мел–эоцен, вторые (линейные магнитные аномалии) фиксируют начальный этап разрастания океанического дна в конце палеогена–начале неогена.

Мезозойский возраст Индийского и Атлантического океанов также достаточно очевиден. Магнитные линейные аномалии и возраст базальтового основания океанического дна и перекрывающих его осадков свидетельствуют о том, что начало спрединга приходится на юрский период (раннюю юру в Атлантике и позднюю юру в Индийском океане). Что касается рифтогенной стадии, предшествующей разрастанию океанического дна, то это триасовый период, являющийся временем широкого развития рифтогенеза на всей планете.

Менее доказательными являются представления о начальном этапе образования Тихого океана. Последнее связано с диссонансом между молодым (не древнее ранней юры) возрастом базальтового основания океанического дна и перекрывающих его осадков и в то же время несомненной длительностью формирования его континентальных окраин, представленных палеозойскими и мезо-кайнозойскими складчатыми поясами. Объяснение этому феномену мы находим в высокой скорости обновления океанического дна Тихого океана. Последнее подтверждается как сопоставлением скоростей спрединга океанов Земли, так и сравнением площадей океанического дна, перекрываемых молодыми осадками.

Хотя основное время складко- и горообразования в большинстве горных систем, обрамляющих побережье Тихого океана, приходится на мезозой и кайнозой, существовавшие на их месте прогибы, которые ранее трактовались как эвгеосинклинали, были заложены еще в раннем палеозое и развивались здесь в течение всего палеозоя.

К такому выводу приходят А.Дж. Ирдли [27] в результате анализа геологической истории Северной Америки и Г.Дж. Харрингтон [28], основываясь на палеотектонических реконструкциях Южной Америки, а также российские специалисты при восстановлении геологической истории Дальнего Востока и Северо-Востока России.

Ю.М. Пушаровский, отдавший многие годы изучению тектоники и геологической истории Тихого океана, еще в 1965 г. высказал предположение, что Тихий океан существовал уже в рифее. Эта точка зрения получила развитие в более поздней работе, написанной Ю.М. Пушаровским в соавторстве с Е.Н. Меланхолиной [18], в которой упомянутые авторы приводят целый ряд свидетельств древности Тихого океана. В числе последних – широкое распространение в горном обрамлении Тихоокеанского тектонического пояса ассоциации пород океанического типа (офиолитов), а также палеомагнитные данные, позволяющие сделать вывод, что на месте Тихого океана всегда находился океанический бассейн.

В.Е. Хаин [24, 25], рассматривая эволюцию структуры земной коры, пришел к выводу, что Тихоокеанская впадина существует уже более миллиарда лет (с рубежа среднего и позднего рифея). Она окружалась Циркум-Тихоокеанским поясом, который был представлен миогеосинклинальными зонами (т.е. аналогами современных пассивных окраин), и лишь в венде эта обстановка сменилась на эвгеосинклинальную, свойственную современным активным окраинам Тихого океана.

Сходной точки зрения придерживается Е.Е. Милановский [13], считающий, что Тихоокеанская океаническая впадина существовала не только в течение всего палеозоя, но значительно раньше, с позднего рифея (т.е. 1 млрд. лет назад), поскольку с этого времени вдоль всех ее окраин устанавливается грандиозный подвижный пояс, находящийся на ранней стадии развития. С этого времени Тихий океан прошел этап значительного расширения (0.6–0.5 млрд. лет), когда спрединг в его внутренних частях не компенсировался поглощением коры на окраинах, имевших пассивный характер, и более поздний этап, когда его площадь стала сокращаться за счет развития активных окраин и поглощения океанической коры в зонах субдукции.

Соглашаясь с представлениями вышеупомянутых исследователей о древности Тихого океана и стадийности развития его континентальных окраин, мы приходим к выводу о приуроченности начальных (рифтогенных) фаз образования современных океанов Земли к периодам глобальных перестроек земной коры.

Образованию океанов предшествует время рифтогенного разрушения континентальной коры. Для Тихого океана это поздний рифей, для

Атлантического и Индийского океанов – пермь – триас, для Северного Ледовитого океана – поздний мел и палеоген. С рифтогенным этапом океанообразования связан раскол континентальной коры, ее делимость на блоки, погружение и утонение коры в результате прогрева и растяжения, образование грабен-рифтов, выполненных осадочными и вулканогенными породами основного состава.

Спрединговый этап образования океанической коры, судя по времени проявления в существующих океанах Земли, получает развитие там, где континентальная кора существенно переработана в процессе рифтогенеза. В Тихом океане начало спредингового этапа предположительно приходится на венд–ранний палеозой, в Атлантике и Индийском океане это юрский период, в Северном Ледовитом океане – конец палеогена.

О том, что представляют собой океаны на ранней стадии образования, можно судить по молодому, преимущественно кайнозойскому, Северному Ледовитому океану. Последний представлен двумя глубоководными суббассейнами (Евразийским и Амеразийским), существенно различающимися по морфологии океанического дна и глубинному строению.

Несомненно, спрединговую природу имеет Евразийский глубоководный бассейн Северного Ледовитого океана. Она надежно устанавливается по морфологии океанического дна: срединному океаническому хребту (хр. Гаккеля), двум океаническим впадинам (Амундсена и Нансена), которые этот хребет разделяет, и вулканизму, приуроченному к хребту. Симметричные по отношению к хребту и его рифтовой долине магнитные аномалии в диапазоне от 0 до 24 дополняют классический образ океанической спрединговой структуры (рис. 1).

Амеразийский суббассейн Северного Ледовитого океана по своей морфологии и глубинному строению существенно отличается от Евразийского. Он больше похож не на океаническую структуру, а на континентальную окраину, испытавшую рифтогенез и распад на ряд блоков, погруженных на разную глубину. Морфологически его западная часть представлена чередованием поднятий и разделяющих их рифтовых зон, находящихся на разных стадиях развития. С запада на восток это: хр. Ломоносова, протягивающийся через весь океан от континентальной окраины Восточной Сибири до острова Элсмир у побережья Канады; впадины Подводников и Макарова, разделяющие хребет Ломоносова; поднятия Альфа, Менделеева, Чукотское и Канадская котловина, занимающая большую часть юго-восточной окраины Амеразийского бассейна.

Срединный океанический хребет в Амеразийском суббассейне отсутствует, симметричные магнитные аномалии не установлены, сколько-ни-

будь значительный магматизм не зафиксирован. В то же время во впадинах мощность осадочных образований достаточно велика и более свойственна рифтогенным структурам континентов, чем спрединговым океаническим образованиям зрелых океанов. Особенно значительна мощность осадочного чехла в Канадской котловине (5–6 км), которая одновременно отличается наибольшей глубиной дна, значительными площадными размерами и утоненной, близкой к океанической, земной корой.

Континентальная природа хр. Ломоносова у большинства исследователей сомнений не вызывает. К такому же выводу склоняются российские ученые относительно поднятия Менделеева. Однако американские геологи и геофизики считают хр. Альфа, структурно связанный с поднятием Менделеева, образованием океаническим, так же, как и Канадскую котловину. По последним данным [2], в магнитном поле Канадской котловины удалось установить линейную магнитную аномалию, возраст которой оценивается как мезозойский. Возможно, эта магнитная аномалия означает начало спрединга, который по неизвестным причинам не получил дальнейшего развития.

Других подтверждений спрединговой природы Канадской котловины практически нет. В то же время следы деструкции континентальных окраин Амеразийского бассейна многочисленны. К их числу относятся краевые плато с земной корой субконтинентального и континентального характера и система поднятий и блоков океанического дна, которые упоминались ранее. Весьма показательна в этом отношении крутизна приамеразийского склона хр. Ломоносова, его ступенчатый характер, свидетельствующий о приразломном характере структуры и ее постепенной деградации.

Примечательно то, что ступенчатое погружение дна к центру Амеразийского бассейна во впадинах Подводников и Макарова находит отражение в его глубинной структуре [2, 14]. На геофизическом геотраверзе, прошедшем через континентальную окраину в районе Новосибирского архипелага и впадины Подводников и Макарова, глубинное сейсмическое зондирование в сочетании с сеймопрофилеированием методом ОГТ показали последовательное утонение земной коры до мощности порядка 12–15 км, характерной для океанических структур (рис. 2).

Здесь уместно упомянуть, что признаки утонения земной коры (примерно до 28–29 км) повсеместно фиксируются у континентальных окраин Северного Ледовитого океана. В некоторых случаях (рифтогенные структуры) утонение земной коры связано с исчезновением гранитно-метаморфического слоя, как это установлено в Южно-Баренцевской впадине Баренцево-Северо-Карской шельфовой плиты.

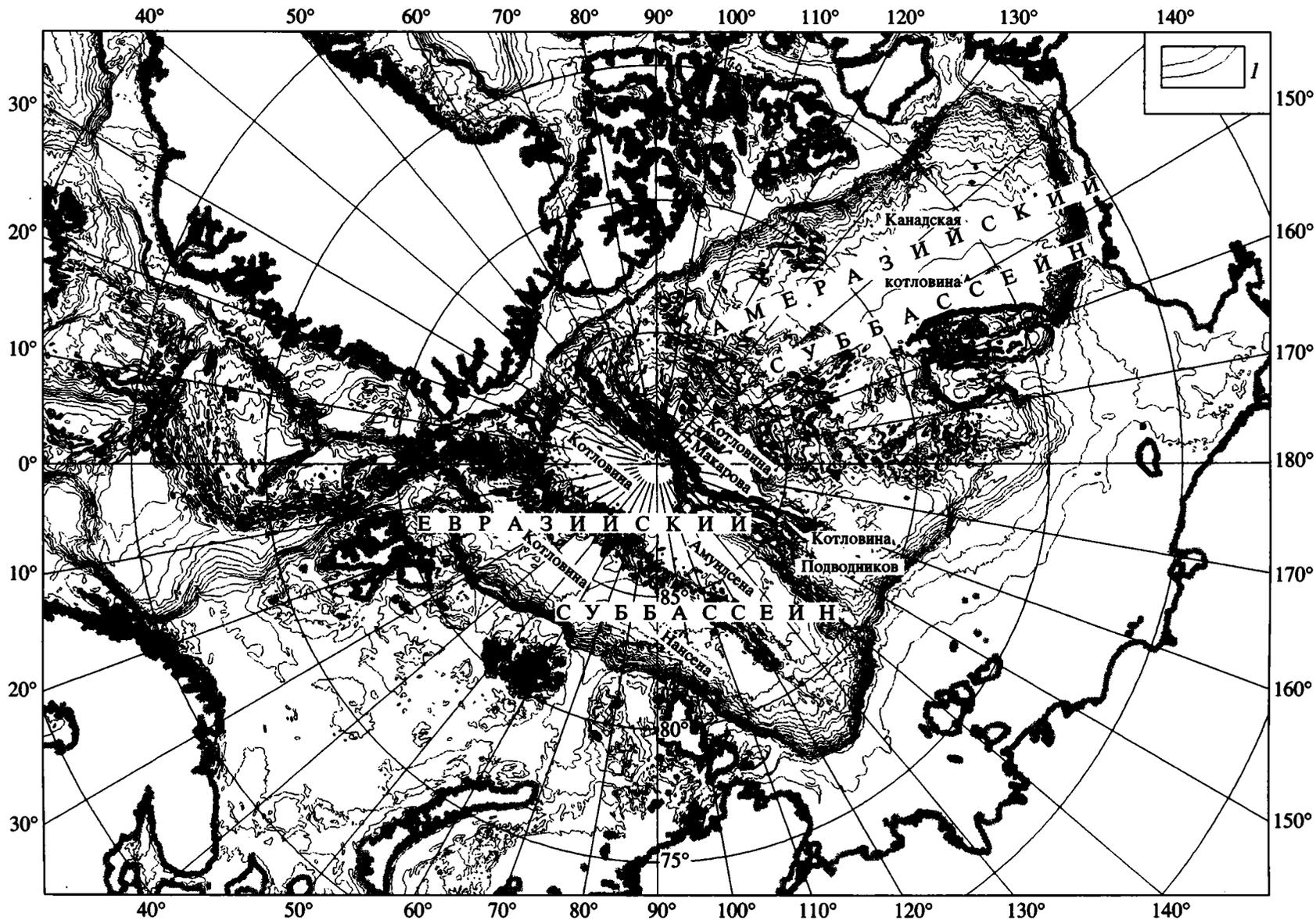


Рис. 1. Рельеф дна Северного Ледовитого океана. Карта составлена Главным управлением навигации и океанографии министерства обороны Российской Федерации и Всероссийским научно-исследовательским институтом геологии и минеральных ресурсов Мирового океана Министерства природных ресурсов Российской Федерации, 1999 г. (Компьютерная модель по [14]).

I – Изобаты.

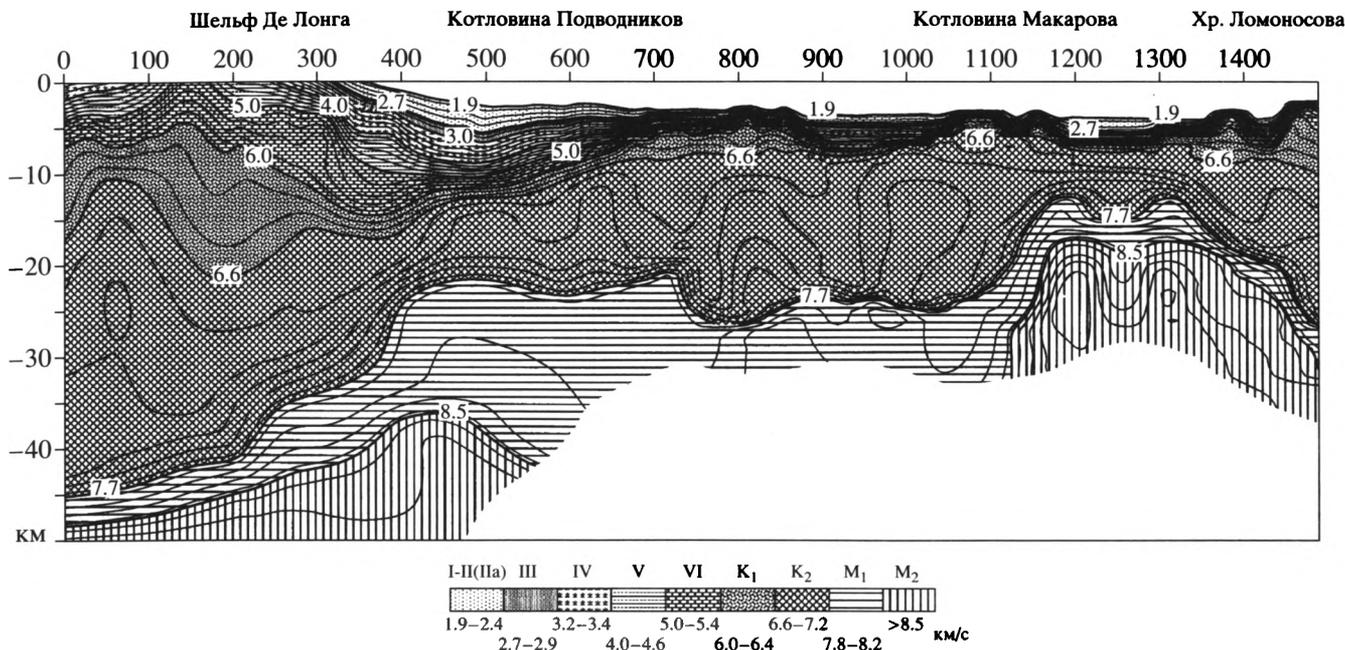


Рис. 2. Сейсмотомографическая модель геотрансектного сечения Американо-Северного Ледовитого океана по [14].

Цифровое обозначение – скорости упругих волн в км/с; штриховое обозначение – разделение на земные слои в зависимости от скорости упругих волн.

Судя по особенностям строения Северного Ледовитого океана, рифтогенез, распад континентальной коры на блоки, их оседание и утонение подготавливают благоприятную обстановку для спрединга и формирования океанической коры. Если в океанах со зрелой океанической корой, к которым можно отнести Атлантический и Индийский океаны, процессы деструкции земной коры приурочены, в основном, к континентальным окраинам, то в молодом Северном Ледовитом океане этими процессами охвачена большая часть Американо-Северного Ледовитого глубоководного бассейна, а спрединг и образование океанической коры надежно устанавливаются лишь в Евразийском бассейне. При этом, если начальные фазы процессов рифтогенеза и деструкции земной коры в Американо-Северном Ледовитом бассейне относятся к позднему мезозою (90–100 млн. лет), то спрединг и образование океанической коры приходятся на более позднее время в диапазоне последних 50–55 млн. лет, как об этом свидетельствует возраст магнитных линейных аномалий в Евразийском бассейне.

Наиболее древние магнитные аномалии в Атлантическом и Индийском океанах приходятся на время 150–180 млн. лет назад [10, 19]. Это время разделения Гондваны и Лавразии и распада Гондваны. Однако рифтогенное разрушение суперконтинента началось ранее, еще в триасе, что подтверждается многочисленными проявлениями рифтогенеза и исключительно масштабного

траппового магматизма в различных районах нашей планеты. Примером их являются рифтогенез и трапповый магматизм в раннем триасе в Западной Сибири, в Тунгусской синеклизе и на Таймыре, в конце триаса–средней юре – в Патагонии, Южной Африке, Антарктиде и на о-ве Тасмания.

Эти события автор вслед за В.Е. Хаинном и М.Г. Ломизе [25] рассматривает как предваряющие распад Лавразии и Гондваны и образование Атлантического и Индийского океанов.

Таким образом, так же, как и Северный Ледовитый, Атлантический и Индийский океаны на ранней стадии своего тектонического развития (триас–средняя юра) прошли этап рифтогенеза и распада континентов, постепенного погружения блоков континентальной коры, формирования лагунных, дельтовых, а также мелководных морских терригенных, карбонатных и эвапоритовых формаций. Пелагические глинистые и органогенные карбонатные и кремнистые образования появляются в разрезе осадочного чехла Индийского и Атлантического океанов лишь во второй половине раннего мела, когда океаны стали приобретать свой современный облик.

О ранних этапах формирования Тихого океана трудно судить, поскольку кора его непрерывно обновляется, отложения, отвечающие периоду становления океана, не сохранились, океаническая кора развита повсеместно, а пелагические осадки фиксируются по всему разрезу осадочного чехла, начиная с базальных горизонтов.

Таблица 1. Сравнительная характеристика основных морфоструктурных элементов океанов Земли

Морфоструктурные характеристики океанов	Океаны			
	Тихий	Индийский	Атлантический	Северный Ледовитый
Общая площадь океанов, тыс. км <sup>2</sup>	178684	76174	91655	14756
Общая площадь окраинных морей, тыс. км <sup>2</sup>	28638	7346	7457	8113
Отношение площади окраинных морей к площади океанов, %	16.0	9.6	8.1	54.9
Средняя глубина океанов, м	4028	3897	3332	1225
Наибольшая глубина океанов, м	11022	7729	8742	5527

Остается только предполагать, что на ранней стадии тектонического развития Тихий океан обладал многими особенностями геологического строения, свойственными Северному Ледовитому океану, Атлантике и Индийскому океану.

### МОРФОЛОГИЯ, ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ДИНАМИКА ОБНОВЛЕНИЯ ОКЕАНИЧЕСКОГО ДНА

Признаки стадийного развития океанов мы наблюдаем во всем: в их морфологии, геологическом строении, масштабе вулканизма, скорости обновления океанического дна, в становлении и развитии континентальных окраин.

Прежде всего обращают на себя внимание отличия в площадных размерах океанов, явно находящихся в прямой зависимости от их возраста, что отмечалось многими исследователями. С возрастом океанов увеличиваются их общая площадь, растет средняя и предельная глубина глубоководных впадин, появляются и увеличиваются в числе глубоководные желоба (табл. 1).

В наиболее ранней фазе развития находится Северный Ледовитый океан, отличающийся наименьшими площадными размерами, сравнительно небольшой глубиной (до 5600 м), обширным континентальным шельфом, соизмеримым по площади с глубоководными зонами океана. По тем же параметрам Индийский и Атлантический океаны занимают промежуточное положение между Северным Ледовитым и Тихим океанами. По площади, занятой глубоководными впадинами, они существенно превосходят Северный Ледовитый океан (соответственно в 5.1 и 6.2 раза). Их максимальные глубины на 2–3 тыс. метров больше, чем у Северного Ледовитого океана. Континентальные окраины Индийского и Атлантического океанов хотя и значительны по площади, существенно уступают пространствам, занятым собственно океанами. Последнее, несомненно, связано с деградацией континентальных окраин в результате рифтогенеза, частичного или полного разрушения структур, сформировавшихся в до-

океаническую стадию развития. Вновь формирующиеся осадочные бассейны имеют уже другую конфигурацию, часто захватывают континентальный склон, а иногда и океаническое ложе.

Площадь Тихого океана практически равна сумме площадей трех других океанов Земли (178684 и 182525 тыс. км<sup>2</sup> соответственно). Максимальные глубины достигают 11 км, шельфы имеют ограниченную площадь, сравнительно с размерами глубоководных впадин и поднятий, хотя их соотношение несколько выше, чем у Индийского и Атлантического океанов. Причиной этих отличий являются обширные задуговые моря (Берингово, Охотское, Филиппинское и др.), существенно нарастающие площадь континентальных окраин Тихого океана.

Как показывают сравнительные данные (см. табл. 1), при переходе от ранней к зрелой и поздней стадиям развития океанов их общая площадь и предельная глубина существенно возрастают. В то же время средние глубины заметно меняются лишь при переходе от ранней к зрелой стадии развития, достигая при этом, по-видимому, оптимальных глубин, поскольку дальнейшие изменения весьма ограничены.

Сравнительные данные (табл. 2) свидетельствуют о последовательном увеличении с возрастом океанов площадей океанических плит, сводовых поднятий и глыбовых хребтов, площадей внутриокеанических подвижных поясов и протяженности зон Беньофа-Заварицкого. Последние отсутствуют в Северном Ледовитом океане, имеют ограниченное развитие в Индийском и Атлантическом океанах и достигают протяженности свыше 20 тыс. км в Тихом океане.

Обращает на себя внимание сходство морфологии и основных элементов тектонического строения Индийского и Атлантического океанов, что, несомненно, является следствием их возрастной близости и принадлежности к одной стадии тектонического развития.

От стадии к стадии меняется роль процессов океанообразования. Растяжение и утонение континентальной коры, ее рифтогенное разрушение,

Таблица 2. Сравнительная характеристика основных элементов

Элементы тектонической структуры океанов	Океаны			
	Тихий	Индийский	Атлантический	Северный Ледовитый
Площадь океанических плит, включая сводовые поднятия и глыбовые хребты, тыс. км <sup>2</sup>	108 100	47 300	45 600	4 300
Площадь внутриокеанических подвижных поясов (хребтов), тыс. км <sup>2</sup>	35 100	15 900	20 000	200
Число глубоководных желобов	11	1	4	0
Протяженность зон Беньофа, км	24 000	3 900	2 120	0

Таблица 3. Изменение во времени динамики геологических процессов в океанах Земли

Геологические процессы (спрединг и осадконакопление)	Океаны			
	Тихий	Индийский	Атлантический	Северный Ледовитый
Расчетные скорости разрастания дна (средние значения), по Ле Пишону и др., [12] см/год	4.62	3.57	1.07	0.71
Расчетные скорости разрастания дна (диапазон колебаний), по Ле Пишону и др., [12] см/год	1.1–9.9	0.6–7.1	0.8–1.3	0.3–1.1
Средневзвешенные скорости осадконакопления позднеюрско-раннемелового комплекса, по Л.Э. Левину, [9] см/10 <sup>3</sup> лет	0.18	0.63	1.00	?
Средневзвешенные скорости осадконакопления позднемелового-эоценового комплекса, по Л.Э. Левину, [9] см/10 <sup>3</sup> лет	0.15	0.26	0.43	?
Средневзвешенные скорости осадконакопления олигоцен-плейстоценового комплекса, по Л.Э. Левину, [9] см/10 <sup>3</sup> лет	0.45	0.56	0.7	?

играющие видную роль на ранней стадии океанообразования (Северный Ледовитый океан), на стадии зрелого океана (Атлантический и Индийский океаны) смещаются к континентальным окраинам, а в древнем (Тихом) океане теряют свое значение. В то же время от стадии к стадии увеличивается роль разрастания океанической коры, спрединг, связанный со срединно-океаническими хребтами, дополняется рассеянным спредингом, разломообразованием, трещинным и центральным вулканизмом [15, 16, 24, 25]. Последний по мере становления океанов приобретает все больший масштаб. Возникают вулканические поднятия и хребты, которым принадлежит большая роль в строении дна зрелых океанов, но особенно значительной она становится в древнем Тихом океане.

Усложняют строение океанического дна трансформные разломы, определяющие сдвиговые деформации и получающие с геологическим временем все более самостоятельное развитие.

Очень показательным является ускорение разрастания базальтового океанического дна от стадии к стадии.

Процессу разрастания океанического дна свойственны две важные особенности. Первой особенностью является то, что скорость разрастания

или обновления океанической коры обнаруживает зависимость от возраста океанического дна и, следовательно, от зрелости океанической коры (табл. 3).

Наименьшие значения средней скорости разрастания океанической коры свойственны Северному Ледовитому океану, заметно выше они в Индийском и Атлантическом океанах, а наибольшие средние скорости разрастания океанического дна зафиксированы в Тихом океане, где установлены и наибольшие абсолютные значения. Последнее особенно хорошо видно на рисунке (рис. 3), заимствованном автором из работы С.А. Ушакова [20].

По мере развития океанов более значительным становится и диапазон изменения значений скорости спрединга.

Вторая особенность – это периодическое изменение скорости разрастания океанической коры, которое может быть как общим для всех океанов, так и дифференцированным. Так, по данным Н.И. Филатовой [21], в первой половине мезозоя скорости разрастания океанической коры последовательно увеличивались во всех океанах, как во вновь образованных (Индийский и Атлантический океаны), так и в Тихом океане. При этом скорость наращивания коры изначально

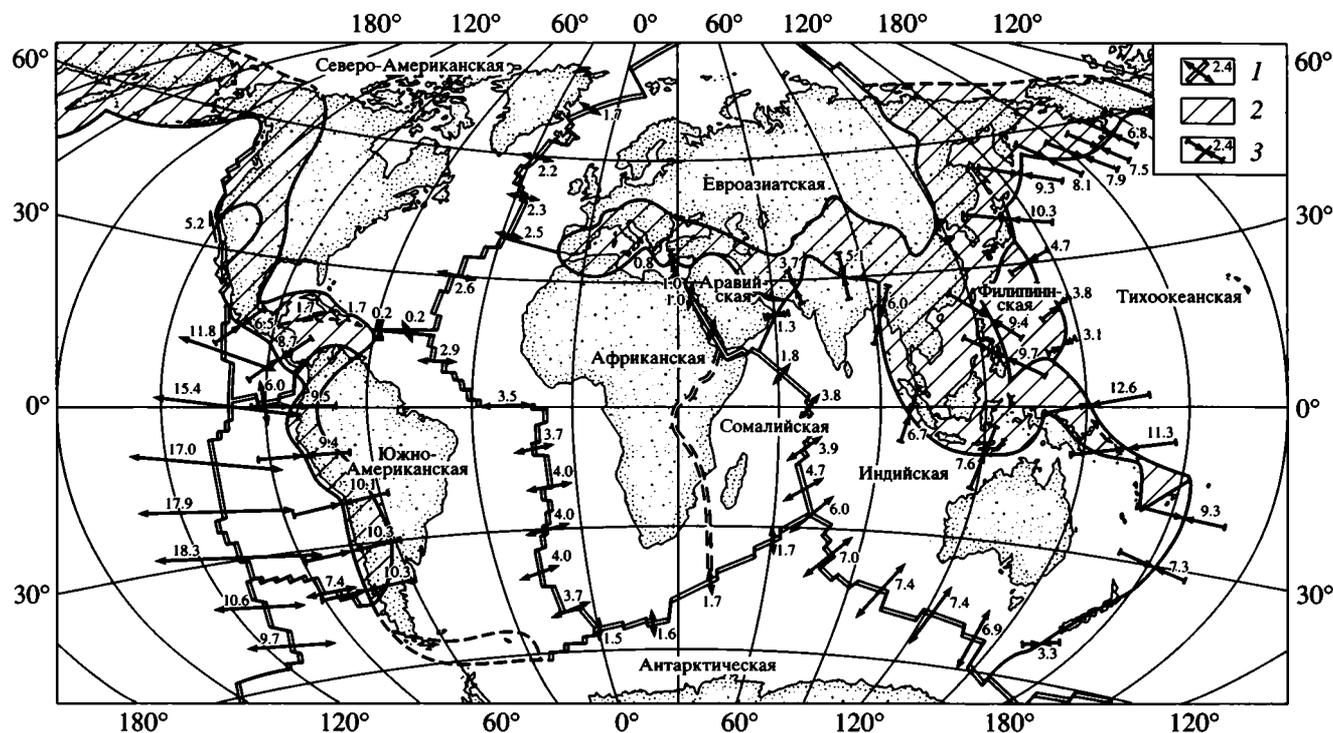


Рис. 3. Границы основных плит Земли и относительные линейные скорости на них (см/год) по [20].

1 – векторы и скорости разрастания океанической коры; 2 – мезозойские и кайнозойские подвижные пояса; 3 – векторы и скорости в зонах конвергенции.

была разной: более высокой в Тихом океане ( $1.83 \text{ км}^2/\text{год}$ ), чем в Атлантическом и Индийском океанах ( $0.2 \text{ км}^2/\text{год}$ ). У всех океанов увеличение скорости разрастания устанавливается в диапазоне 120–80 млн. лет. Наибольшие ее значения ( $3.58 \text{ км}^2/\text{год}$ ) зафиксированы в Тихом океане, существенно меньшие – в Атлантическом ( $0.54 \text{ км}^2/\text{год}$ ) и Индийском ( $0.57 \text{ км}^2/\text{год}$ ) океанах.

В последующий период времени, согласно данным Н.И. Филатовой, в Тихом океане произошло снижение скорости спрединга, в то время как в Индийском и Атлантическом океанах интенсивность разрастания океанической коры увеличилась. И все же скорость спрединга в Тихом океане оставалась более высокой, чем в мезозойских океанах:  $1.892 \text{ км}^2/\text{год}$  против  $0.628$  и  $0.749 \text{ км}^2/\text{год}$  в Атлантическом и Индийском океанах в позднеэоцено-маастрихское время и  $1.48 \text{ км}^2/\text{год}$ , против  $0.78$  и  $0.66 \text{ км}^2/\text{год}$  в палеоцене.

О высокой скорости обновления океанической коры Тихого океана можно судить не только по наибольшим значениям скорости спрединга, свойственным Тихому океану, но и по относительной молодости его базальтового фундамента и осадочного покрова. В связи с этим большой интерес представляет сравнение площадей, занятых осадками различного возраста, в трех океанах, где проводилось глубоководное бурение. Со-

поставление показывает, что позднеюрско-меловые отложения во всех трех океанах сохранились на ограниченной площади океанического дна в близких процентных соотношениях (от 12.3 до 15.9%). Позднемеловой–эоценовый комплекс осадков развит значительно шире и преобладает в Атлантическом и Индийском океанах, а самый молодой олигоцен-плейстоценовый комплекс отложений наибольшее развитие получил в Тихом океане (табл. 4).

Приведенные цифры позволяют убедиться в том, что в Тихом океане, несмотря на его огромную площадь, обновление коры идет опережающими темпами. Последнее, несомненно, определяется совокупностью факторов, среди которых ведущая роль принадлежит более зрелому характеру океанической коры Тихого океана, ее большей утоненности и проницаемости, широкому развитию зон Бенъофа-Заварицкого, процессам обновления коры за счет рассеянного спрединга и внутриплитного магматизма.

Осадочный чехол в молодом Северном Ледовитом океане имеет значительную мощность (до 5–6 км). Частично она является унаследованной от предшествовавшего этапа тектонического развития (тектонические блоки с корой континентального типа), но основную роль играют относительно малые размеры океанических впадин и высокие

**Таблица 4.** Изменение во времени площадей распространения осадков в глубоководных впадинах Мирового океана (по данным глубоководного бурения)

Океаны	Площади распространения осадков, перекрывающих базальтовый фундамент (% от площади океанов)		
	Позднеюрско-раннемеловой комплекс	Позднемеловой-эоценовый комплекс	Олигоцен-плейстоценовый комплекс
Тихий	15.9	18.9	35.1
Индийский	14.8	35.5	22.7
Атлантический	12.3	26.4	22.4

скорости осадконакопления – 4.09 см/1000 лет. Это средневзвешенная скорость осадконакопления для осадочного чехла Северного Ледовитого океана в целом. Об изменении ее в геологическом времени нет данных. По результатам глубоководного бурения такая оценка сделана Л.Э. Левиным [9] для трех возрастных комплексов осадочного чехла Атлантического и Индийского океанов: позднеюрско-раннемелового, позднемелового-эоценового и олигоцен-плейстоценового. Было установлено, что при наблюдающихся изменениях средневзвешенной скорости осадконакопления в упомянутых возрастных диапазонах (см. табл. 3) в Атлантике и Индийском океане она неизменно остается меньшей, чем в Северном Ледовитом океане, и заметно большей, чем в Тихом. На стадии зрелого океана (Атлантический и Индийский океаны) в связи с увеличением их площади средневзвешенные скорости осадконакопления уменьшаются до 0.26–0.63 см/1000 лет в Индийском океане и до 0.43–1.00/1000 лет в Атлантике. Еще ниже средневзвешенные скорости в Тихом океане (0.15–0.45 см/1000 лет). От стадии к стадии, с увеличением площади океанов, роль терригенной составляющей уменьшается. Одновременно возрастает значение биогенных и гидрогенных компонентов осадков, связанных с морской биотой, вулканизмом и гидротермами.

В соответствии с увеличением площади океанов и уменьшением скорости терригенного осадконакопления мощность осадочного чехла уменьшается. Наибольшей она является в Северном Ледовитом океане (от 2–3 до 5–7 км), наименьшей в Тихом океане (от десятков до первых сотен метров), в то время как мезозойские Атлантический и Индийский океаны занимают промежуточное положение (от первых сотен метров до 2–3 км).

### КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОКРАИНЫ В ВОЗРАСТНОМ РЯДУ ОКЕАНОВ

Важным показателем стадийного развития океанов являются их континентальные окраины. В Северном Ледовитом океане они представлены исключительно пассивным типом континентальных окраин. Активные окраины в Северном Ле-

довитом океане отсутствуют. На стадии зрелого океана (Атлантический и Индийский океаны) активные окраины крайне ограничены по протяженности и явно находятся на ранней стадии становления. В основном же Индийский и Атлантический океаны окружены пассивными окраинами. Как известно, в Тихом океане активные континентальные окраины являются преобладающими (табл. 5).

Устанавливается своеобразная зависимость между возрастом океанов (их зрелостью) и возрастом осадочных бассейнов их континентальных окраин: чем древнее океан, тем моложе возраст осадочных бассейнов, свойственных его континентальным окраинам. Так, осадочные бассейны окраин наиболее древнего Тихого океана, пользующиеся там наибольшим развитием, имеют в основном кайнозойский возраст. Осадочные бассейны континентальных окраин Атлантического и Индийского океанов в основном синхронны самим океанам, т.е. являются мезозойскими, а на обширных пассивных континентальных окраинах кайнозойского Северного Ледовитого океана широко развиты осадочные бассейны палеозойского и мезозойского возраста, унаследованные от предшествующего этапа тектонического развития и явно более древние, чем сам океанический бассейн.

По-видимому, можно говорить о трех стадиях развития осадочных бассейнов шельфовых континентальных окраин океанов. На ранней стадии формирования океанов (Северный Ледовитый океан) их континентальные окраины еще не имеют осадочных бассейнов, синхронных океану. Шельфовые окраины, вовлеченные в океанообразование, обширны по площади, но представлены осадочными бассейнами, унаследованными от предшествовавших этапов тектонического развития и, следовательно, древнее самого океана.

На стадии зрелого океана осадочные бассейны в основном синхронны самому океану (Атлантический и Индийский океаны). Осадочные бассейны предшествовавших этапов тектонического развития либо разрушены, либо ассимилированы вновь формирующимися осадочными бассейнами, синхронными океану.

**Таблица 5.** Сравнительная характеристика осадочных бассейнов континентальных окраин современных океанов Земли

Показатели	Океаны		
	Северный Ледовитый океан	Индийский и Атлантический океаны	Тихий океан
Время становления и развития океана	Поздний мел–кайнозой	Мезозой–кайнозой	Палеозой–кайнозой
Стадия развития (геологическая зрелость океана)	Ранняя, молодой океан с океанической и субокеанической корой	Зрелая, океаны с развитой океанической корой	Поздняя, древний океан с обновленной океанической корой
Тектонический тип континентальных окраин	Пассивный	Пассивный и слабо развитый активный	Активный и подчиненный пассивный
Преимущественный возрастной диапазон осадочного чехла бассейна	Палеозой–кайнозой	Мезозой–кайнозой	Кайнозой
Унаследованность осадочных бассейнов от предшествующего этапа тектонического развития	Преобладают унаследованные осадочные бассейны	Преобладают частично унаследованные осадочные бассейны	Преобладают новообразованные осадочные бассейны

Преимущественное развитие активных окраин в древнем Тихом океане создает специфическую тектоническую обстановку, в которой осадочные бассейны становятся короткоживущими. Обновление активных континентальных окраин в геологическом масштабе времени идет сравнительно быстро. Последнее связано с процессами субдукции океанической коры, надвигами, магматизмом и складкообразованием. Осадочные бассейны более ранних этапов развития океана становятся участниками этих процессов и, вовлекаясь в складкообразование, образуют фундамент для осадочных бассейнов современных активных окраин. Поэтому возраст большинства осадочных бассейнов активных окраин Тихого океана кайнозойский, преимущественно неогеновый.

Существенными являются стадийные отличия общей структуры осадочных бассейнов континентальных окраин. Окраины молодого (кайнозойского) Северного Ледовитого океана представлены крупными (сотни тысяч км<sup>2</sup>) осадочными бассейнами, унаследованными от предшествовавшего этапа тектонического развития и являющимися частью общей морфоструктуры континентальной окраины. Они имеют широкий возрастной диапазон, большую мощность (до 15–18 км) и два-три, а то и четыре структурных этажа, каждый из которых отвечает одной или нескольким геологическим эпохам.

Значительные по площади (многие десятки и сотни тысяч км<sup>2</sup>) осадочные бассейны свойственны и пассивным окраинам зрелых океанов (Атлантического и Индийского). В строении их обычно устанавливаются два структурных этажа – нижний, представленный переработанными рифтогенезом отложениями доокеанического этапа развития, и верхний, отложения которого син-

хронны океану. Характерно, что осадочные бассейны зрелых океанов нередко захватывают континентальные склоны, а иногда и прилегающую часть океанического ложа.

Осадочные бассейны активных континентальных окраин древнего океана (Тихий океан) многочисленны и ограничены по площади (обычно первые десятки тысяч км<sup>2</sup>). Исключение представляют лишь задуговые моря, в некоторых случаях имеющие большие площадные размеры. Осадочные бассейны активных окраин структурно разнообразны. В их состав входят задуговые, преддуговые, рифтогенные, предгорные и межгорные осадочные бассейны. Стратиграфический диапазон осадочного чехла обычно ограничен, но мощность значительна (до 10–12 км), что свидетельствует о большой интенсивности осадконакопления. Главная же их особенность в том, что это бассейны (бассейны активных окраин), в геологическом смысле слова короткоживущие, они не несут признаков унаследованности от предшествующих этапов тектонического развития и по возрасту значительно моложе самого океана.

Ограниченность времени существования осадочных бассейнов активных окраин существенно сужает общий нефтегазовый потенциал Тихого океана. Последнее усугубляется малой мощностью осадочного чехла океанических впадин, слабой уплотненностью осадков, отсутствием горизонтов с хорошими изолирующими свойствами и исключительной масштабностью вулканизма.

### МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЙ ПОТЕНЦИАЛ ОКЕАНОВ И ИХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН

Известен ряд попыток оценить нефтегазовый потенциал осадочных бассейнов современных

**Таблица 6.** Начальные потенциальные извлекаемые ресурсы нефти и газа шельфовых окраин океанов в млрд. т условного топлива

Автор подсчета	Океан			
	Тихий	Индийский	Атлантический	Северный Ледовитый
В.А.Левченко, [11]	9.00	35.30	44.32	10.00*
А.А.Геодекян и др., [3] с дополнениями из [4]	16.04	57.40	47.36	83.48

Примечание. \* Только Северная Америка и Гренландия.

**Таблица 7.** Начальные потенциальные извлекаемые ресурсы нефти и газа глубоководных зон Мирового океана, млрд. т условного топлива

Автор подсчета В.И. Высоцкий, А.И. Глузов [30]	Океан		
	Тихий	Индийский	Атлантический
Нефть	5.8	5.1	25
Газ	10.8	14.1	38
Общие ресурсы углеводородов	16.6	19.2	63

океанов Земли. Во всех случаях независимо от того, оценивались ли собственно континентальные окраины (табл. 6) или глубоководные зоны, охватывающие континентальные окраины и континентальные склоны океанов (табл. 7), потенциальные извлекаемые ресурсы осадочных бассейнов Тихого океана характеризуются наименьшими значениями.

Нефтегазовый потенциал континентальных окраин Атлантического и Индийского океанов значительно выше, чем окраин Тихого океана. В табл. 6 приведены данные о прогнозных извлекаемых запасах углеводородов континентальных окраин океанов, заимствованные из монографии А.А. Геодекяна и др. [3]. По сравнению с другими источниками [11, 30], в последней заметно завышенными выглядят данные, характеризующие извлекаемые запасы континентальных окраин Индийского океана. По-видимому, в них включены сведения о потенциальных извлекаемых ресурсах побережий Персидского залива, что вряд ли можно признать правильным. Тем не менее они дают достаточно обоснованное представление о соотношении извлекаемых прогнозных запасов активных (Тихий океан) и пассивных (Атлантический и Индийский океаны) континентальных окраин.

Сведения об извлекаемых запасах углеводородов на континентальных окраинах Северного Ледовитого океана А.А. Геодекян и его соавторы ограничивают материалами по арктической части Северной Америки. Их пришлось дополнить подсчетами, приведенными в более поздних публикациях [4, 5].

Суммарные потенциальные извлекаемые запасы углеводородов континентальных окраин Се-

верного Ледовитого океана достигают 83 млрд. т условного топлива, что превышает запасы континентальных окраин каждого из других океанов Земли (см. табл. 7). Концентрация части этих запасов в месторождениях-гигантах значительно облегчает их освоение, что делает континентальные окраины Северного Ледовитого океана важнейшим резервом углеводородного сырья XXI века.

До начала восьмидесятых годов двадцатого столетия представление о перспективности на нефть и газ континентальных склонов океанов основывалось на общегеологических соображениях. При этом учитывалась большая мощность осадочного чехла континентальных склонов, высокое содержание в осадках рассеянного органического вещества, его преимущественно сапропелевая природа, присутствие в разрезе чехла глинистых и солевых экранирующих толщ. Открытие крупных и гигантских месторождений на континентальных склонах Африки и Южной Америки в Атлантическом океане показали, что представления о высокой перспективности осадочных бассейнов континентальных склонов океанов вполне обоснованы.

Необходимо подчеркнуть, что так же, как на активных окраинах Тихого океана, осадочные бассейны континентальных склонов Атлантического океана имеют молодой возраст, а содержащиеся в них скопления углеводородов представлены в значительной части нефтью. Складывается представление о том, что образование жидких углеводородов на активных окраинах океанов и на континентальных склонах протекает более активно и осуществляется быстрее, чем в осадочных бассейнах континентов. Эта особенность осадочных бассейнов активных окраин Тихого

океана уже отмечалась и во многом связывалась со спецификой исходного органического вещества в этих бассейнах, представленного преимущественно диатомовыми водорослями. Но эта специфика состава рассеянного органического вещества не свойственна осадочным бассейнам континентальных склонов Атлантики. Общим для бассейнов Тихоокеанских активных окраин и континентальных склонов Атлантики является высокая проницаемость их земной коры, ограниченная мощность последней, близость мантийных глубин и тепловой поток, более мощный, чем это имеет место на континентах. Свидетельством реальности такого рода процессов являются жидкие углеводороды, обнаруженные в современных осадках Калифорнийского залива, в зоне активного рифтогенеза, вместе с металлоносными отложениями.

Открытие крупнейших скоплений нефти и газа в осадочных толщах континентальных склонов Атлантического океана позволяет говорить о том, что установлен новый высокоперспективный, до последнего времени лишь предполагавшийся тип нефтяных залежей в турбидитовых образованиях континентальных склонов пассивных окраин океанов. Он свойственен континентальным склонам пассивных окраин “зрелых” океанов, однако установлен пока только в Атлантике. Последнее подсказывает необходимость постановки поисков аналогичных скоплений углеводородов в Индийском океане на его континентальных склонах.

Опираясь на накопленный опыт, в настоящее время уже можно сформулировать основные особенности нефтегазоносности трех стадий развития современных океанов Земли.

Осадочные бассейны шельфовых окраин молодого океана (Северный Ледовитый океан) в основном унаследованы от предшествовавших этапов тектонического развития и, по существу, еще чужды самому океану. Они вовлечены в океанообразование, но еще слабо затронуты процессами деструкции и потому сохраняют высокий нефтегазовый потенциал. Им свойственны широкий стратиграфический диапазон осадочных толщ, большая мощность отложений, структурная многоэтажность и часто наличие нескольких этажей нефтегазоносности. Характерны месторождения-гиганты, такие как газово-нефтяное месторождение Прудо-Бей на Аляске, Штокмановское и Ледовое газо-конденсатное месторождения в Баренцевом море и такого же типа Ленинградское и Русановское месторождения в Карском море.

Осадочные бассейны, синхронные Северному Ледовитому океану (т.е. кайнозойские), установлены на границе шельфовой окраины и континентального склона (Поморский и Прибаренцево-Карский), а также в глубоководных впадинах (Амундсена, Нансена и др.), где они имеют значи-

тельную мощность и могут рассматриваться как, возможно, нефтегазоносные. К числу последних следует отнести и крупные блоки с корой континентального типа в Амеразийском глубоководном бассейне. По самым осторожным оценкам нефтегазовый потенциал глубоководных осадочных бассейнов Северного Ледовитого океана (извлекаемые ресурсы) достигает 13.5 млрд. т условного топлива [5].

Осадочные бассейны шельфовых окраин “зрелых” океанов (Атлантический и Индийский океаны) хотя и несут следы унаследованности от более ранних этапов тектонического развития, существенно переработаны в процессе деструкции континентальных окраин. Они частично сохраняют месторождения, отвечающие раннему этапу формирования бассейнов (доокеаническому), и наращивают нефтегазовый потенциал за счет мезо-кайнозойского комплекса осадков. Большинство осадочных бассейнов шельфовых окраин “зрелых” океанов имеют двухъярусное строение, при этом месторождения нефти и газа приурочены как к нижнему, рифтогенному этажу, так и к синхронному океану, более молодому комплексу осадков.

Существенно наращивает нефтегазовый потенциал “зрелых” океанов новый тип нефтяных и газовых месторождений, открытый на континентальных склонах Атлантического океана (см. табл. 7). Скопления углеводородов, приуроченные к турбидитовым образованиям континентальных склонов, отличаются масштабностью и существенной ролью нефти, несмотря на молодой возраст вмещающих пород и сравнительно ограниченную мощность перекрывающих нефтяные залежи осадочных толщ. Среди наиболее значительных по масштабам представителей этого типа нефтяных и газовых месторождений следует упомянуть Альбакора, Ронкадор и Марлин на бразильском склоне, Далпа и Банзала на ангольском и Агбами на нигерийском континентальных склонах Атлантического океана.

Обновление активных окраин, преобладающих в древнем Тихом океане, идет в геологическом масштабе времени сравнительно быстро. Поэтому возраст большинства бассейнов кайнозойский, преимущественно неогеновый. Скорость осадконакопления высокая, соответственно мощность осадочного чехла в ряде бассейнов достигает 10–12 км. Состав осадков специфичен за счет вулканогенной составляющей. Наряду с песчано-глинистыми широко развиты кремнистые и туфогенные породы, рассеянное органическое вещество имеет преимущественно сапропелевый характер. Благодаря повышенному тепловому потоку преобразование его в углеводороды (в том числе жидкие) идет относительно быстро, поэтому даже на ограниченных глубинах осадочного чехла устанавливаются нефтяные залежи.

Месторождения нефти и газа осадочных бассейнов активных окраин достаточно индивидуальны, чаще всего размеры их не очень значительны по площади, но охватывают большую часть разреза, отличаются значительными запасами и дают хорошие дебиты при добыче. Таковы месторождения на западной окраине Северной Америки, на тихоокеанском побережье России и на шельфах Юго-Восточной Азии.

Основной особенностью, ограничивающей потенциальную нефтегазоносность осадочных бассейнов активных окраин древнего океана, является кратковременность их существования по сравнению с бассейнами пассивных окраин. В результате эти месторождения обычно представлены одним этажом нефтегазоносности и по общим запасам уступают месторождениям пассивных окраин (см. табл. 6).

Среди рудных полезных ископаемых, свойственных океанам, наиболее изученными являются железо-марганцевые конкреции.

О существовании на дне океанов скоплений железо-марганцевых конкреций и фосфоритов было известно давно. Однако масштабность их распространения, насыщенность железо-марганцевых конкреций ценными компонентами (никелем, медью, кобальтом) раскрылись лишь в результате исследований последних десятилетий. О том, насколько далеко продвинулись эти исследования и каково их практическое значение, мы можем судить по тому, что к настоящему времени ряд стран, в числе которых и Россия, уже получили лицензии от Международного органа по морскому праву ООН на разработку месторождений железо-марганцевых конкреций в Мировом океане.

В процессе поисковых работ на железо-марганцевые конкреции был выявлен новый перспективный вид минерального сырья, представленный железо-марганцевыми корками, обогащенными кобальтом. Гипсометрический уровень их распространения в океанах контролируется скальными выходами подводных гор на глубинах 2–3 км. Это делает их более доступными для разработки, чем железо-марганцевые конкреции, гипсометрический уровень распространения которых значительно ниже (4–5 км). Корки отличаются высоким содержанием кобальта (до 1% и более), распространены на обширных площадях сплошным покровом и сравнительно легко отделяются от скального субстрата.

В отличие от литосферы континентов литосфера океанов является более однообразной по составу. Среди вулканических образований океанической литосферы преобладают породы основного состава, которые лишь на границе с континентами дополняются породами андезитового комплекса. Геодинамическая обстановка формирования рудных месторождений в океанах также более однообразна, чем на континентах. Это

прежде всего относится к обширным пространствам океанических впадин, протяженных срединных и внутриплитных хребтов и поднятий. Все это определяет главную отличительную особенность рудообразования в океанах – своеобразие и ограниченность генетического спектра рудных месторождений, в сочетании с их исключительной масштабностью.

Четкую зависимость обнаруживает океанический рудогенез от интенсивности или скорости осадконакопления, а применительно к железо-марганцевым конкрециям и от типа осадков, на которых они формируются. Так, многие исследователи отмечают более высокое содержание ценных компонентов в железо-марганцевых конкрециях, залегающих на кремнистых илах, и связывают это с процессами сорбции меди, никеля и кобальта кремнистыми организмами. Последние в процессе отмирания и разрушения живого вещества обогащают ими морскую воду, создавая тем самым особо благоприятную обстановку для сорбции этих металлов окислами марганца и железа.

Общеизвестно, что процесс образования железо-марганцевых конкреций – это явление широко распространенное, свойственное многим водоемам, в том числе и пресноводным. Однако сколько-нибудь значительное содержание в них таких ценных компонентов, как никель, медь и кобальт, устанавливается лишь в океанах, в областях с низкими темпами осадконакопления, определяющими длительность контакта конкреций с морской водой. Благодаря этому медленно растущие океанские конкреции успевают сорбировать из придонных и поровых вод медь, никель и кобальт, превращаясь в руду с достаточно высоким содержанием этих компонентов. Наиболее полно эти условия проявились в древнем Тихом океане, в котором удачно сочетаются низкие скорости осадконакопления с интенсивностью поставки рудных компонентов в морскую воду за счет многочисленных гидротерм, сноса с суши и подводного выветривания пород базальтового ложа. Повышенный темп осадконакопления сокращает время контакта конкреций с океаническими водами, в результате чего они не успевают извлечь из океанической воды сколько-нибудь значительное количество ценных компонентов. Можно полагать, что это одна из основных причин, по которой железо-марганцевые конкреции зрелых океанов (Индийского и Атлантического) заметно уступают по содержанию меди, никеля и кобальта тихоокеанским конкрециям.

По площади абиссальных равнин, темпам осадконакопления, интенсивности вулканизма и масштабу развития гидротерм Индийский и Атлантический океаны, как это было показано ранее, существенно уступают Тихому океану. Все это нашло отражение в масштабах железо-марганцевого конкрециеобразования, насыщенности

**Таблица 8.** Прогнозные ресурсы различных геохимических типов Fe-Mn образований Мирового океана в пределах полей (в числителе – ресурсы сухих Fe-Mn образований в млрд. т, в знаменателе – число геологических станций)

№ п/п	Геохимический тип, среднее содержание металлов	Океан							
		Тихий		Индийский		Атлантический		Мировой	
		1	2	1	2	1	2	1	2
1	Ni-Cu (тип Кларин-Клиппертон) Ni = 1.22%; Cu = 1.02%; Co = 0.21%; Mn = 27.2%	18.54/5502	–	1.05/116	–	–	–	19.59/5618	–
2	Ni-Cu-Co (Центрально-Тихоокеанский тип) Ni = 0.76%; Cu = 0.70%; Co = 0.24%; Mn = 21.5%	9.60/1955	–	3.61/234	0.91/52	–	–	13.21/2189	0.91/52
3	Ni (Mn) (Перуанский тип) Ni = 1.24%; Cu=0.66%; Mn = 33.4%	2.21/184	0.72/2	–	–	–	–	2.21/184	0.72/2
4	Co (Южно-Тихоокеанский тип) Ni = 0.33%; Cu = 0.21%; Co = 0.32%; Mn = 14.0%	7.50/231	1.78/1	0.45/34	1.48/15	2.39/64	–	10.34/329	3.26/16
5	2Co (Гавайский тип) Ni = 0.42%; Mn = 17.1%; Co = 0.48%;	17.18/537	3.50/11	2.06/40	2/32/5	–	–	19.24/577	5.82/16
Итого, по Мировому океану в целом (установленный + прогнозируемый фонды):				75.30/8983				64.59/8897	10.71/86

Примечание: 1 – установленный ресурсный фонд, 2 – прогнозируемый дополнительный ресурсный фонд

конкреций полезными компонентами и разнообразия геохимических типов конкреций. Это хорошо видно при знакомстве с таблицей 8, заимствованной из работы С.И. Андреева и др. [1], дающей представление о прогнозных ресурсах различных геохимических типов железно-марганцевых образований Мирового океана.

Древний Тихий океан настолько выделяется по масштабу железно-марганцевого рудогенеза, насыщенности железно-марганцевых образований медью, никелем и кобальтом, разнообразию геохимических типов конкреций, что не требуется объяснений, почему все страны (за исключением Индии) в своих заявках на разработку месторождений железно-марганцевых конкреций остановились на поле Клариион-Клиппертон в Тихом океане. Последнее даже в Тихом океане выделяется особенно значительным содержанием ценных компонентов (меди, никеля, кобальта) в сочетании с высокой плотностью залегания конкреций.

### КОНЦЕПЦИЯ СТАДИЙНОГО РАЗВИТИЯ ОКЕАНОВ

По мнению автора, концепция стадийного развития океанов Земли позволяет понять и объяснить различия в геологическом строении современных океанов, проследить возрастные эволюционные изменения не только океанов, но и континентальных окраин, связать между собой ход этих изменений друг с другом и раскрыть зависимость нефтегазообразования и рудообразования от стадии эволюции океанов.

Согласно концепции, каждой стадии развития океанов свойственно свое соотношение между главными факторами океанообразования (рифтогенезом, спредингом, магматизмом), а также другие признаки: темпы обновления океанического дна, морфологический облик океана (глубина вод, площадные размеры, характер рельефа), тектонический тип континентальных окраин, скорости осадконакопления, мощность осадочного чехла, масштабность нефтегазообразования и рудообразования.

Как показывает сравнительная геология, океанообразование связано с крупнейшими тектоническими и общегеологическими событиями на планете на границе эр. Начальные фазы формирования современных океанов Земли приходятся на геологические периоды, которые известны широким развитием рифтогенеза. Это поздний рифей для Тихого океана, триас для Индийского и Атлантического океанов, поздний мел-палеоген для Северного Ледовитого океана.

Большой временной разрыв в образовании современных океанов (палеозой, мезозой) позволяет каждый из них рассматривать как геосторическую модель определенной стадии развития океанов – ранней (Северный Ледовитый океан),

зрелой (Индийский и Атлантический океаны) и поздней (Тихий океан).

Рифтогенез, предвещающий образование спрединговой океанической коры, в ранней стадии развития океана играет очень заметную роль. Это хорошо видно на примере Амеразийского бассейна Северного Ледовитого океана, рифтогенная природа которого достаточно очевидна. В дальнейшем (стадии зрелого и позднего развития) рифтогенное образование океанической коры ограничивается континентальными окраинами океанов и ведущая роль переходит к спредингу (центральному и рассеянному), скорости которого с возрастом океанов увеличиваются.

Отражением стадийного развития океанов является обновление континентальных окраин: переход от пассивных окраин, свойственных молодому Северному Ледовитому океану, к начальной фазе становления активных окраин в Атлантическом и Индийском океанах, а затем к преимущественному развитию активных окраин, как это имеет место в Тихом океане.

Высокие темпы обновления океанической коры на поздней стадии развития океанов создают парадоксальную ситуацию, когда у древнего Тихого океана оказываются самые молодые (по сравнению с другими океанами) континентальные окраины и наибольшая площадь молодого океанического дна. В то же время на континентальных окраинах молодого Северного Ледовитого океана распространены бассейны, которые значительно старше самого океана. Эти древние осадочные бассейны заимствованы от предшествующего этапа тектонического развития. Они вовлечены в океанообразование, но пока еще чужды океану.

Эта особенность стадийного развития океанов объясняет относительно более высокий потенциал нефтегазоносности Северного Ледовитого океана, континентальные окраины которого в основном сохраняют ранее накопленные ресурсы нефти и газа, и относительно ограниченные потенциальные запасы нефти и газа короткоживущих (в геологическом смысле времени), непрерывно обновляющихся осадочных бассейнов континентальных окраин Тихого океана.

Иная ситуация в “зрелых” океанах (Индийский и Атлантический), где частичное разрушение осадочных бассейнов доокеанического этапа тектонического развития затем восполняется новообразованными осадочными бассейнами, синхронными океану, часто захватывающими континентальный склон, а иногда и прилегающую часть океанского ложа. Совокупный нефтегазовый потенциал этих бассейнов достаточно велик и заметно превышает прогнозные ресурсы осадочных бассейнов континентальных окраин Тихого океана.

В то же время процессы железно-марганцевого рудообразования наиболее ярко проявляются на поздней стадии развития океанов, т.е. в Тихом оке-

ане, где масштабная поставка рудных компонентов сочетается с замедленным осадконакоплением, обеспечивающим продолжительность контакта железо-марганцевых образований с морской водой и тем самым способствующим сорбции из раствора меди, никеля и кобальта.

Эти особенности рудогенеза в Тихом океане являются несомненным следствием зрелости его коры, ее высокой проницаемости, обилия гидротерм, обширности океанических пространств и значительности глубин, а также выдержанной вертикальной геохимической зональности океанических вод.

Сравнительная геология современных океанов Земли открывает возможность приблизительно оценить продолжительность процессов открытия и развития океанов Земли.

Анализ геологической истории Северного Ледовитого океана позволяет утверждать, что его глубоководные впадины начали формироваться в конце мезозоя–начале кайнозоя. Интенсивный рифтогенез, раскол континентальной коры, погружение крупных ее блоков в области формирования глубоководных впадин и поднятие в смежных областях, вовлекаемых в океанообразование, приходится, главным образом, на поздний мел–палеоген. Линейные магнитные аномалии, отвечающие этапу разрастания океанического дна, фиксируют время – конец палеогена–неоген.

Таким образом, самому молодому Северному Ледовитому океану по совокупности данных от 70 до 90 млн. лет. Океан находится в ранней стадии развития, процессы спрединга проявились лишь на части площади океанического дна, магматизм связан только со срединным океаническим хребтом, активные окраины и свойственные им зоны Беньофа-Заварицкого не установлены.

Юрский возраст (раннеюрский в Атлантике и позднеюрский в Индийском океане) как начало спредингового этапа формирования Атлантического и Индийского океанов можно считать общепринятым. Однако раскол континентальной коры, ее растяжение и утонение, свойственные рифтогенной стадии океанообразования, приходится на более ранний, триасовый период. Таким образом, геологическое время, потребовавшееся для приобретения Индийским океаном и Атлантикой их современного облика, может быть оценено в диапазоне 200–250 млн. лет.

По морфологии, геологическому строению дна, составу и мощности осадочного чехла, скорости разрастания океанического дна мезозойские океаны (Атлантический и Индийский) являются зрелыми. Тем не менее активные окраины и свойственные им зоны Беньофа-Заварицкого, с которыми обычно связывается погружение океанического дна, пока не получили в Атлантическом и Индийском океанах сколько-нибудь существенного распространения (см. табл. 2). Они, несомнен-

но, находятся в начальной стадии развития и, естественно, не достигли того масштаба, который мог бы обеспечить процесс закрытия океанов. По-видимому, потребуется еще значительный интервал геологического времени для того, чтобы Атлантический и Индийский океаны вступили в стадию сокращения площади океанического дна.

Но ведь и Тихий океан, судя по его колоссальной площади, несмотря на широкое развитие активных континентальных окраин, еще весьма далек от закрытия, хотя возрастной диапазон его существования оценивается в пределах от 600 до 1000 млн. лет.

Следовательно, полный цикл Вильсона (от открытия до закрытия океана), судя по продолжительности существования современных океанов Земли, выходит далеко за пределы 500–600 млн. лет, которыми его принято ограничивать.

Большая длительность процесса открытия, становления и возможного закрытия океанов, несомненно, должна нас предостеречь от некоторой легкости, с которой мы реконструируем океаны прошедших геологических периодов. Изучение современных океанов Земли позволяет проследить общую направленность тектонического развития океанов, стадийный характер этого процесса и укрепиться в представлении о его большой длительности, но оно не вооружает нас необходимыми знаниями относительно заключительной фазы тектогенеза океанов – их закрытия. Этот процесс мы можем только предполагать, опираясь на общие представления о строении и развитии Земли и интерпретацию офиолитовых комплексов, которые рассматриваем как фрагменты древней океанической коры.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев С.И., Старицина Г.Н., Анисеева Л.И., Александров П.А., Сударинов С.М., Петухов С.И., Ловчинова Т.Л. Геодинамика и рудогенез Мирового океана. С.-Пб.: ВНИИ Океанология, 1999. 208 с.
2. Верба В.В., Волк В.Э., Каминский В.Д., Ким Б.Н. Потенциальные поля Северного Ледовитого океана и их связь с особенностями строения земной коры // Геологическое строение и геоморфология Северного Ледовитого океана в связи с проблемой внешней границы континентального шельфа Российской Федерации в Арктическом бассейне. С.-Пб.: ВНИИ океанология, 2000. С. 73–85.
3. Геодекян А.А., Забанбарг А., Конюхов А.И. Тектонические и литологические проблемы нефтегазоносности континентальных окраин. М.: Наука, 1988. 175 с.
4. Грамберг И.С. Глобальный аспект нефтегазоносности континентальных окраин океанов // Геология нефти и газа. 1998. № 10. С. 27–33.
5. Грамберг И.С., Супруненко О.И., Лазуркин Д.В. Нефтегазовый потенциал Северного Ледовитого океана // Геологическое строение и геоморфология Северного Ледовитого океана в связи с пробле-

- мой внешней границы континентального шельфа Российской Федерации в Арктическом бассейне. С.-Пб.: ВНИИ океанология, 2000. С. 3–39.
6. Грачев А.Ф. Нелинейные процессы в геодинамике и возможности прогноза их проявления. Вопросы нелинейной геологии и геодинамики. М.: ГЕОС, 1998. С. 70–78.
  7. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Н. Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд-ие СО РАН, 1994. 400 с.
  8. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Кононов М.В. Абсолютные реконструкции положения континентов в палеозое и раннем мезозое // Геотектоника. 1987. № 3. С. 16–27.
  9. Левин Л.Э. Глобальные и региональные закономерности строения осадочного чехла дна морей и океанов // Литология мезо-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана. М.: Наука, 1987. С. 28–36.
  10. Левитан М.А. Палеоокеанология Индийского океана // Палеоокеанология М.: Наука, 1984. С. 61–72.
  11. Левченко В.А. Некоторые закономерности распределения ресурсов нефти и газа в недрах Мирового океана // Нефтегазоносность Мирового океана. М., 1984. С. 234–266.
  12. Ле Пишон К, Францито Ж., Боннин Ж. Тектоника плит. М.: Мир, 1977. 286 с.
  13. Милановский Е.Е. Проблемы строения и развития океанических бассейнов в контексте геологической истории Земли // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1998. № 5. С. 22–33.
  14. Поселов В.А., Павленкин А.Д., Погребницкий Ю.Е., Буценко В.В., Сорокин М.Ю. Структура и эволюция Арктической литосферы // Геологическое строение и геоморфология Северного Ледовитого океана в связи с проблемой внешней границы континентального шельфа Российской Федерации в Арктическом бассейне. С.-Пб.: ВНИИ океанология, 2000. С. 77–85.
  15. Пуцаровский Ю.М. Нелинейная геодинамика (кредо автора) // Геотектоника. 1993. № 1. С. 3–6.
  16. Пуцаровский Ю.М. Тектоника Атлантики с элементами нелинейной геодинамики. М.: Наука, 1994. 85 с.
  17. Пуцаровский Ю.М. Геологическое выражение нелинейных геодинамических процессов // Геотектоника. 1998. № 1. С. 3–14.
  18. Пуцаровский Ю.М., Меланхолина Е.А. Тектоническое развитие Земли. Тихий океан и его обрамление. М.: Наука, 1992. 264 с.
  19. Тимофеев П.П., Еремеев В.В. Мезозойская и кайнозойская истории осадочного чехла Атлантического океана // Литология мезозойско-кайнозойского чехла Мирового океана. М.: Наука, 1987. С. 12–28.
  20. Ушаков С.А. Гравитационное поле и рельеф дна океана. М.: Недра, 1979. 294 с.
  21. Филатова Н.И. Зависимость тектонических и магматических процессов в зоне перехода континент-океан от эндогенной активности Земли в течение цикла Вильсона // Докл. АН. 1998. Т. 361. № 4. С. 523–526.
  22. Хаин В.Е. Тектоника литосферных плит – достижения и нерешенные вопросы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 12. С. 23–37.
  23. Хаин В.Е. Расслоенность Земли и многоярусная конвекция как основа подлинно глобальной геодинамической модели // Докл. АН СССР. 1989. Т. 308. № 6. С. 1437–1440.
  24. Хаин В.Е. Эволюция структуры земной коры (взгляд тектониста). М.: Наука, 1993. С. 72.
  25. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики, М.: Изд. МГУ, 1995. 476 с.
  26. Anderson D. Mantle convection, plates and plumes // Physics of the Earth and planetary interiors. 1997. V. 90. № 1. P. 1–13.
  27. Eardley A.Y. Structural geology of North America. 2-nd ed. New York: Harper & Row, 1962. 743 p.
  28. Harrington H.J. Paleogeographic development of South America // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1962. № 46. P. 1773–1814.
  29. Story B.C. The role of mantle plumes in continental breakup: case histories from Gondwanaland // Nature. 1995. V. 377. P. 301–308.
  30. Vysotsky V.I., Gloumov A.I. Petroleum Potential and Development Prospects in Deep-Sea Areas of the World Workshop on Mineral Resources of the International Seabed Area, Kingston Jamaica 2000 P. 26.

Рецензент: В.Е. Хаин

## Geology and Mineral Resources of the Oceans and Their Continental Margins in Terms of Multistage Evolution of the Oceans: A Comparative Study

I. S. Gramberg

All-Russia Research Institute of Geology and Mineral Resources of the World Ocean, Ministry of Natural Resources of the Russian Federation, Angliiskii pr. 1, St. Petersburg, 190121 Russia

**Abstract**—Major features of the geological structure and tectonic evolution of the world's oceans are discussed. Comparative study suggests the existence of an age-based sequence of oceans at different evolutionary phases. Each phase is characterized by a specific combination of major ocean-forming factors (rifting, spreading, and magmatism) and other features such as the rates of ocean floor regeneration, ocean morphology (depth, area, and seafloor topography), tectonic type of continental margins, rate of sedimentation, thickness of sedimentary cover, and petroleum and mineral potential. Significant time intervals between the inception dates of the Earth's present-day oceans enables each of them to be interpreted as a geohistorical model of a certain evolutionary phase. Thus, the Arctic Ocean corresponds to the early evolutionary phase; the Atlantic and Indian oceans, to the mature phase; and the Pacific Ocean, to the late evolutionary phase.

УДК 551.24,25(234.581.582)

## ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАССЛОЕНИЯ ДУНИТ-ПИРОКСЕНИТОВЫХ ТЕЛ ПЛАТИНОНОСНОГО ПОЯСА УРАЛА НИЖНЕТАГИЛЬСКОГО МАССИВА

© 2001 г. **А. А. Савельев**, Г. Н. Савельева, И. И. Бабарина, Н. Л. Чаплыгина

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

Поступила в редакцию 13.12.2000 г.

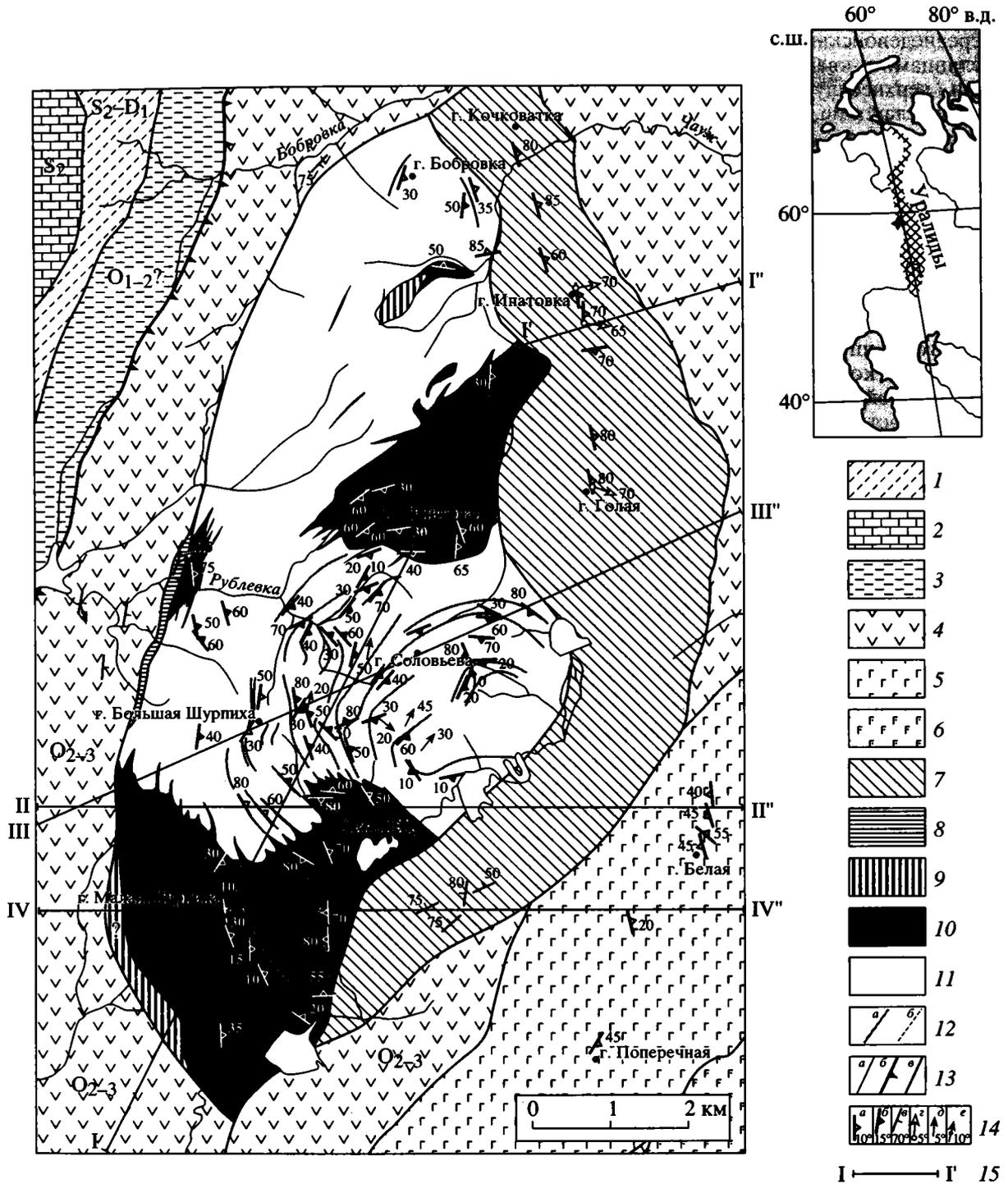
В статье обсуждаются структурная позиция Нижнетагильского массива, генезис и условия расслоения дунитов и клинопироксенитов, кинематика и динамика их перемещения в коре. Массив составляет часть аллохтонного пакета тектонических пластин, надвинутых на комплексы пород континентальной окраины вместе с вулканогенно-осадочными толщами ордовикского возраста. Ведущим механизмом формирования ультрамафитов была кристаллизационная дифференциация расплава. Начальное их расслоение усиливалось при массовом твердопластическом течении пород, проходившем вслед за кристаллизацией оливина и пироксенов и продолжавшемся после формирования главного субгоризонтального раздела дунит–клинопироксенит. Дискордантная ориентировка клинопироксенитовых тел по отношению к границе дунит–клинопироксенит маркирует линии течения, “отжимания” остаточного расплава в остывающие дуниты. Восточные и юго-восточные падения осевых плоскостей складок течения в дунитах и пироксенитах отражают общее направление перемещения материала и показывают, что оно происходило в условиях тангенциального сжатия и было направлено в сторону континентальной окраины. Обстановка дифференциального сжатия фиксируется, начиная с ранних этапов становления массива, и сохраняется при его последующих перемещениях в верхние горизонты коры. На поздних этапах перемещения происходили относительные проскальзывания тектонических пластин с левой сдвиговой составляющей вдоль тектонической подошвы массива.

Дифференцированные ультрабазит-габбровые плутоны Платиноносного пояса составляют характернейший элемент геологического строения Тагильской зоны Урала. В ряде последних публикаций предполагается надсубдукционная геодинамическая обстановка их формирования на основании интерпретации петролого-геохимических данных [4, 13]. Породы этих массивов довольно полно изучены геохимически, петрографически [3, 6, 7, 13] и значительно слабее – структурно [2, 8, 10]. При всем обилии моделей формирования дифференцированных массивов Платиноносного пояса, называемых также концентрически зо-

нальными [3], только в отдельных работах предъявлены геологические разрезы через исследуемые тела [3, 8, 10]. Во всех случаях была выявлена грубая “стратификация” разрезов, с разделением пород на “пачки”, “горизонты” дунитов, оливин-пироксеновых пород, пироксенитов и плагиоклазо-оливин-пироксеновых пород или на дунитовое “ядро” и пироксенитовую “оболочку”. Интерпретация природы этой стратификации или зональности может базироваться, на наш взгляд, на комплексном анализе структурно-геологических карт и структурно жестко привязанных минералого-геохимических данных. Такая работа прове-

**Рис. 1.** Геологическая карта массива горы Соловьева, Нижнетагильский массив (составлена по результатам структурного картирования 1999 г, с использованием материалов [3, 6, Тресвятской Т.Г. и др., 1951 г., Шилова В.А., 1993 г.].

**Комплексы шельфа и склона континентальной окраины:** 1 – верхнесилурийские-нижнедевонские глинистые сланцы; 2 – верхнесилурийские известняки; 3 – ниже- среднеордовикские сланцы филлитовидные, слюдисто-кварцевые, углеродисто-кварцевые, кварциты и кварцевые конгломераты; 4–7 – тагильский островодужный комплекс: 4 – средне-верхнеордовикские (?) базальтовые порфиры, диабазы, зеленые сланцы и амфиболиты по ним, изредка фтаниты; 5 – раннесилурийские (?) габбро-нориты и габбро белогорской формации, частично амфиболитизированные; 6 – раннесилурийские габбро амфиболитизированные и сосюртитизированные; 7 – амфиболиты по габбро-диабазам и диабазам; 8–11 – Нижнетагильский плутон: 8 – бластомилониты по габбро; 9 – флогопитовое габбро, в том числе, нефелин-содержащее; 10 – оливинные клинопироксениты и верлиты; 11 – дуниты; 12 – проекция плоскостных структур, образованных: а – хромшпинелидами, и б – клинопироксенами; 13 – геологические границы: а – между магматическими сериями, б, в – тектонические: первого (б) и второго (в) порядков; 14 – элементы залегания: а – полосчатость, плоскостные структуры по клинопироксенам, амфиболам и плагиоклазам, б – плоскостные структуры по хромшпинелидам, в – сланцеватость; г, д, е – линейность: в верлитах и габброидах по пироксенам, амфиболам и плагиоклазам (г), в дунитах по хромшпинелиду (д), в метаморфических породах – линейность пересечения (е); 15 – линии профилей, показанных на рис. 2.



дена для массива горы Соловьева (Нижнетагильский массив), где впервые были закартированы линейно-плоскостные структуры в дунитах, оливин-пироксеновых породах, пироксенитах, габброидах и вмещающих метагабброидах и вулканогенно-осадочных породах; на основании геологического картирования и петроструктурных замеров составлены разрезы через массив.

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ МАССИВА

Нижнетагильский массив входит в систему пакетов тектонических пластин, сложенных тагильскими островодужными и предостроводужными комплексами, надвинутыми на отложения шельфа и склона континентальной окраины (рис. 1, 2). Ок-

раинно-континентальные образования представлены среднедевонскими доломитами, углеродистыми сланцами и кварцевыми песчаниками, гравелитами, верхнесилурийскими–нижнедевонскими глинистыми сланцами, верхнесилурийскими известняками и ниже-среднеордовикскими сланцами, филлитовидными, слюдисто-кварцевыми, углеродистыми кварцитами и кварцевыми конгломератами.

Пироксенит-дунитовый массив обнажен в нижней части аллохтонного пакета, сложенного базальтовыми метапорфиритами и зелеными сланцами средне-позднеордовикского возраста. Выходы дунитов и пироксенитов отделены от полосы отложений континентального склона узкой (1–2 км) полосой зеленых сланцев и метабазаальтоидов, мощностью не более 300–500 м.

В зеленокаменных породах, карбонатно-терригенных образованиях шельфа и континентального склона, обнаженных западнее массива, а также в островодужных комплексах, залегающих к востоку от него, устанавливаются следы полистадийных деформаций. Первые две стадии связаны непосредственно с формированием покровной структуры (этап  $D_1$ ).

В начале этого этапа в условиях субгоризонтального сдвига сформировалась послонная сланцеватость  $S_1^1 \sim S_0$ , которая в метавулканитах выражена чередованием светлых и темных полос с различным содержанием темноцветных минералов, а также диагностируется по плоскопараллельному расположению новообразованных амфиболов и слюд конформно границам слоев. В метакарбонатных породах, где чередуются контрастные по компетентности прослои, в парагенезе со сланцеватостью наблюдаются будинаж, свилевые структуры. Деформации происходили в условиях метаморфизма зеленосланцевой фации.

Во второй стадии ( $D_1^2$ ), по-видимому, в том же поле напряжений сланцеватость  $S_1^1$  была смята в наклонные асимметричные, сжатые до изоклиналильных, складки западной вергентности (рис. 3а). Угол между крыльями составляет не более  $40^\circ$ , а амплитуда – не менее десятков сантиметров. Шарниры складок погружаются в юго-юго-восточных румбах под углом  $30\text{--}40^\circ$ . Опрокинутое залегание карбонатных толщ к югу от пос. Висим позволяет предполагать наличие крупных наклонных складок (возможно, первоначально лежащих) в парагенезе с покровами. В этот же парагенез входит сланцеватость  $S_1^2$ , которая играет главную роль при картировании и в целом конформна тектоническим контактам аллохтонных комплексов. Сланцеватость имеет преимущест-

венные восточные падения под углом  $40\text{--}50^\circ$  (см. рис. 3а). На поверхностях  $S_1^2$  в зеленых сланцах развита b-линейность пересечения  $S_1^1$  и  $S_1^2$ , параллельная шарнирам складок и перпендикулярная направлению тектонического транспорта при шарьировании. Ориентировка b-линейности, а также вергентность мелких складок свидетельствуют, что перемещение покровных комплексов осуществлялось в западном–юго-западном направлении (в современных координатах).

Более поздние деформации (этапы  $D_2 + n$ ) не оказали большого влияния на уже сформированную структуру. Отмечается развитие систем крутопадающих трещин субширотного и северо-восточного простирания и малоамплитудная гофрировка сланцеватости.

Разгнейсование, катаклаз, милонитизация метапорфиритов нарастают к контакту с дунит-пироксенитами. В зоне западного контакта массива, описанного еще Е.А. Кузнецовым [5], как тектонический надвиг, как вмещающие породы, так и ультрамафиты превращены в бластомилониты эпидот-амфиболитовой фации.

С востока дуниты и пироксениты граничат с плагиоклаз-роговообманковыми габброидами, амфиболитами, слагающими тектоническую пластину мощностью 500–1500 м, падающую на восток (см. рис. 2). Среди них преобладают мелкозернистые порфиоровидные полосчатые породы, участками переходящие в плейчатые мигматиты или такситовые массивные и пегматоидные роговообманковые метагаббро. Г.Б. Ферштатер с соавторами [13] рассматривают их как метаморфизованные диабазовые дайки, основываясь на геохимических характеристиках этих пород, аналогичных составу срединно-океанических базальтов (MORB-type). Метаморфическая полосчатость, очерчивающая мелкие, часто изоклиналильные складки (рис. 4, а), выражена чередованием лейко- и меланократовых прослоев, в которых также варьируют размеры зерен и текстуры, – от тонкозернистых однородных до пегматоидных и порфиоровидных. Порфиробласты амфибола и плагиоклаза нередко имеют удлинненную форму и образуют минеральную линейность а-типа (см. рис. 4, б). В районе гор Голая и Ипатова, где метаполосчатость в целом круто падает на восток, линейность (по плагиоклазу) погружается в восточных–юго-восточных румбах под углом  $60\text{--}70^\circ$ . Нередко наблюдается косое расположение порфиробластов по отношению к плоскостным текстурам; характерны структуры вращения (см. рис. 4, в).

Описанные деформации в габбро-амфиболитах по времени проявления, по-видимому, соответствуют этапу  $D_1$  в метавулканогенно-осадочных комплексах, расположенных западнее Нижнета-

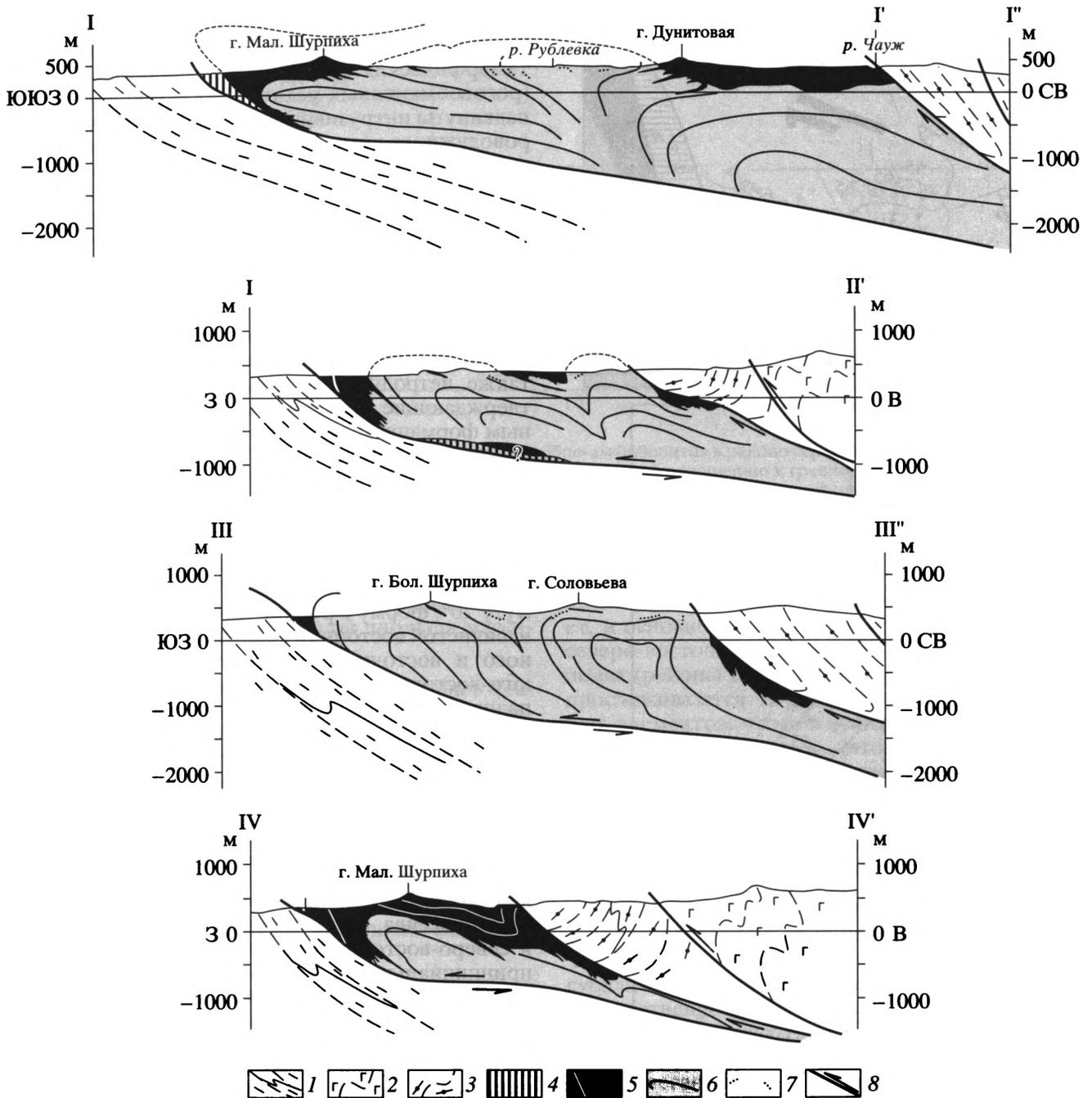
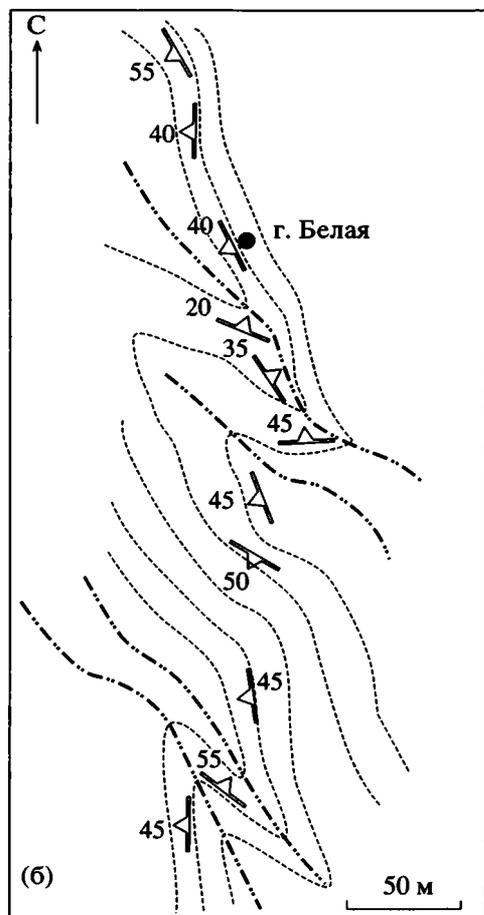
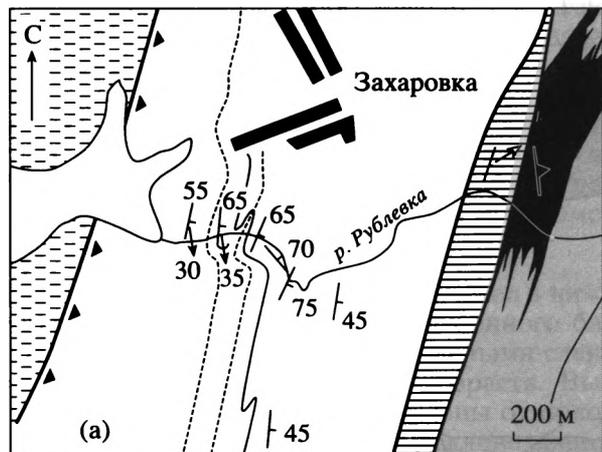


Рис. 2. Разрезы к геологической карте, рис. 1.

1 – зеленые сланцы; 2 – габбро-нориты и габбро белогорской формации, 3 – амфиболиты плагиоклаз-роговообманковые такситовые, часто мигматитоподобные, тонкополосчатые; 4 – габбро флогопитовое, нефелинсодержащее, 5 – оливиновые клинопироксены, верлиты; линиями показаны принципиальные деформационные структуры; 6 – дуниты; линиями показаны структуры твердо-пластического течения (траектория минеральной уплотненности и совпадающей с ней полосчатости); 7 – горизонты (зоны), обогащенные струйчато вкрапленными хромитами; 8 – тектонические границы; стрелки указывают направление относительного перемещения блоков (пластин) пород.

гильского массива. Пространственные соотношения плоскостных и линейных элементов позволяют определить направление сдвига (shear sense) и говорить об обратном, то есть восточном, отно-

сительном перемещении аллохтонной пластины габбро-амфиболитов по отношению к дунит-пироксенитовому массиву (параавтохтон), что и отражено на разрезах (см. рис. 2).



**Рис. 3.** Детали деформационной структуры метаосадочных и габброидных комплексов в подошве и кровле массива горы Соловьева, отражающие полистадийность деформаций и свидетельствующие о перемещении покровов в западном-юго-западном направлении: а – наклонные асимметричные, изоклиналильные складки западной вергентности, с линейностью (стрелки), параллельной шарнирам складок в зеленых сланцах (белое), подстилающих метагаббро (горизонтальная штриховка), пироксениты (черное) и дуниты (серое); б – открытые складки в полосчатых габброидах белогорской формации; жирным пунктиром с двойной точкой показаны оси складок.

Далее к востоку на толщи ордовикских метапорфиритов и мелкозернистых полосчатых метаморфических плагиоклаз-амфиболовых пород (роговобманковых метагаббро, габбро-диабазов) надвинуты интрузивные породы тагильского островодужного комплекса силурийского возраста – габбро-амфиболиты и сосюртитизированные габбро-нориты белогорской формации, габбро-диориты, плагиограниты и брекчии черноисточинской формации [Тресвятская, 1951 г.; Шилов В.А., 1993 г.; 13]. Деформированная полосчатость габбро-амфиболитов описывает прямые открытые складки (см. рис. 3, б). Интрузивные соотношения пород, последовательность внедрений габбро-норитов, диоритов и гранитоидов этих формаций, а также петрология и геохимия этих пород, подтверждающие их принадлежность островодужным формациям, детально рассмотрены Г.Б. Ферштатером с соавторами [13].

### ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА МАССИВА

Тело ультраосновных пород имеет в плане размеры  $13 \times 5$  км, овальную, вытянутую по азимуту  $20^\circ$ , форму с ровной сглаженной западной и извилистой восточной границами. Падение западного и восточного контактов массива восток-юго-восточное более пологое в его подошве. Западный подошвенный контакт представляет собой плоскость тектонического надвига, в зоне которого как вмещающие породы, так и ультрамафиты интенсивно милонитизированы и метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Распределение дунитов и пироксенитов – в массиве было показано еще Н.К. Высоцким [1] и В.М. Сергиевским [11]: существенно дунитовое ядро составляет центральную и северо-западную части массива, пироксениты слагают его южную и северо-восточную части (см. рис. 1, 2). Карта принципиально не изменялась в ходе почти непрерывных работ на протяжении всего прошлого столетия; значительные ее уточнения были сделаны И.А. и Л.В. Малаховыми [6]. Было высказано предположение [1], что пироксениты слагают “оболочку” дунитового “ядра” и в ряде выходов представляют кровлю ультраосновного тела. К этому же выводу пришел и О.К. Иванов [3], показавший существование верлитовой зоны, переходной между дунитами и пироксенитами. Однако, внутренние структурные элементы ультрамафитов, включающие не только полосчатость, минерально-плоскостные структуры, но и линейность, не картировались и вопрос о соотношении структурных элементов пироксенитов и дунитов не ставился. В то же время очевидно, что для расшифровки глубинной структуры массива и выяснения природы расслоения ультрамафитов на существенно оливиновые и существенно пироксеновые тела (пачки) требуется картина их внутренней

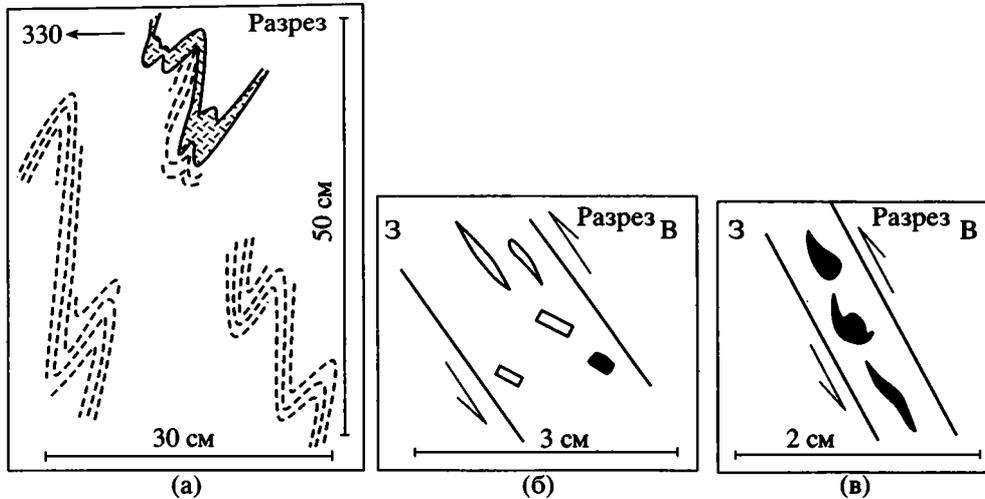


Рис. 4. Детали деформационной структуры полосчатых габбро-амфиболитов в районе горы Ипатовая: а – изоклиальная складчатость, маркируемая амфиболовыми полосами; б – косое, по отношению к границам полосчатости, расположение линейных агрегатов и кристаллов плагиоклаза и амфибола, маркирующее левый сдвиг; в – вращение амфиболовых агрегатов в режиме левого сдвига.

структуры. Нами проведено картирование линейно-плоскостных элементов и полосчатости в ультрамафитах на всей обнаженной площади массива (см. рис. 1).

**Полосчатость** наиболее четко выражена в оливин-клинопироксеновых породах, где она представлена либо чередованием тонких (2–4 см) контрастных оливиновых и пироксеновых слоев, либо сильно уплощенными растянутыми линзами минерала, находящегося в подчиненном количестве (оливина или пироксена). В дунитах полосчатость представлена тонкими прослойками и вытянутыми линзочками хромита, нередко деформированными, с образованием асимметричных складок течения или кулисообразным смещением слоев.

**Минеральная уплощенность** (лепешковидный хромшпинелид, клинопироксен и уплощенные агрегаты оливина/пироксена) и **линейность** (цепочки, удлиненные зерна хромшпинелида или/и пироксенов), соответствующие плоскостям и линиям высокотемпературного пластического течения пород, проявлены неравномерно по площади массива и картируются, преимущественно, в его центральной части (см. рис. 1). Залегание полосчатости и уплощенности примерно совпадают, хотя на ряде участков создается впечатление о преимущественном северо-северо-восточном (15–20°) простираении уплощенности и ее восток-юго-восточном падении. Субпараллельно уплощенности ориентированы осевые плоскости мелких складок течения, которые маркируются полосчатостью, а также пластовые тела пироксенитов и верлитов в дунитах. Все эти структурные элементы описывают в дунитах дугообразную, почти

субконцентрическую структуру, открытую к юго-востоку. Линейность хромшпинелидов имеет, в основном, пологое субмеридиональное или северо-восточное склонение. В пироксенитовых полях (районы гор Малая Шурпиха и Дунитовая) прослеживаются те же ориентировки структурных элементов, что и в дунитах. При этом в них также картируются и автономные открытые складки и флексуры (см. рис. 1). Картирование также показывает, что пироксениты южной и северо-западной части массива представляют фрагменты некогда единого и, в целом, пологого верхнего горизонта (зоны), мощностью 200–500 м.

Принципиальным для понимания внутренней структуры массива является то обстоятельство, что пространственное положение границ между существенно дунитовым телом (“ядром”) и преимущественно пироксенитовыми телами верхнего “горизонта” резко дискордантно ориентировке структурных элементов в этих породах и, в частности, залеганию пироксенитовых и верлитовых линзовидных, дайкообразных и пластовых тел в дунитах. Уплощенные пироксенитовые тела, ориентированные круто к границе главного раздела дунит–пироксенит (в разрезе и плане), образуют своеобразную “бахрому” вдоль границы, как бы выдавливаясь вдоль структурных линий из дунитов к пироксенитовой зоне (см. рис. 1, 2). Главная граница дунитов и пироксенитов, по-видимому, более резкая на юге массива (гора Малая Шурпиха) и постепенная через зону верлитов, на северо-западе (гора Дунитовая), однако, дискордантные тела (дайки) пироксенитов присутствуют на обоих этих участках. Следовательно, условия формирования переходной зоны (разделения существен-

но оливиновых и пироксеновых пород) несколько менялись по площади массива при стабильном, в целом, поле напряжений на последних этапах становления массива.

## СОСТАВ ПОРОД

Состав пород Нижнетагильского массива детально рассмотрен во многих работах, однако аналитические данные, как правило, не имеют структурной и даже пространственной привязки, вследствие чего возможность интерпетации этих данных крайне ограничена. Мы отметим здесь лишь основные петрографо-геохимические характеристики, полученные нами, и те особенности, которые отражают пути формирования и эволюции пород. Более подробно состав ультрамафитов и тренды вариаций состава слагающих их минералов обсуждаются в статье Н.Л. Чаплыгиной с соавторами [14].

**Дуниты:** Массивные и тонкоплитчатые дуниты имеют средне-, крупнозернистые структуры, реже – мелкозернистые или пегматоидные. Они состоят на 95–98 об. % из оливина, примеси диопсида (до 1 об. %) и акцессорного хромшпинелида. Размер зерен оливина варьирует от 1–2 до 6–8 мм, форма меняется от полигональной с ровными прямолинейными гранями (в мелко-, среднезернистых породах) до сильно вытянутой, уплощенной с извилистыми границами (как правило, в крупнозернистых). Волнистое угасание, полосы излома, отражающие трансляционное скольжение дислокаций в оливинах, присущи крупнозернистым дунитам. Мелкий (до 0.7 мм) ксеноморфный диопсид развивается в интерстициях оливинов. Хромшпинелид образует округло-ксеноморфные, изометричные и идиоморфные зерна размером от 0.1 до 2 мм. Относительно крупный хромшпинелид приурочен к стыку оливинов, а более мелкие идиоморфные кристаллы, как правило, включены в оливин. Распределение и количество хромшпинелида крайне неравномерно. Так, в дунитах в районе горы Соловьева хромшпинелид образует ветвящиеся струи, кулисообразные цепочки и густовкрапленные шпирки или сегрегации, цементирующие округлые сантиметровые блоки дунита. Линейность, образованная цепочками хромшпинелида, субпараллельна удлинению зерен оливина. Южнее горы Соловьева и на севере массива встречаются участки дунитов (сотни метров по площади), содержащих только редкие, очень тонкие зерна хромшпинелида. Высокое – до 3–5% содержание равномерно распределенного мелкого хромшпинелида наблюдается в дунитах западного склона горы Большая Шурпиха.

Степень серпентинизации дунитов варьирует от 10 до 80%. В основном, распространена безмагнетитовая петельчатая серпентинизация. В некоторых дунитах на раннюю серпентинизацию не-

равномерно накладывается поздняя гамма-хризотилитовая серпентинизация с выделением магнетита вдоль прожилков. Интенсивная антигоритизация дунитов, сопровождаемая рассланцеванием, развита в локальных зонах в западной части массива (в лежачем боку пластины). Также в западной части массива в районе горы Большая Шурпиха развиты антигоритовые дуниты с магнетитом и тальком, названные О.К. Ивановым [3] шурпихитами. Здесь же наблюдается повышенное (до 3%) равномерное распределение хромшпинелида среди изометричного оливина (2–3 мм), окаймленного антигоритом.

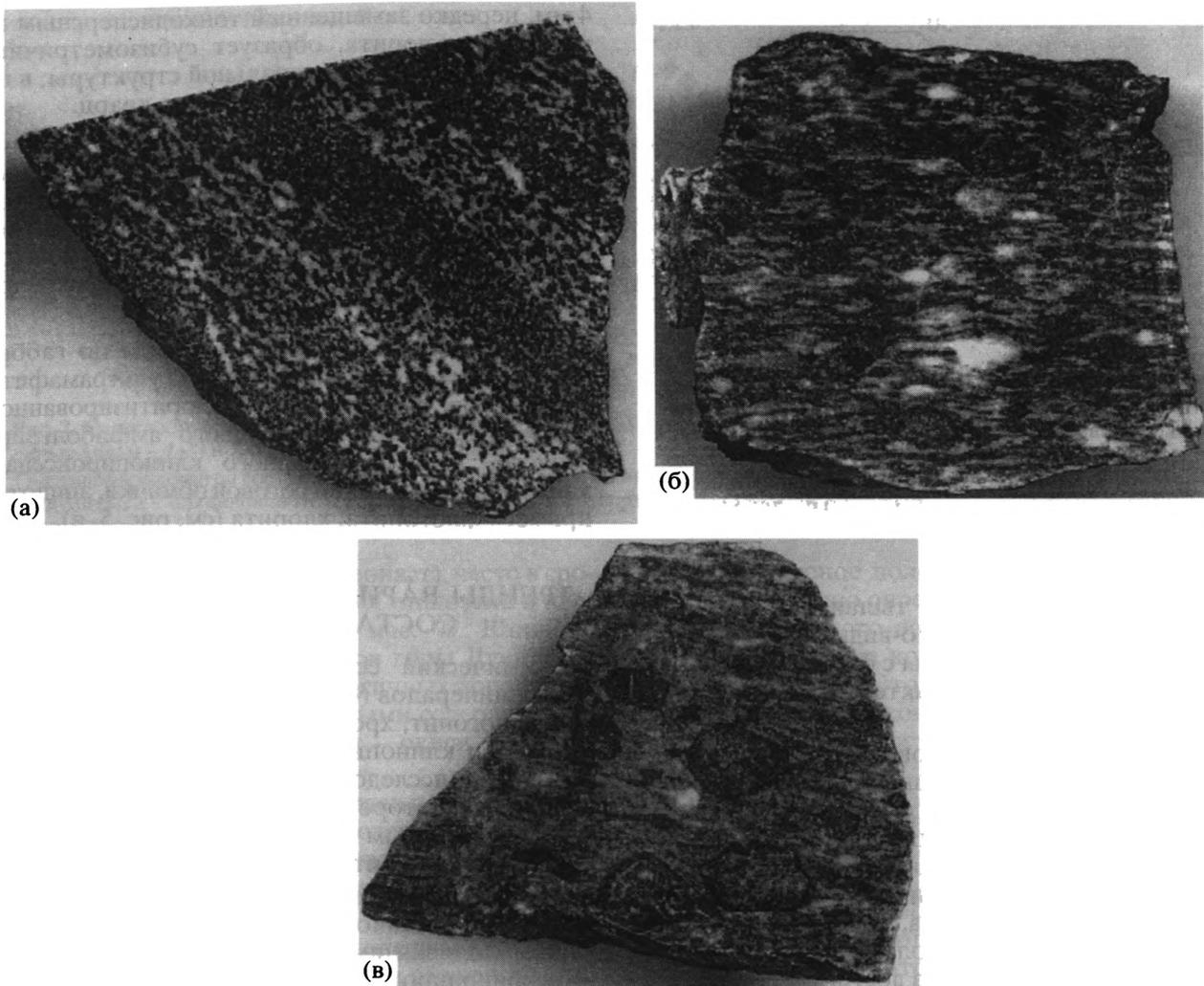
**Оливиновые клинопироксениты, верлиты, клинопироксениты.** Среди существенно клинопироксеновых пород Нижнетагильского массива преобладают оливиновые клинопироксениты со средними содержаниями клинопироксена 70–75 об. %, оливина – 25–30 об. % и акцессорного рудного, представленного в основном магнетитом, реже – хромшпинелидом (в верлитах); спорадически встречаются плеонаст, амфиболы (до 5 об. %), флогопит (до 3 об. %).

Структурные разновидности оливиновых клинопироксенитов обусловлены как условиями их кристаллизации, так и последующими преобразованиями. Наиболее типичны следующие структуры:

1. Равномернозернистая с размером субизометричных зерен оливина и клинопироксена 1–2 мм. С уменьшением количества клинопироксена до 10–15 об. % он становится резко ксеноморфным, приуроченным к интерстициям между изометричными, иногда субидиоморфными зернами оливина. Границы между зернами четкие, линейные. Оливиновые клинопироксениты при содержании магнетита более 5 об. % имеют сидеронитовую структуру.

2. Порфириовидная с размером зерен клинопироксена и оливина 0.5–1.5 мм. В интерстициях между крупными зернами развит мелкозернистый матрикс, состоящий из тех же минералов с размером зерен до 0.5 мм с примесью титаномангнетита.

3. Порфирокластическая с размером фенокристов клинопироксена и реже оливина 2.5–3.5 мм, размер оливин-клинопироксеновой основной массы колеблется в пределах 0.3–1.2 мм. Границы между зернами неровные, извилистые. Фенокристы часто деформированы, имеют субизометричную, округлую форму. В фенокристах наблюдаются ламеллы распада, представленные магнетитом и биотитом, которые образуют тончайшую решетку; наружная кайма фенокристов, как правило, очищена от ламелл распада. Следы остаточных деформаций в пироксенитах выражены волнистым угасанием зерен клинопироксена и оливина, присутствием в оливине полос излома (структуры kinkband).



**Рис. 5.** Деформационные текстуры габброидов (увеличение в три раза): а – полосчатые мелкозернистые габбро-амфиболиты в верхней пластине аллохтона, обнажение 103; б – гнейсовидные крупнозернистые габбро-амфиболиты в зоне их контакта с перекрывающей пластиной средне-верхнеордовикских сланцев в районе села Мамониха; в – порфирировидные blastомилониты по габбро в основании нижней пластины аллохтона горы Соловьева.

Первая и вторая структурные разновидности характерны для пород, кристаллизовавшихся из расплава, причем вторая разновидность представляет породы, образующиеся при относительно высокой скорости кристаллизации, быстро остывающие либо на малой глубине, либо в крайних частях массива [7, 10]. Структуры третьей разновидности оливинowych пироксенитов образованы в ходе высокотемпературных деформаций остывающих закристаллизованных пород. В этих же породах часто присутствует амфибол.

В целом, пироксениты горы Дунитовая менее деформированы, чем пироксениты горы Малая Шурпиха. В них в основном преобладают равномернозернистые магматические структуры и нередко присутствует флогопит (до 3 об. %). Оливиновые клинопироксениты с порфирокластиче-

скими структурами развиты, главным образом, вблизи контакта с амфиболитами, а наиболее равномернозернистые разновидности приурочены к контакту пироксенитов с дунитами.

**Тылаиты** наиболее детально охарактеризованы в работах Ферштатера Г.Б. и Пушкарева Е.В. [12]. Тылаиты образуют небольшое овальное в плане тело в северной части массива среди оливинowych клинопироксенитов с линзами (прослоями?) дунитов. Плохая обнаженность этого участка массива не позволяет видеть непосредственные контакты тылаитов с дунитами и пироксенитами, однако определенно можно сказать, что крупнозернистые массивные породы слагают центральную часть тела, а по его периферии развиты гнейсовидные мелкозернистые порфирировидные меланогаббро (тылаиты). В клинопироксеновых дунитах и верли-

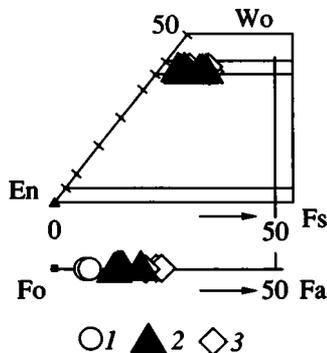


Рис. 6. Диаграмма составов оливина и клинопироксенов из дунитов и оливиновых пироксенитов массива горы Соловьёва.

1 — оливин из дунитов; 2 — оливин и клинопироксен из оливиновых клинопироксенитов горы Дунитовая; 3 — оливин и клинопироксен из оливиновых клинопироксенитов горы Малая Шурпиха.

тах в 30–50 м от выходов тылаитов встречается рассеянный плагиоклаз. По-видимому, эти же, но сильно измененные породы с флогопитом вскрыты на юго-западном контакте массива с вмещающими толщами.

Преобладающая разновидность тылаитов — это, по существу, полевошпатовые оливиновые клинопироксениты (или оливиновое меланогаббро), состоящие из крупных (10–15 мм) идиоморфных кристаллов клинопироксена в аллотриоморфнозернистом матриксе клинопироксена, оливина, биотита, полевого шпата, магнетита, зеленой шпинели и изредка амфибола. Количество порфирированного клинопироксена достигает 30–40 об. %. Крупные зерна клинопироксена нередко имеют структуру “песочных часов” и зональное распределение включений других минералов (оливина, биотита, полевого шпата и магнетита). Особенностью тылаитов Нижнетагильского массива является присутствие в них симплектитов сростаний андезина № 30–40 и нефелина с ортоклазом. Симплектиты образуют сфероидальные перистые агрегаты, в которых отмечаются ксеноморфные зерна плагиоклаза, ортоклаза, изредка нефелина [12].

**Амфибол-плагиоклазовые породы или амфиболовые метагаббронды, метагаббро-диабазы** различаются по текстурно-структурным особенностям и, возможно, по составу минералов. В северной части полосы их выходов (горы Ипатова, Голая) породы имеют полосчатую директивную структуру и сложены амфиболом и полностью измененным плагиоклазом (рис. 5, а). Амфибол бледноокрашенный, слабо буроватый по Nm, образует идиоморфные длинно- и короткопризматические кристаллы размером от 0.3 до 1.2 мм, иногда — с пойкилитовыми включениями плагиоклаза. Амфибол замещается хлоритом. Плагиоклаз, размером до

4 мм, нередко замещенный тонкодисперсным агрегатом соссюрита, образует субизометричные таблицы с реликтами зональной структуры; в небольшом количестве присутствует кварц.

На юге массива габбро-амфиболиты отличаются от вышеописанных габброидов обилием такситовых и мигматитоподобных, очковых текстур (см. рис. 5, б), а также большим количеством кварцевых прожилков. Буровато-зеленый плеохрозирующий амфибол также часто образует прожилки, скопления, гнезда.

Порфирированные blastsмилониты по габбро, обнаженные в основании пластины ультрамафитов горы Соловьёва, состоят из соссюритизированного плагиоклаза, реликтов крупного амфиболитизированного, эпидотизированного клинопироксена с каймами темнозеленой роговой обманки, эпидота и примеси флогопита, хлорита (см. рис. 5, в).

## ТРЕНДЫ ВАРИАЦИЙ И ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА МИНЕРАЛОВ

Химический состав главных породообразующих минералов (оливин, клинопироксен, амфибол, флогопит, хромшпинелид, рудный минерал) дунитов и клинопироксенитов Нижнетагильского массива исследован на рентгеноспектральном микроанализаторе САМЕВАХ с одним кристаллодисперсионным детектором, в ручном режиме (ГИН РАН, аналитик Г.В. Карпова).

**Оливин.** Магнезиальность оливина снижается от дунитов к клинопироксенитам: в дунитах г. Соловьёва оливин имеет состав  $Fo_{92-92.8}$  в оливиновых клинопироксенитах, развитых в северной части массива (гора Дунитовая) —  $Fo_{80.5-86.4}$  и в клинопироксенитах южной части массива (гора Малая Шурпиха) —  $Fo_{76-80.3}$  (рис. 6).

**Клинопироксен** представлен диоксидом (см. рис. 6), который обнаруживает заметные вариации содержания  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$  и магнезиальности (рис. 7). На всех рисунках видно, что по мере снижения магнезиальности пироксена в нем происходит накопление титана и алюминия. Сравнение полученных данных с составами клинопироксенов из пород массива Кытлым показало значительное сходство трендов изменения их состава по разрезу массивов. Отличие заключается в том, что в породах массива Кытлым по мере снижения магнезиальности породы заметно обогащаются щелочами ( $Na_2O$ ), тогда как в клинопироксенитах Нижнетагильского массива практически не происходит накопления щелочей по мере увеличения железистости клинопироксенов и пород в целом.

**Оксиды.** Хромшпинелиды в дунитах представлены хромитом с содержаниями  $Cr_2O_3$  45–53 мас. %. Будучи высокохромистым, он обнаруживает повышенные содержания  $TiO_2$  (0.3–0.6) и FeO (26–38 мас. %). В оливиновых клинопироксенитах при-

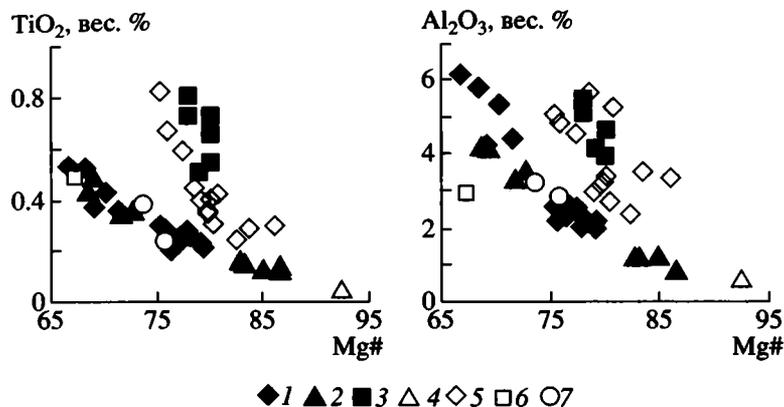


Рис. 7. Состав клинопироксенов в координатах  $TiO_2$ – $Mg\#$  (а) и  $Al_2O_3$ – $Mg\#$  (б) из пород массивов горы Соловьева (залитые знаки – 1–3) и Кытлым (незалитые знаки – 4–7).

1 – клинопироксениты горы Малая Шурпиха, 2 – верлиты и клинопироксениты горы Дунитовая, 3 – тылаиты; 4–7 по [7]: 4 – дуниты, 5 – оливковое меланогаббро (тылаиты), 6 – верлиты, 7 – клинопироксениты.

существует зеленая шпинель (плеонаст), часто в сростках с магнетитом. Содержания глинозема в плеонасте составляют 58.0–59.8 мас. %. Шпинель оливковых клинопироксенитов горы Дунитовая отличается от шпинели в аналогичных породах горы Малая Шурпиха повышенными содержаниями окиси магния и пониженными – окиси железа и  $Cr_2O_3$ .

Магнетит в дунитах представлен наиболее высокочромистыми разностями с содержаниями  $Cr_2O_3$  до 8 мас. %. В магнетитах оливковых клинопироксенитов содержания хрома значительно ниже – 0.3–5 мас. %.

**Амфибол.** Для амфиболов, распространенных в оливковых клинопироксенитах характерно повышенное содержание (в мас. %)  $Al_2O_3$  – 15.0,  $TiO_2$  – 1.51 и щелочей ( $Na_2O$  – 2.59,  $K_2O$  – 0.31). Существует пространственная приуроченность амфибола к зонам контакта оливковых клинопироксенитов с амфиболитами, где его количество резко возрастает.

**Флогопит** проанализирован только из оливковых клинопироксенитов, распространенных в районе горы Дунитовая. Он отличается высокими содержаниями (в мас. %)  $TiO_2$  (2.8–2.9),  $FeO$  (5.0–9.3) и  $MgO$  (21.3–23.6). Г.Б. Ферштатер, Е.В. Пушкарев [12] и О.К. Иванов [3] отмечали еще более высокие содержания титана во флогопите пироксенитов и тылаитов, а также присутствие титанистых флогопитов в дунитах.

## ОБСУЖДЕНИЕ

Рассмотренный материал позволяет обсуждать следующие положения: 1 – структурную позицию массива; 2 – природу дунит-клинопироксенитового комплекса; 3 – условия разделения дунитов и клинопироксенитов; 4 – кинематику и динамику выведения ультрамафитов.

1. Структурное положение массива представляется достаточно определенным – он составляет часть аллохтонного пакета тектонических пластин, надвинутых на комплексы пород континентальной окраины. Это подтверждается тектонической природой контактов массива, стилем (морфологией) и пространственной ориентировкой деформационных структур в подстилающих и перекрывающих комплексах пород и в самих ультрамафитах из базальной части разреза. Судя по присутствию относительно высокотемпературных (в сравнении с граничащими с ними зелеными сланцами) апопорфиритовых бластомилолитов эпидот-амфиболитовой фации в подошве массива и по тому, что эти метаморфизованные вулканиты фациально уравновешены с “эндоконтактовыми” метаморфитами по габброидам и пироксенитам, можно предполагать, что вулканогенно-осадочные толщи (метавулканиты) были тектонически совмещены с еще горячими, но уже расслоенными ультрамафитами, т.е., запас тепла был достаточным для повышения температуры метаморфизма в зоне контакта.

2. Смена состава пород по разрезу массива от существенно оливковых высокомагнезиальных до существенно клинопироксеновых более железистых, а также вариации состава слагающих их минералов в пространстве и по разрезу массива достаточно определенно позволяют относить их к магматическим образованиям (вслед за [3, 13]), формировавшимся в процессе кристаллизационной дифференциации. Так, например, принимая во внимание, что (а) акцессорный хромшпинелид дунитов и верлитов сменяется магнетитом и алюмошпинелью в оливковых пироксенитах, (б) магнезиальность диопсида и сосуществующего с ним оливина снижается от дунитов к верлитам и пироксенитам, т.е., по структуре разреза – от “ядра” к “оболочке” или от глубинных горизонтов к

верхним, мы интерпретируем накопление железа, алюминия и титана в пироксене (и породах) как тренд кристаллизационной дифференциации базитового существенно магнезиального расплава. Толеитовый тренд фракционирования аналогичен, в целом, тренду массива Кытлым [7, 10]. Почти повсеместное присутствие титанистого флогопита свидетельствует об участии летучих в ходе магматической дифференциации и кристаллизации.

3. Считаю весьма вероятным, что кристаллизационная дифференциация расплава была ведущим механизмом формирования ультрамафитов Нижнетагильского массива, мы должны объяснить ряд наблюдений, не соответствующих, на первый взгляд, этому заключению. К ним относятся: (а) относительно большой объем дунитов при видимом отсутствии комплементарных им габбро; (б) дискордантное (секущее) положение клинопироксенитовых полос, пластовых тел и линз среди дунитов по отношению к границе дунит-пироксенит; (в) широкое распространение деформационных структур и видимое несовпадение внутренней структуры в дунитах и пироксенитах.

Первое положение объяснимо с точки зрения аллохтонного залегания дезинтегрированных частей разреза крупной магматической камеры, при котором дуниты и пироксениты оказались выведенными на поверхность в основании тектонического пакета пластин, а плутонические габброиды не вскрыты, либо отделены при внедрении. Разобщенное залегание дунитовых и пироксенит-габбровых тел на современном эрозионном срезе можно видеть и на примере массивов Светлый Бор, Вересовый Бор (дуниты) и Качканар (пироксениты и габбро), представляющих разные части магматической камеры (камер?) дифференцированного ультрамафит-габбрового тела Платиноносного пояса.

Второе и третье положения о дискордантности внутренних структур в дунитах и пироксенитах представляет, на наш взгляд, наибольший интерес для объяснения условий расслоения этих пород. Как видно из микро- и макроструктур пород, в них сохранились следы высокотемпературных твердопластических деформаций (линейно-плоскостные "penetrative" структуры, "kink-band" и мозаичные микроструктуры). Эти деформации осуществлялись как путем внутрикристаллического трансляционного скольжения дислокаций в оливинах, так и путем многообразных и многостадийных рекристаллизаций оливина, клинопироксена и хромшпинелида [15]. Судя по локальной сохранности крупнозернистых структур дунитов со следами высокотемпературного трансляционного скольжения оливина, можно достаточно определенно считать, что высокотемпературное твердопластическое течение пород проходило сразу вслед за кристаллизацией оливина и пирок-

сенов и продолжалось при остывании массива. Начальное расслоение при котектическом ходе кристаллизации [7] усиливалось при массовом твердопластическом течении пород вследствие разной вязкости дунитов и пироксенитов; при этом возникало кулисообразное расположение прослоев, линз и дайкообразных тел верлитов и пироксенитов, отражающее сдвиговый характер деформаций. Широко распространенное по площади массива и, в то же время, локальное присутствие остаточных деформаций в породах показывает, что течение материала продолжалось и после формирования главного субгоризонтального раздела дунит-пироксенит. Относительно крутая ориентировка склонения уплощенных вытянутых пироксенитовых тел маркирует, в этом случае, линии течения материала, по которым перемещался остаточный расплав.

Мы считаем важным отметить, что сходным образом по отношению к границе раздела рестит-кумулят ориентировано массовое высокотемпературное пластическое течение реститовых лерцолитов и линейность, маркирующая также пути миграции просачивающегося базальтоидного расплава в реститах массивов Нурали и Крака [9]. Однако, если в переходной зоне "кора-мантия" офиолитовых массивов эти структуры образуются при выведении расплава, маловязкого относительно реститовых ультрамафитов, то в Нижнетагильском массиве линейные структуры в переходной зоне "дунит-пироксенит" маркируют отжимание расплава в остывающие дуниты при тангенциальном сжатии.

Асимметричная воронкообразная или грибообразная (при сохранении пологих прикровлевых горизонтов) структура, образованная сочетанием крутопадающих и пологих текстур твердопластического течения в дунитах в районе горы Соловьева, возможно, маркирует осевую зону пластического выжимания дунитов на ранних этапах становления магматической камеры. Некоторой альтернативой такому предположению может быть интерпретация этой структуры как "сдавленной" синформы между двумя асимметричными складками течения. В любом случае, интенсивная переработка, рекристаллизация дунитов здесь с участием летучих (флогопит, пегматоидные структуры) и образованием, перераспределением хромитов и ассоциирующих с ними платиноидов приурочена именно к этой зоне (области), куда поступали, "выжимались" остаточные флюиды.

Восточные и юго-восточные падения осевых плоскостей складок течения в дунитах и пироксенитах отражают общее направление перемещения материала и показывают, что оно проходило в условиях тангенциального сжатия.

Таким образом, обстановка дифференциального стресса фиксируется, начиная с самых ранних этапов становления массива, и продолжает

сохраняться при его последующих перемещениях в верхние горизонты коры. Пространственные координаты эллипсоида деформаций менялись, вероятно, не принципиально – общее движение материала было ориентировано в сторону континентальной окраины. На поздних этапах перемещения происходили относительные проскальзывания тектонических пластин, с левой сдвиговой составляющей вдоль подошвы главной тектонической границы в основании массива.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 98-05-64060.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Высоцкий Н.К.* Месторождения платины Исковского и Нижнетагильского района на Урале. 694 с. 1913. СПб.: Изд-во Комиссии по изучению естеств.-произв. сил АН СССР, (Тр. Геол. комитета. Новая сер. Вып. 62).
2. *Ефимов А.А.* "Горячая тектоника" в гипербазитах и габброидах Урала // *Геотектоника*. 1977. № 1. С. 24–42.
3. *Иванов О.К.* Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург: Изд-во Уральского университета, 1997. 327 с.
4. *Иванов К.С., Шмелев В.Р.* Платиноносный пояс Урала – магматический след раннепалеозойской зоны субдукции // *Докл. РАН*. 1966. Т. 347. № 5. С. 649–652.
5. *Кузнецов Е.А.* Габбро-перидотитовые формации Урала // *Бюл. МОИП. Отд. геол.* 1958. Т. 33. Вып. 2. 150 с.
6. *Малахов И.А., Малахова Л.В.* Нижнетагильский пироксенит-дунитовый массив и вмещающие его породы. 166 с. 1970. Свердловск: "Уральский рабочий" (Тр. Ин-та геологии и геохимии УрФ АН СССР. Вып. 83).
7. *Перцев А.Н., Савельева Г.Н., Астраханцев О.В.* Магматическая природа ультрамафит-габбровой ассоциации массива Кытлым, Платиноносный пояс Урала // *Петрология*. 2000. Т. 8. № 4. С. 370–393.
8. *Решитько В.А.* Брахисинклинали габбро-перидотитовых массивов Платиноносного пояса Урала // *Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала*. Свердловск: Уральский рабочий, 1963. Т. 1. С. 393–404.
9. *Савельева Г.Н.* Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 404).
10. *Савельева Г.Н., Перцев А.В., Астраханцев О.В., Денисова Е.А. и др.* Динамика становления плутона Кытлым на Северном Урале // *Геотектоника*. 1999. № 2. С. 36–60.
11. *Сергиевский В.М.* К статье Н.М. Успенского "О генезисе конфокальных ультраосновных массивов Урала" // *Петрология и минералогия некоторых рудных районов СССР*. М.: Госгеолиздат, 1952. С. 84–90.
12. *Феритатер Г.Б., Пушкарев Е.В.* Нефелинсодержащие тылаиты Нижнетагильского дунит-клинопироксенитового массива в Платиноносном поясе Урала // *Ежегодник-1987 / Ин-та геологии и геохимии УрО АН СССР*. Свердловск, Ин-т геологии и геохимии УрО АН СССР, 1988. С. 47–50.
13. *Феритатер Г.Б., Беа Ф., Пушкарев Е.В., Гарutti Дж., Монтеро П., Заккарини Ф.* Новые данные по геохимии Платиноносного пояса Урала: вклад в понимание петрогенезиса // *Геохимия*. 1999. № 4. С. 352–370.
14. *Чаплыгина Н.Л., Савельева Г.Н., Степанова М.М.* Магматическая природа ультраосновных пород г. Соловьева (Нижнетагильский массив, Средний Урал) // "Интеграция". Вып. 2. Изд-во ГЕОС, 2001. С. 67–80.
15. *Nicolas A., Poirier J.P.* Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. L. – N.Y.: John Wiley and Sons, 1976. 444 p.

Рецензенты: А.С. Перфильев, М.Г. Ломизе

## Tectonic Conditions Resulting in Layering of Dunite-Pyroxenite Bodies in the Ural Platiniferous Belt: An Example of the Nizhnii Tagil Massif

A. A. Savel'ev, G. N. Savel'eva, I. I. Babarina, N. L. Chaplygina

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

**Abstract**—The structural setting of the Nizhnii Tagil Massif is discussed in the context of the genesis and layering conditions of its dunites and pyroxenites and the dynamics and kinematics of their motions in the crust. The massif is part of a stack of tectonic slabs that are thrust over a continental-margin complex together with Ordovician volcano-sedimentary rocks. The leading mechanism that produced the ultramafic rocks was crystallization differentiation of the melt. The initial layering was enhanced by the massive solid-state plastic flow of the rocks, which proceeded after olivine and pyroxene crystallization and continued after the development of the main subhorizontal dunite-clinopyroxenite interface. The discordant orientation of the clinopyroxenite bodies with respect to the dunite-clinopyroxenite boundary is marked by the flow lines and the squeezing of the cooling melt into dunite. The easterly and southeasterly dips of the axial planes of the flow folds in the dunites and pyroxenites reflect the overall direction of material flow and suggest that this process took place under tangential compression and was directed toward the continental margin. Evidence of a differential compression environment can be discerned starting from the earliest stages of the massif evolution and throughout its subsequent ascent to upper crustal levels. The late stages of this process were associated with the relative sliding of tectonic slabs with a sinistral component directed along the tectonic bottom of the massif.

УДК 551.242.3(234.85/235.216)

## СТРУКТУРА И КИНЕМАТИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ УРАЛА И ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ (ХРЕБЕТ СУЛТАН-УВАЙС)

© 2001 г. Ю. А. Морозов

*Объединенный институт физики Земли РАН, 123810, Москва, Б. Грузинская ул., 10*

Поступила в редакцию 25.01.2000 г.

Важнейшие закономерности и особенности тектонической эволюции области сочленения варисских структур Урала и Южного Тянь-Шаня в значительной мере определялись зонами глубинных разломов фундамента Туранской плиты: Урало-Оманской, Мангышлак-Кызылкумской (как части Линии Карпинского) и Эльбурс-Кызыл-Ординской (Урало-Тяньшаньский поперечный разлом). В месте их сочленения находится хребет Султан-Увайс, где происходит разворот структур от “уральских” простираний к “южно-тяньшаньским”. Выявленная здесь сложная полидеформационная и гетерогенная структура метаморфических толщ среднего палеозоя ( $D_{1-2}-C_1$ ) рассматривается как результат транспрессивной тектоники, обусловленной действием латерального сжатия северо-восточного направления и сдвигами по разломам упомянутых систем и оперяющим их разрывам. Транспрессия привела к формированию дискретных разномасштабных зон повышенной деформации и дивергентного покровно-складчатого строения типа структур “пальмового дерева”, с проявленными вдоль них разнонаправленными сдвигами – правосторонними в субмеридиональной половине хребта и левосторонними в субширотной его части. Связанная со сдвигом дилатансионная декомпрессия определила локализацию продуктов метасоматоза и магматического материала по системам линзовидно-ветвистых структур растяжения. В целом встречное движение материала по системам сдвигов к центру хребта привело к короблению в этом месте толщ и к повторной деформации всех упомянутых элементов структуры. Прогрессивное развитие деформационного процесса на фоне постоянно меняющейся структуры приводило к усложнению и большей дифференциации поля напряжения, что обусловило неоднократное изменение знаков сдвиговых смещений по разрывным поверхностям. Результатом этого явилось локальное наложение одних на другие некоторых структурных элементов (складки, плоскостные текстуры, жилы), парагенетически связанных со сдвигами разных стадий. Смена направления смещения по зонам искривленных на предшествующих стадиях разрывных нарушений привела к развитию нескольких крупных структур раздвига (pull-apart), отмеченных наложенными впадинами, где переоткладывались продукты местного размыва, выделяющиеся в более молодой синкинематический комплекс ( $C_1$ ), а также внедрялись массивы позднекинематических интрузий.

### ВВЕДЕНИЕ

Хребет Султан-Увайс занимает особое тектоническое положение среди многочисленных выходов палеозойских образований Южного Приаралья и Кызылкумов как место сочленения и разворота варисских структур Урала и Южного Тянь-Шаня. В связи с этим понятны интерес геологов к этой области и появление многочисленных публикаций по самым различным аспектам геологии и тектоники, отражающих большое разнообразие точек зрения и обобщающих моделей. После монографии С.С. Шульца-мл. [17], впервые сделавшего сводное описание геологии Южного Приаралья и показавшего сложное шарьяжно-складчатое строение хребта, большинство работ по этому региону было посвящено геодинамическим реконструкциям преимущественно плейт-тектонической направленности, включающим процессы раскрытия и закрытия раннепалеозойского океана, субдукционные и коллизионные события и т.д. [2, 16, 19].

Вместе с тем известны публикации с альтернативными точками зрения, допускающими проявление здесь либо процессов континентального рифтогенеза, либо обстановок эпиконтинентальных или окраинно-континентальных морей [10, 12]. Преимущественное сосредоточение усилий геологов на геодинамических реконструкциях привело к явно недостаточной проработке структурного и кинематического аспектов эволюции региона, которые, наряду с другими исходными данными, должны лежать в основе обобщающих построений любой направленности. Практически полное отсутствие соответствующих публикаций, в первую очередь, по району хребта Султан-Увайс, побудило автора сделать попытку хотя бы частичного восполнения этого пробела. В основу положены материалы детальных (масштаб 1 : 5000 и крупнее) геокартировочных работ и структурно-геологических исследований, проведенных автором в 1981–1991 гг. в коллективе сотрудников

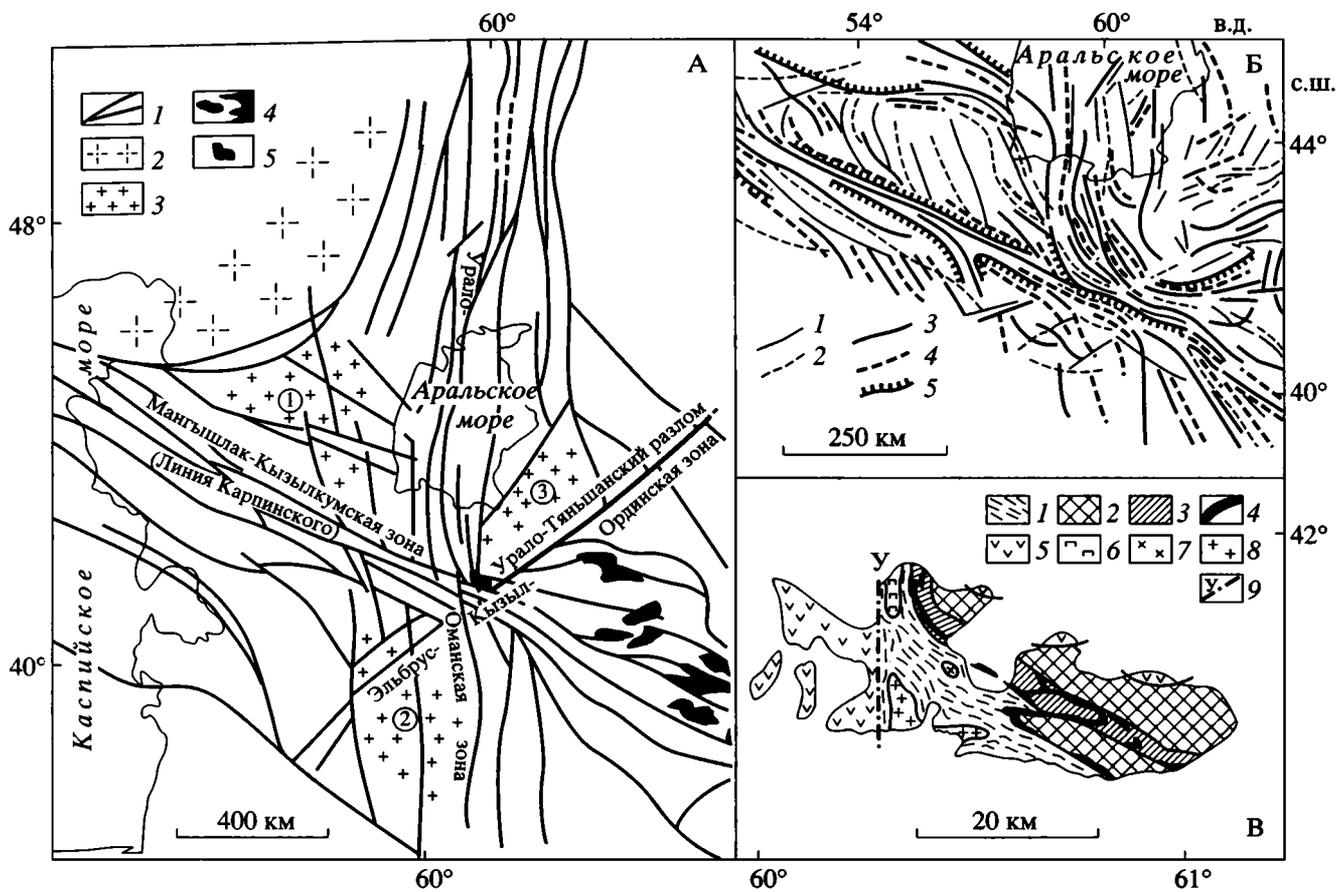


Рис. 1. Принципиальные схемы строения области сочленения структур Урала и Южного Тянь-Шаня.

А (по [1, 14], с изменениями) – схема крупнейших зон глубинных разломов и важнейших линейментов Туранской плиты:

1 – крупнейшие разломы; 2 – фундамент Русской плиты; 3 – массивы ранней консолидации (цифры в кружках): 1 – Северо-Устьюртский, 2 – Центрально-Каракумский, 3 – Бельтауский; 4 – палеозойские комплексы Южного Тянь-Шаня; 5 – местоположение хребта Султан-Увайс.

Б (по [5]): карта магнитных аномалий и аномалий силы тяжести для южной части региона Аральского моря:

1, 2 – оси магнитных аномалий: 1 – положительных, 2 – отрицательных; 3, 4 – оси аномалий силы тяжести: 3 – положительных, 4 – отрицательных; 5 – зоны наибольшего градиента силы тяжести.

В – схема пространственного размещения важнейших структурно-формационных комплексов хребта Султан-Увайс.

1–5 – комплексы: 1 – Султан-Увайс, 2 – Казансай, 3 – Каракудук, 4 – Каратау, 5 – Шейхджелли; 6 – ультрабазиты Тебинбулакского массива; 7 – граносиениты Джамансайского массива; 8 – гранитоиды Актауского массива; 9 – зона Урусайского разлома.

ОИФЗ РАН под руководством В.В. Эза, который в недавней своей публикации [20] показал необычайную сложность строения региона и осветил основные структурные аспекты проблемы сочленения Урала и Южного Тянь-Шаня. Настоящая статья представляет один из возможных вариантов интерпретации сложной структурно-кинематической эволюции рассматриваемого района, основанный на имеющихся фактических данных.

#### КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ РЕГИОНА

В регионально-тектоническом плане рассматриваемый район ограничен несколькими зонами

глубинных разломов, играющих роль структур первого порядка в фундаменте Туранской плиты (рис. 1). Среди них наибольшую значимость для нашего описания имеют, главным образом, три крупнейших линеймента. Это Мангышлак-Кызылкумская зона глубинных разломов [1], представляющая собой фрагмент так называемой Линии Карпинского [4, 17], протягивающейся от Донецкого бассейна до Памира, вдоль которой в течение палеозоя неоднократно происходили левосдвиговые смещения [4]. Субмеридиональные разломы Южного Урала, прослеживаемые геолого-геофизическими методами через Аральское море и частично фиксируемые к югу от Линии Карпинского, объединяются в протяженную Ура-

ло-Оманскую зону линеаментов, заложенную в ходе формирования варисского складчатого пояса Урала [1]. Помимо этого, известна крупная Эльбурс-Кызыл-Ординская линеаментная зона, протягивающаяся от юго-восточного края Каспийского моря в северо-восточном направлении в пределы Успенской зоны смятия Казахстана [1]. Ее фрагмент в Кызылкумах, отделяющий Южный Тянь-Шань от структур Южного Приаралья и Урала, выделяется как Урало-Тяньшаньский поперечный разлом, по которому устанавливается левосторонний сдвиг с амплитудой около 100 км [6].

Все вышеупомянутые линеаментные зоны пересекаются практически в одном месте, образуя своеобразный “пучок” (см. рис. 1, А), расположенный непосредственно в районе хребта Султан-Увайс: одна из ветвей Линии Карпинского подрезает с юга субширотную часть хребта, Урало-Тяньшаньский сдвиг ограничивает хребет с юго-востока, а один из разломов Урало-Оманской системы является одним из главных структурных элементов субмеридиональной части хребта (Урусайский разлом). По гравиметрическим и магнитным данным [5], все субмеридиональные линеаменты, приходящие из акватории Аральского моря, в том числе и Урусайская зона разломов, испытывают разворот до восток-юго-восточного направления, сливаясь с зоной Линии Карпинского (см. рис. 1, Б). То же самое можно сказать и про левосторонний сдвиг по Урало-Тяньшаньскому разлому, который при приближении к Линии Карпинского плавно меняет простираения с восток-северо-восточных до субширотных.

## ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИИ РАЙОНА

Хребет Султан-Увайс расположен в 200 км южнее Аральского моря и является одним из самых западных отрогов Южного Тянь-Шаня (см. рис. 1). Здесь из-под покрова рыхлых отложений пустыни Кызылкумов на поверхность выходят породы среднепалеозойского метаморфического комплекса, принимающие участие в строении варисских складчатых сооружений фундамента Туранской плиты. Возраст основной массы пород хребта Султан-Увайс в интервале  $D_{1-2}$  определяется по комплексу фауны криноидей, амфипор, кораллов, встречающихся в карбонатных породах [8, 17]. Последние образуют обширные самостоятельные поля или достаточно мелко чередуются с различными терригенными (пелиты, алевролиты, кварцевые и граувакковые песчаники) и вулканогенно-осадочными (туфы, туфопесчаники, лавы) разностями и вместе с ними, а также с рядом магматических образований объединяются в несколько структурно-вещественных комплексов, находящихся между собой в сложных разрывных и шарьяжно-складчатых со-

отношениях. Различные исследователи выделяют разное количество структурно-вещественных комплексов или свит разного содержания, объема и наименований [8, 16, 17]. В этой статье, исходя из ряда формационных, возрастных, тектонических данных и отчасти согласно схеме С.С. Шульца-мл. [18], выделены лишь важнейшие необходимые для целей нашего описания комплексы: Султан-Увайс, Казансай, Каракудук, Каратау, Шейхджейли (см. рис. 1, В).

Комплекс Султан-Увайс, слагающий центральную часть одноименного хребта, представлен карбонатно-терригенной и терригенно-вулканогенно-кремнистой формациями силура (?) и раннего-среднего девона. Восточная и северо-восточная части хребта заняты преимущественно карбонатно-терригенной формацией комплекса Казансай ( $D_1-D_2ef$ ), а собственно осевую часть хребта слагают магматогенные породы комплексов Каракудук (преобладают основные породы, превращенные в амфиболиты, изредка встречаются разности среднего и кислого состава) и Каратау (пироксениты, перидотиты, габброиды, серпентиниты и серпентинитовый меланж). Последний часто называется “офиолитовым” комплексом, составленным, как полагают некоторые исследователи, фрагментами коры океанического типа, трассирующими сутуру Туркестанского палеоокеана [2, 16]. По периферии хребта, главным образом, в его западных и северных отрогах (рис. 2, А), обнажаются преимущественно вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы (шейхджейлинская и ащенинтауская свиты), относимые рядом геологов [8] к нижнему карбону. Сходный состав, возраст, деформационно-метаморфическая эволюция и тектоническое положение позволяют объединить их, вместе с другими подобными образованиями, о которых пойдет речь ниже, в единый комплекс Шейхджейли. Среди пород названных комплексов располагается несколько крупных позднекинематических интрузий (см. рис. 2, А) и их жильных серий разного состава (Тебинбулакский массив габбро-пироксенитов, Джамансайский граносиенитовый массив, Кичиксайский массив альбититов, Актауский массив гранодиоритов), которые, вероятно, относятся к единому габбро-плагиогранитному плутоническому комплексу, включающему две формации: габбро-пироксенитовую и плагиогранитную.

Практически все эти породы, за исключением только позднекинематических интрузий, подверглись неоднородно и зонально проявленным на площади метаморфическим преобразованиям в условиях от зеленосланцевой фации в северо-западной части хребта до амфиболитовой фации на юго-востоке, что нашло отражение в секущем расположении относительно границ комплексов изоград метаморфизма низкоградиентного типа.

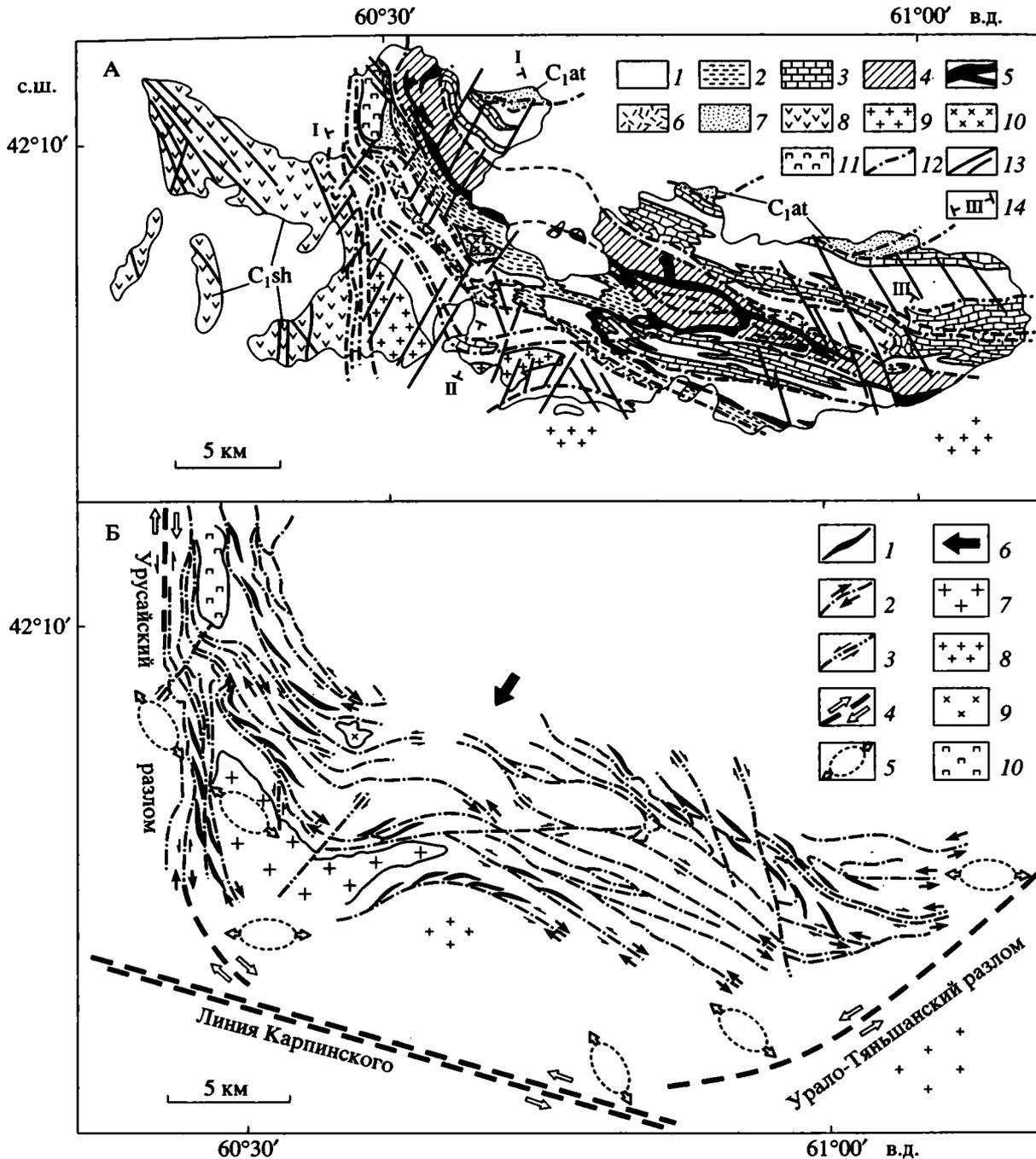


Рис. 2. Упрощенная схема геологического строения хребта Султан-Увайс (А) (по [7, 14] и данным Л.Ф. Добржинецкой, Ю.А. Морозова, М.С. Фельдмана, Н.С. Фроловой, В.В. Эза) и принципиальная структурно-кинематическая схема территории хребта (Б).

А: 1 – слюдяные сланцы; 2 – кварцито-сланцы; 3 – карбонатные породы; 4, 5 – породы “офиолитового” комплекса: 4 – базиты, 5 – гипербазиты; 6 – кварциты и метаботиты джамансайской свиты; 7 – терригенно-вулканогенные отложения ащенинтауской свиты; 8 – вулканиды шейхджейлинской свиты; 9–11 – позднекинематические магматические массивы: 9 – гранитоиды Актауского массива (центральная часть хребта) и альбититы Кичиксайского массива (субширотная часть хребта), 10 – грано-сиениты Джамансайского массива, 11 – Тебинбулакский ультраосновной массив; 12, 13 – разрывные нарушения: 12 – ранней и 13 – поздней генераций; 14 – положение структурно-геологических разрезов, представленных на рис. 9: I – соответствует рис. 9, А, II – рис. 9, Б, III – рис. 9, В.

Б: 1 – оси складок первой генерации; 2 – ранние разрывы и установленные направления смещения по ним; 3 – поздние разрывы и направления смещения по ним; 4 – крупнейшие линеаменты региона и направления смещения по ним; 5 – реконструированные ориентировки эллипсоидов деформации в зонах влияния линеаментов; 6 – предполагаемое направление внешнего сжатия; 7 – гранитоиды Актауского массива; 8 – гранитоиды, вскрытые бурением; 9 – грано-сиениты Джамансайского массива; 10 – ультрабазиты Тебинбулакского массива.

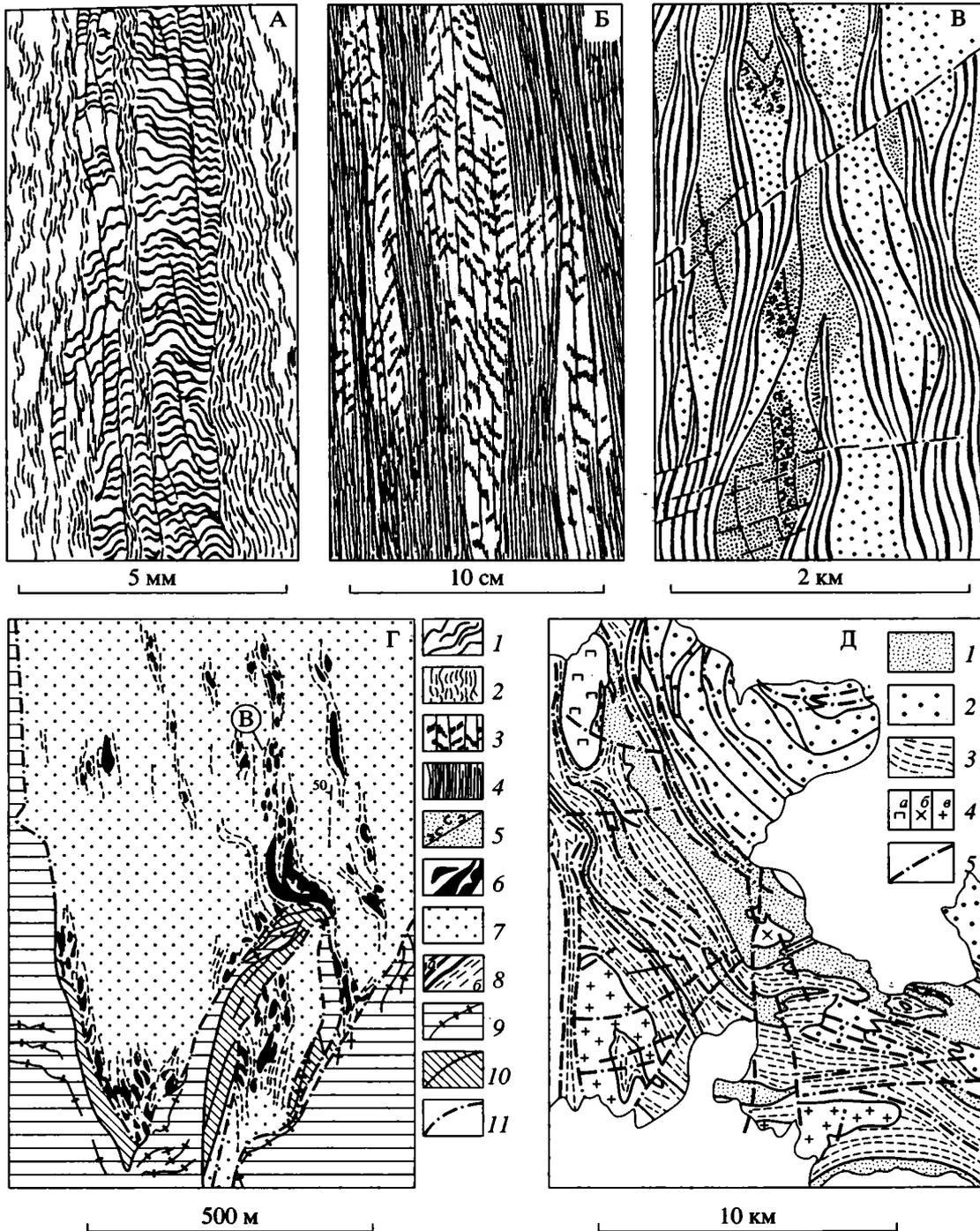
## СТРУКТУРНАЯ ОРГАНИЗАЦИЯ И ДЕФОРМАЦИОННО-ВЕЩЕСТВЕННАЯ ЭВОЛЮЦИЯ КОМПЛЕКСОВ ПОРОД

Общие закономерности структурно-тектонической эволюции региона определялись, на наш взгляд, в первую очередь наличием пространственно-временных, парагенетических и масштабно-иерархических связей деформационных, метаморфических, метасоматических и магматических процессов между собой и с определенными элементами структуры. Одновременно важнейшим фактором влияния на структурогенерирующие процессы являлись существовавшие с доварисских времен [4] вышеупомянутые регионально значимые линеаментные структуры первого порядка, с которыми, как будет показано ниже, устанавливается очевидная связь главных структурных элементов хребта Султан-Увайс. Весь фактический материал свидетельствует о том, что в объеме, ограниченном этими крупнейшими линеаменентами, деформационно-метаморфическая эволюция комплексов пород хребта Султан-Увайс была достаточно закономерной и пространственно сбалансированной, несмотря на ее крайнюю сложность, полистадийность и гетерогенность.

**Гетерогенность деформаций.** Говоря о наиболее значимых особенностях строения и тектонической эволюции рассматриваемых комплексов, в первую очередь следует отметить необыкновенную неоднородность проявления в объеме деформационно-метаморфических преобразований практически на всех выявляемых стадиях этой эволюции. Благодаря этому по всей территории, даже в наиболее глубоко метаморфизованных и, в целом, сильно деформированных зонах и участках, в самых разнообразных породах местами сохраняются некоторые признаки и черты первичного генезиса пород. При этом на разных масштабных уровнях рассмотрения (в шлифах и образцах, в отдельных обнажениях и в картируемом масштабе) макро- или микроскопически распознаются и фиксируются участки линзовидной формы, слабо затронутые деформацией (рис. 3). В них, соответственно, может сохраняться фауна и исходная слоистость, которая в мраморах, например, бывает выражена перемежаемостью слоев с несмешиваемыми комплексами фауны, а в других случаях – дробным чередованием (десятки сантиметров, метры) карбонатных пород и сланцев различного состава. Точно так же в этих реликтовых участках довольно часто сохраняются псаммитовые и магматические структуры или другие первичные признаки пород. Они обычно чередуются (см. рис. 3, В, Г) с зонами повышенной деформации, частично или полностью уничтожившей эти первичные признаки, чья структурная организация часто оказывается намного сложнее, чем реликтовых участков. Как правило, в участках первого и второго рода выявляются

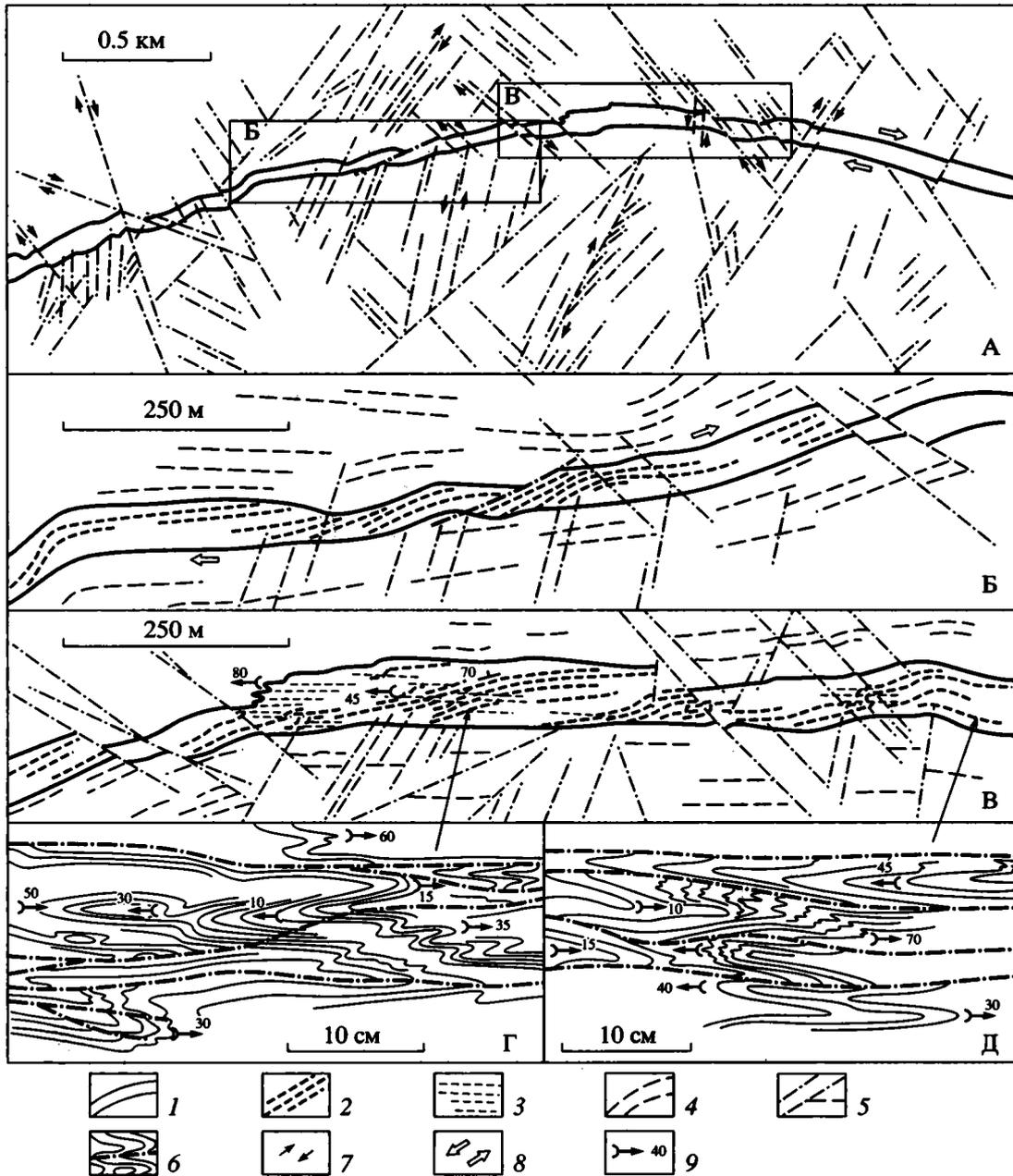
различные структурные парагенезы, различное количество стадий деформационных преобразований, и, как следствие этого, порой им приписывается совершенно различный возраст. Примером этого может служить геологическая карта, составленная на территорию хребта О.И. Кимом и др. (1972 г.), где показано многократное чередование (см. рис. 3, Д) протяженных полос, фаунистически охарактеризованных отложений девона и пород, отнесенных авторами к позднему протерозою на основании отсутствия фауны, заведомо более сложного внутреннего строения и, несомненно, более интенсивного проявления деформаций. Учет фактора гетерогенности, наличие постепенных переходов от слабо деформированных участков к зонам повышенной деформации, выявление последовательности стадий единого прогрессивного ряда усложняющейся структурной эволюции толщ позволяет во многих случаях более уверенно или даже достаточно определенно решать (естественно, в комбинации с другими методами) проблемы расчленения комплексов, участвующих в строении хребта. С одной стороны, удается объединить воедино внешне весьма разнородные по облику, степени деформационно-вещественных преобразований, стилю и сложности структуры объемы пород, а с другой стороны, наоборот, вычленив из общей интегральной картины участки, сложенные явно более молодыми образованиями (см. ниже).

**Природа геологических границ и расслоенности толщ.** Не менее характерной особенностью строения комплексов пород хребта Султан-Увайс является сочетание крайне сложной полидеформационной внутренней структуры толщ и относительно прямолинейных или очень простых по конфигурации границ между самими комплексами, а также между большинством входящих в них лито-метаморфических единиц разреза (рис. 4, см. рис. 2, А). Обычно этим границам *a priori* придается значение стратиграфических контактов, а чередование литологических разностей, соответственно, считается первично осадочным. Это, на первый взгляд, кажется вполне оправданным, особенно в тех случаях, когда весьма протяженные (сотни метров и километры) и узкие (первые десятки метров) слоеподобные, с достаточно выдержанной мощностью полосы карбонатных пород, иногда с фауной, располагаются среди заведомо терригенно-осадочных образований с реликтами псаммитовых структур (см. рис. 4). Однако при специальных детальнейших структурных исследованиях и картировочных работах выясняется, что не все так просто и однозначно и не все подобные границы следует считать первичными. Во многих случаях удается показать их вторичную природу тектонического, магматического или метасоматического характера, определяющую достаточно подробную новообразованную расслоен-



**Рис. 3.** Разномасштабные картины неоднородного проявления деформаций: А – в шлифе (металлевролиты), Б – в образце (сланцы), В – в обнажении (мраморы), Г – на детальном участке (буква в кружке – местоположение зарисовки обнажения, показанной на В), Д – в пределах центральной части хребта Султан-Увайс (по карте О.И. Кима и др., 1972 г.). А–Г: 1 – микрополосчатость по кварцевым прожилкам; 2 – сланцеватый кливаж по хлорит-серицитовому агрегату; 3 – полосчатость в металевролитах; 4 – сланцеватость по биотиту; 5 – слоистость в мраморизованном известняке по чередованию прослоев с фауной (а) и без нее (б); 6 – тела мраморизованных известняков и слоистость в них; 7 – полнокристаллические массивные мраморы; 8 – тонкополосчатые милонитизированные мраморы (а – для рис. 3, В, б – для рис. 3, Г); 9 – метатерригенные слюдястые сланцы и их расслоенность; 10 – силикатно-карбонатные породы и расслоенность в них; 11 – тектонические контакты.

Д: 1 – фаунистически охарактеризованные толщи  $D_{1,2}$ ; 2 – отложения того же возраста без фауны; 3 – толщи, отнесенные к позднему протерозою; 4 – интрузии: а – гранитоидов, б – грано-сиенитов, в – габбро-пироксенитов; 5 – разрывные нарушения.



**Рис. 4.** Картины внутреннего устройства одной из мраморных гряд при разномасштабных уровнях рассмотрения (А–Д). 1 – мраморная гряда среди сланцев; 2 – ориентировки осевых поверхностей ранних изоклиналильных складок, плоскостных текстур и разрывов, параллельных этим осевым поверхностям; 3, 4 – плоскостные текстуры: 3 – второй генерации, 4 – сланцев; 5 – поздние и 6 – ранние разрывы; 7 – направления установленных смещений вдоль поздних разрывов; 8 – направления предполагаемых смещений по ранним разрывам; 9 – шарниры складок.

ность толщ с ее отчетливым, местами, наложением на первичную слоистость. Интегральным результатом является чередование или сложное разномасштабное сочетание в едином полигенном разрезе комплексов хребта элементов как первичной, так и вторичной расслоенности.

**Тектоническая расслоенность.** Наиболее распространены тектонические контакты, и ограниченные ими объемы пород по сути являются тек-

тоническими пластинами. Примером этого могут служить три многокилометровые слоеподобные полосы карбонатов, протягивающиеся вдоль Урусайского разлома, а также к северо-востоку и к югу от Актауского массива гранитоидов в обширном поле метатерригенных сланцев комплекса Султан-Увайс (см. рис. 2, А, 4). В совокупности с другими элементами разреза этого комплекса они образуют кажущуюся на аэроснимках и на

мелкомасштабных картах моноклинал. Карбонатные полосы сложены милонитизированными тонкополосчатыми мраморами, изредка содержащими линзовидные реликтовые фрагменты мраморизованных массивных известняков с остатками слоистости и фауны криноидей или амфиоп, подобно тому, как это представлено на рис. 3, В. Милонитовая полосчатость мраморов – первая из новобразованных текстур ( $S_1$ ), наложенных на слоистость ( $S_0$ ), создана чередованием мелкозернистого светлого и темного, почти черного, обогащенного углеродистым веществом, карбонатного материала. При всей своей видимой правильности и выдержанности мощностей она, тем не менее, по своей морфологии линзовидно-ветвиста, имеет явно деформационное происхождение. Полосчатость смята в систему изоклиналильных складок, практически целиком заполняющих всю мраморную полосу (см. рис. 4, Г, Д). При внимательном наблюдении видно, что и сама полосчатость, и осевые поверхности складок, в которые она смята, и многочисленные субпараллельные им разрывные нарушения устойчиво ориентированы под острым углом к внешним границам мраморных полос, как бы срезаются ими (см. рис. 4, Б, В). Точно так же в сланцевых толщах, примыкающих к мраморным полосам, иногда картируются системы изоклиналильных складок, образованных чередованием слоев метатерригенных (с реликтами псаммитовых структур), карбонатно-силикатных и слюдястых сланцев, чьи осевые поверхности также ориентированы под углом к контакту (рис. 5). Такие структурные соотношения, а также сам факт сочетания сложнейшей внутренней разрывно-складчатой структуры сопряженных в разрезе карбонатных и сланцевых толщ и относительной простоты конфигурации или даже прямолинейности контактов между ними, несомненно, свидетельствуют о тектоническом, разрывном характере последних.

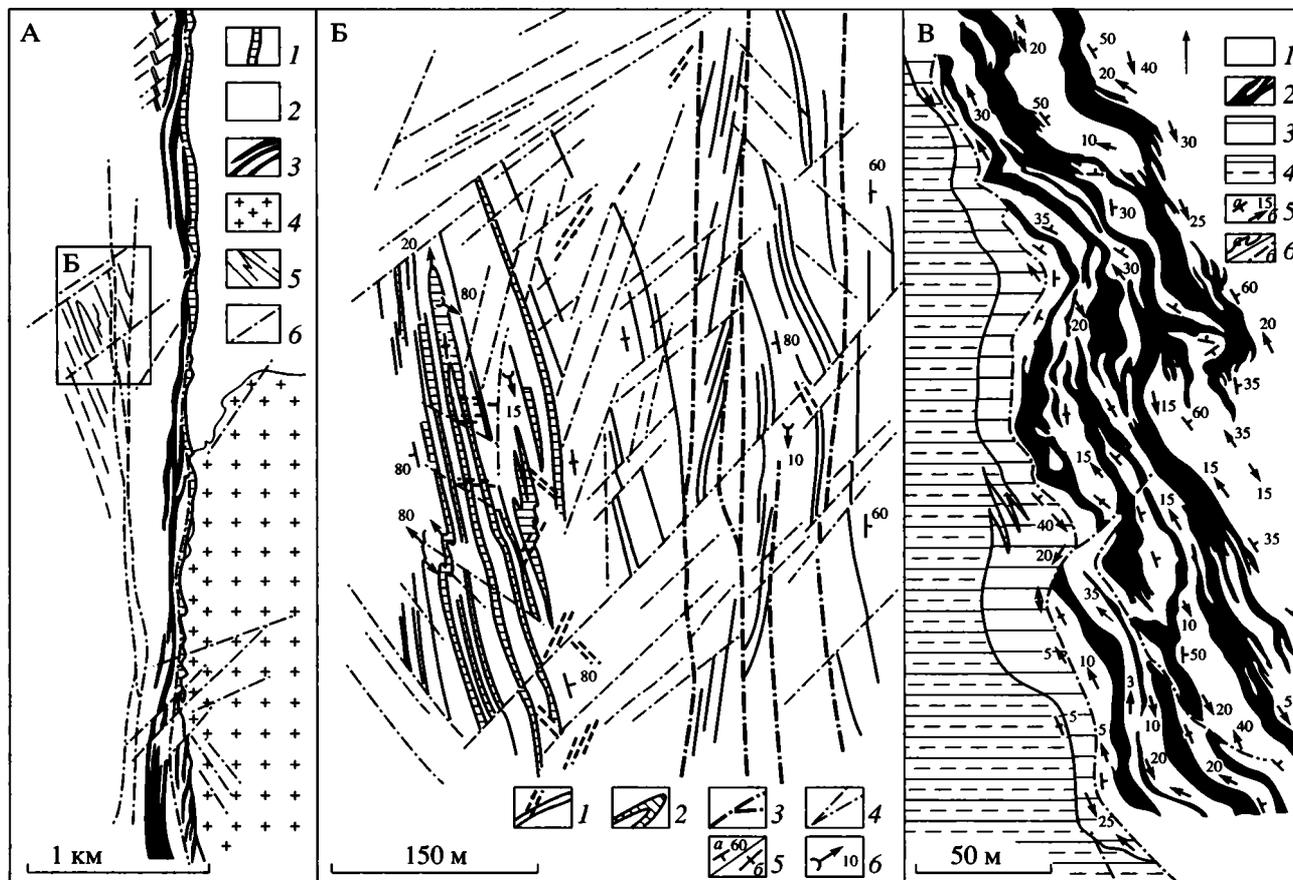
Подобный анализ в приложении ко всем толщам хребта позволяет заключить, что множество контактов на самых разных масштабных уровнях рассмотрения, особенно между выделяемыми формационными комплексами, а также между различными лито-метаморфическими единицами разреза являются тектоническими, а сам разрез в целом представляет собой иерархически построенный пакет тектонических пластин.

*Деформационно-метаморфическая расслоенность.* Теснейшим образом с тектоническим расслоением разреза связаны процессы формирования деформационно-метаморфической полосчатости. К ней относится в первую очередь уже упомянутая выше милонитовая полосчатость мраморов, развитая с той или иной степенью интенсивности в большинстве выходов карбонатных пород, за исключением участков, слабо затронутых деформацией в связи с ее гетерогенно-

стью (см. раздел *Гетерогенность деформаций*), объемов, подверженных декомпрессионной перекристаллизации карбонатного материала, а также тех карбонатных толщ, которые можно считать по ряду признаков более молодыми образованиями (см. ниже). Эта полосчатость в мраморах возникла как раз при тектоническом “расчешуивании” толщ вследствие локализации деформации в наименее компетентных элементах разреза, коими и являются карбонатные породы. Подобным же образом, но с менее контрастной выразительностью проявлена полосчатость по составу и в метатерригенных разностях пород (слюдястые и хлоритовые сланцы), в вулканитах и в раннекинематических магматических образованиях. В дробнослоистых ( $S_0$ ) частях разреза, где обычно развита изоклиналильная складчатость первой генерации ( $F_1$ ), отчетливо видно расположение тонкой полосчатости по составу вместе с проникающей сланцеватостью ( $S_1$ ), вдоль осевых поверхностей складок, что связано с деформационно-метаморфической дифференциацией материала. Во многих случаях эта плоскостная текстура подчеркивается обособлением перемещенного кварцевого или карбонатного материала. В исходно нерасслоенных магматических образованиях сегрегация или дифференциация материала с образованием первой полосчатости происходит, как правило, в дискретных зонах локализации деформации ранних стадий. Так или иначе, в некоторых участках деформационно-метаморфическая полосчатость ( $S_1$ ) является доминирующей расслоенностью толщ, либо практически нацело затушевывающей первичную слоистость, либо придающей исходно массивной породе вид квазирасслоенной.

*Метасоматические элементы разреза.* Не менее существенную роль в формировании облика разреза хребта Султан-Увайс играли различные метасоматические процессы, проходившие на фоне и под контролем тектонических преобразований, среди которых можно назвать углеродистый и кремнистый (окварцевание) метасоматоз, силикатизацию карбонатных пород и карбонатизацию слюдястых сланцев, железо-магнезиальный и магнезиально-кальциевый типы метасоматоза. Все они действовали последовательно или одновременно, но в разных частях структуры, в соответствии с общей зональностью фронта кислотно-щелочного взаимодействия, определяющего пространственно-временные и минерально-парагенетические закономерности развития таких процессов [11]. В целом в их последовательности проявления на фоне снижения температуры от более ранних стадий к поздним намечается вполне закономерная направленность от восстановительных условий преобразований к окислительным и щелочным.

Углеродистый метасоматоз как следствие воздействия флюидов восстановленного ха-



**Рис. 5.** Схемы строения восточного контакта Урусайской разрывной зоны: А – общий план, Б – детальный участок, местоположение которого показано на А, В – контакт одной из мраморных гряд (непосредственно к северо-востоку от Актауского массива гранодиоритов) с окружающими сланцевыми толщами.

А: 1 – мраморы; 2 – сланцы; 3 – милониты по гранитоидам; 4 – Актауский массив грано-диоритов; 5 – складки и плоскостные текстуры в сланцах; 6 – разрывы.

Б: 1 – элементы расчлененности сланцев (деформационно-метаморфическая полосчатость и наложенный на нее кливаж); 2 – мраморные прослои; 3 – ранние и 4 – поздние разрывы; 5 – элементы залегания расчлененности (а – наклонное, б – вертикальное); 6 – шарниры складок.

В: 1 – метатерригенные слюдястые сланцы; 2 – терригенно-карбонатные прослои; 3 – интенсивно милонитизированные мраморы черного цвета, переполненные углеродистым веществом; 4 – полосчатые светлые мраморы; 5 – элементы залегания плоскостных текстур (а) и линейности (б); 6 – геологические границы (а) и тектонические контакты (б).

рактера весьма подробно и обстоятельно описан П.Ф. Иванкиным и Н.И. Назаровой [7] для разновозрастных образований хребта Мурунтау. В пределах хребта Султан-Увайс этот процесс пространственно и, судя по всему, парагенетически связан с зонами локализации тектонических деформаций, в первую очередь, с зонами разрывных нарушений. Он выражен в значительном обогащении сильно тектонизированных разностей некоторых пород мельчайшими частицами дисперсно рассеянного углеродистого вещества, типа керита или оксикерита, в результате чего они приобретают темно-серый оттенок или углисто-черный цвет. В упоминавшихся выше тектонических пластинах милонитизированных карбонатных пород краевые приконтактные части, мощностью в первые метры, как правило, практически нацело превраще-

ны в абсолютно черные полосчатые мраморы (см. рис. 5, В). В центральных частях пластин мраморов, на фоне смятой в складки контрастной черно-белой полосчатости, зоны объемного “почернения” материала, мощностью в первые десятки сантиметров, развиты дискретно, линзовидно-ветвисты по морфологии и совпадают обычно с разрывными нарушениями вдоль осевых поверхностей складок. Точно так же неравномерно дискретному наполнению углеродистым веществом подвергаются метатерригенные слюдястые сланцы и метавулканиды, входящие в комплекс Султан-Увайс, приобретающие характерный темно-серый или черный оттенок. В целом следует отметить преимущественное развитие описываемого процесса в пределах центральной зоны хребта, как раз совпадающей с местом

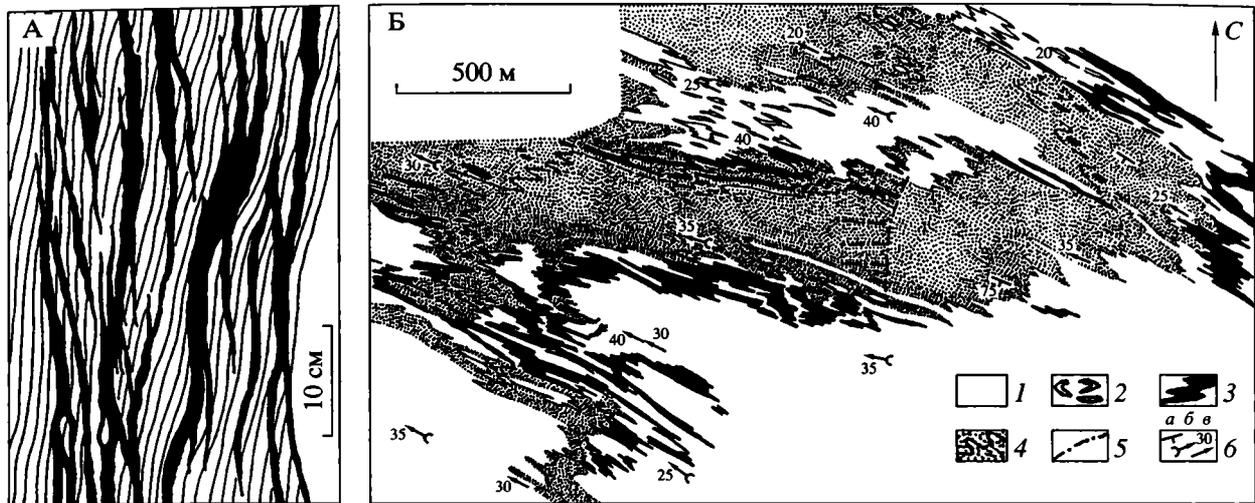


Рис. 6. Картины наложенного окварцевания инъекционного типа в милонитизированных мраморах (А) и объемно-площадного типа в расслоенной терригенно-сланцево-карбонатной толще (Б).

А: черное – инъекционные кварцевые прожилки, полосчатый фон – милонитизированные мраморы.

Б: 1 – метатерригенные слюдястые сланцы; 2 – фрагменты разлинзованных мраморных прослоев среди метатерригенных слюдястых сланцев; 3 – складчато-деформированные горизонты хлорит-серицитовых сланцев; 4 – вторичные кварциты с реконструированным положением границ исходной расслоенности толщ; 5 – разрывные нарушения; 6 – элементы залегания плоскостных текстур (а), шарниров складок (б) и линейности (в).

непосредственного разворота всех структур с субширотного на субмеридиональное направление, тогда как в других его частях углеродистый метасоматоз приурочен к наиболее крупным разрывным нарушениям (типа Урусайского разлома). Геологами ранее делались попытки учитывать наличие углеродистого вещества в качестве характерного и маркирующего признака для стратиграфического расчленения и картирования сланцевых и карбонатных толщ, однако продемонстрированная выше неравномерность развития процесса, его отчетливая связь с тектоническими нарушениями скорее свидетельствуют о неоправданности такого подхода.

**О кварцевании.** Неизбежная смена в ходе эволюции термально-флюидного режима восстановительных условий на окислительные приводит к широкому развитию процессов кислотного выщелачивания и кремнистого метасоматоза (окварцевания), в результате чего могут формироваться вторичные кварциты. Действительно, в процессе детального картирования, изучения обнажений и микроскопических исследований довольно часто устанавливаются весьма специфические соотношения некоторых тел и толщ кварцитов с заведомо осадочными окружающими породами, трудно объяснимые с точки зрения их первично стратиграфического чередования. Это позволяет ставить вопрос о возможной вторичной природе, по крайней мере, части тех кварцитов, которые входят в состав разреза комплексов пород хребта, и, соответственно, о масштабном проявлении процессов наложенного окварцевания.

Наиболее очевиден наложенный характер окварцевания в карбонатных породах (комплекс Казансай), когда в некоторых объемах замещению мелкозернистым кварцевым материалом подвергается фауна криноидей и амфипор с образованием полноценных псевдоморфоз. Здесь же, в линейных зонах вязких разрывов, рассекающих карбонатный субстрат, происходит обособление кварцевого материала в виде многочисленных (местами занимающих до 50–70% объема) линзовидно-ветвистых прожилков, секуще наложенных на милонитовую полосчатость тектонизированного субстрата (рис. 6, А). По простирацию таких зон на расстоянии 2–3 км иногда можно видеть нарастание степени интенсивности окварцевания, возможно, связанное с соответствующим увеличением глубинности процесса, когда инъекционные формы обособления кварца (прожилки) постепенно сменяются выделением интерстиционных его зерен в карбонатном субстрате, с последовательным объемным замещением кальцита, вплоть до образования существенно кварцитового матрикса с редкими реликтами карбоната.

В терригенно-карбонатно-сланцевых частях разреза (комплекс Султан-Увайс), где в дробном первично-осадочном чередовании находятся мраморы, хлоритовые и слюдястые сланцы с реликтами псаммитовых структур, сложные по конфигурации объемы кварцитового материала отчетливо дискордантно наложены на складчатую структуру толщи (см. рис. 6, Б). При этом во многих местах кварциты по своей одной и той же непрерывной внешней границе на небольшом рас-

стоянии контактируют с разными геологическими телами окружающего разреза. Одновременно фрагменты мраморов, составляющие в совокупности отдельные разлинзованные слои, точно так же, как и горизонты обеих разновидностей сланцев, не просто пересекаются границей кварцитов, а имеют в их субстрате отчетливое продолжение в виде цепочек реликтовых линз соответствующего состава. Последние трассируют слоеподобные складчато изогнутые зоны, в результате чего единая складчатая структура слоистых толщ как бы “просвечивает” через объемы кварцитов. Наблюдения в обнажениях и в шлифах показывают, что слюдистые и хлоритовые сланцы, соприкасающиеся с кварцитами по их внешней границе, так же, как и находящиеся внутри их объема в виде изолированных линз, обычно связаны с ними постепенными переходами в приконтактовой полосе шириной порядка 0.5–1 м. Там, где они контактируют с зеленоватыми по цвету хлоритовыми сланцами, они также имеют зеленоватый оттенок за счет примеси в них хлорита, содержание которого постепенно уменьшается от контакта в глубь толщи кварцитов. В месте же соприкосновения со слюдистыми сланцами кварциты в зоне эндоконтакта содержат значительное количество той же слюды. При этом в шлифах отчетливо видно, как на уже текстурированный (рассланцованный) субстрат сланцев сначала мозаично-неупорядоченно, а затем все более объемно-равномерно накладывается микрозернистый массивный кварцитовый материал, который постепенно превращает породу практически в мономинеральный кварцит или же в кварцит с примесью серицита или хлорита. Все это в совокупности позволяет сделать вывод, что здесь проявились процессы наложенного окварцевания, которые сформировали на определенном этапе сложную линзовидно-ветвистую систему тел вторичных кварцитов, дискордантно наложенных на пакет слоисто-складчатого чередования двух видов сланцев и мраморов. В целом те толщи кварцитов, которые можно считать вторичными, сосредоточены в нескольких линейных, очевидно разломных зонах по обе стороны от осевой части хребта, сложенной комплексом Каракудук. Это, по всей видимости, относится и к кварцитам, ассоциирующим с метабазами, составляющими в совокупности так называемую вулканогенно-кремнистую джамансайскую свиту, входящую в комплекс Султан-Увайс.

Железо-магнезиальный и магнезиально-кальциевый типы метасоматоза. Действие процессов кислотного выщелачивания и связанного с ними окварцевания предполагает комплементарно сопряженный вынос и переотложение основных петрогенных элементов посредством процессов базификации, к которым относятся железо-магнезиальный и

магнезиально-кальциевый типы метасоматоза. Последние действительно проявлены в толщах пород хребта, чаще всего и наиболее интенсивно как раз в объемах, соседствующих с зонами наложенного окварцевания. Например, в пределах рассмотренного выше участка (см. рис. 6, Б) в метатерригенных сланцевых толщах вне зоны окварцевания отмечается выделение в тонкотекстурированном субстрате обильных неориентированных порфиробластов биотита пакетного типа, размером до 1.5–2 см, занимающих местами до 30–50% объема. При этом порфиробласты биотита одного и того же состава захватывает в равной степени (т.е. независимо от состава субстрата) как хлоритовые, так и слюдистые сланцы, а иногда и мраморы, накладываясь на упорядоченную расслоенность их первичного чередования объемами произвольных форм и размеров. Как правило, это бывают объемы декомпрессионного фрагментирования пород, выраженного в регулярном расчленении сланцевого субстрата линзовидно-ветвистой системой симетаморфических трещин на почти равновеликие трехмерно-линзовидные участки размером в первые сантиметры. Так же проявлены в этом районе наложенные процессы амфиболитизации (амфиболами актинолит-тремолитового ряда), эпидотитизации и хлоритизации пород слюдисто-сланцевых толщ. Все эти минералы растут неориентированно-хаотично, произвольно накладываясь на упорядоченно текстурированный сланцевый субстрат, местами частично, местами полностью затушевывая его плоскостные текстуры и элементы внутренней расслоенности, придавая породам массивный облик в объемах, никак не согласующихся с элементами первичной расслоенности толщ.

Близкие по минеральному выражению, морфологии, положению в структуре и по отношению к исходной расслоенности процессы проявлены и в терригенно-карбонатных толщах комплекса Казансай. В сланцевых элементах его разреза фиксируются многочисленные протяженные зоны вытянутой слоеподобной формы, в которых происходит обособление субизометричных “галькоподобных” стяжений альбит-эпидот-хлоритового состава, иногда с актинолитом и карбонатом. Их скопления, особенно в присутствии изредка встречающихся чисто кварцевых или карбонатных обособлений, придают породе конгломератовидный облик, что и позволяет ряду геологов выделять их в качестве внутрiformационных конгломератов. Однако специфичный минеральный состав большинства “галек” (альбит-эпидот-хлорит) с непонятным аналогом первичной породы, соседствование и даже их постепенные переходы к слоеподобным или линзовидно-ветвистым по морфологии обособлениям того же состава, позволяют, усомнившись в осадочном происхождении, считать их скорее псевдоконгло-

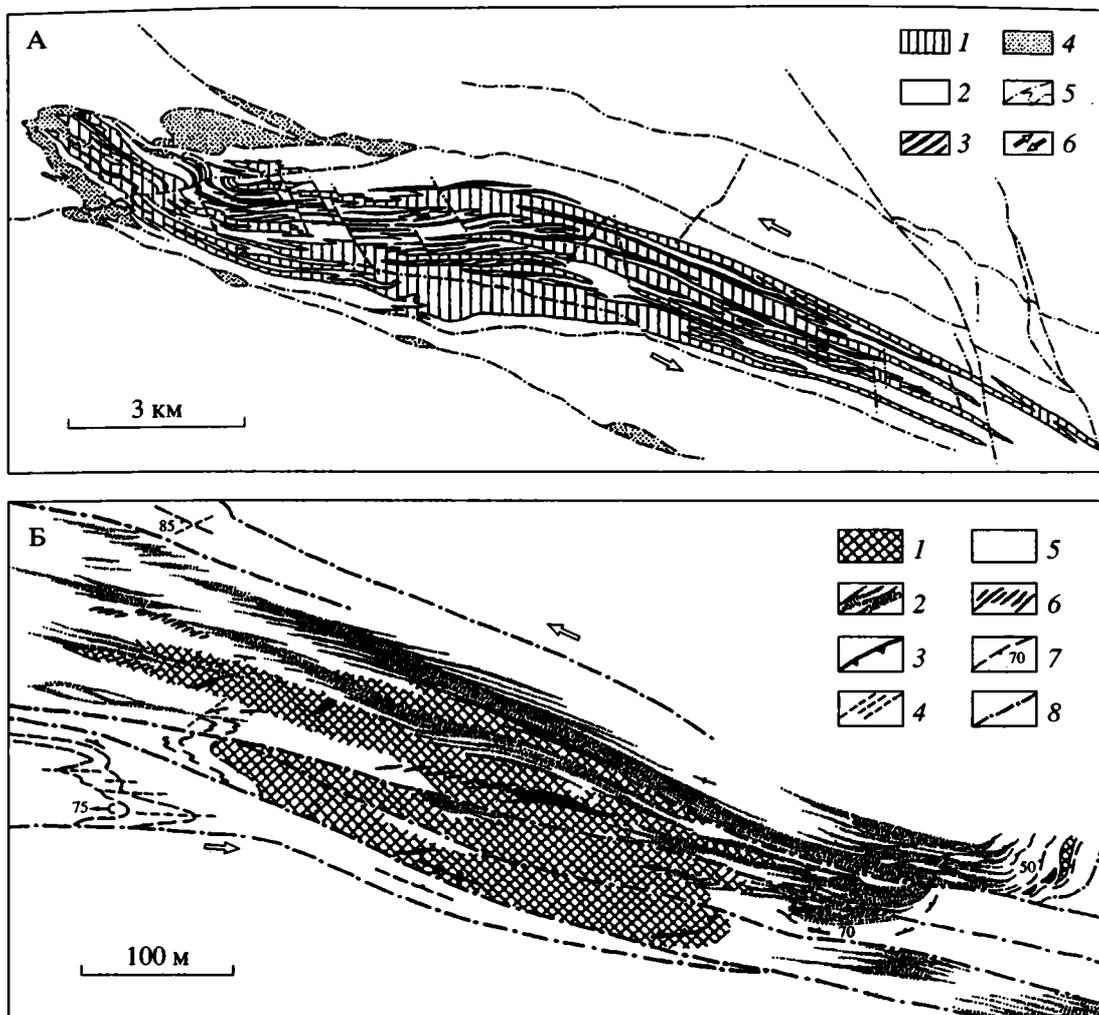


Рис. 7. Карты участков комплекса Казансай с проявлением процессов магнезиально-кальциевого метасоматоза (А) и силикатизации карбонатных толщ (Б).

А: 1 – мраморы; 2 – слюдястые сланцы; 3 – зоны магнезиально-кальциевого метасоматоза (псевдоконгломератов); 4 – серпентиниты; 5 – разрывные границы; 6 – косвенно установленные направления сдвигового смещения.

Б: 1 – мраморизованные известняки; 2 – полосчатые мраморы; 3 – зоны силикатизированных мраморов; 4 – кварцевые жилы; 5 – слоистость в известняках; 6 – полосчатость в мраморах и направление ее падения; 7 – кливаж в мраморах; 8 – разрывы и направления смещения по ним.

мератами. Более того, детальное картирование зон конгломератоподобных образований показало (рис. 7, А), что они образуют достаточно упорядоченную систему линзовидных или линзовидно-ветвистых форм, обладающих отчетливо кулисно эшелонированным характером группирования (по типу трещин отрыва в зонах сдвигов) и заметной дискордантностью расположения по отношению к заведомо осадочным слоям карбонатного состава. При этом видно как к некоторым мраморным горизонтам по их внешним границам с обеих сторон прилегают десятки тел псевдоконгломератов, часть из которых прослеживается в терригенно-сланцевых “коридорах” от одного их контакта с мраморами до смежной мраморной полосы.

**Силикатизация карбонатов.** Приблизительно одновременно с вышеописанным в карбонатных горизонтах комплекса Казансай в схожей структурной ситуации получают развитие процессы аналогичной направленности и близкого минерального выражения, которые обобщенно можно определить как силикатизация мраморов. По сути своей это последовательное проявление в едином объеме кварц-полевошпатового метасоматоза и упомянутых процессов железомagneзиального метасоматоза. Сначала в однородном мраморном субстрате, местами сохраняющем реликтовую первичную слоистость и фауну, в протяженных (десятки и сотни метров) слоеподобных зонах происходит обособление массивного существенно кварц-плаггиоклазового или кварц-

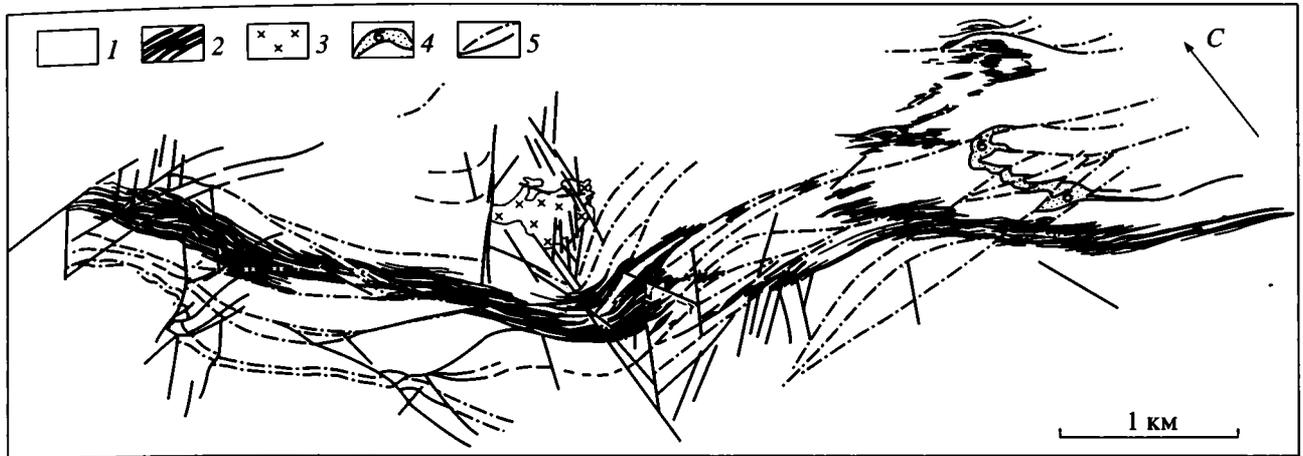
плагноклаз-серицитового материала, который в ходе деформации значительно текстурируется, приобретая плоскостную анизотропию. Затем преимущественно в этих же зонах, а также отчасти и вне их пределов, т.е. во вмещающем карбонатном субстрате, происходит массовое обособление в одних местах неориентированных порфиобластов биотита, в других – беспорядочно прорастающих зерен игольчатого или шестоватого амфибола актинолит-тремолитового ряда. В результате образуются “гибридные” по своему интегральному составу либо кварц-полевошпательные слюдяные разности с тем или иным содержанием реликтового карбоната, либо карбонатные породы с существенной примесью силикатного материала. Как показало детальное картирование (см. рис. 7, Б), эти зоны метасоматоза линзовидны или линзовидно-ветвисты по своей морфологии и явно наложены на первичную слоистость, выстраиваясь в отчетливые кулисно эшелонированные ряды, оперяющие линейные зоны разрывных нарушений в пределах мраморных полей.

Карбонатизация силикатных сланцев. Весьма интенсивно, хотя и неравномерно проявленные процессы обратной направленности, вероятно также комплементарно-сопряженные с вышеописанными, устанавливаются в смежных с мраморными полями слюдисто-сланцевых толщах комплекса Казансай. Здесь в иерархически построенных линзовидно-ветвистых по морфологии зонах происходит интенсивная карбонатизация исходно терригенных, расслоенных и хорошо текстурированных кварц-плагноклаз-слюдистых сланцев. При этом мелкозернистый карбонатный материал весьма неравномерно, но целенаправленно замещает силикатный субстрат, зонально-последовательно превращая породу сначала в карбонатно-силикатную по составу, а затем, в наиболее интенсивно переработанных участках, в существенно карбонатную. Последняя – полнокристаллическая, массивная по сложению, обычно содержит в качестве реликтов отдельные зерна силикатов или их агрегаты, а также островки исходной породы с отчетливой сланцеватой текстурой. В целом доминирующие в зонах карбонатизации карбонатно-силикатные разности формально по своему составу сходны с некоторыми разновидностями пород в зонах силикатизации мраморов, и это порождает проблему расчленения разреза, особенно на границах мраморных и сланцевых толщ, где с обеих сторон проявлены такие разнонаправленные процессы как силикатизация и карбонатизация, ведущие к осреднению их состава.

*Магматические элементы разреза.* Существенную долю в разрезе комплексов хребта Султан-Увайс составляют исходно магматические породы разного состава, возраста и генезиса. Помимо отчетливо вулканогенных и интрузивных

пород среднего, основного и ультраосновного состава, слагающих самостоятельные свиты или значительные части названных выше структурно-вещественных комплексов (Шейхджейли, Каратау и Каракудук), некоторые слоеподобные элементы разреза существенно терригенно-осадочных толщ (комплексы Султан-Увайс и Казансай) также имеют первично магматическую природу. Например, это относится к полосе метабазитов, традиционно относимых к упомянутой выше вулканогенно-кремнистой джамансайской свите, входящей в комплекс Султан-Увайс. Детальное картирование внутреннего строения этой полосы показало (рис. 8), что она сложена многочисленными линзовидными и линзовидно-ветвистыми телами, составляющими в совокупности хорошо выраженные кулисно эшелонированные системы. Последние могут соответствовать серии дайковых образований, заполняющих трещины отрыва в мощной линейной зоне сдвиговых деформаций, отчетливо секущей первичную расслоенность вмещающих толщ, положение которой восстанавливается по фрагментам разлинзованных мраморных горизонтов среди метатерригенных слюдистых сланцев. Дайковая природа тел метабазитов подтверждается иногда и их внутренним строением, соответствующим зональному сложению магматических тел, заполняющих раскрывающееся пространство в гипабиссальных условиях: сохраняющаяся в наименее деформированных участках у эндоконтакта породы с афировыми структурами вкрест простирания тел сменяется порфиоровыми, затем среднезернистыми офитовыми разностями и в центральных частях представлена крупнозернистыми габбровыми разновидностями [9]. Все это, с учетом представленных выше свидетельств вторичной природы кварцитов, пространственно ассоциирующихся с телами метабазитов, позволяет сделать вывод о том, что, скорее всего, здесь мы имеем дело не с осадочной вулканогенно-кремнистой толщей, а с зоной мощного тектонического нарушения, отмеченного дайковой серией базитов и проявлением наложенных процессов кислотного метасоматоза.

Схожее структурное положение и, вероятно, генезис имеют и протяженные тела метабазитов в поле выходов метатерригенных сланцев комплекса Султан-Увайс восточнее Тебинбулакского массива, в полосе, примыкающей к осевой зоне хребта, сложенной вулканогенным андезитобазальтовым комплексом Каракудук и офиолитами комплекса Каратау. Здесь они также выстраиваются в отчетливую правосдвиговую эшелонированную систему, оперяющую тектонический контакт сланцев и вулканитов комплекса Каракудук, заполненный серпентинитами, свидетельствуя о кинематике смещений по нему в момент форми-



**Рис. 8.** Схема строения толщ, традиционно относимой к вулканогенно-кремнистой джамансайской свите в комплексе Султан-Увайс (составлена автором с использованием материалов Н.С. Фроловой, М.С. Фельдмана, В.В. Эза и собственных данных).

1 – метатерригенные сланцы и вторичные кварциты по ним; 2 – тела метабазитов; 3 – Джамансайский массив граносиенитов; 4 – серпентиниты комплекса Каратау; 5 – разрывные нарушения.

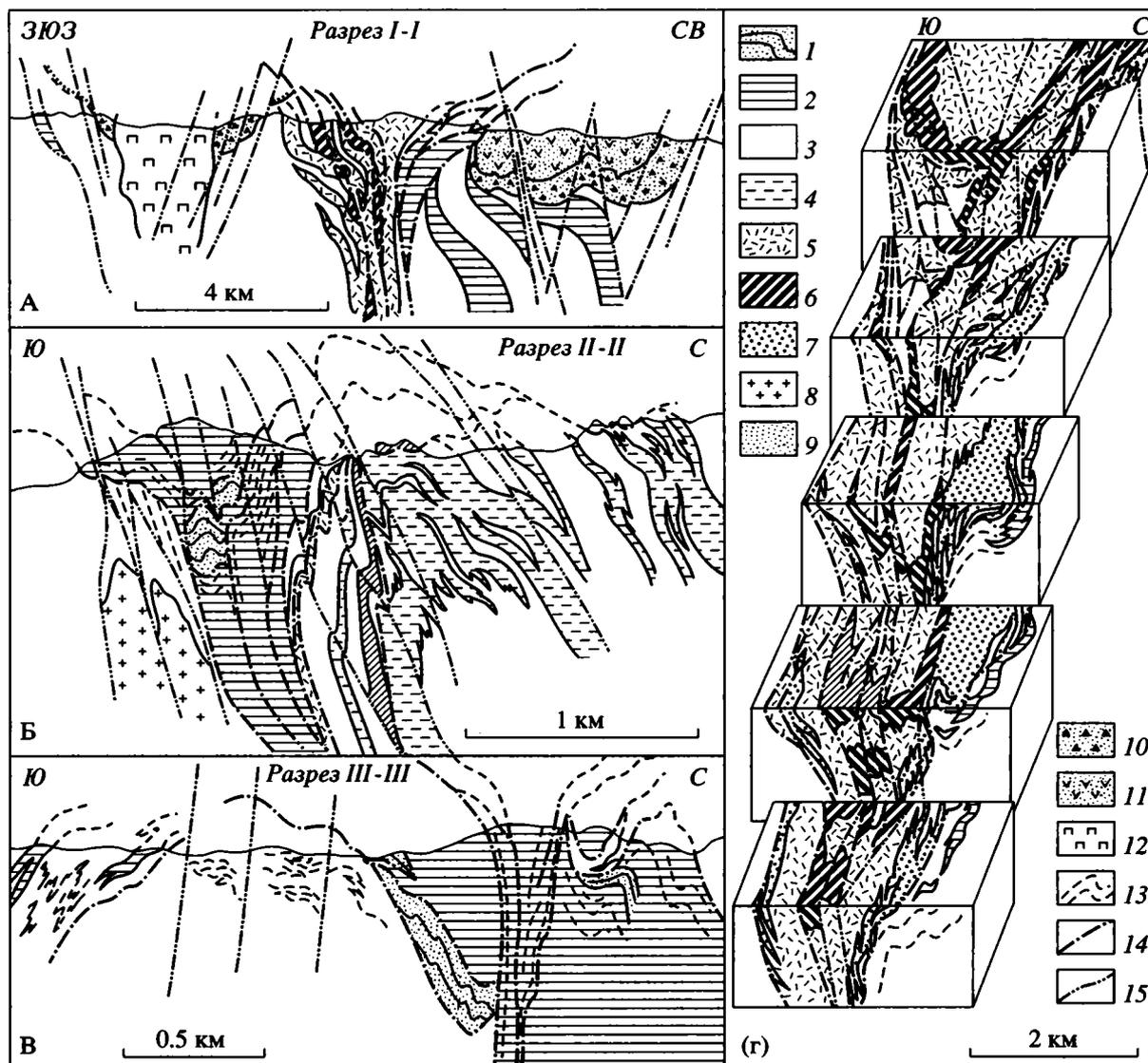
рования или тектонического обособления пород названных комплексов в осевой зоне хребта.

Не менее выразительны примеры участия в дробно расслоенных разрезах хребта протяженных слоеподобных тел магматических пород кислого состава. Так, в зоне Урусайского разлома в непосредственном контакте с мраморами, а иногда и в частом чередовании с ними фиксируются многочисленные линзовидные или линзовидно-ветвистые тела милонитизированных плагиопорфиroidов (см. рис. 5, А), которые в плане имеют отчетливое кулисно-расположение, указывающее на их внедрение в виде жильной серии по трещинам отрыва на стадии правосдвиговых смещений. Точно так же дробную кулисно-эшелонированную систему образуют тела так называемых Кичиксайских альбититов на северном контакте субширотного отрезка “офиолитовой полосы” (рис. 9, Г, см. рис. 2а), которые традиционно выделялись ранее в виде единого мощного интрузивного массива. Более того, кулисно-расположенные тела альбититов выявлены также и вдоль южного контакта этой же полосы, а также на восточном контакте ее субмеридионального фрагмента на северо-западе хребта.

**Последовательность развития и кинематика деформационных событий.** Даже краткая характеристика некоторых особенностей строения толщ и соотношения геологических тел в комплексах хребта, примеры многообразия факторов, влияющих на формирование облика разреза, приведенные выше, показывают, насколько сложной, полистадийной, гетерогенной и полигенной была структурно-вещественная эволюция рассматриваемого объема земной коры. Разобраться в этом помогают известные методы

структурно-парагенетического и кинематического анализов, увязывающие в определенных пространственно-временных и генетических соотношениях различные структурные элементы (складки, разрывы, плоскостные текстуры, полосчатости, жилы, дайки, интрузивные тела и т.д.), типы геомеханических обстановок (сжатие – растяжение, чистый либо простой сдвиги, транспрессия либо трансенсия), ориентировки приложения сил и направления перемещения материала [3, 25]. На основании такого подхода вырисовывается вполне закономерная, на наш взгляд, и достаточно сбалансированная картина строения и эволюции комплексов хребта. Точкой отсчета при описании всех происшедших событий в эволюции региона принимается исходная слоистость или же там, где ее нет, – самые ранние из распознаваемых элементы строения (структуры, текстуры). Восстановление стадийности преобразований позволяет выстроить большинство структурных элементов и их парагенезы в некоторый последовательно-временной ряд, характеризующий общую эволюционную направленность формирования структуры. При этом не исключается возможность, что некоторые из разно ориентированных элементов структуры, условно относимых к разным стадиям, могли формироваться и одновременно или в иной последовательности в различных частях региона.

Самые ранние из распознаваемых события привели к формированию вполне определенной группы структурных элементов, составляющих единый парагенез первой стадии тектонической эволюции региона. Этот парагенез включает: 1) систему разномасштабных разрывных нарушений ( $R_1$ ), преимущественно ориентированных



**Рис. 9.** Структурно-геологические разрезы (А–В) и блок-диаграмма (Г), составленная автором с использованием материалов Л.Ф. Добрыжинской, М.С. Фельдмана, В.В. Эза и собственных данных) отдельных участков хребта Султан-Увайс (местоположение разрезов показано на рис. 2, А, блок-диаграмма охватывает субширотную часть “офиолитовой” полосы на том же рисунке).

1 – мраморизованные известняки с реликтовой слоистостью; 2 – мраморы; 3 – слюдястые и хлоритовые сланцы; 4 – терригенно-карбонатные сланцы; 5 – базиты и 6 – ультрабазиты “офиолитового” комплекса; 7 – альбититы Кичиксайского массива; 8 – гранитоиды Актауского массива; 9 – кварциты; 10 – терригенно-вулканогенные породы и 11 – вулканы ащенинтауской свиты; 12 – ультрабазиты Тебинбулакского массива; 13 – плоскостные текстуры; 14 – ранние разрывные нарушения; 15 – разрывы поздней генерации.

вдоль простирания толщ и часто играющих роль границ раздела между большинством крупных лито-метаморфических единиц разреза; 2) изоклинальные складки ( $F_1$ ) широкого диапазона размеров, сминающие исходную слоистость или же плоскостные текстуры зон разломов; 3) минеральную линейность ( $L_1$ ), совпадающую, как правило, с ориентировками шарниров складок; 4) плоскостные текстуры ( $S_1$ ), параллельные осевым поверхностям складок, представленные либо проникающей сланцеватостью, либо деформаци-

онно-метаморфической полосчатостью, которые обычно определяют доминирующую расслоенность толщ в большинстве обнажений; б) системы жильных инъекций и дайковых образований, интрузивные тела разного состава.

Формирование этого структурного парагенеза происходило вследствие деформаций, обусловивших тектоническое “расчешуивание” толщ, превращение разреза комплексов хребта в иерархически построенный пакет тектонических пластин, когда были обособлены и “офиолитовая”, и

“мраморные” полосы (см. раздел *Тектоническая расслоенность*), и собственно сами границы раздела между крупнейшими лито-метаморфическими единицами. При этом в непосредственной пространственной и генетической взаимосвязи с разрывообразованием развивались процессы складчатости и деформационно-текстурных перестроек пород.

Для разрывных нарушений этой ранней стадии ( $R_1$ ) устанавливаются сложные, с кинематической точки зрения, многокомпонентные или изменчивые (по знаку) в пространстве и во времени движения, ответственные за прогрессивно развивавшееся усложнение структуры толщ. Прежде всего, следует отметить смещения взбросового, надвигового или покровного характера, устанавливаемые для различных разрывных нарушений в разных частях региона или же для одного и того же разрыва на разных его отрезках. О движении материала вверх по взброшенному или надвинутому блоку иногда можно судить по более крутому положению плоскостной текстурной тектоникой в зоне разлома относительно самой поверхности сместителя, а также по знаку асимметрии мелких складок в приразломных пространствах. Чаще же всего об этом свидетельствует изменение углов падения поверхности сместителя от крутых до наклонных и пологих (вплоть до шарьяжного перекрытия породами надвинутого блока), фиксируемое на площади вдоль простирания одной и той же разрывной линии. Это предполагает искривленный профиль разрывной поверхности по линии ее погружения и, вместе с тем, ее препарирование современным эрозийным срезом на разных уровнях глубинности, а элементы шарьяжного строения указывают на соответствующую компоненту перемещения материала. Примером этого могут служить пластины мраморов вдоль зоны Урусайского разлома и по северо-восточной окраине Актауского массива гранитов, для тектонических контактов которых устанавливается изменчивость залегания по простиранию от субвертикальных до почти субгоризонтальных. Аналогичными свойствами обладают северный контакт субширотного отрезка “офиолитовой” полосы и ряд других тектонических контактов и границ.

Вместе с изменением углов падения разрывных нарушений обычно меняется и тип сопряженных складок, соответственно, от прямых до наклонных и лежащих. На некоторых участках картируются фрагменты покровных структур в виде пакетов шарьяжно-складчатого строения, тектонических останцов (см. рис. 9, Б), тектонических “окон”. Описываемые разрывные нарушения с искривленным поперечным профилем сместителей на площади группируются во вполне определенные и закономерно построенные структуры, образуя в совокупности весьма характерные симметрично-дивергентно построенные формы, подоб-

ные структурам “пальмового дерева” (см. рис. 9). Среди последних наиболее мощными, протяженными и принципиально значимыми по своему тектоническому положению являются структуры “офиолитовой” полосы и зоны Урусайского разлома. Другие же подобного рода структуры являются структурами более высокого масштабного ранга, оперяющимися и осложняющимися две вышеупомянутые.

По разрывным нарушениям  $R_1$ , помимо надвиговой компоненты движений, одновременно устанавливается и сдвиговая составляющая, причем для последней характерна различная кинематика в разных частях хребта. Здесь в первом приближении (в деталях картина достаточно дифференцирована) следует отделять субширотную часть, попадающую в поле влияния линеаментов Линии Карпинского и Урало-Тяньшаньского разлома, и субмеридиональный отрезок хребта, сопряженный с зоной Урусайского разлома (см. рис. 2, Б).

В субмеридиональной части хребта, собственно в зоне Урусайского разлома и на обширной площади к востоку от него, а также частично в субширотной области, непосредственно к северу и югу от восточной половины Актауского массива гранитов, на этой стадии отчетливо распознаются следы проявления объемной правосдвиговой деформации. Она реализуется в смещениях по самому Урусайскому разлому, по многочисленным разрывам и контактам лито-метаморфических единиц разреза в пределах вышеобозначенной территории, а также в формировании изоклиальной складчатости в толщах, непосредственно примыкающих к разрывам или же внутри собственно тектонических пластин (см. рис. 4, 5, В). Складки, как правило, отчетливо асимметричны и обладают кулисно эшелонированным расположением, что и позволяет судить о знаке сдвигового смещения: их “Z”-образный рисунок и устойчивое отклонение осевых поверхностей против часовой стрелки относительно разрывных нарушений, с которыми они связаны, как раз соответствуют ситуации правого сдвига. Точно так же именно о правом сдвиге свидетельствует ориентировка милонитовой полосчатости и сланцеватости  $S_1$  (отклонение против часовой стрелки) непосредственно в зоне Урусайского разлома (см. рис. 5, Б) или в пределах тектонических пластин мраморов (см. рис. 4, Б, В), а также тип эшелонирования кулисных систем даек гранодиорит-порфиоров, фиксирующих положение трещин отрыва в условиях сдвига (отклонение по часовой стрелке). Такой же тип эшелонирования показывают уже упоминавшиеся тела метабазитов в приконтактной полосе комплексов Султан-Увайс и Каракудук и северо-западная ветвь эшелона даек основного состава (см. рис. 8), обычно относимых к джамансайской свите комплекса Султан-Увайс (см. раздел *Магматические элементы разреза*).

Предположительно синхронно с этими событиями почти на всей территории субширотной части хребта, наоборот, доминировали условия левосдвиговой объемной деформации, которые зафиксированы в соответствующих структурных парагенезах. Картируемая чаще всего в зонах, примакивающих к протяженным субширотным разрывным нарушениям ( $R_1$ ), самая ранняя изоклиная складчатость, изгибающая слоистость, показывает отчетливую асимметрию и доминирующий “S”-образный рисунок складчатых форм. Милонитовая полосчатость в разрывных зонах, тренды шарниров мелких складок  $F_1$  и первой линейности  $L_1$  в приразломных пространствах отклоняются от простирания самих разрывных нарушений по часовой стрелке. Наиболее же показательны здесь *положение* относительно разрывов и *тип эшелонирования* синкинематических трещин растяжения, связанных со сдвиговыми деформациями и заполненными продуктами метасоматоза и жильным магматическим материалом. Ранее уже было показано (см. раздел *Метасоматические элементы разреза*) необычайное разнообразие типов метасоматоза, предполагающее большой объем привнесенного или перераспределенного материала в породах хребта. Часть этого материала, связанного, главным образом, с процессами силикатизации, карбонатизации, базификации пород на площади к северу и к югу от “офиолитовой” полосы, оказывается локализованной в отчетливо левосдвиговые кулисно эшелонированные системы тел, обычно сопряженные с протяженными разрывными нарушениями (см. рис. 7, А, Б). Укрупненный размер минералов, обильный порфиробластез, часто с зональным строением зерен, панидиоморфнозернистые структуры или хаотично неупорядоченные прорастания игольчатых и шестоватых минералов, их сфероидальные сростки – наиболее типичные особенности сложения метасоматических тел, в противоположность обычно рассланцованному упорядоченному окружающему субстрату. Все это свидетельствует, на наш взгляд, о свободном росте минералов в условиях раскрывающегося пространства в синкинематических системах трещин растяжения (отрыва) именно в сдвиговой ситуации, судя по кулисно эшелонированному расположению последних.

Аналогичным образом, судя по результатам детального картирования, левосдвиговую систему кулисных трещин заполнял магматический материал так называемых Кичиксайских альбитов вдоль северной и южной границ субширотного отрезка “офиолитовой” полосы (см. рис. 9, Г), а также, практически по всей этой части хребта, инъекционный жильный кварцевый (см. рис. 6, А) или кальцитовый материал. Для временной локализации этих процессов важно отметить их наложение либо на первичную слоистость, либо на

плоскостные текстуры первого этапа, например, на милонитовую полосчатость зон разломов. В последнем случае довольно часты дивергентно симметричные соотношения плоскостной текстуры и структур растяжения (см. рис. 6, А) и их устойчивое угловое расположение относительно поверхности самого разрыва, характерные для сдвиговых ситуаций, что предполагает их парагенетическое единство и близкое по времени формирование. С другой стороны, они деформируются структурами, относимыми ко второй и более поздним стадиям тектонической эволюции (см. далее).

Доминирующая левосдвиговая компонента смещения по разрывным нарушениям первой стадии ( $R_1$ ) на большей территории субширотной части хребта и, наоборот, правосдвиговая составляющая вдоль разновозрастных разрывов в его субмеридиональной части предполагают встречное движение тектонических пластин, составляющих разрез. Как следствие этого в зоне непосредственного разворота структур происходит как бы взаимное вклинивание пластин с противоположной направленностью движения и их некоторое коробление и складкоподобное изгибание в плане (см. рис. 2, А, Б). Вместе с тем следует отметить все большее доминирование одной из противоположных кинематических тенденций – области проявления левосдвиговых смещений постепенно разрастается, охватывая центральную, а затем и субмеридиональную части хребта, оставляя там след в виде структурных форм второй эволюционной стадии, наложенных на правосдвиговой структурный парагенез предшествующего этапа. Так, на изоклиальные складки первой генерации, деформирующие слоистость, спорадически накладываются асимметричные “S”-образные формы складок  $F_2$ . Эти же складки местами изгибают разрывные контакты тектонических пластин ( $R_1$ ) и деформируют внутреннюю складчатую структуру последних, при этом вдоль их осевых поверхностей развивается сланцеватость  $S_2$  за счет перестройки предшествующей плоскостной текстуры (см. рис. 4, В).

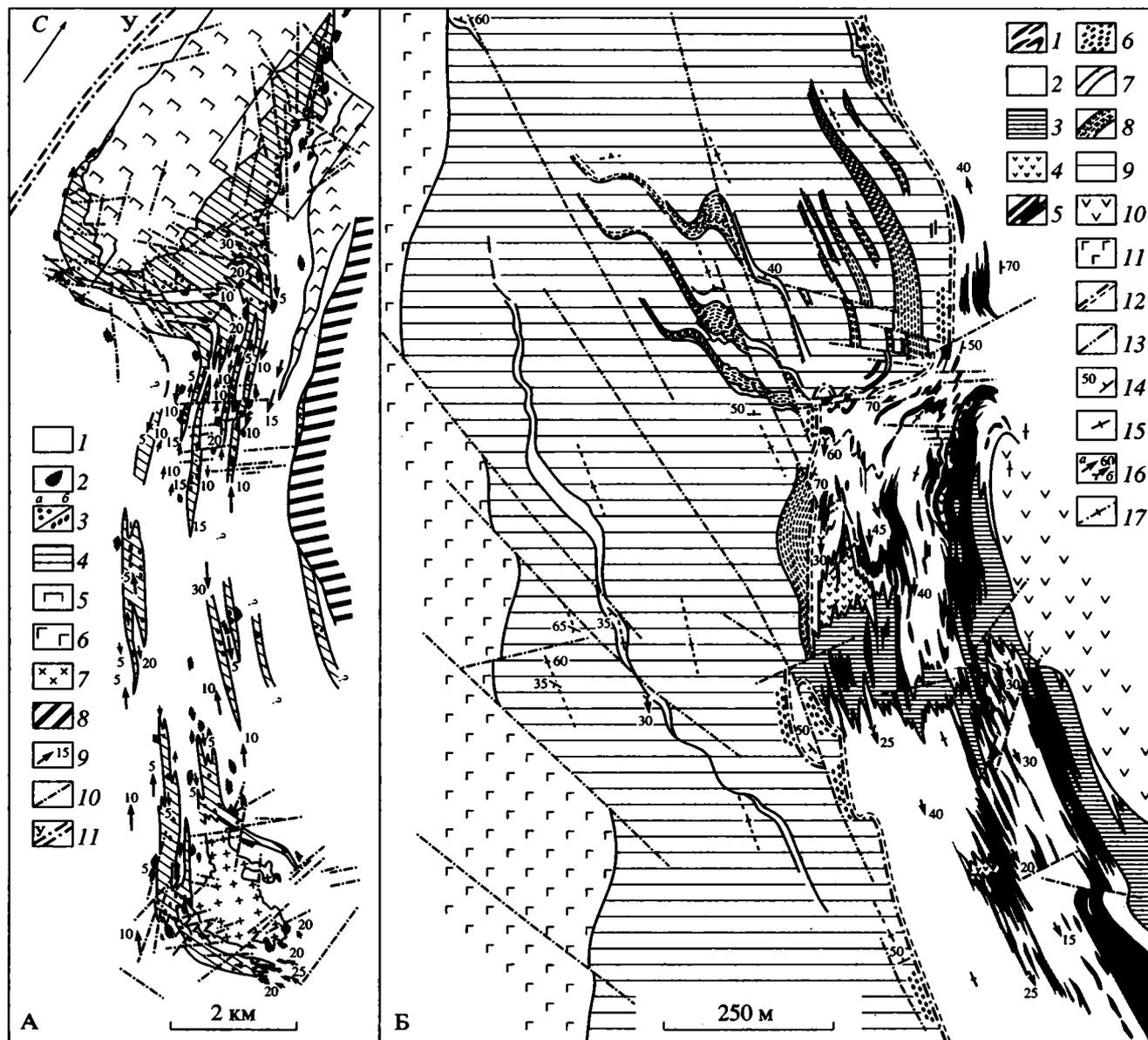
Прогрессирующее развитие левосдвиговых смещений на рассматриваемой площади на этом же этапе приводит к развитию нескольких локальных структур раздвигу (pull-apart) в местах, где тектонические контакты или границы между лито-метаморфическими единицами разреза образуют крупные, плавные “S”-образные в плане изгибы (см. рис. 2, А, 9). Здесь возникли условия растяжения [26], определившие на поверхностном срезе местоположение участков прогибания (синкинематических впадин), а в объеме – возможность внедрения и место локализации интрузивных магматических масс: Актауского массива гранодиоритов, Джамансайских граносиенитов и

Тебинбулакского массива габбро-пироксенитов. В непосредственном обрамлении последних двух массивов действительно выявляются образования, которые предположительно накапливались в момент формирования этих локальных впадин (рис. 10). Они со структурным и формационным несогласием залегают на окружающих метатерригенных сланцах комплекса Султан-Увайс, отделяясь от них почти непрерывным горизонтом базальных конгломератов (см. рис. 10, Б) и существенно отличаясь по составу и текстурам пород, по степени метаморфических преобразований, по характеру структуры и интенсивности деформации, а также по другим признакам. По сути здесь имеет место ситуация сосуществования двух структурных этажей, нижний из которых сложен комплексом Султан-Увайс, с его **полистадийным** деформационно-метаморфическим развитием, о чем, собственно, и идет речь в статье, а верхний – этим более “молодым”, **синкинематическим** комплексом. Недаром образования последнего (вместе с Тебинбулакским и Джамансайским магматическими массивами) были выделены некоторыми геологами [16] в самостоятельный аллохтонный комплекс.

Детализируя эту ситуацию, можно отметить, что комплекс пород верхнего этажа достаточно резко отличается от нижнего меньшей “пестротой” разреза, необычайным однообразием сланцевой его части, слабой деформированностью пород и относительно простой структурой. Здесь доминируют массивные, практически не расслоенные, грубо кливажированные, существенно хлоритовые сланцы с реликтами псаммитовых структур, содержащие редкие маломощные прослой мраморов и кварцитов (см. рис. 10, Б). Мраморы здесь резко отличаются от мраморов нижнего этажа: они массивны или слабо кливажированы и в большинстве выходов имеют грубообломочную структуру, созданную крупными (0.5–3 см) остроугольными или слабоокатанными фрагментами мраморов нескольких вещественных и текстурных разновидностей, сцементированных светлым однородным карбонатным цементом. Порода имеет “пестро-пятнистый” облик за счет того, что обломки абсолютно не сортированы и бывают темно-серого, светлого или белого цвета, тонкополосчатые, кливажированные и, наоборот, массивные, мелкозернистые и крупнокристаллические. Все это создает облик конгломератовидной породы, содержащей обломки, идентичные всем вещественным и текстурным разновидностям мраморов нижнего структурного этажа. Кварциты здесь также имеют специфический облик: они массивны, плохо текстурированы, грубоплитчатые. Наибольший же интерес представляют конгломераты из приконтактового (между двух этажей) **базального** горизонта. Эти породы весьма изменчивы по размерам галек и варьиру-

ют от места к месту, от гравелитов до валунников. Состав цемента преимущественно туфовый, но бывает и карбонатный с примесью вулканогенного материала. Обломки преимущественно окатанные, округлые, хотя встречаются и достаточно остроугольные формы. В целом они не сортированы ни по размерам, ни по составу, поэтому конгломераты могут рассматриваться как полимиктовые. Гальки представлены: 1) металаевролитами и метаалаевропелитами нескольких разновидностей: с хлорит-серицитовой и хлорит-эпидотовой матрицей, с реликтами псаммитовой структуры или без нее, массивными и текстурированными, частично или значительно окварцованными; 2) кварцитами мелкозернистыми и крупнозернистыми, массивными и текстурированными, с тенями псаммитовой структуры и без нее, с зонами или участками неправильной формы, сложенными укрупненным агрегатом кварца и карбоната; 3) чисто карбонатными или карбонатно-силикатными породами; 4) вулканитами среднего состава преимущественно с офитовой структурой по плагиоклазу или отдельными вкрапленниками зонального плагиоклаза, эпидотизированными и амфиболлизированными (актинолит) разностями; 5) магматическими полнокристаллическими породами основного или среднего состава; 6) обломками крупных зерен эпидота, плагиоклаза, кварца.

Визуальный и микроскопический анализ галек конгломератов позволяет заключить, что они являются продуктом размыва метаморфизованных в зеленосланцевой и эпидот-афиболитовой фации, частично окварцованных деформированных пород, набор, состав и отличительные особенности которых весьма близки комплексу подстилающего нижнего этажа. Действительно, не вызывает сомнения схожесть в обоих случаях структуры и состава метапсаммитов, сам факт и характер их окварцевания, идентичность весьма специфических крупнозернистых кварц-карбонатных сегрегаций, подобие состава и текстур карбонатных пород в обломках и в телах мраморов нижнего структурного этажа. Намечается некоторая близость составов магматических и вулканогенных пород. Помимо конгломератов, в обрамлении Тебинбулакского массива в нескольких местах во врезках относительно углубленных долин встречаются породы преимущественно карбонатного состава, переполненные многочисленными субизометричными включениями валунной и глыбовой размерности. Состав включений варьирует в тех же пределах, что и в конгломератах, но преобладают вулканогенные разности окатанной или слабоокатанной формы. Вообще структура этих участков в целом по пестроты и незакономерной изменчивости составов и форм геологических тел напоминает структуру меланжа или микстита. С учетом всего вышесказанного, а также имея в



**Рис. 10.** Структурно-геологическая схема строения участка вокруг и между Тебинбулакским и Джамансайским массивами (А) и детальная карта строения восточного обрамления Тебинбулакского массива (Б).

А: 1 – слюдяные сланцы; 2 – места проявления наложенных процессов окварцевания в сланцах; 3 – места находок конгломератов, недеформированных (а) и сильно деформированных (б); 4 – площадь распространения пород, условно относимых к молодому Тамдытаускому комплексу; 5 – ультрабазиты Тебинбулакского массива; 6 – габброиды, 7 – граносиениты Джамансайского массива; 8 – серпентиниты; 9 – линейность; 10 – разрывы; 11 – зона Урусайского разлома. Прямоугольником показано местоположение участка Б.

Б: 1–5 – породы нижнего структурного этажа (комплекс Султан-Увайс): 1 – мраморы, 2 – слюдяные и 3 – хлоритовые сланцы, 4 – вулканиты дацит-андезитового состава, 5 – вторичные кварциты; 6–9 – породы верхнего структурного этажа (“молодой” комплекс): 6 – конгломераты и гравелиты, 7 – мраморы, 8 – кремне-кварциты, 9 – апоалевролитовые сланцы; 10 – интрузивные породы основного состава; 11 – породы Тебинбулакского массива; 12 – граница двух структурных этажей и двух комплексов; 13 – разрывы; 14, 15 – залегание: 14 – слоистости, 15 – сланцеватости; 16 – линейность (а) и шарниры (б) складок; 17 – ориентировки кливажа.

виду плохую сортировку и слабую окатанность включений всех упомянутых грубообломочных пород, можно предположить местный характер размытия и источников сноса материала.

Несомненны отличия между породами двух структурных этажей и по уровню метаморфизма или, вернее, степени метаморфических преобразований. Для толщ верхнего этажа, отвечающих,

по-видимому, самой низкотемпературной подзоне (хлорит-кальцитовый) зеленосланцевой фации, преимущественно характерно предельно микрозернистое сложение субстрата пород, с весьма неравномерно и неявно проявленной единственной плоскостной текстурой матрицы. Только в неширокой полосе (первые два-три десятка метров) экзоконтакта Тебинбулакского массива отмечается большая степень раскристаллизации пород и рост порфиробластических минералов (хлорита, эпидота, альбита), что, несомненно, связано с термальным воздействием интрузии, внедрившейся, соответственно, уже после отложения этих терригенных образований. В противоположность этому в породах, непосредственно подстилающих базальный горизонт (комплекс Султанувайс), вместе с изменением состава (преобладают биотит-серицитовые сланцы с прослоями сильно текстурированных мраморов, горизонтами эпидот-хлорит-актинолитовых сланцев и телами вторичных кварцитов) обычно бывает развито сразу несколько (от двух до трех) проникающих текстур, наложенных одна на другую. Уровень преобразований этих пород можно отнести к более высокотемпературной биотитовой субфации зеленосланцевой фации.

Упомянутая выше слабая деформированность “молодого” комплекса пород соответствует относительной простоте его структуры (рис. 10, Б). Действительно, картированием выявлены лишь простые открытые прямые складки, преимущественно асимметричные, “S”-образного в плане рисунка, с субмеридиональным простиранием осевых поверхностей и такой же ориентировкой доминирующего кливажа, круто падающего к восток-северо-востоку или субвертикального. Характер асимметрии складок, ориентировка кливажа, наличие многочисленных разрывных нарушений с левосдвиговой компонентой смещений, рассекающих толщу терригенных сланцев и породы Тебинбулакского массива, указывают на протекание деформации этой стадии в условиях объемно проявленного левого сдвига. Эти деформации, первые для пород “молодого” комплекса ( $F_1^2$ ), явились, вероятно, отголоском событий второй тектонической стадии, проявленной на всей территории хребта, в тех же кинематических рамках. Во всяком случае в смежных толщах нижнего структурного этажа элементы их исходной расслоенности также сминаются в асимметричные “S”-образные в плане складки, с которыми связана сланцеватость второй генерации. Кроме этого следует отметить, что элементы залегания пород “молодого” комплекса (слоистость и шарниры складок) на площади испытывают закономерные изменения направлений и углов погружения: на самом южном краю рассматриваемого детального участка (см. рис. 10, Б) слоистость па-

дает к северу, затем в некоторой субширотной полосе преобладают южные и юго-западные падения, а в северной половине падения этих структурных элементов опять устойчиво северные. Вполне очевидно, что это связано с существованием системы субширотных прямых складок, осевым поверхностям которых соответствуют субвертикальные разрывные нарушения того же простирания с отчетливой правосдвиговой компонентой. Как следствие проявления деформаций этих двух стадий можно рассматривать конфигурацию границы между структурными этажами, зафиксированную в процессе площадного картирования. Вторая стадия деформации в толще верхнего структурного этажа ( $F_2^2$ ) в породах нижнего этажа является, соответственно, третьей по счету ( $F_3$ ).

В принципе похожая ситуация имеет место и вокруг Джамансайского массива граносиенитов (см. рис. 10, А), где породы “молодого” комплекса опоясывают массив двумя дугообразными зонами, морфология которых допускает именно левосдвиговые движения, необходимые для формирования структур растяжения – прогибов раздвигового типа (pull-apart). Центральное место в такой структуре занимает сам Джамансайский массив. В полосе между двумя рассматриваемыми массивами также устанавливаются линзовидные тела пород, относимых к “молодому” комплексу, в расположении которых угадывается кулисно-шелунированный порядок, соответствующий структурам растяжения в ситуации левого сдвига. Их можно рассматривать как останцы щелевидных грабенов, разделенных блоками подстилающих пород комплекса Султанувайс и сохранившихся там, где имеет место встречное погружение структурных элементов (см. рис. 10, А), обусловленное проявлением субширотной системы наложенной складчатости ( $F_3 = F_2^2$ ).

Выделяя в самостоятельное формационно-возрастное подразделение толщи вокруг Тебинбулакского и Джамансайского массивов, следует отметить близкие степень и характер деформаций, набор структурных парагенезов, уровень метаморфических преобразований, схожесть составов отдельных элементов разреза (туфы, туфоконгломераты, карбонатные породы, кварциты) “молодого” комплекса и толщ шейхджейлинской и ащенинтауской свит, которые считаются раннекаменноугольными [8]. Общими для них, вероятно, были и кинематические условия тектонических деформаций, на фоне которых происходило накопление этих толщ, что позволяет условно объединить их в единый комплекс Шейхджейли.

Говоря о проявлении деформаций третьей стадии (второй стадии для пород комплекса Шейхджейли) на всей рассматриваемой территории,

важно отметить, что они накладывались на уже сформировавшуюся структурную “дугу” хребта. Если в субмеридиональной части “дуги” наложение элементов структуры этой стадии (складки и синхронные с ними правосдвиговые разрывные нарушения) на предшествующие происходит почти под прямым углом, то в субширотной части такой угол оказывается острым или пренебрежимо малым и структурные планы как бы совпадают. Наиболее отчетливо субширотные складки проявлены там, где предшествующая их формированию расслоенность (слоистость и тектонические контакты, разрывы) занимала пологое положение. Например, именно эти складки отчетливо фиксируются в Урусайской зоне разломов на том ее отрезке (см. рис. 2, А), где эрозионный срез вскрывает пологое положение всех элементов дивергентно-верной структуры “пальмового дерева”, в результате чего в плане формируются “коленообразные” изгибы (между Тебинулакским и Актауским массивами). В местах крутого залегания толщ деформации этой стадии оставляют след лишь в виде правосдвиговых разрывных нарушений субширотной ориентировки и закономерных ундуляций линейных элементов предшествующих генераций (см. рис. 10). В субширотной части хребта эти складки деформируют полого или наклонно залегающие тектонические пластины, составляющие разрезы комплексов Казансай, Каракудук, Каратау. Именно одна из таких крупных складок в пределах полосы развития последних двух комплексов, подчеркнутая телами серпентинитов (см. рис. 9, Г) послужила причиной представлений о синформном строении всей этой “офиолитовой” зоны и, соответственно, о верхнем, аллохтонном, залегании фрагментов океанической коры [17]. Однако более детальное изучение показало, что эта складчатая структура имеет продолжение в сопряженных с “офиолитовой” полосой толщах, деформируя систему кулисно эшелонированных тел кичиксайских альбититов, а также элементы первичной и вторичной расслоенности терригенно-карбонатного комплекса Казансай, в том числе и тектонические пластины мраморов, залегающие на сланцах (см. рис. 9, Б). След осевой поверхности этой крупной складчатой структуры, впрочем, как и ориентировка осевых поверхностей многочисленных мелких прямых складок той же генерации оказывается развернут относительно простирания толщ и тектонических контактов против часовой стрелки, что свидетельствует о правосдвиговой кинематической ситуации. Связанные с этой складчатостью дискретно проявленные правосторонние сдвиги, также ориентированные под углом к простиранию толщ и главной структуры, создают смещения в первые метры и первые десятки метров и часто сопровождаются локализованной приразломной складчатостью.

## ОБСУЖДЕНИЕ И ОБОБЩЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Детальный анализ структурно-кинематической и деформационно-вещественной эволюции комплексов хребта Султан-Увайс, а также некоторое новое понимание процессов протекания деформации в неоднородной коре позволяют по-иному, чем прежде, взглянуть на строение и тектоническое развитие области сочленения варисцид Урала и Южного Тянь-Шаня.

Структурообразование в неоднородной по составу и сложенности земной коре в значительной степени определяется целым рядом базисных факторов деформационных процессов, среди которых важнейшими являются факторы гетерогенности, масштабно-иерархический, компенсационно-комплементарный, энергетический, фактор порционирования или разделения деформаций и другие. Влияние первого из них приводит к тому, что даже в исходно однородных средах, не говоря уж о вещественно расслоенных и структурированных объемах, общая деформация неизбежно локализуется в отдельных дискретных зонах, размеры которых, расстояния между ними и соподчинение определяются масштабно-иерархическим и энергетическим факторами. В зонах локализации деформация чаще всего реализуется через комбинацию чистого и простого сдвига [15], что соответствует применяемым теперь терминам **транспрессии** и **транстенсии** в их геомеханическом и кинематическом понимании [21, 24]. Зоны транспрессии или транспрессивных сдвигов обладают достаточно определенными структурно-морфологическими и генетическими особенностями. Помимо привычных элементов-признаков сдвиговых деформаций (милонитизация и катаклаз, синтетические и антитетические сдвиги Риделя  $R_1$  и  $R_2$ , кулисообразное расположение оперяющих разрывов, складок, трещин отрыва и т.д.) в зонах транспрессивного сдвига можно наблюдать и структурные результаты действия компоненты сжатия, проявленные, в первую очередь, в виде деформаций сплющивания, рассланцевания и разлинзования, в складчатости, в надвиго- и покровообразовании [3]. В коровом масштабе, с учетом влияния стесненного пространства с единственной свободной дневной поверхностью и перемещения фактора литостатической нагрузки, транспрессия реализуется через горизонтальное укорочение и преимущественно вертикальное удлинение, что приводит к выдавливанию или своего рода тектонической экструзии геоматериала зон транспрессии. При этом на глубине все деформации локализуются в субвертикальных шовных зонах, а в приповерхностных условиях (3–5 км) перемещение материала происходит, как правило, по дивергентным системам выполаживающихся надвигов, что в совокупности создает в попереч-

ном сечении весьма характерную “цветковую” структуру или структуру “пальмового дерева” (flower- or palm tree-structure) [22]. Геометрия этих структур предполагает наличие латеральной и вертикальной структурной зональности, в соответствии с которыми в пространстве вполне закономерно распределяются объемы доминирующего исходного вертикального, наклонного или субгоризонтального залегания складчато-разрывных структур. С учетом масштабной иерархии структурообразования в коре могут возникать зоны транспрессии разной ширины, протяженности и, соответственно, разной глубины проникновения, а в зависимости от степени первичной неоднородности деформируемых объемов, энергетической целесообразности и других базисных факторов дислокационных процессов определяется их количество, “шаг” и ранговое соподчинение. Поэтому складчатые подвижные пояса в самом общем случае со структурно-кинематической точки зрения можно рассматривать как иерархическое сочетание разноранговых структур транспрессии. В каждом случае реальная, фиксируемая картина строения территории зависит от масштаба трансpressивной структуры, положения относительно ее осевой зоны и глубины эрозионного среза.

С учетом вышеизложенного и на основе фактического материала, приведенного в статье, можно говорить о том, что тектоническая эволюция рассматриваемого региона была сложной, полистадийной и гетерогенной и, в то же время, достаточно закономерной, пространственно и кинематически сбалансированной, по крайней мере в объеме, ограниченном крупнейшими линеамен-тами: с запада Урусайской зоной разломов, с юга одной из ветвей Линии Карпинского, с юго-востока Урало-Тяньшанским поперечным разломом. Влияние этих трех линеаментов (с учетом знаков смещений по ним) на формирование и эволюцию структуры региона было огромным, если не решающим, так как несомненна и очевидна их связь с главными структурными элементами хребта Султан-Увайс. Судя по генеральным ориентировкам осей ранних складок, доминирующей деформационно-метаморфической расслоенности толщ, разрывных нарушений и тектонических контактов, приложение внешних сил в рассматриваемом регионе было с северо-востока (см. рис. 2, Б), что согласуется с выводами А.К. Бухарина для всего Западного Тянь-Шаня, который связывал это с раскрытием на севере, начиная с раннего карбона, Бельтау-Кураминского рифтогенного прогиба [4]. В таком случае объем земной коры, ограниченный тремя линеамен-тами первого порядка, оказывался под инденторным воздействием Бельтауского массива ранней (доварисской) консолидации (см. рис. 1, А), а условия нагружения около линеаментов, как и во всем объеме, соответствовали режиму транспрессии. Такие усло-

вия, а также влияние фактора гетерогенности деформации привели к тому, что как в зонах самих линеаментов (судя по обнаженной Урусайской зоне разломов), так и в объеме между ними сформировались трансpressивные структуры “пальмового дерева” (см. рис. 9), крупнейшей из которых является осевая зона “офиолитов”. Последняя, судя по значительной протяженности (более 70 км видимой длины), вероятно, имеет и большую глубину проникновения, дренируя как минимум низы коры, в результате чего здесь (так же, как и в зоне Урусайского разлома) протрузивно-тектоническим способом были выведены на поверхность глубинно коровые магматические образования, что согласуется с выводами Б.Г. Лутца и М.С. Фельдмана о не океаническом их происхождении [9]. Этот вариант строения и формирования полосы “офиолитов” позволяет обсуждать роль трансpressивных сдвигов при выведении (экстумации) глубинных образований на поверхность [13].

Характер взаимного расположения и ориентировка линеаментов относительно направления приложения внешних сил предполагают совершенно определенные знаки смещения по ним и оперяющим их разрывным нарушениям, которые как раз соответствуют установленным в действительности по независимым данным ([4, 6] и материалы данной статьи). В свою очередь, пространственное расположение и кинематическое взаимодействие всех трех главных линеаментов региона и направления движения по ним обусловили вполне определенную ориентировку эллипсоидов деформации в зонах влияния каждого из них (см. рис. 2, Б), которая предполагает встречное движение материала в субширотной и субмеридиональной частях мегаструктуры. Это выразилось в таком же встречном движении к центру хребта тектонических пластин с противоположными доминирующими знаками смещения и вклинивании одних между другими, а также, вероятно, стало причиной дополнительного коробления толщ в месте разворота всех структур (см. рис. 2). Продолжавшееся в последующем силовое воздействие той же ориентировки и ограниченная, “тормозящая” роль главных линеаментов обусловили деформации второй стадии, приведшие к смятию пологих фрагментов разрывных поверхностей и лежащих складок в структурах “пальмового дерева” прямыми, субсоосными с ними складками. В такой ситуации вся дугообразная мегаструктура хребта Султан-Увайс могла образоваться в ходе структурной эволюции региона как пассивное приспособление материала к существующим ограничениям в виде линеаментов.

Реализация сдвиговых деформаций в условиях транспрессии и неизменно связанное с этим явле-

ние дилатансионной декомпрессии обусловили широкое развитие процессов метасоматоза и строгую пространственную локализацию их продуктов и магматического материала в зонах, сопряженных с разрывными нарушениями. Их наложение на первичную слоистость, в совокупности с неравномерно проявленными деформационно-метаморфическими преобразованиями, заметно усложнило расслоенность разреза, придало ему повышенную дробность и определило его интегральный гетерогенный характер.

Последовательное усложнение структуры в ходе прогрессивно развивавшейся деформации даже при неизменном приложении внешних сил приводило к сложной картине дифференциального перераспределения вещества, выразившейся в неоднократной смене знаков сдвиговых смещений по одним и тем же разрывным поверхностям. Противоборство кинематических тенденций в дальнейшем привело к расширению области левосдвиговых смещений (вероятно, в связи с усилением влияния наиболее крупного из трех линейментов – Линии Карпинского), доминировавших первоначально только в субширотной части хребта, и захвата ею той территории, где до этого происходили правые сдвиги. Вследствие этого происходит наложение деформаций и структурных парагенезисов первой и последующих стадий, а также возникают ситуации локального проявления условий трансенсии с формированием структур раздвига (pull-apart), определивших на поверхностном срезе местоположение синкинематических впадин, а в объеме – возможность внедрения и место локализации позднекинематических интрузивных магматических масс: Актауского массива гранодиоритов, Джамансайских граносиенитов и Тебинбулакского массива габбро-пироксенитов. В непосредственном обрамлении последних двух массивов выявлены образования, которые предположительно накапливались в момент формирования этих локальных впадин. Точно так же условия растяжения проявляются в участках, сопряженных с зонами действия транспрессивных сдвигов (см. рис. 2, А): 1) непосредственно к северу от полосы “офиолитов” в виде кулисно-эшелонированной (левосдвиговой) системы наложенных впадин с отложениями ащенынтауской свиты; 2) к западу от Урусайской разрывной зоны в виде обширной впадины, в которой накапливались образования шейхджейлинской свиты. Неизменное проявление условий растяжения в этой области на протяжении всего времени воздействия “Бельтауского индентора” подтверждается при тектоно-физическом моделировании, осуществленном автором совместно с Т.М. Гептнер [14], воспроизводящем регионально-тектоническую ситуацию и особенности структурообразования в ней в режимах транспрессии и трансенсии. Раннекаменноугольный возраст, по мнению некоторых ис-

следователей [8], хотя бы части этих образований (шейхджейлинская и ащенынтауская свиты), их синкинематическая, по нашим данным, природа и вполне закономерное, с кинематической и геомеханической точек зрения, расположение в регионе хорошо согласуются с представлением А.К. Бухарина и других геологов [4] о времени начала тектогенеза на Южном Тянь-Шане (С<sub>1</sub>).

Таким образом, вся варисская структура хребта Султан-Увайс рассматривается как результат направленного латерального внешнего воздействия, обусловившего в ситуации исходной блоковой делимости коры и ее значительной вещественной неоднородности проявление режима транспрессии. Эта общая интегральная структура представляется как иерархическое сочетание разноранговых дискретных транспрессивных структур “пальмового дерева”, определивших сложное пространственное чередование крутых и пологих залеганий всех структурных элементов и элементов гетерогенной расслоенности разреза, сопряженность сильно деформированных, глубоко переработанных в структурно-вещественном отношении зон и объемов, слабо затронутых наложенными деформационными и метаморфическими процессами.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Амурский Г.И.* Тектоника Туркмении и сопредельных с ней территорий // *Тектоника Туркмении и сопредельных территорий.* М.: Наука, 1966. С. 6–32.
2. *Бакиров А.Б., Буртман В.С.* Путеводитель экскурсии 032 “Тектоника варисцид Тянь-Шаня” // 27-я сессия Международного геологического конгресса. Фрунзе. М.: Наука, 1984. 76 с.
3. *Буртман В.С., Лукьянов А.В., Пейве А.В., Руженцев С.В.* Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения // *Разломы и горизонтальные движения земной коры.* М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 5–33.
4. *Бухарин А.К., Брежнев В.Д., Масленникова И.А. и др.* Тектоника Западного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1989. 152 с.
5. *Гарецкий Р.Г., Пантелеев Г.Ф., Флоренский П.В., Шлезингер А.Е.* Породы складчатого фундамента Центрального Устюрта // *Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964.* № 1. С. 50–62.
6. *Гарьковец В.Г., Вольфсон Н.Б., Хваловский А.Г.* Урало-Тяньшаньский сдвиг и его роль в соотношении структур Урала и Тянь-Шаня // *Докл. АН СССР. Сер. геол.* 1967. Т. 176. № 4. С. 1127–1130.
7. *Иванкин П.Ф., Назарова Н.И.* Проблема углеродистого метасоматоза и рассеянной металлоносности осадочно-метаморфических пород // *Советская геология.* 1984. № 2. С. 90–100.
8. *Курбаниязов К.К., Борисов О.М., Ахмеджанов М.А.* Геология доюрских образований Каракалпакии. Ташкент: Фан, 1976. 127 с.

9. Лутц Б.Г., Фельдман М.С. Палеозойский магматизм хребта Султануиздаг (Узбекистан): геодинамическая интерпретация // Геотектоника. 1992. № 4. С. 64–74.
10. Масумов А.С., Борисов О.М., Бениш Ф.Р. Верхний палеозой Среднего и Южного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1978. 176 с.
11. Метасоматизм и метасоматические породы / Ред. В.А. Жариков, В.Л. Русинов. М.: Научный мир, 1998. 492 с.
12. Михайлов Н.П., Шерпнюк Л.Н. Специфика магматизма тафрогенеза как разновидности рифтогенеза // Магматизм рифтов (петрология, эволюция, геодинамика). М.: Наука, 1989. С. 11–18.
13. Морозов Ю.А. Региональные транспрессивные сдвиги как пути и способы выведения глубинных образований на поверхность // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 1998. Т. II. С. 40–42.
14. Морозов Ю.А., Гептнер Т.М. Сопоставление природных и экспериментально воспроизведенных структурных ансамблей, сформированных в условиях транспрессии и трансенсии // Проблемы эволюции тектоносферы. М.: ОИФЗ РАН, 1997. С. 219–258.
15. Разломы и горизонтальные движения земной коры / Отв. ред. А.В. Пейве. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 312 с.
16. Савчук Ю.С., Миркамалов Р.Х., Ванесян Г.А., Воронцов О.А. Геодинамические обстановки палеозоя гор Султан-Увайс (Узбекистан) // Геотектоника. 1997. № 5. С. 57–71.
17. Шульц С.С.-мл. Геологическое строение зоны сочленения Урала и Тянь-Шаня. М.: Недра, 1972. 207 с.
18. Шульц С.С.-мл. Формирование континентальной коры палеозойских складчатых поясов и их современная структура (на примере Тянь-Шаня) // Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Наука, 1974. С. 156–176.
19. Шульц С.С.-мл., Эргашев Ш.Э., Гвоздев В.А. Геодинамические реконструкции. Методическое руководство. Л.: Недра, 1991. 144 с.
20. Эз В.В. Проблема сочленения Урала и Тянь-Шаня в свете результатов изучения хребта Султануиздаг // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 624–627.
21. Jones R.R., Tanner P.G. Strain partitioning in transpression zones // Journ. Struct. Geol. 1995. Vol. 17. № 6. P. 793–802.
22. Ramsay J.G., Huber M. The techniques of modern structural geology. London: Academic Press Inc., 1987. V. 2. P. 309–700.
23. Ratschbacher L. Kinematics of Austro-Alpine cover nappes: changing translation path due to transpression // Tectonophysics. 1986. V. 125. № 4. P. 335–356.
24. Sanderson D.J., Marchini W.R.D. Transpression // Journ. Struct. Geol. 1984. V. 6. P. 449–458.
25. Sylvester A.G. Strike-slip faults // Geol. Soc. Am. Bull. 1988. V. 100. № 11. P. 1666–1703.

Рецензенты: А.С. Перфильев, А.В. Лукьянов

## The Structure and Kinematic Evolution of the Urals-Southern Tien Shan (Sultan-Uvais Ridge) Junction Region

Yu. A. Morozov

*Schmidt Joint Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences,  
Bol'shaya Gruzinskaya ul. 10, Moscow, 123810 Russia*

**Abstract**—The principal regularities and specific features of the tectonic evolution of the junction region between the Variscan structures of the Urals and the Southern Tien Shan were largely controlled by the largest lineament zones of deep-seated faults in the Turanian Plate basement. These are the Ural-Oman, Mangyshlak-Kyzyl Kum (a segment of the Karpinskii Line), and the Elburz-Kyzylorda faults (Ural-Tien Shan transverse fault). One of the westernmost outcrops of the Kyzyl Kum Paleozoic system, the Sultan-Uvais Range, is located in the junction area of these lineaments, where the tectonic features change their trends from the "Uralian" to the "southern Tien Shanian" ones. The complicated polydeformational and heterogeneous structure of the Middle Paleozoic ( $D_{1-2}-C_1$ ) metamorphic rocks established there is believed to have resulted from transpression tectonic deformations caused by lateral northeastern compression and strike-slip movements along the faults of the above mentioned lineament systems and auxiliary higher order faults. The transpression caused the formation of discrete stronger deformation zones of various sizes and divergent fold-and-thrust "palm-tree" structures accompanied by variously oriented strike-slip faults along them: right lateral within the segment of the Range trending roughly N-S and left lateral within the segment trending roughly E-W. Dilational decompression related to these strike-slip movements determined the localization of metasomatic (silicification, carbonatization, silication, etc.) and magmatic material along the systems of lenticular-ramified extensional structures. On the whole, the oncoming movement of material along the strike-slip fault systems toward the Range axis resulted in box-type folding of the beds there and in repeated deformation of all above-mentioned structural elements. The progressive development of the deformation process against the background of the continuously changing structure complicated and further differentiated the stress field, which brought about multiple reversals of strike-slip movements along the fault planes. This resulted in the local superposition of some structural elements (faults, planar structures, and veins) paragenetically related to the strike-slip faults of different stages. Strike-slip movement reversals along the fault planes, which curved during preceding stages, resulted in the formation of several large pull-apart structures marked by superimposed basins filled with redeposited local erosion products forming a younger synkinematic succession ( $C_1$ ) and also in the emplacement of late-kinematic intrusions.

## КИНЕМАТИКА ВАТЫНО-ЛЕСНОВСКОГО НАДВИГА (ЮЖНАЯ КОРЯКИЯ)

© 2001 г. А. В. Соловьев<sup>1</sup>, М. Т. Брэндон<sup>2</sup>, Дж. И. Гарвер<sup>3</sup>, М. Н. Шапиро<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, Москва, 109180, Старомонетный пер., 22

<sup>2</sup>Йельский Университет, Нью-Хевен, США

<sup>3</sup>Юнион Колледж, Скенектади, США

<sup>4</sup>Институт физики Земли РАН

Поступила в редакцию 15.05.2000 г.

Ватыно-Лесновский надвиг, обнажающийся в пределах южной Корякии и северной Камчатки, является одним из крупнейших коллизионных швов Северо-Восточной Азии. Надвиг разделяет комплексы меловой островодужной системы, образовавшиеся в пределах Пацифики, и отложения Евразийской континентальной окраины. Формирование надвига, завершившее коллизию островной дуги с континентом, произошло в среднем эоцене. Детальный структурный анализ позволил расшифровать структуру и кинематику шовной зоны, а также предложить модель ее эволюции. В статье предпринята попытка разделить деформации по времени проявления. Формирование структур увязано с общей геодинамикой региона для позднего мезозоя–кайнозоя.

### ВВЕДЕНИЕ

Ватыно-Лесновский надвиг является одной из крупнейших сутур Северо-Восточной Азии и прослеживается более чем на 800 км в пределах южной Корякии и северной Камчатки [15, 19, 28, 31, 33]. Шов разделяет меловые–палеогеновые отложения Евразийской континентальной окраины [5, 11, 18, 21, 28] и меловые палеоценовые окраинноморские и островодужные комплексы [5, 30], образованные в пределах Пацифики и перемещенные на значительные расстояния [13, 14]. Флишоидные отложения континентальной окраины в современной структуре слагают Укэлятско-Лесновский прогиб [11, 18, 21, 28], а окраинноморские и островодужные комплексы вошли в

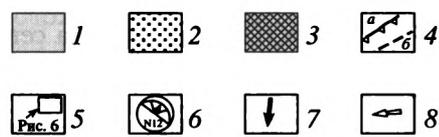
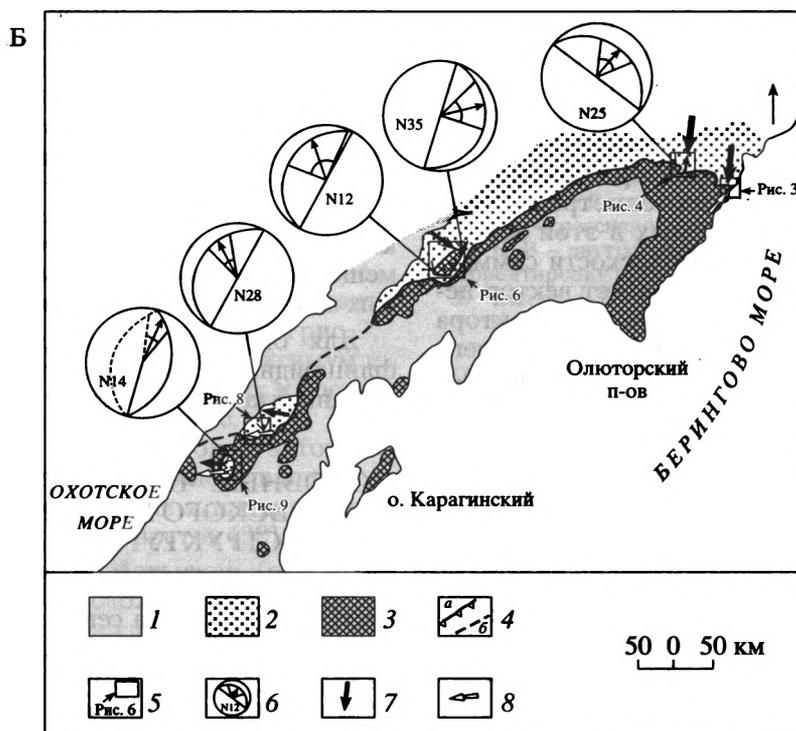
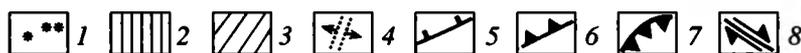
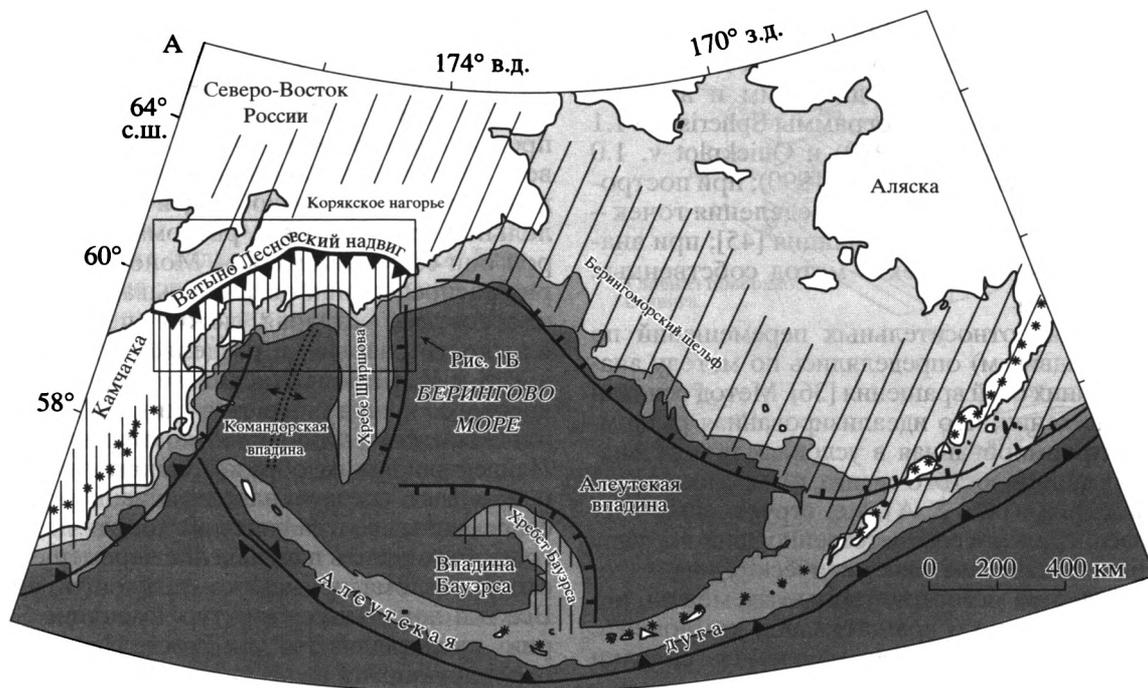
состав Олюторской зоны, имеющей неоднородный гетерогенный фундамент [6].

Построение моделей коллизии меловой островодужной системы с Евразийской континентальной окраиной предшествующими исследователями производилось на основании геологических [16, 18, 30, 32] и палеомагнитных данных [13, 32, 40], но структура и кинематика Ватыно-Лесновского надвига ранее не изучалась. В 1994–1999 гг. нами были детально изучены пять участков надвиговой зоны (рис. 1). На каждом из исследованных участков уточнялось положение сместителя надвига, определялась кинематика движений по этому сместителю и изучались особенности структур в аллохтоне и автохтоне надвига.

**Рис. 1.** Ватыно-Лесновский надвиг в структуре Берингоморского региона [15, 27, 28, 35, 48]: А – расположение, Б – данные структурно-кинематического анализа.

А: 1 – Алеутская и Камчатская дуги с активным современным вулканизмом; 2 – Олюторско-Камчатская складчатая область и ее возможное продолжение в акватории Берингова моря; 3 – меловые-палеогеновые вулканические окраинно-континентальные пояса, заложенные на разновозрастных блоках, аккрецированных в позднем мезозое к Евразии; 4 – спрединговые центры; 5 – древние и 6 – современные желоба; 7 – Ватыно-Лесновский надвиг; 8 – сдвиги.

Б: 1 – нерасчлененный кайнозой; 2 – терригенные осадки Укэлятско-Лесновского прогиба (мел-эоцен); 3 – вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения окраинного моря и Олюторской островной дуги (мел-палеоцен); 4 – Ватыно-Лесновский надвиг: а – прослеженный, б – предполагаемый; 5 – контуры и номера рисунков участков детального изучения; 6 – диаграммы, показывающие направления перемещений аллохтона относительно автохтона в зоне Ватыно-Лесновского шва, полученные методом анализа внутренних осей вращения по структурам Риделя [36]. Сетка Вульфа, проекции на верхнюю полусферу показаны сплошными линиями, на нижнюю – пунктирными. Дуга большого круга соответствует усредненной ориентировке надвига на данном участке. Стрелка – синоптический вектор перемещения висячего крыла, отражающий усредненное региональное направление тектонического транспорта в зоне надвига, дугой показан угол доверия. N – количество структурных элементов (структуры Риделя), использованных в расчетах; 7 – ориентировка главной оси сжатия для структуроформирующего этапа автохтона (Флишоидные отложения Укэлятско-Лесновского прогиба), направление стрелок отражает преимущественную вергентность структур, уменьшенная стрелка – вергентность вблизи надвига; 8 – направление вергентности структур в аллохтонных комплексах, в Лесновской части надвига (см. рис. 8, рис. 9) направление стрелок соответствует вергентности мелких асимметричных складок (см. рис. 11, Г), распространенных в близнадвиговой части аллохтона (Шаманкинский купол) и между аллохтонными пластинами (Ватапвайамский купол).



**МЕТОДИКА СТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА**

При изучении строения зоны Ватыно-Лесновского надвига проводились структурные наблюдения в комплексах автохтона и аллохтона в непосредственной близости от шва, а также иссле-

довались кинематические индикаторы в зоне сместителя надвига.

Данные о деформациях автохтона и аллохтона опираются на полевые замеры ориентировок поверхностей слоистости, кливажа, разрывных нарушений, осей и осевых поверхностей складок.

Шарниры некоторых складок вычислены как  $\beta$ -оси<sup>1</sup>, а также реконструированы как  $\pi$ -оси<sup>2</sup> [44]. Для построения круговых диаграмм и анализа данных использовались программы Spheristat v.1.1 © Frontenac Wordsmiths (1990) и Quickplot v. 1.0 © D. van Everdingen, J. van Gool (1990); при построении изолиний плотностей распределения точек – метод В. Камба и его модификация [45]; при анализе распределения точек – метод собственных векторов [10, 43].

Направления относительных перемещений по разрывам (надвигам) определялись по методу анализа внутренних осей вращения [36]. Метод основан на предположении, что идеализированная разломная зона, сформированная в условиях прогрессивной деформации простого сдвига, имеет моноклинную симметрию (рис. 2, А), т.е. структурные элементы распределены соответственно данному типу симметрии. В качестве кинематических индикаторов используются мезоструктурные элементы, несущие информацию о вращательной компоненте деформации, такие, как асимметричные складки (см. рис. 2, В) и структуры Риделя<sup>3</sup> (см. рис. 2, Б).

Структура Риделя – это парагенез плоскостных мезоструктурных элементов, формирующийся при деформации простого сдвига. Экспериментальное изучение структур Риделя показало, что смещения происходят по трем плоскостным элементам –  $Y$ ,  $P$ ,  $R$ , формирующимся в зоне хрупкого сдвига, а симметрия этих элементов действительно связана с моноклинной симметрией деформации [42]. Плоскость симметрии разломной зоны может быть найдена из геометрии структурных элементов, наблюдаемых в этой зоне, а линия пересечения найденной плоскости симметрии с плоскостью разлома определяет вектор перемещения, причем за направление этого вектора принимается направление перемещения висячего крыла относительно лежащего. Ориентировка любой асимметричной складки или структуры Риделя может быть представлена внутренней осью вращения, несущей информацию о направлении вращения (см. рис. 2, Б, В). Вращение может быть обозначено как “S”- или “Z”-вращение против или по часовой стрелке, если смотреть по направлению падения оси. Для асимметричных складок внутренняя ось вращения эквивалентна оси складки (см. рис. 2, В). Для структур Риделя внутренняя ось вращения параллельна линии пересечения

$Y$ -поверхности с  $P$ - и  $R$ -поверхностями (см. рис. 2, Б). Таким образом, внутренняя ось вращения может быть рассчитана из измеренных ориентировок  $Y$ ,  $P$  и  $R$ . На рис. 2, Г показано гипотетическое распределение внутренних осей вращения в сдвиговой зоне с моноклинной симметрией. Все оси должны лежать около общей плоскости, параллельной ориентировке разломной зоны, в которой они сформировались. Моноклинная симметрия распределения осей описывается зеркальной плоскостью, которая лежит перпендикулярно плоскости разрыва и разделяет оси на две группы:  $S$  и  $Z$ . Синоптический вектор перемещения висячего крыла является линией пересечения плоскости симметрии и плоскости разломной зоны. Найденный таким образом синоптический вектор показывает среднее направление перемещения в современных географических координатах. Для того чтобы оценить направление перемещения в плоскости разлома, применяют следующую процедуру. Все оси локальных структур, имеющие  $S$ -симметрию, представляются как  $Z$ -оси. Например,  $S$ -ось, проецирующаяся на верхнюю полусферу, при переводе в  $Z$ -ось зеркально отобразится на нижней полусфере. Затем  $Z$ -трансформированные оси проецируются на плоскость “среднего” разлома<sup>4</sup> – это так называемая диаграмма, параллельная плоскости “среднего” разлома. Максимум распределения  $Z$ -трансформированных осей определяет синоптическую ось вращения в плоскости “среднего” разлома, а ортогонально ей в этой же плоскости лежит синоптический (региональный) вектор перемещения висячего крыла относительно лежащего. Более детально методика определения положения зеркальной плоскости и ориентировки вектора перемещения, а также статистические оценки полученных направлений рассматривались в работе [36].

Для определения кинематики разрывов во флишоидных слоистых толщах применялся метод анализа срезаний слоистости [22].

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ВАТЫНО-ЛЕСНОВСКОГО НАДВИГА И РЕЗУЛЬТАТЫ СТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА

Ватыно-Лесновский надвиг прослеживается от бухты Анастасии на севере Олюторской зоны до Лесновского поднятия, расположенного на перешейке полуострова Камчатка (см. рис. 1). Верхнекайнозойские отложения перекрывают надвиг к северу от Лесновского поднятия, разделяя его на две части – Ватыно-Вывенскую и Лесновскую (см. рис. 1, Б). Северная часть надвига впервые была описана в Олюторской зоне как Ватынский надвиг [15], затем он был прослежен южнее, на пере-

<sup>1</sup>  $\beta$ -ось – ось (шарнир) складки, вычисленная как линия пересечения слоистости на крыле складки с кливажом осевой поверхности складки [44].

<sup>2</sup>  $\pi$ -ось – ось (шарнир) складки, вычисленная как перпендикуляр плоскости, вдоль дуги большого круга которой распределены полюса слоистости [44].

<sup>3</sup> “Структуры Риделя” – термин используется вслед за [36] для избежания путаницы с различными обозначениями плоскостных элементов, в русскоязычной литературе соответствует термину “сколы Риделя”.

<sup>4</sup> Плоскость “среднего” разлома соответствует дуге большого круга, вокруг которой распределены внутренние оси вращения локальных структур.

шейке Камчатки, где назван Лесновский надвигом [31, 33]. Автохтон представлен верхнемеловыми–среднеэоценовыми флишеидными отложениями Укэляятско-Лесновского прогиба [5, 11, 18, 21, 23, 38], на который шарьированы меловые окраинно-морские отложения и верхнемеловые–палеоэоценовые комплексы, связанные с окраинным морем и островодужной системой [1, 4, 5, 24, 30, 32]. Неоавтохтон развит только на перешейке Камчатки, его наиболее древняя толща сложена субэральными вулканитами кинкильской свиты среднеэоценового возраста [8].

На севере Олюторской зоны в районе бухты Анастасии (рис. 3) автохтон сложен песчаниками, алевролитами и аргиллитами, образующими флишеидное переслаивание, реже гравелитами и конгломератами. Аллохтонные пластины состоят из пород вулканогенно-кремнистого и осадочно-вулканогенного комплексов. Первый комплекс представлен пиллоу-базальтами, гиалокластитами, яшмами с иноцеромовыми горизонтами, кремнями, алевропелитами и датирован по радиоляриям как верхнетурон-маастрихтский, второй – сложен базальтами, андезитами, лавобрекчиями, туфами, песчаниками, алевропелитами, кремнями и датирован как кампан-маастрихтский [25]. Зона Ватыно-Лесновского надвига на суше перекрыта четвертичными отложениями и, по-видимому, простирается через акваторию бухты (см. рис. 3, А).

Южнее бухты Анастасия образования аллохтона слагают крупную синформу (см. рис. 3, Б), осложненную мелкими складками;  $\pi$ -ось этой синформы простирается с юго-востока на северо-запад (см. на рис. 3, А Д1). Флишеидные отложения на северной стороне бухты смяты в изоглинные складки юго-юго-западной вергентности (см. на рис. 3, А Д2; рис. 3, Б). Во флише развит кливаж осевой поверхности складки (см. на рис. 3, А Д3);  $\beta$ -оси складок образуют один максимум с простираением в северо-западных румбах и достаточно крутым наклоном (см. на рис. 3, А Д3). Анализ всех типов структур аллохтона и автохтона показывает, что они возникли в поле напряжений с ориентировкой оси сжатия в направлении юго-юго-запад–северо-северо-восток [20].

В районе рек Ильина и Матыскен (рис. 4) в верхней части автохтона, сложенного флишем, описана интенсивно тектонизированная толща, возможно, первоначально олигостромовой природы. Матрикс сложен черными алевропелитами с редкими маломощными линзами песчаников. Блоки представлены порфиоровыми и афировыми базальтами, лавобрекчиями и гиалокластитами базальтового состава, габброидами и габбродиоритами, редко черными и зелеными кремнями. Возраст автохтона вблизи надвига определен как позднемаастрихт-среднеэоценовый (66.1 ± ± 6.3–43.9 ± 3.6 млн. лет – данные трекового датирования циркона из песчаников) [21, 38]. Аллох-

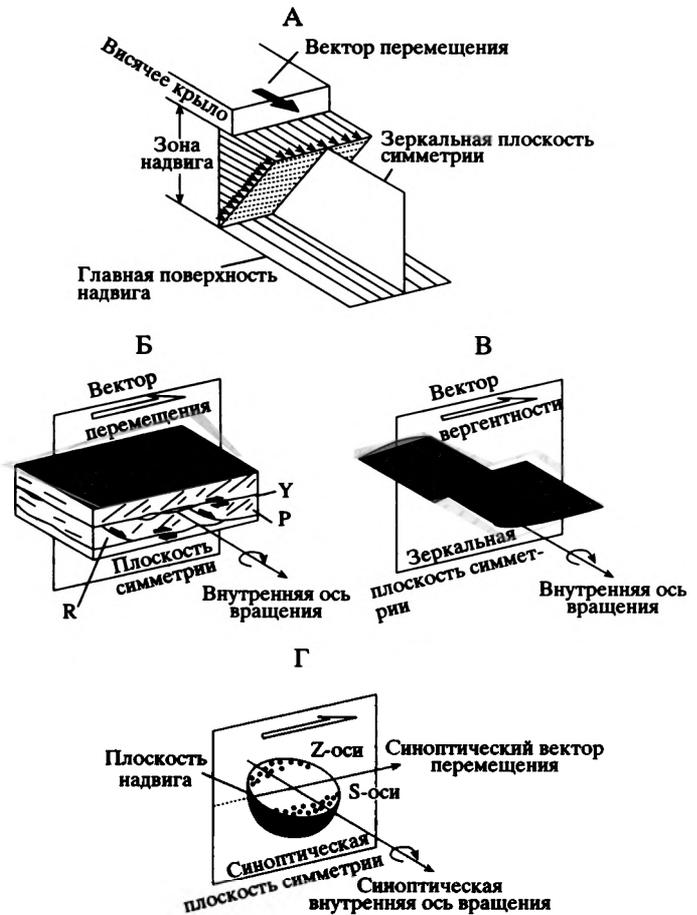
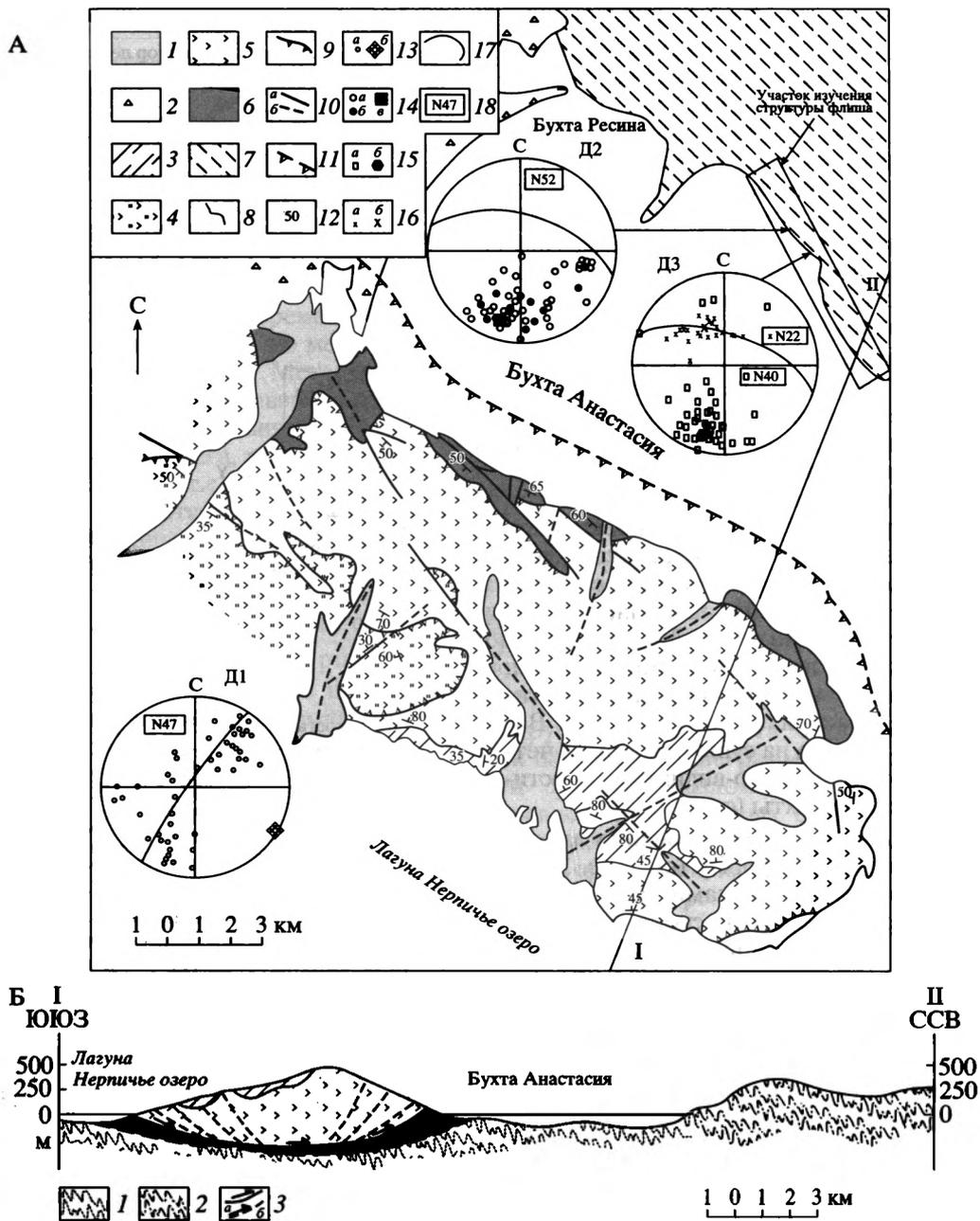


Рис. 2. Идеализированная схема надвиговой зоны с моноклинной симметрией, сформированной в условиях прогрессивной несоосной деформации [36, 47] – А; Б, В – внутренние оси вращения, показывающие ориентировку и асимметрию: Б – структур Риделя и В – складок; Г – стереограмма, показывающая гипотетическое распределение частных внутренних осей вращения (Z и S) около среднего направления, названного синоптической осью вращения [36].

В структурах Риделя (Б): Y – главная поверхность сместителя; R – вторичные оперяющие разломы, наклоненные в направлении перемещения (сколы Риделя); P – сколовые трещины или кливаж, наклоненные в противоположном направлении.

тон сложен пиллоу-базальтами, лавобрекчиями и гиалокластитами базальтового состава, яшмами с ракушей иноцером, кремнями. Отложения аллохтона по радиоляриям датированы как верхнекампан-маастрихтские [24]. В данном районе Ватыно-Лесновский надвиг представляет собой зону чешуй мощностью до 150 м. Особенно четко данная зона выражена в бортах долины реки Матыскен (см. рис. 4, А), в ее пределах тектонически совмещены пластины, сложенные как породами Олюторской зоны, так и отложениями Укэляятского прогиба. Чешуи, ограниченные поверхностями субгоризонтальных сместителей сверху и снизу, представлены разлинзованными черными



**Рис. 3.** Геологическое строение района бухты Анастасии: А – геологическая карта района бухты Анастасии (по материалам О.В. Астраханцева, Л.Б. Афанасьевой, А.Д. Казимирова, К.А. Крылова, Г.В. Полуннина, В.И. Аксенова, А.В. Ландера, Э.В. Фирсовой, с изменениями и дополнениями А.В. Соловьева, Т.Н. Палечек, Р.М. Палечек); Б – схематический геологический профиль.

А: 1, 2 – четвертичные отложения: 1 – аллювиальные, 2 – морские; 3–5 – осадочно-вулканогенные отложения (кампан–маастрихт): 3 – кремнисто-терригенная, 4 – вулканогенно-терригенная и 5 – собственно вулканогенная толщ; 6 – вулканогенно-кремнистые отложения (турон–маастрихт); 7 – флишиодные отложения Укэлятской зоны (мел(?) – эоцен); 8 – стратиграфические контакты; 9 – надвиги; 10 – крутопадающие разломы: а – установленные, б – предполагаемые; 11 – предполагаемое положение главного сместителя Ватыно-Лесновского надвига; 12 – элементы залегания. Д1, Д2, Д3 – диаграммы распределения структурных элементов. Сетка Шмидта, проекция на нижнюю полусферу. 13 – для диаграммы Д1: а – полюса слоистости, б – л-ось синформы; 14 – для диаграммы Д2: а, б – полюса слоистости: а – с нормальным и б – с опрокинутым залеганием, в – усредненный полюс; 15, 16 – для диаграммы Д3: 15, а – полюса кливажа, 15, б – усредненный полюс, 16, а – β-оси складок, б – усредненная β-ось; 17 – дуги большого круга; 18 – количество структурных элементов, включенных в анализ.

Б: 1, 2 – структура флишиодных отложений Укэлятской зоны: 1 – предполагаемая, 2 – установленная; 3 – надвиги: а – установленные, б – предполагаемые. Остальные условные обозначения см. на рис. 3, А. Местоположение рис. 3 см. на рис. 1, Б.

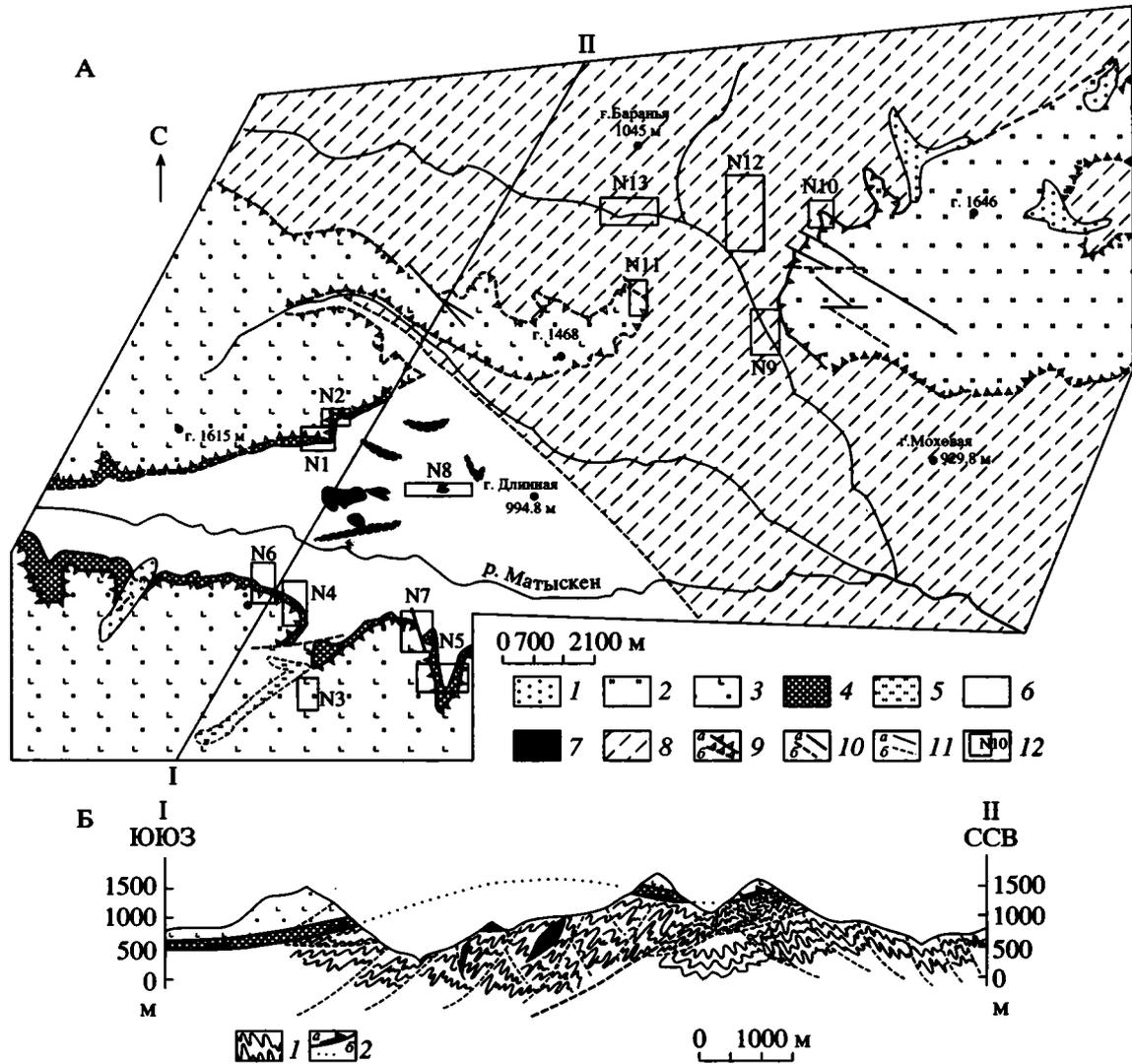


Рис. 4. Геологическое строение района верховий рек Ильпи и Матыскен: А – геологическая схема района верховий рек Ильпи и Матыскен. Составлена при участии Г.В. Ледневой с использованием материалов А.В. Дитмара, К.С. Агеева, А.С. Финогентова и Э.С. Алексева; Б – схематический геологический профиль по линии I–II.

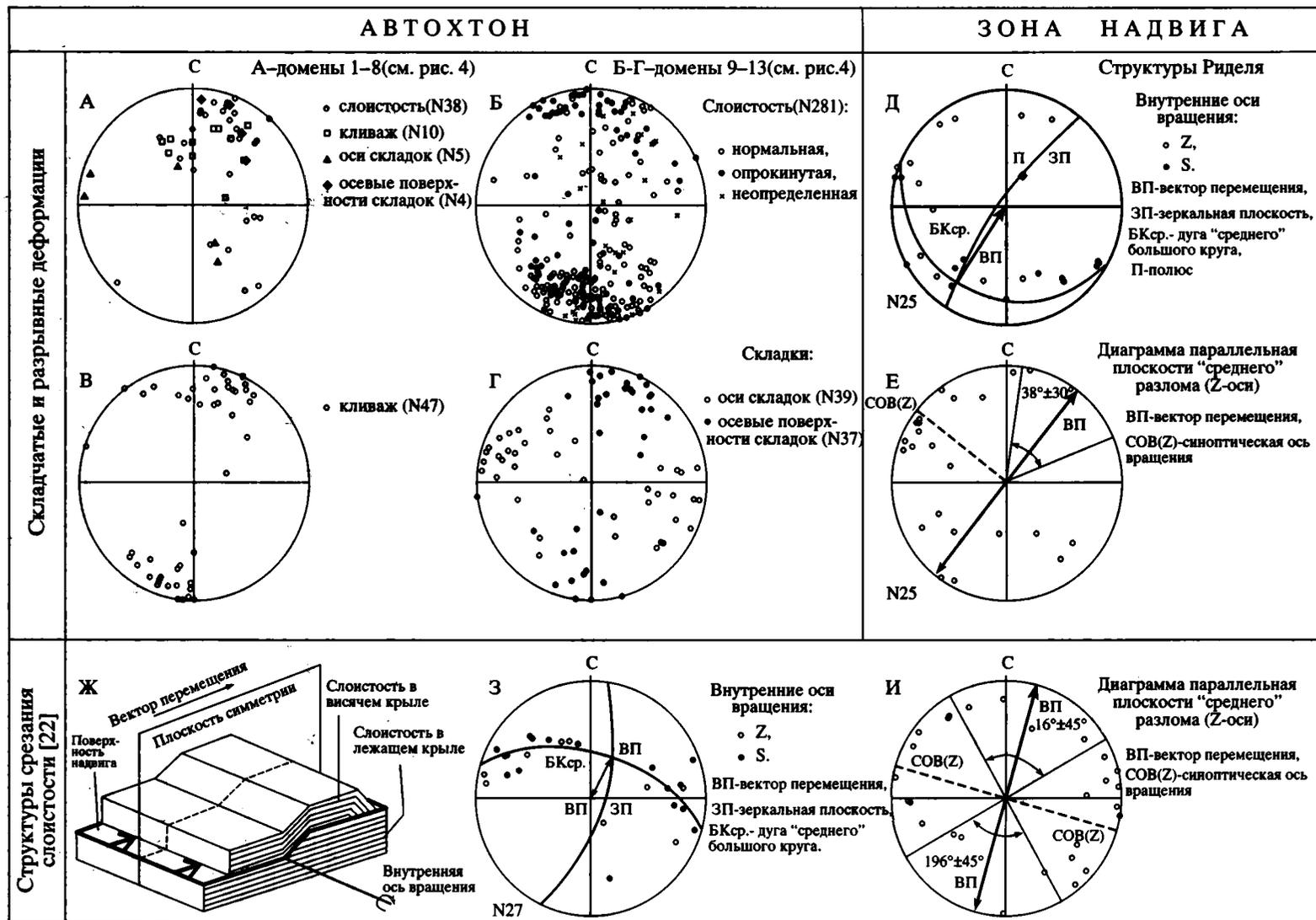
А: 1 – четвертичные отложения; 2, 3 – вулканогенно-кремнистые отложения (кампан – маастрихт): 2 – кремни, яшмы, 3 – афировые пиллоу-базальты, кремни, яшмы; 4 – зона Ватыно-Лесновского надвига; 5 – блоки дунитов, верлитов, клинопироксенитов (мел – ?); 6 – олистостромовая толща (палеоцен – средний эоцен); 7 – блоки базальтового состава; 8 – укэляятские флишвидные отложения (маастрихт); 9 – надвиги: а – установленные, б – дешифрируемые на аэрофотоснимках; 10 – крутопадающие разломы: а – установленные, б – дешифрируемые на аэрофотоснимках; 11 – стратиграфические контакты: а – установленные, б – предполагаемые; 12 – номера доменов, в пределах которых проведены структурные наблюдения.

Б: 1 – складчатые деформации автохтона; 2 – надвиги: а – установленные, б – предполагаемая форма эродированной поверхности надвига. Остальные условные обозначения см. на рис. 4, А. Местоположение рис. 4 см. на рис. 1, Б.

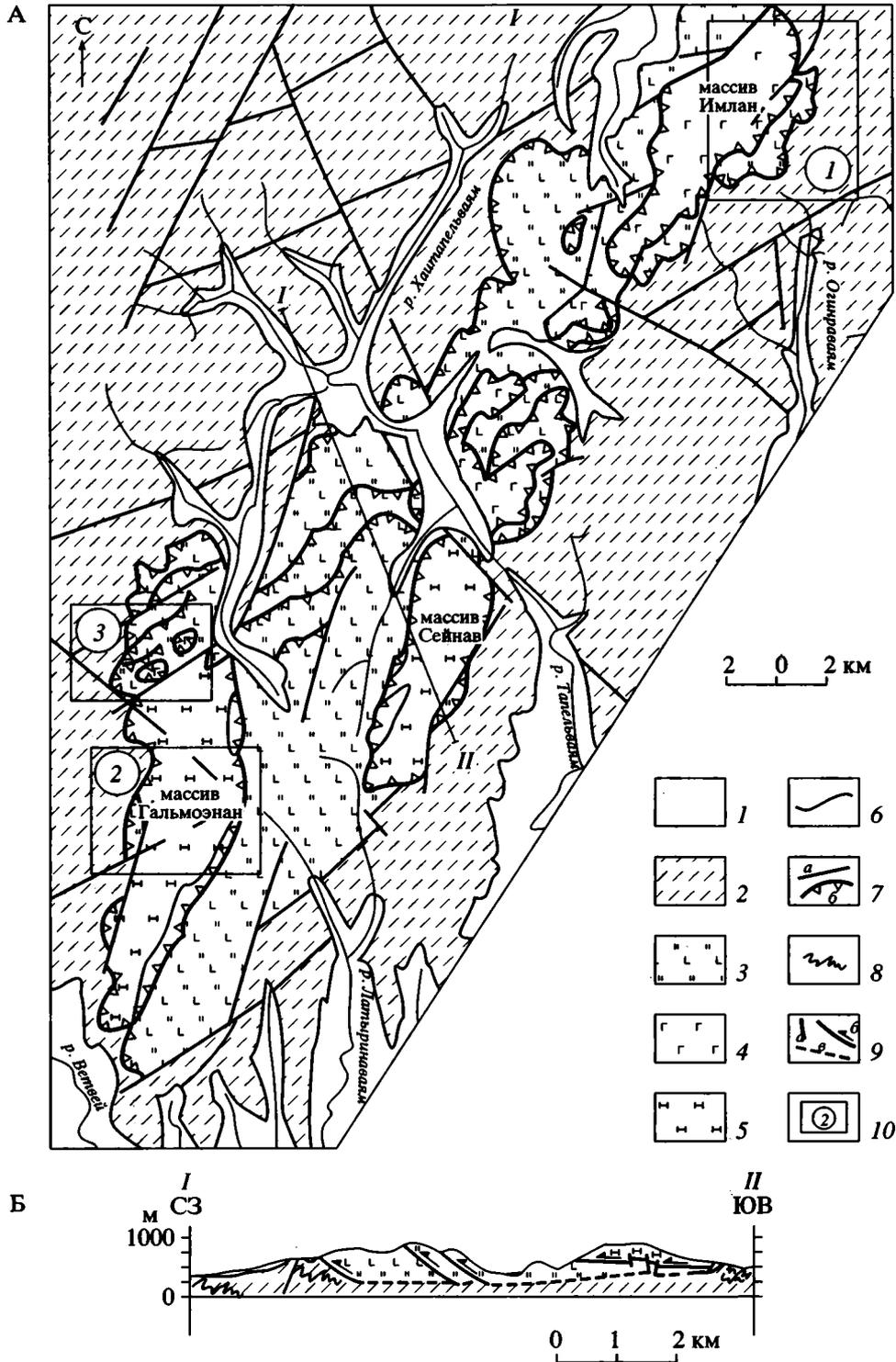
и зелеными кремнистыми породами, афировыми базальтами и лавобрекчиями, катаклазированными черными алевропелитами, реже мелкозернистыми песчаниками. Зона Ватыно-Лесновского надвига образует пологие синформы и антиформы с амплитудой в первые сотни метров и длиной волны в первые километры (см. рис. 4, Б).

В отложениях автохтона установлено закономерное распределение складок с различной vergentностью (см. рис. 4, А, Б). Северо-северо-вос-

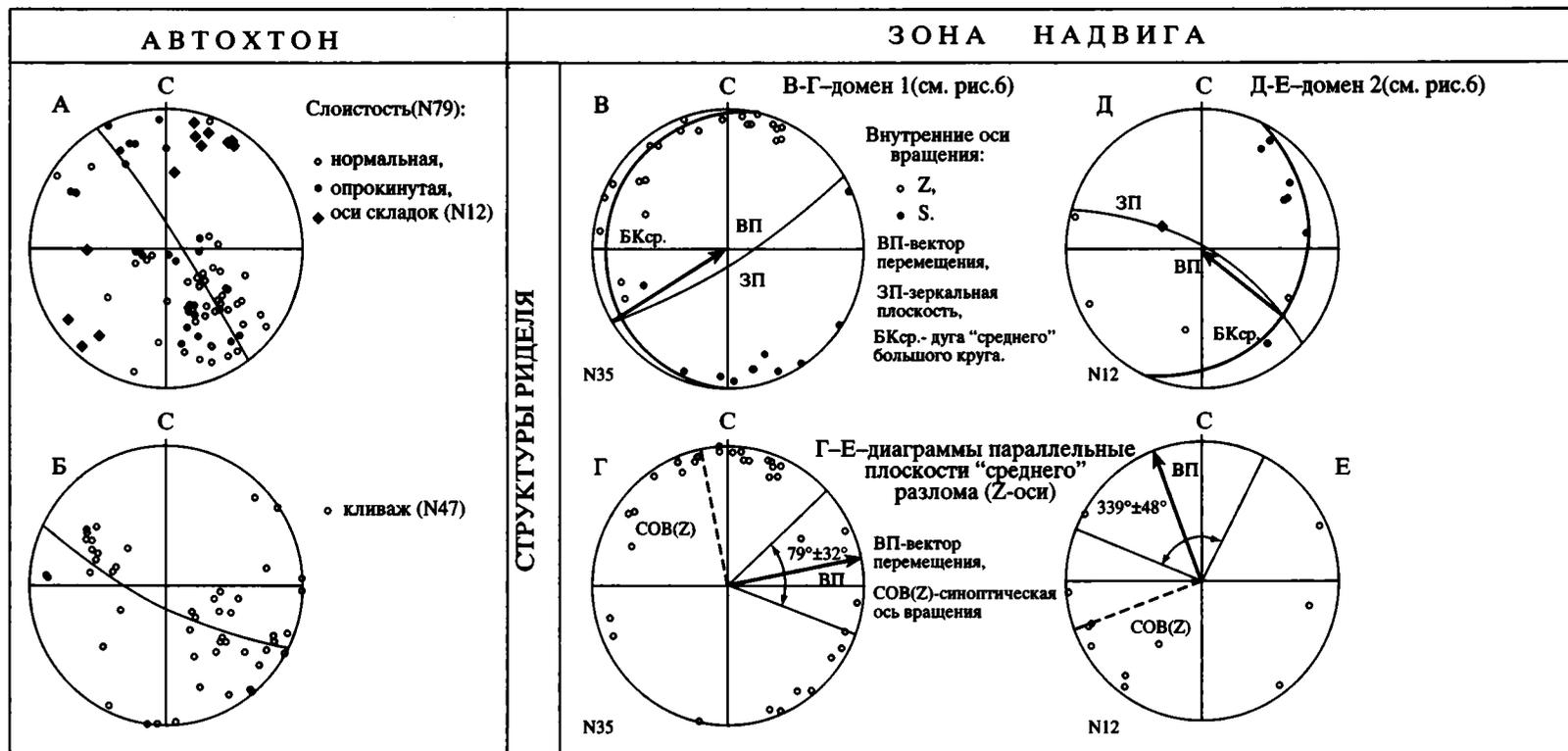
точная vergentность в поднадвиговой толще автохтона (см. домены 1–8 на рис. 4, А; рис. 5, А) через зону веерообразной складчатости сменяется на юго-юго-западную при удалении от надвига (см. домены 9–13 на рис. 4, А; рис. 5, Б–Г). В пределах доменов 9–13 осевые поверхности складок падают как на северо-северо-восток, так и на юго-юго-запад (см. рис. 5, Г), а оси складок имеют запад-северо-западное и восток-юго-восточное простирание и пологий наклон (см. рис. 5, Г), развит



**Рис. 5.** Данные структурно-кинематического анализа в зоне Ватыно-Вывенского надвига (район рек Ильпи и Матыскен – см. рис. 4): А–Е – стереограммы различных структурных элементов: А – для доменов 1–8, Б–Г – для доменов 9–13 (см. рис. 4, А); Б – слоистость, В – кливаж, Г – оси и осевые поверхности складок; Д – внутренние оси вращения для структур Риделя; Е – Z-трансформированные оси вращения для структур Риделя в проекции на плоскость "среднего" разлома; Ж – идеализированная модель дуплекс-структуры, по [46] с изменениями авторов. Модель адаптирована для метода анализа структур срезания слоистости, позволяющего определять кинематику разрывов в слоистых толщах [22]; З, И – стереограммы: З – внутренние оси вращения для структур срезания слоистости, И – Z-трансформированные оси вращения в проекции на плоскость "среднего" разлома. ВП – вектор перемещения, дугой показан угол доверия. Линейные и плоскостные элементы показаны полюсами на сетке Шмидта, проекция на нижнюю полусферу, N – число структурных элементов данного типа, использованных при построении диаграмм



**Рис. 6.** Схема геологического строения района р. Тапельская: А – выкопировка с карты 1 : 200000 масштаба (лист Р-58-XXIX, по [2], с изменениями авторов); Б – Схематический профиль по линии I–II, по [41], с изменениями авторов. 1 – четвертичные отложения; 2 – флишеидный комплекс Укэлятской зоны (коньяк – нижний эоцен); 3 – вулканогенно-кремнистый комплекс (кампан – маастрихт); 4 – гипербазиты (мел?); 5 – габброиды (мел?); 6 – стратиграфические контакты; 7 – тектонические контакты: а – крутопадающие разломы, б – надвиги; 8, 9 – на профиле (рис. 6, Б): 8 – складчатые деформации автоктона, 9 – а – крутопадающие разломы, б – надвиги, в – предполагаемый сместитель Ватыно-Лесновского надвига; 10 – номера изученных участков. Местоположение рис. 6 см. на рис. 1, Б.



**Рис. 7.** Данные структурно-кинематического анализа в зоне Ватыно-Лесновского надвига (район р. Тапельвааям – см. рис. 6): А–Е – стереограммы: А – слоистость и  $\beta$ -оси складок; Б – кливаж; В–Е – кинематический анализ в зоне надвига: В, Г – для домена 1, Д, Е – для домена 2 (см. рис. 6, А); В, Д – внутренние оси вращения для структур Риделя, Г, Е – Z-трансформированные оси вращения для структур Риделя в проекции на плоскость "среднего" разлома. ВП – вектор перемещения, дугой показан угол доверия. Линейные и плоскостные элементы показаны полюсами на сетке Шмидта, проекция на нижнюю полусферу. N – число структурных элементов данного типа, использованных при построении диаграмм.

кливаж осевой поверхности складки (см. рис. 5, В). Во флишидных отложениях автохтона широко представлены структуры срезания слоистости (см. рис. 5, Ж) [22]. Согласно проведенному анализу формирование внутриформационных надвигов во флишевых толщах происходило в условиях северо-северо-восточного–юго-юго-западного сжатия, причем шарьирование происходило в обе стороны – как на юго-юго-запад, так и на северо-северо-восток (см. рис. 5, З, И). Изучение структур Риделя в зоне надвига и подошве аллохтона в данном районе показало, что шарьирование аллохтонных пластин относительно автохтона происходило в северо-восточном направлении (см. рис. 5, Д, Е).

**В бассейне реки Тапельвааям** наблюдения проводились около крупного тектонического останца (рис. 6), залегающего на флишидных отложениях Укэляятской зоны, имеющих здесь коньяк-раннеэоценовый возраст ( $87.9 \pm 4.5$ – $54.8 \pm 2.8$  млн. лет – данные трекового датирования циркона из песчаников) [38, 39]. Тектонический останец представляет собой пакет аллохтонных пластин, сложенных кампан-маастрихтскими вулканогенно-кремнистыми отложениями [24, 41] и гипербазит-базитовыми образованиями. Ватыно-Лесновский надвиг выражен зоной тектонического меланжа мощностью до 40 м.

Во флишидных отложениях автохтона (см. рис. 6, Б) развиты изоклиналильные складки преимущественно юго-восточной вергентности (рис. 7, А), оси складок имеют северо-восток–юго-западное простирание, развит кливаж осевой поверхности складки (см. рис. 7, Б). Структуры Риделя в наддвиговых частях аллохтона изучены в пределах двух доменов. Анализ этих структур показал, что на восточном склоне массива Имлан (см. домен 1 на рис. 6, А) пластины аллохтона перемещались относительно автохтона в восток-северо-восточном направлении (см. рис. 7, В, Г), а на западном склоне массива Гальмознан (см. домен 2 и 3 на рис. 6, А) – в северо-западном направлении (см. рис. 7, Д, Е). Отметим, что оценка вектора перемещения для первого домена статистически более значима, чем для второго.

**В пределах Лесновского поднятия** на перешейке полуострова Камчатка выделяется два купола – Шаманкинский (рис. 8) и Ватапваямский (рис. 9). Автохтон Лесновского надвига сложен флишидными породами лесновской серии палеоцен-среднеэоценового возраста ( $43.7 \pm 3.4$  до  $58.1 \pm 4.2$  млн. лет – данные трекового датирования циркона из песчаников; определения нанопланктона Е.А. Щербининой) [23, 34]. Непосредственно под сместителем Лесновского надвига развита зона меланжа с многочисленными глыбами туфов, песчаников, кремней и базальтов. Из кремней этих глыб собраны иноцерамы и радиолярии поздне мелового возраста [7]. Глыбы терригенного состава датированы по нанопланктону как сантон-кампан-

ские [34], возраст наиболее молодой популяции цирконов в них  $86.1 \pm 6.1$  млн. лет [А.В. Соловьев, неопубликованные данные]. Аллохтон сложен, главным образом, кремнисто-вулканогенными отложениями поздне мелового возраста (сантон–маастрихт) [7]. В аллохтоне присутствуют тела монцитонитов, габбро и, реже, гипербазитов, а также пластины зеленых сланцев неясного возраста (см. рис. 9, А, Б). Протолитом сланцев, по-видимому, служили кремнисто-вулканогенные породы [33].

Аллохтон Лесновского надвига образует тонкую пластину, незначительно нарушенную более поздними крутыми разрывами. Амплитуда надвига в направлении, перпендикулярном к преобладающему простиранию кайнозойских структур, оценивается в 50 км. В обнаженной части надвига современная мощность аллохтонной пластины близка к размаху рельефа и не превышает двух километров. Сместитель надвига дискордантен относительно мезоструктур автохтона и аллохтона. Он трассируется зоной милонитов мощностью от первых метров до первых десятков метров [31, 33].

В основании неоавтохтона залегают субэральные эффузивы кинкильской свиты [7, 8] и развитые локально отложения шаманкинской свиты [31]. Кинкильская свита перекрывает как аллохтонные комплексы, так и автохтонную лесновскую серию. Нижние горизонты кинкильской свиты сформированы в среднем эоцене [31]. Зона Лесновского надвига прорывается среднеэоценовым Шаманским массивом биотит-роговобманковых гранодиоритов, окруженным широкой зоной ороговикования, развивающейся по породам как автохтона, так и аллохтона (см. рис. 8). Апофизы массива переходят в субвулканические тела кинкильской свиты [31]. Базальные горизонты шаманкинской свиты насыщены галькой гранодиоритов и роговиков. Возраст этих горизонтов на основании определений флоры считается позднеэоценовым (37–34 млн. лет) [31].

В долине реки Веайтымльвааям (Шаманкинский купол) (см. рис. 8) флишидные отложения автохтона смяты в изоклиналильные складки западной вергентности (рис. 10, А), осевые поверхности складок падают на восток (см. рис. 10, Б), оси складок распределены вдоль дуги большого круга и имеют простирание от северного до восточного (см. рис. 10, Б). Наблюдения директивных текстур (язычковых иероглифов и асимметричных микродюн) указывают на снос обломочного материала в северном и восточном направлениях (см. рис. 10, В). Структура аллохтона изучена в бортах ручья Чанколяп (см. рис. 8). Слоистость в кремнистых породах падает на юго-восток, сланцеватость в кремнистых алевролитах обычно располагается под косым углом к слоистости и имеет юго-юго-восточное падение (см. рис. 10, Г). Локально развитые в кремнистых породах асим-

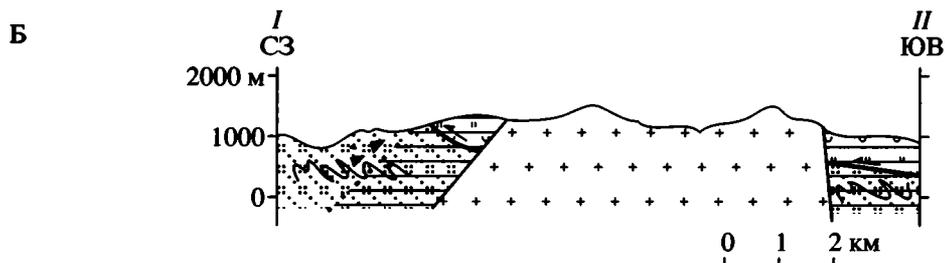
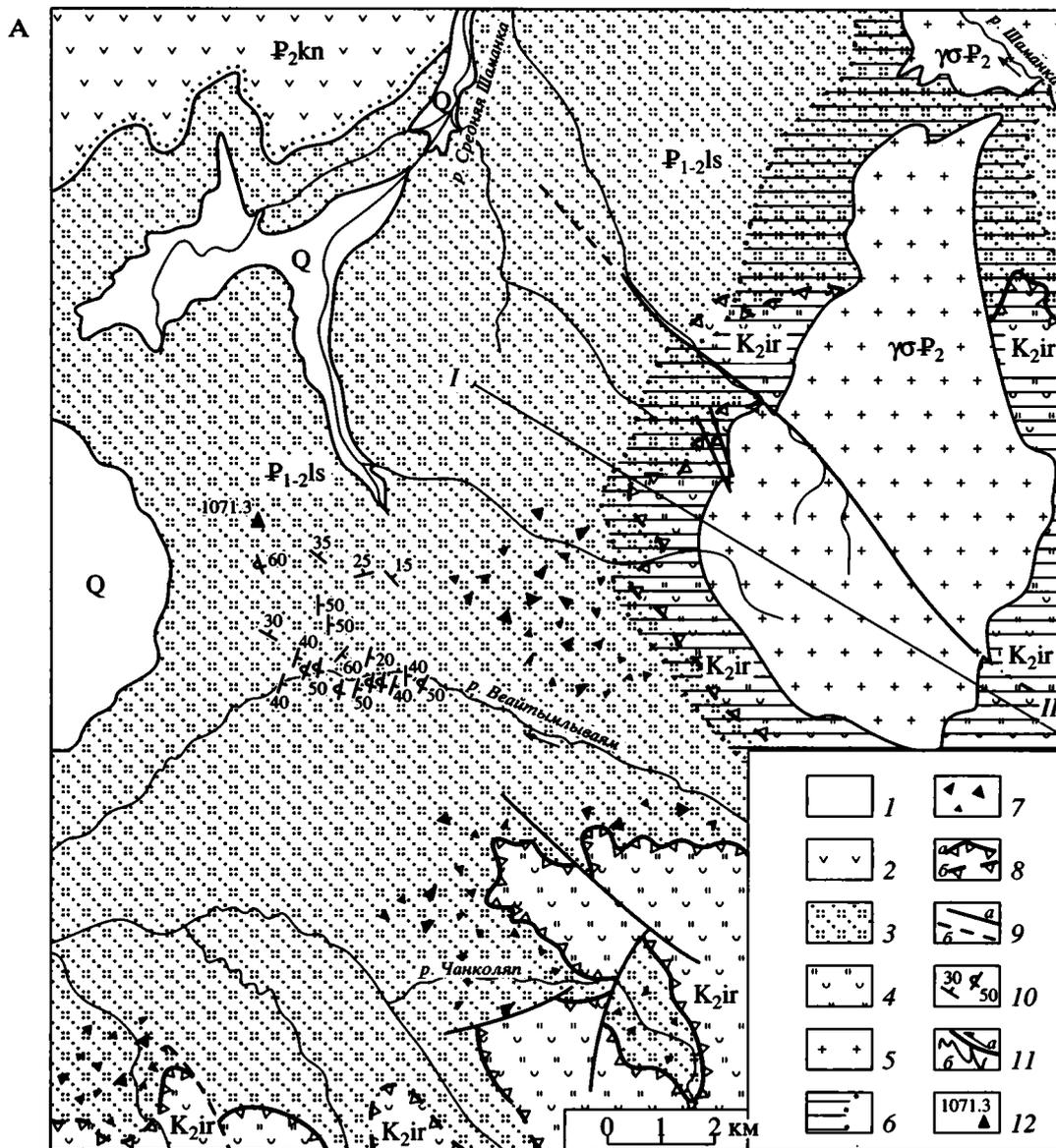


Рис. 8. Строение западного и юго-западного обрамления Шаманкинских массивов гранитоидов [31, 34]: А – геологическая схема, Б – схематический профиль по линии I–II.

1 – четвертичные образования; 2 – кинкильская свита (средний эоцен); 3 – лесновская серия (палеоцен – средний эоцен); 4 – ирунейская свита (сантон – маастрихт); 5 – гранодиориты; 6 – роговики и их внешняя граница; 7 – наиболее широкие поля меланжа в автохтоне Лесновского надвига; 8 – Лесновский надвиг: а – откартированный, б – предполагаемые в поле роговиков; 9 – прочие разрывы: а – откартированные, б – предполагаемые; 10 – элементы залегания; 11 – на профиле – рис. 8, Б: а – сместитель Лесновского надвига, б – складчатые деформации автохтона; 12 – топографические высоты в метрах. Местоположение рис. 8 см. на рис. 1, Б.

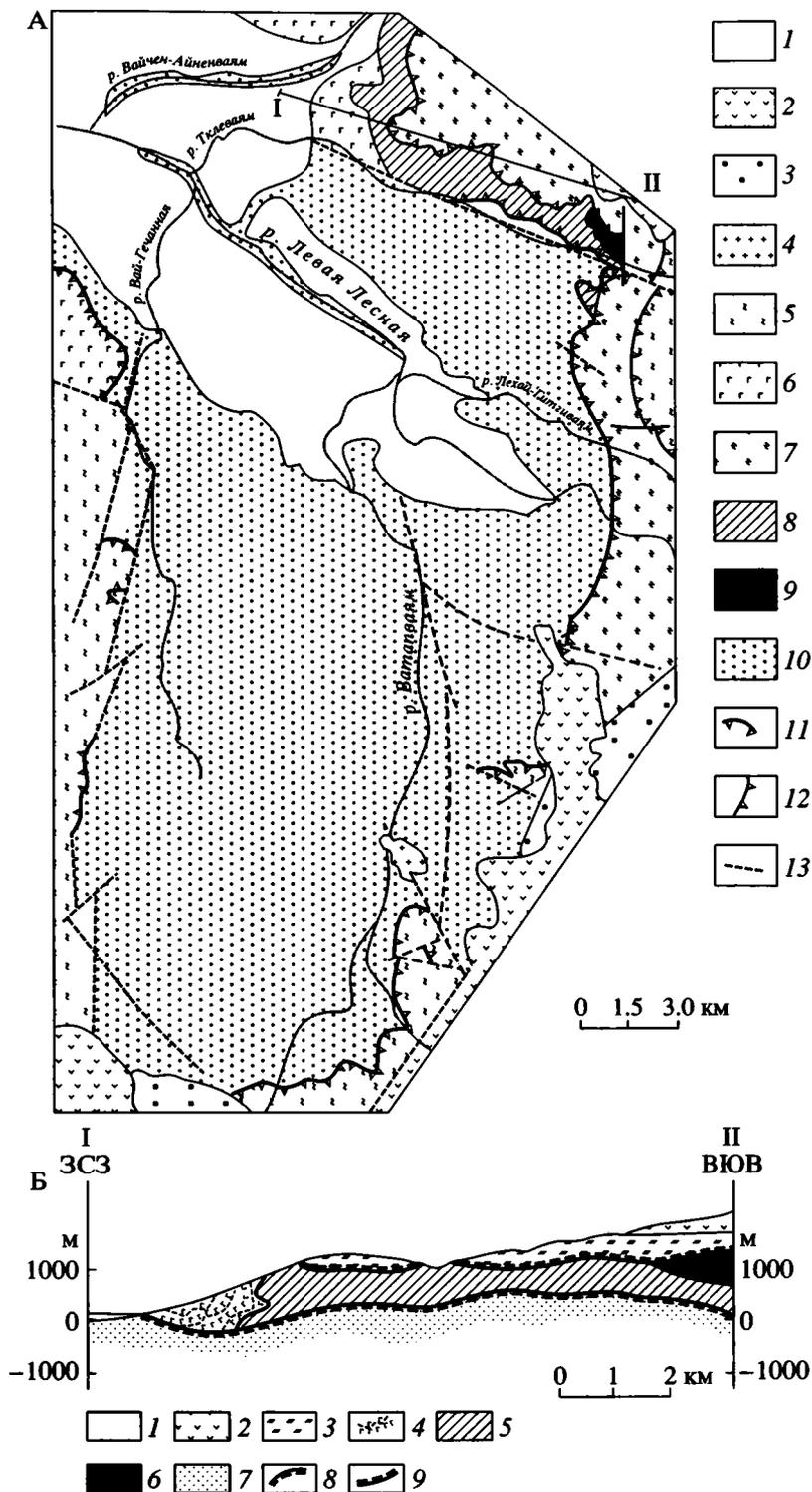
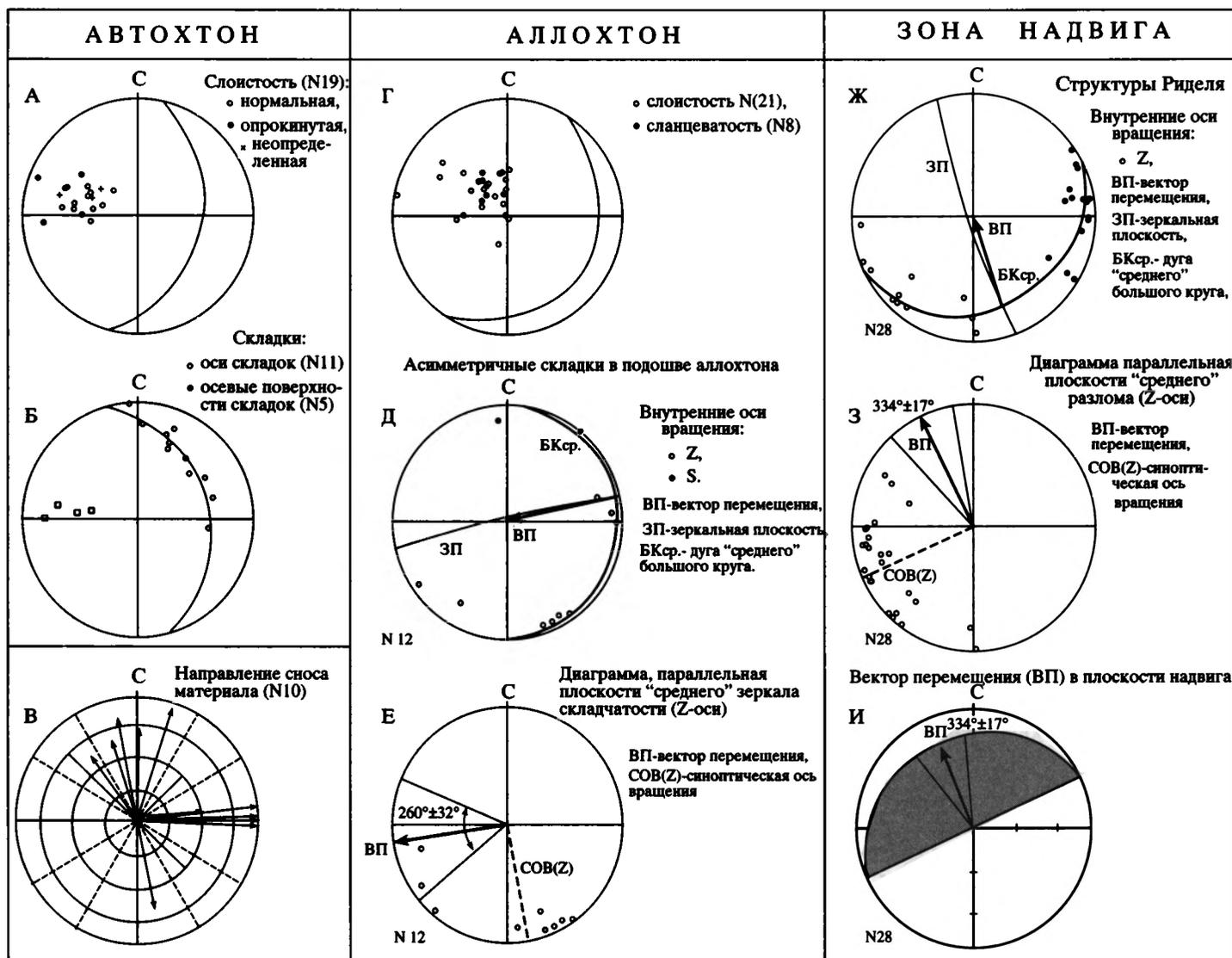


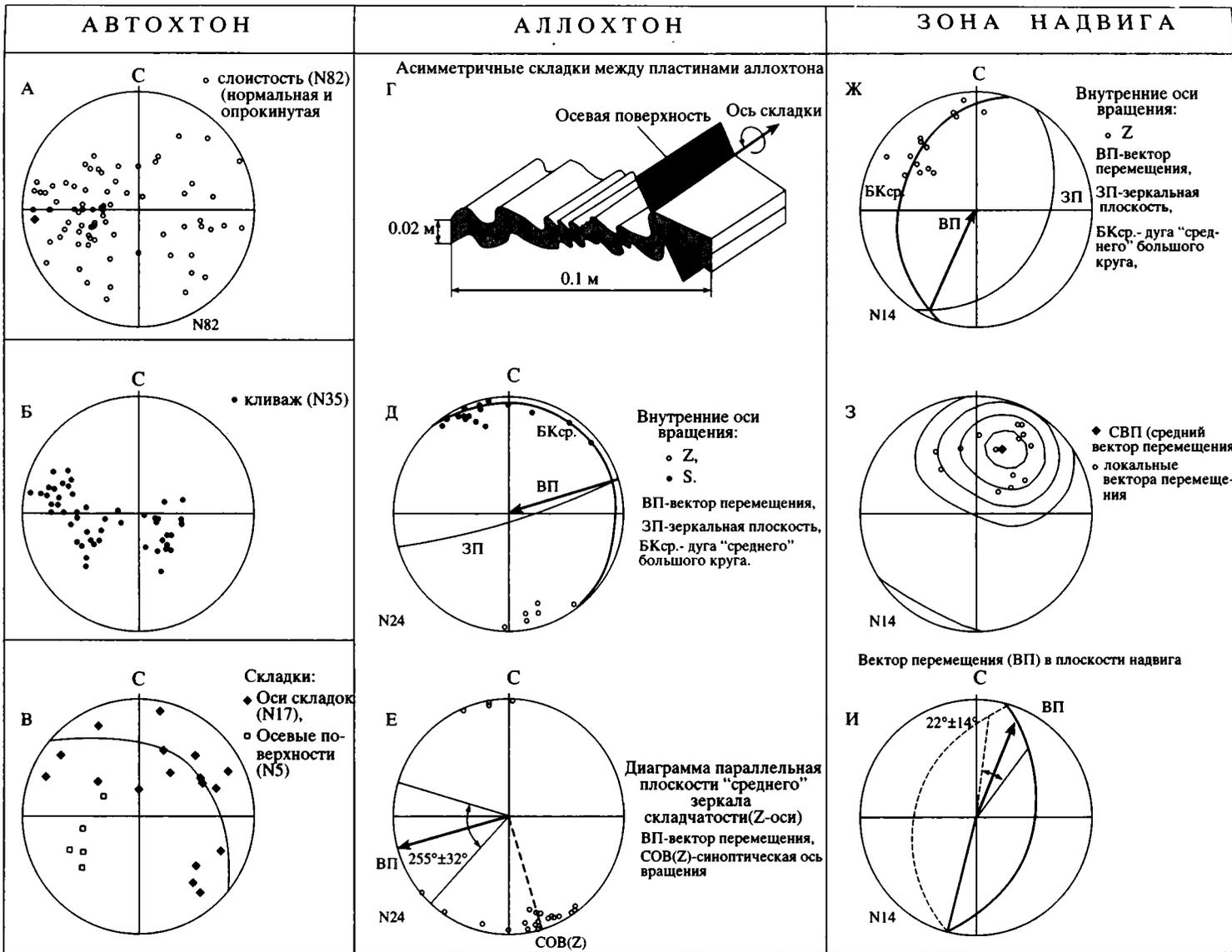
Рис. 9. Схема геологического строения Ватапваймского купола [33] – А, Б – схематический профиль по линии I-II.

А: 1-4 – неоавтохтон: 1 – четвертичный аллювий; 2 – мио-плиоценовые субаэральные вулканиты; 3 – средний эоцен, снатольская свита (шельфовые осадки); 4 – миоценовые гранодиориты; 5-9 – аллохтон: 5, 6 – кампан-маастрихт, ирунейская свита: 5 – верхняя (туфы, кремни) и 6 – нижняя (подушечные базальты) подсвиты; 7 – зеленые сланцы и кварциты (возраст не известен), 8 – габброиды, 9 – перидотиты; 10 – автохтон: палеоцен-средний эоцен, лесновская серия (терригенный флиш); 11 – Лесновский надвиг; 12 – прочие надвиги; 13 – разрывы с крутым сместителем.

Б: 1 – четвертичный аллювий; 2 – миоплиоценовые вулканиты; 3 – зеленые сланцы; 4 – базальты нижней подсвиты ирунейской свиты; 5 – габброиды; 6 – перидотиты; 7 – лесновская серия; 8 – Лесновский надвиг; 9 – надвиг в подошве сланцевой толщи. Местоположения рис. 9 см. на рис. 1, Б.



**Рис. 10.** Данные структурно-кинематического анализа в зоне Лесновского надвига (Шаманкинский купол – рис. 8): А–И – стереограммы: А – слоистость; Б – осевые поверхности и оси складок; В – направления сноса терригенного материала, приведенные к горизонтальному положению; Г – слоистость и сланцеватость; Д – внутренние оси вращения для асимметричных складок; Е – Z-трансформированные оси вращения для асимметричных складок в проекции на плоскость "среднего" зеркала складчатости; Ж–И – кинематический анализ в зоне надвига (см. рис. 8, А): Ж – внутренние оси вращения для структур Риделя, З – Z-трансформированные оси вращения для структур Риделя в проекции на плоскость "среднего" разлома (ВП – вектор перемещения, дугой показан угол доверия), И – синоптический вектор перемещения в плоскости Лесновского надвига на участке изучения (см. рис. 8). Линейные и плоскостные элементы показаны полюсами на сетке Шмидта, проекция на нижнюю полусферу (кроме И). N – число структурных элементов данного типа, использованных при построении диаграмм.



**Рис. 11.** Данные структурно-кинематического анализа в зоне Лесновского надвига (Ватапваймский купол – рис. 9): А–В – стереограммы: А – слоистость, Б – кливаж, В – осевые поверхности и оси складок; Г – морфология асимметричных складок между пластинами аллохтона; Д–И – стереограммы: Д – внутренние оси вращения для асимметричных складок; Е – Z-трансформированные оси вращения для асимметричных складок в проекции на плоскость “среднего” зеркала складчатости; Ж–И – кинематический анализ в зоне надвига (см. рис. 9): Ж – внутренние оси вращения для структур Риделя, З – распределение векторов перемещения, рассчитанных для локальных структур Риделя, И – синоптический вектор перемещения в плоскости Лесновского надвига на участке изучения (см. рис. 9). ВП – вектор перемещения, дугой показан угол доверия. Линейные и плоскостные элементы показаны полюсами на сетке Шмидта, проекция на нижнюю полусферу (кроме И). N – число структурных элементов данного типа, использованных при построении диаграмм.

метричные микроскладки (размах крыльев 1–3 см) наднадвиговой части аллохтона указывают на относительные перемещения на запад (см. рис. 10, Д, Е). Анализ структур Риделя, широко развитых в нижних частях аллохтона, показывает, что региональное перемещение аллохтонных комплексов относительно автохтонных происходило в северо-западном направлении (см. рис. 10, Ж, З).

Структурные исследования проведены в юго-западной и северо-восточной части Ватапваймского купола (см. рис. 9) [33]. Флишеидные отложения автохтона смяты в изоклиналильные складки преимущественно западной вергентности (рис. 11, А), осевые поверхности складок падают на восток-северо-восток, оси складок распределены вдоль дуги большого круга и имеют простирания от северо-западного до юго-восточного (см. рис. 11, В). Развита кливаж осевой поверхности складки (см. рис. 11, Б). В северо-восточной части купола (см. рис. 9, А, Б) на границе тектонических пластин, сложенных габброидами и зелеными сланцами, наблюдаются субгоризонтальные зоны мелких асимметричных складок, позволяющих определить направление смещения одних аллохтонных пластин относительно других на запад (см. рис. 11, Г–Е). В юго-восточной части купола Лесновский надвиг имеет достаточно крутое падение, на этом участке структуры Риделя в поднадвиговых милонитах указывают на тектонических транспорт в северо-северо-восточном направлении (см. рис. 11, Ж–И) [33].

## ОБСУЖДЕНИЕ

Результаты структурно-кинематических исследований разных участков Ватыно-Лесновского надвига сведены в таблице и на рис. 1, Б.

**Структура аллохтона.** Аллохтон Ватыно-Лесновского надвига представляет собой сложнодислоцированный пакет покровов [4, 5, 19], однако складки мезоструктурного уровня наблюдаются здесь довольно редко. В районе бухты Анастасии отложения аллохтона образуют синформу, ось которой имеет СЗ–ЮВ простирание (см. рис. 3, Б, таблицу); в междуречье Ильпи–Ватына в структуре аллохтона чередуются обширные синформы с узкими антиформами субширотного простирания и северной вергентности [3]; в среднем течение реки Вывенка выделено две генерации складок аллохтона – субмеридионального и юго-запад–северо-восточного простирания [3]. В районе Лесновского поднятия крупные складки аллохтона в целом имеют северо-восточное простирание [33], мелкие асимметричные складки между аллохтонными пластинами и в подошве аллохтона характеризуются западной вергентностью (см. рис. 1, Б, таблицу). По-видимому, простирание крупных складок аллохтона, в целом,

параллельно сместителю Ватыно-Лесновского надвига и повторяет его конфигурацию в плане.

**Внутренняя структура зоны надвига.** Векторы перемещения аллохтона относительно автохтона, рассчитанные по структурам Риделя в зоне Ватыно-Лесновского надвига, направлены к северу (осредненная оценка), хотя имеют достаточно широкий разброс (см. рис. 1, Б, таблицу). Причем на трех участках направление перемещения оценено как северо-восточное, а на двух – как северо-западное. По-видимому, это объясняется сложной эволюцией данного коллизийного шва, где надвиговое перемещение поперек сместителя, направленное на северо-запад, местами сочеталось с левосдвиговым, уже вдоль сместителя, в северо-восточном направлении [21].

**Структура автохтона.** Непосредственно под сместителем Ватыно-Лесновского надвига практически всегда наблюдаются выходы тектонизированного меланжа [18, 31, 33], в котором в песчано-аргиллитовый матрикс (раздробленные породы укэляятской и лесновской серий) погружены многочисленные глыбы кремней, туфов, базальтов, песчаников, лишь незначительная часть которых может быть идентифицирована с породами залегающего выше аллохтона.

Терригенная толща ниже зоны меланжа смята в изоклиналильные складки, оси которых параллельны общему простиранию Ватыно-Лесновского надвига и Укэляятско-Лесновской зоны в целом. Непосредственно под надвигом эти складки, как правило, имеют вергентность, соответствующую предполагаемому направлению движения аллохтонных масс (западную на Лесновском поднятии (см. рис. 1, рис. 8, Б, рис. 9, Б) и северо-северо-восточную в поднадвиговой зоне в районе рек Ильпи и Матыскен (см. рис. 1, рис. 4, Б)). Однако на некотором удалении от линии надвига складки Укэляятско-Лесновской зоны наклонены навстречу надвигу. Это наблюдается в районе бухты Анастасии (юго-юго-западная – см. рис. 1, рис. 3, Б) и реки Тапельваая (юго-восточная – см. рис. 1, рис. 6, Б). К юго-западу от Лесновского поднятия на мысе Омгон складки терригенных толщ (омгонская серия), близких по составу к лесновской серии, также характеризуются юго-восточной вергентностью (А.В. Соловьев, неопубликованные данные). О южной и юго-восточной вергентности структур северного обрамления Укэляятского прогиба сообщается в работах [1, 9, 12, 17, 18, 29]. По нашим наблюдениям, вергентность структур зависит не только от их позиции относительно Ватыно-Лесновского надвига, но и от возраста деформированных толщ.

Стратиграфия флишевых толщ Укэляятско-Лесновского прогиба разработана недостаточно из-за значительной дислоцированности разрезов. В основном представления о возрасте флишевого комплекса основаны на точечных определениях

Сводная таблица структурных данных по Ватыно-Лесновской шовной зоне

Районы	Автохтон			Аллохтон			Зона надвига		
	Возраст	Тип структур; вергентность	Ориенти- ровка оси сжатия	Возраст	Тип структур; вергентность	Ориенти- ровка оси сжатия	Возраст	Тип структур; вергентность	Ориенти- ровка оси сжатия
Район бухты Анастасии	$K_{2(?)}-P_2^2$ [38, 39]	Складки; ЮЮЗ	ЮЮЗ-ССВ	$K_{2t-m}$ [25]	Складки; СВ	ЮЗ-СВ	?	?	?
Район рек Ильпи и Матыскен	$K_{2m}-P_2^2$ [38, 39]	Складки, структуры срезания слоистости ( $16^\circ \pm 45^\circ$ - ССВ; $196^\circ \pm 45^\circ$ - ЮЮЗ); веерообразная <sup>1</sup>	ЮЮЗ-ССВ	$K_{2km-m}$ [24]	?	?	Структуры Риделя	$38^\circ \pm 30^\circ$	ЮЗ-СВ
Район реки Тапельваям	$K_{2k}-P_2^1$ [38, 39]	Складки; ЮВ	ЮВ-СЗ	$K_{2st-km}$ [41, 24]	?	?	Структуры Риделя	$79^\circ \pm 32^\circ$ (Домен 1 на рис. 6) $339^\circ \pm 48^\circ$ (Домен 2 на рис. 6)	ЗЮС-ВСВ ЮВ-СЗ
Лесновское поднятие (Шаманкийский купол)	$P_2^1$ [26]	Складки; З	В-З	$K_{2st-km}$ [7]	Асимметричные микроскладки между аллохтонными пластинами; З	В-З	Структуры Риделя	$334^\circ \pm 17^\circ$	ЮВ-СЗ
Лесновское поднятие (Ватапваямский купол)	$P_1^2-P_2^2$ [23, 29]	Складки; З	В-З	$K_{2st-m}$ [7]	Асимметричные микроскладки в надвиговой части аллохтона; З	В-З	Структуры Риделя	$22^\circ \pm 14^\circ$	ЮЮЗ-ССВ

Примечания. <sup>1</sup>Северо-северо-восточная вергентность в поднадвиговой толще автохтона через зону веерообразной складчатости сменяется на юго-юго-западную при удалении от надвига.

Знаки вопроса означают отсутствие информации для данного района.

фауны [7, 11, 34]. В последние годы использование нового метода – трекового датирования детритового цирконов из песчаников – позволило обосновать возраст флиша на четырех участках, расположенных вдоль Ватыно-Лесновского надвига [21, 23, 38, 39]. Анализ данных о структуре и возрасте отложений показывает корреляцию между ними. Вергентность структур автохтона, совпадающая с региональной вергентностью надвига, характерна для участков (см. рис. 4 – в поднадвиговой зоне; рис. 8, рис. 9), где преобладают верхнепалеоцен-эоценовые породы. С другой стороны, встречная надвигу вергентность встречается в толщах, имеющих преимущественно меловой-раннепалеоценовый возраст (см. рис. 6, рис. 3, рис. 4 – при удалении от надвига).

Согласно опубликованным данным [12, 30], возраст флишевых отложений Укэлятского прогиба удревняется в северо-западном направлении, а в северо-западной части Укэлятского прогиба преобладает юго-восточная вергентность [1].

Таким образом, меловые-нижнепалеоценовые толщи Укэлятско-Лесновского прогиба имеют преимущественно встречную вергентность относительно Ватыно-Лесновского надвига; отсюда следует, что деформация этих толщ, скорее всего, связаны с доколлизией эволюцией флишоидного прогиба. С другой стороны, верхнепалеоцен-эоценовые отложения деформированы конформно Ватыно-Лесновскому надвигу, что позволяет предполагать синколлизийную историю формирования этой складчатости.

Эволюция структуры Ватыно-Лесновского шва тесно связана с кинематикой движения меловой островодужной системы относительно Северо-Восточной Азии. С кампана до середины палеоцена дуга была активной надсубдукционной внутриокеанической структурой, быстро дрейфовавшей на северо-запад и сближавшейся с континентом [32, 37]. В середине палеоцена (около 60 млн. лет назад) вулканизм в дуге прекращается и одновременно в ее южной части формируется флиш, источником которого был Евразийский континент [32]. Это означает, что Укэлятско-Лесновский бассейн, отделявший дугу от континента, в это время уже не превышал по ширине нескольких сотен километров. Однако существенных деформаций в южной Корякии и северной Камчатке в середине палеоцена не происходит. Они фиксируются только в середине эоцена (около 45 млн. лет) и связываются с коллизией [26, 34]. По всей видимости, в течение 15 млн. лет (с 60 по 45 млн. лет) дуга медленно сближалась с континентом. Это сближение компенсировалось деформациями в самой дуге, но, главным образом, поддвигом дна Укэлятско-Лесновского бассейна под континент, с чем связано формирование складок встречной к Ватыно-Лесновскому надвигу южной, юго-восточной вергентности в его мел-нижнепалеоценовых

осадках. С процессом поддвига, вероятно, ассоциируют малообъемные проявления палеоцен-раннеэоценового вулканизма на крайнем западе Камчатки и появление здесь палеоценовых моласс [7, 16]. В середине эоцена реликт этого бассейна окончательно замыкается, и происходит формирование Лесновского надвига северо-западной вергентности, дискордантно срезающего более ранние структуры дуги и континентальной окраины.

## ВЫВОДЫ

1. На изученных участках Ватыно-Лесновский надвиг – это пологая, слабо деформированная поверхность, разделяющая контрастные по составу и строению автохтонный и аллохтонный комплексы. В пределах Лесновского поднятия установлено, что этот надвиг образовался очень быстро, менее чем за 1 млн. лет в середине лютетского века [26, 34]. По структурам Риделя в зоне надвига установлено, что наряду с северо-западными чисто надвиговыми движениями аллохтонных масс, могли происходить северо-восточные левосдвиговые подвижки в обстановке транспрессии.

2. В структуре аллохтонного комплекса выделяются шарьяжные пластины, часто сопряженные с относительно крутыми чешуйчатыми зонами. Часть структур аллохтона формировалась на больших глубинах, достаточных для образования зеленых сланцев по кремнисто-вулканогенным отложениям верхнего мела. Формирование структур аллохтона завершилось к середине лютета, так как сместитель Ватыно-Лесновского надвига дискордантен к ним.

3. Отложения автохтона смяты в мелкие изоклинальные складки. Складки в верхнепалеоцен-эоценовых отложениях вблизи надвига имеют вергентность, совпадающую с направлением шарьирования по Ватыно-Лесновскому надвигу: северо-западную на юге и северную на севере. На некотором удалении от современной линии надвига в верхнемеловых-нижнепалеоценовых толщах наблюдаются складки с обратной (южной, юго-восточной) вергентностью.

4. И в автохтоне, и в аллохтоне Ватыно-Лесновского надвига выделяются деформационные структуры, предшествующие формированию самого надвига. Начало деформаций аллохтона можно связывать с началом коллизии островодужной системы с континентом, приходящимся на середину палеоцена. С этого времени прекратился быстрый дрейф палеодуги к Евразии, сменившийся существенно более медленным ее сближением с окраиной континента. Деформацию до верхнепалеоценовых толщ автохтона можно связать с поддвигом ложа бассейна под континент [17, 18] как механизмом, компенсирующим сближение уже отмершей дуги и континента. Верхне-

палеоцен-среднеэоценовые отложения остаточного Укэлайтско-Лесновского прогиба остаются не деформированными до формирования Ватыно-Лесновского надвига (середина лютета). Формирование этого надвига – последняя стадия коллизийного процесса.

### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают признательность Г.В. Ледневой, Т.Н. Палечек за помощь в проведении полевых исследований и конструктивное обсуждение материалов статьи. Авторы благодарят Н.А. Богданова за постоянный интерес к работе и ценные замечания, сделанные при прочтении первых вариантов статьи.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 98-05-64525) и Национального Научного Фонда (США), проекты EAR 94-18990 (М.Т. Брэндон) и EAR 94-18989 (Дж.И. Гарвер) и ОРР-9911410.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев Э.С. Геодинамика зоны перехода океан-континент на примере позднемезозойской-кайнозойской истории южного сектора Корякского нагорья // Геотектоника. 1987. № 4. С. 102–114.
2. Алексеев Э.С., Кузнецова И.А., Лобунец С.С., Егоров И.А. Геологическая карта СССР. Ветвейская серия. Лист Р-58-XXIX. Масштаб 1 : 200000. Л.: ВСЕГЕИ, 1979.
3. Астраханцев О.В. Геология базит-гипербазитовых комплексов Олюторской зоны (Южная Корякия): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН, 1996. 22 с.
4. Астраханцев О.В., Казимиров А.Д., Хейфец А.М. Тектоника северной части тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 161–187.
5. Богданов Н.А., Вишневская В.С., Кебезинская П.К. и др. Геология юга Корякского нагорья. М.: Наука, 1987. 167 с.
6. Богданов Н.А., Кебезинская П.К. Неоднородность литосферы обрамления Командорской впадины // Тихоокеанская геология. 1988. № 5. С. 3–11.
7. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1000000 (новая серия). Лист О-57, (58) – Палана. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1989. 105 с.
8. Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н., Шанцер А.Е., Челебаева А.И. и др. Эоцен Западной Камчатки. М.: Наука, 1991. 181 с.
9. Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д. Верхнеюрско-нижнемеловые отложения центральной части Корякского нагорья // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С. 58–80.
10. Девис Дж. С. Статистический анализ данных в геологии. М.: Недра, 1990. Т. 1 – 31 с.; Т. 2 – 427 с.
11. Ермаков Б.В., Супруненко О.И. Строение и условия формирования позднемеловых и миоценовых флишевых образований Корякско-Камчатской области // Советская геология. 1975. № 12. С. 53–65.
12. Казимиров А.Д., Крылов К.А., Федоров П.И. Тектоническая эволюция окраинных морей на примере юга Корякского нагорья // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 200–225.
13. Коваленко Д.В. Палеомагнетизм и кинематика Центральной части Олюторского хребта (Корякское нагорье) // Геотектоника. 1996. № 3. С. 82–96.
14. Левашова Н.А., Шапиро М.Н. Палеомагнетизм верхнемеловых островодужных комплексов Среднего хребта Камчатки // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 2. С. 65–75.
15. Митрофанов Н.П. Ватынский тектонический покров в Центрально-Корякской складчатой зоне // Геология и геофизика. 1977. № 4. С. 144–149.
16. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1 : 2500000 // Под ред. Н.А. Богданова, В.Е. Хаина, М.: Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 2000. 193 с.
17. Руженцев С.В., Бялбжеский С.Г., Григорьев В.Н., Казимиров А.Д., Пейве А.А., Соколов С.Д. Тектоника Корякского хребта // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 136–189.
18. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
19. Соловьев А.В. Геологическое строение и кинематика Ватыно-Вывенского надвига (Корякское нагорье): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: Институт литосферы РАН, 1997. 24 с.
20. Соловьев А.В. Структура северной части области сочленения Олюторской и Укэлайтской зон (Корякское нагорье) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1998. № 3. С. 23–31.
21. Соловьев А.В., Брэндон М.Т., Гарвер Дж.И., Богданов Н.А., Шапиро М.Н., Леднева Г.В. Коллизия Олюторской островной дуги с Евразийской континентальной окраиной: кинематические и возрастные аспекты // Докл. АН. 1998. Т. 360. № 5. С. 666–668.
22. Соловьев А.В., Брэндон М.Т. Кинематика разрывных нарушений в слоистых толщах: метод анализа структур срезания слоистости // Геотектоника. 2000. № 4. С. 85–96.
23. Соловьев А.В., Гарвер Дж.И., Шапиро М.Н. Возраст детритовых цирконов в песчаниках Лесновской серии (Северная Камчатка) по данным трекового датирования // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. № 1 (в печати).
24. Соловьев А.В., Палечек Т.Н., Леднева Г.В. Кампан-маастрихтские отложения фронтальной части Олюторской зоны (юг Корякского нагорья) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2000. Т. 8. № 2. С. 88–96.
25. Соловьев А.В., Палечек Т.Н., Палечек Р.М. Тектоностратиграфия северной части Олюторской зоны (Корякское нагорье, район бухты Анастасии) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1998. Т. 6. № 4. С. 92–105.
26. Соловьев А.В., Шапиро М.Н. Оценка скорости формирования Лесновского надвига (Северная Камчатка) // Исследования литосферы. Материалы конференции. Москва, Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 2000. С. 36–38.
27. Ставский А.П., Чехович В.Д., Кононов М.В., Зоненшайн Л.П. Палинстратические реконструкции

- Анадырско-Корякского региона с позиций тектоники литосферных плит // Геотектоника. 1988. № 6. С. 32–42.
28. Тильман С.М., Богданов Н.А. Тектоническая карта Северо-Востока Азии. Объяснительная записка. М.: Институт литосферы АН, 1992. 54 с.
  29. Мильман С.М., Бялбожеский С.Г., Чехов АД. Тектоника и история развития Корякской геосинклинальной системы // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 5–30.
  30. Чехович В.Д. Тектоника и геодинамика складчатого обрамления малых океанических бассейнов. М.: Наука, 1993. 272 с.
  31. Шанцер А.Е., Шапиро М.Н., Колосков А.В., Челебаева А.И., Синельникова В.Н. Эволюция структуры Лесновского подвигия и прилегающих территорий в кайнозое (Северная Камчатка) // Тихоокеанская геология. 1985. № 4. С. 66–74.
  32. Шапиро М.Н. Позднемеловая Ачайваем-Валагинская вулканическая дуга (Камчатка) и кинематика плит Северной Пацифики // Геотектоника. 1995. № 1. С. 58–70.
  33. Шапиро М.Н., Соловьев А.В. Структура и эволюция Лесновского надвига (Северная Камчатка) // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 6. С. 71–82.
  34. Шапиро М.Н., Соловьев А.В., Шербинина Е.А., Кравченко-Бережной И.Р., Гарвер Дж.И. Новые данные о возрасте лесновской серии на Камчатке: датировка коллизии островной дуги с континентом // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 5. С. 841–851.
  35. Cooper A.K., Marlow M.S., Scholl D.W. Geological framework of the Bering Sea Crust / Scholl D.V., Grantz A., Vedder J.G. // Geology and resource potential of the continental margin of Western North America and adjacent ocean basins – Beaufort Sea to Baja California: Houston, Texas, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series. 1987. V. 6. P. 73–102.
  36. Cowan D.S., Brandon M.T. A symmetry-based for kinematic analysis of large-slip brittle fault zones // American Journal of Science. 1994. V. 294. P. 257–306.
  37. Engebretson D.C., Cox A., Gordon R. Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin // Geological Society of America. Special Paper. 1985. V. 206. 59 p.
  38. Garver J.I., Bullen M.E., Brandon M.T., Soloviev A.V., Ledneva G.V., Bogdanov N.A. Age and thermal history of the Ukelayet flysch and its bearing on the timing of collision of the Olutorsky terrane, Northern Kamchatka, Russian Far East // 6th International Zoneshain Conference, Moscow, Russia. Moscow: Geomar, 1998. P. 173–174.
  39. Garver J.I., Soloviev A.V., Bullen M.E., Brandon M.T. Towards a more complete records of magmatism and exhumation in continental arcs, using detrital fission-track thermochronometry // Physics and Chemistry of the Earth. Part A. 2000. V. 25. № 6–7. P. 565–570.
  40. Geist E.L., Vallier T.L., Scholl D.W. Origin, transport, and emplacement of an exotic island-arc terrane exposed in eastern Kamchatka, Russia // Geol. Soc. of Am. Bull. 1994. V. 106. № 9. P. 1182–1194.
  41. Kravchenko-Berezhnoy I.R., Ledneva G.V., Ivanova E.A., Vishnevskaya V.S. Allochthonous lithotectonic units of the NW Olutor terrane (NE Kamchatka) // Ofioliti. 1993. 18(2). P. 177–180.
  42. Logan J.M., Friedman M., Higgs N., Dengo C., Shimamoto T. Experimental studies of simulated gouge and their application to studies of natural fault zones // Proceeding of Conference VIII on analysis of Actual Fault zones in Bedrock. U.S. Geological Survey. Open-file Report. 9–1239. 1979. P. 305–343.
  43. Mardia K.V. Statistics of directional data. London: Academic Press Ltd, 1972. 357 p.
  44. Ramsay J.G., Huber M.I. The Techniques of modern structural geology. Vol. 2: Fold and fractures. London: Academic Press, 1987. 700 p.
  45. Robin P.-Y.F., Jowett E.C. Computerized density contouring and statistical evaluation of orientation data using counting circles and continuous weighting functions // Tectonophysics. 1986. V. 121. P. 207–223.
  46. Suppe J. Principles of structural geology. Englewood Cliffs, Prentice-Hall, Inc., 1985. 537 p.
  47. Twiss R.J., Gefell N.J. Curved slickenfiber: a new brittle shear sense indicator with application to a sheared serpentinite // Journal of Structural Geology. 1990. V. 12. P. 471–481.
  48. Worrall D.M. Tectonic history of the Bering sea and the evolution of the tertiary strike-slip basins of the Bering shelf // Geological Society of America Special paper. 1991. V. 257. 120 p.

Рецензенты: С.Д. Соколов,  
Н.А. Богданов, М.Л. Копп

## Kinematics of the Vatyn-Lesnaya Thrust Fault (Southern Koryakia)

A. V. Solov'ev<sup>1</sup>, M. T. Brandon<sup>2</sup>, J. I. Garver<sup>3</sup>, and M. N. Shapiro<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Institute of the Lithosphere of Marginal Seas, Russian Academy of Sciences, Moscow 109180, Staromonetnyi per., 22

<sup>2</sup>Yale University, 210 Whitney Avenue, P.O. Box 208109, New Haven, US

<sup>3</sup>Union College, Schenectady NY, 12308-2311, US

<sup>4</sup>Schmidt Joint Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Bol'shaya Gruzinskaya ul. 10, Moscow, 123810 Russia

**Abstract**—The Vatyn-Lesnaya thrust fault, exposed in southern Koryakia and northern Kamchatka, is among the largest collisional sutures in northeast Asia. The thrust fault juxtaposes the terrane of a Pacific island-arc system against the deposits of the Eurasian continental margin. Thrusting terminated the arc-continent collision in the Middle Eocene. Based on a detailed structural analysis, the structure and kinematics of the suture zone were deduced and its evolution model was compiled. An attempt to discriminate structural features by age is presented. The origin of structural features is interpreted against the background of the region-scale of Late Mesozoic–Cenozoic geodynamics.

УДК 551.242.2(263)

## РАЗЛОМ БОГДАНОВА В ЦЕНТРАЛЬНОЙ АТЛАНТИКЕ – ПЕРВОЕ ОПИСАНИЕ (РЕЛЬЕФ И ОСАДКИ)

© 2001 г. А. О. Мазарович, К. О. Добролюбова, В. Н. Ефимов,  
С. Ю. Соколов, Н. Н. Турко

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

Поступила в редакцию 14.05.2001 г.

Дается первое описание рельефа и осадочного чехла разлома Богданова (7°10' с.ш.), исследованного в приэкваториальной Атлантике в июне 2000 г., во время 22-го рейса НИС “Академик Николай Страхов” (Геологический институт РАН). Разлом Богданова представляет собой типичный трансформный разлом. Вместе с тем здесь изучено очень сложное строение области стыка рифт–трансформ. Рифт неоднократно продвигался на север и в ряде мест перегородил трог разлома вулканическими хребтами. Их морфология позволяет предполагать, что здесь происходили спрединговые процессы со скоростями, сопоставимыми с быстросрединговыми хребтами Тихого океана.

### ВВЕДЕНИЕ

В Атлантическом океане, между 1 и 7° с.ш., расположена область, которая отличается малым количеством трансформных разломов (Сьерра-Леоне, Страхова и Св. Петра) (рис. 1). Южной границей этого сегмента является разлом Сан-Паулу [1, 2], северной – разлом 7° с.ш. Последний практически был не изучен, и представление о рельефе дна основано на немногочисленных галсах, которые были отсняты при помощи однолучевого эхолота [7]. Наиболее полно особенности строения этого участка Атлантики отображены на Генеральной батиметрической карте Мирового океана (ГЕБКО) (рис. 2, А) [5]. Согласно этим данным, между 35°40' и 29°00' з.д. расположен желоб безымянного разлома, протяженностью порядка 500 км. Данные альтиметрии подтверждают его существование, но между 38°10' и 30°20' з.д. [9] (см. рис. 2, Б). К этому району приурочены эпицентры землетрясений [4]. Протяженность активной части оценивается примерно в 100 км. На востоке и западе борта трога сближаются, и он “замыкается”. Севернее, на 7°20' с.ш., расположен крупный разлом, который никогда не изучался.

В июне 2000 г. здесь был проведен 22-ой рейс НИС “Академик Николай Страхов” (начальник рейса – А.А. Пейве) (см. рис. 2, В, Г). Съемка дна осуществлялась с применением многолучевого эхолота SIMRAD EM12S и сопровождалась непрерывным сейсмическим профилированием (НСП) (рис. 3). Батиметрическая съемка дна проводилась под руководством Турко Н.Н. и Мазаровича А.О. Обработка первичных батиметрических данных осуществлялась Турко Н.Н., Добролюбовой К.О. и Соколовым С.Ю. (ГИН РАН). Помимо этого, в сборе данных принимали участие:

Пейве А.А., Сколотнев С.Г., Разницын Ю.Н. (ГИН РАН) и сотрудники Института морской геологии (Италия, Болонья) Лиджи М., Пенитенти Д., Карлуччио С., Ферранте В., Блази А. и Киприани А. Подчеркнем, что особенно важный вклад в успешное осуществление работ внес профессор Марко Лиджи, который во время российской части программы рейса курировал техническое состояние эхолота и навигационной системы GPS, а также проводил измерения скорости звука в воде.

Техническое руководство по организации и проведению работ НСП осуществлялось Ефимовым В.Н., сбор цифровой информации – Соколовым С.Ю., техническое обслуживание – Чиликовым А.М. и Ерофеем С.А.

Дополнительные сведения о результатах рейса, геофизическом оборудовании, а также цветную карту можно найти на сайте Лаборатории геоморфологии и тектоники дна океанов ГИН РАН – <http://atlantic.tv-sign.ru>.

Запланированные галсы обеспечили 100% покрытие всей активной зоны упомянутого разлома и частичное – на его восточном фланге. Такая изученность позволяет дать первое описание этого нарушения, которому предлагается приводить название “разлом Богданова” в честь крупного советского геолога – профессора Алексея Алексеевича Богданова (подробнее – [http://atlantic.tv-sign.ru/names/russian/names\\_r.html](http://atlantic.tv-sign.ru/names/russian/names_r.html)).

### ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ РЕЛЬЕФА И ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА РАЗЛОМА БОГДАНОВА

Разлом Богданова был прослежен от 30°55' до 34°50' з.д. (230 миль). По особенностям рельефа и по строению осадочного чехла он может быть

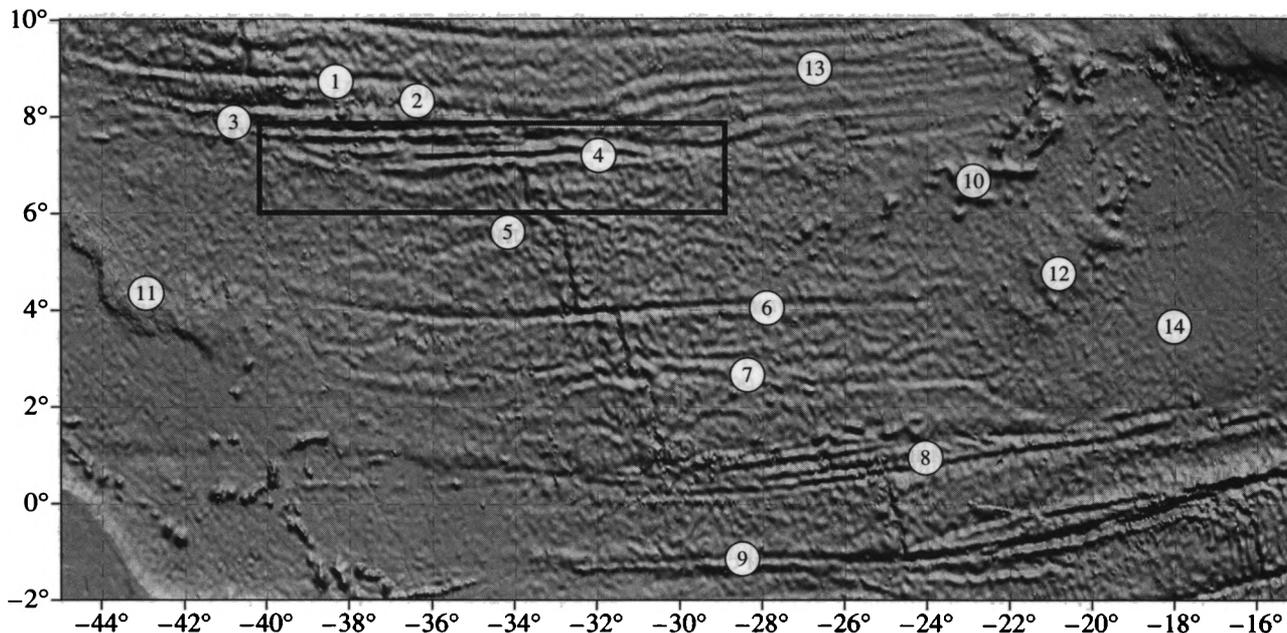


Рис. 1. Положение района работ и основные морфоструктуры приэкваториальной Атлантики.

Цифрами в кружках обозначены: 1–9 – разломы: 1 – Архангельского, 2 – Долдрамс, 3 – Вернадского, 4 – Богданова, 5 – Сьерра-Леоне, 6 – Страхова, 7 – Св. Петра, 8 – Сан-Паулу; 9 – Романш; 10 – горы Батиметристов; 11, 12 – поднятия: 11 – Сеара, 12 – Сьерра-Леоне; 13, 14 – котловины: 13 – Зеленого Мыса, 14 – Сьерра-Леоне. Прямоугольник – район работ. Картографическая основа – предсказанная топография [9]. Здесь и далее значения широты и долготы приведены в градусах с десятичной долей (кроме рисунка 4).

разделен на три зоны: от  $30^{\circ}55'$  до  $33^{\circ}35'–33^{\circ}55'$  з.д.;  $33^{\circ}55'–34^{\circ}50'$  з.д.

Первая зона представляет собой трог с выровненным дном, расположенным на глубинах 4250–4300 м (рис. 4, А, Б). Его строение осложняется рядом небольших поднятий, ориентированных под углом по отношению к основному простиранию трога. Южнее закартированы хребты меридионального простирания, севернее, в районе  $30^{\circ}55'$  з.д. – два гребня, разделенных впадин.

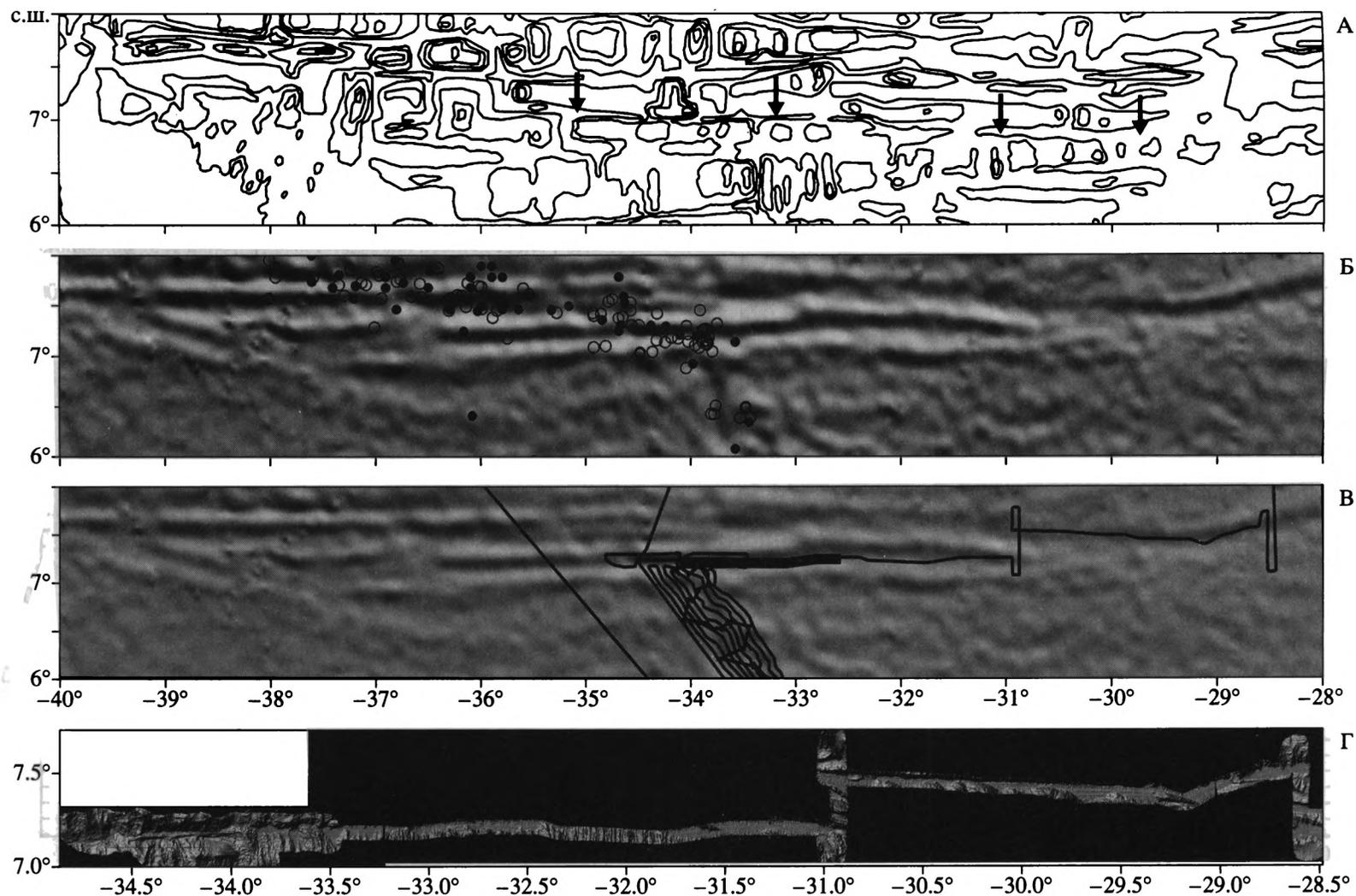
Вторая зона соответствует замкнутой котловине, которая с востока и запада ограничена субмеридиональными поднятиями, описание которых будет дано ниже (см. 4А, Б). Ее дно выровнено и расположено на глубинах 4260–4300 м. Севернее расположен хребет с минимальной глубиной 2567 м.

Третья зона (активная часть разлома) имеет протяженность порядка 60 км. Она представляет собой желоб шириной 7–7.5 км, дно которого расположено на глубинах более 4000 м (см. рис. 4А, Б). Осадки здесь имеют мощности либо на пределе обнаружения НСП или отсутствуют (см. рис. 3). С 1958 по 1996 г. в районе активной части разлома Богданова зафиксировано 26 мелкофокусных (0–10 км) землетрясений с магнитудами 4.5–5.4; а в период 1963–1975 гг. – 7 глубокофокусных (33 км) с магнитудами 4.2–5.1 (см. рис. 4, В) [4]. Первые сосредоточены, в основном, в районе уг-

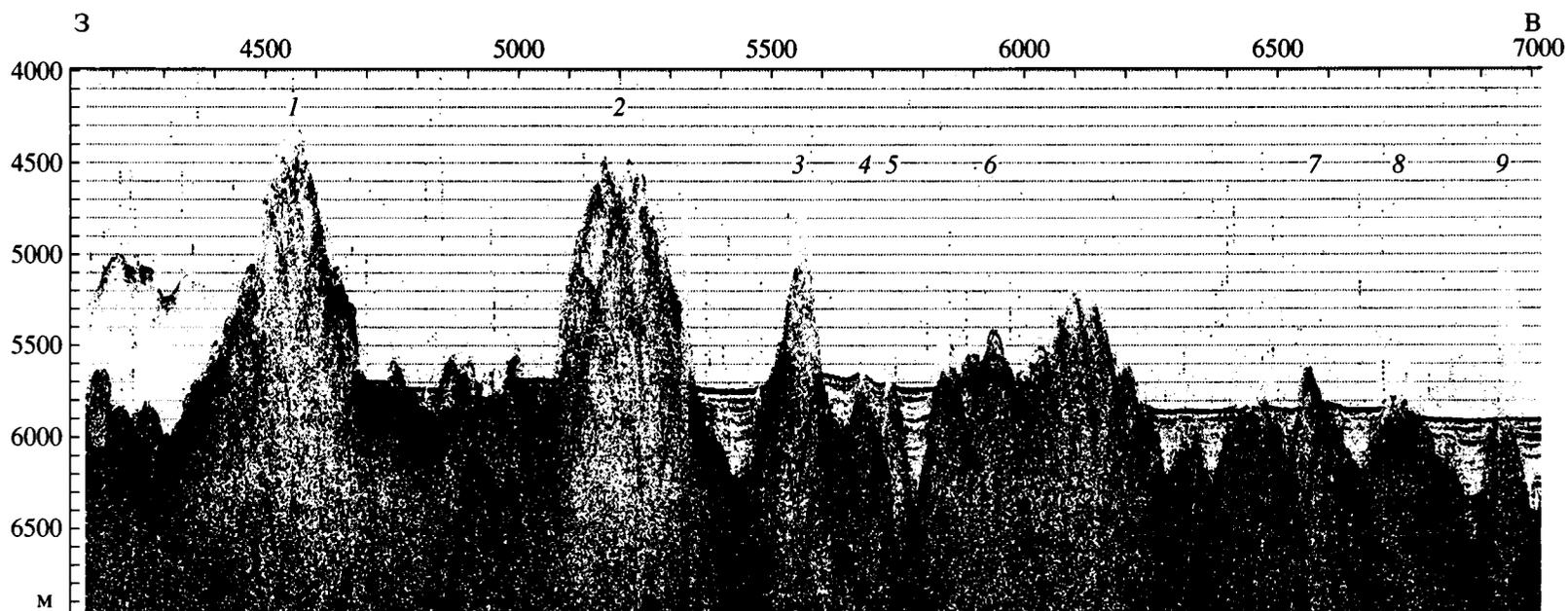
лового поднятия и восточнее, в рифтовой зоне. Вторые тяготеют к северному борту трога разлома, а также к западной нодальной впадине.

Желоб активной части разлома с севера обрамлен хребтом, южные склоны которого имеют уклоны от 20 до 45°. Наиболее приподнятая часть хребта расположена на западе, где обнаружена гора с минимальной глубиной 1591 м. Она имеет уклоны западных склонов более чем в 30°. Западнее установлена изометричная нодальная впадина с максимальной глубиной 5512 м. Общий размах рельефа около 440 м. В основании склона вышеупомянутого хребта закартированы вытянутые впадины с уклонами поверхностей от 0 до 3°. Южнее, примерно по оси активной части разлома Богданова, установлен узкий медианный хребет, высота которого достигает 200 м, а далее – субширотные депрессии с глубинами 4700–4800 м. Сюда активная часть разлома ограничена угловым поднятием и субмеридиональными хребтами.

Угловое поднятие (рис. 5) представляет собой двухвершинную гору общей протяженностью с востока на запад около 25 км, которая оконтурена изобатой 3400 м. Минимальная глубина на востоке составляет 1635 м на западе – 1307 м. Северный склон круто опускается к активной части разлома. Он осложнен двумя уступами. Общая амплитуда рельефа составляет 3695 м.

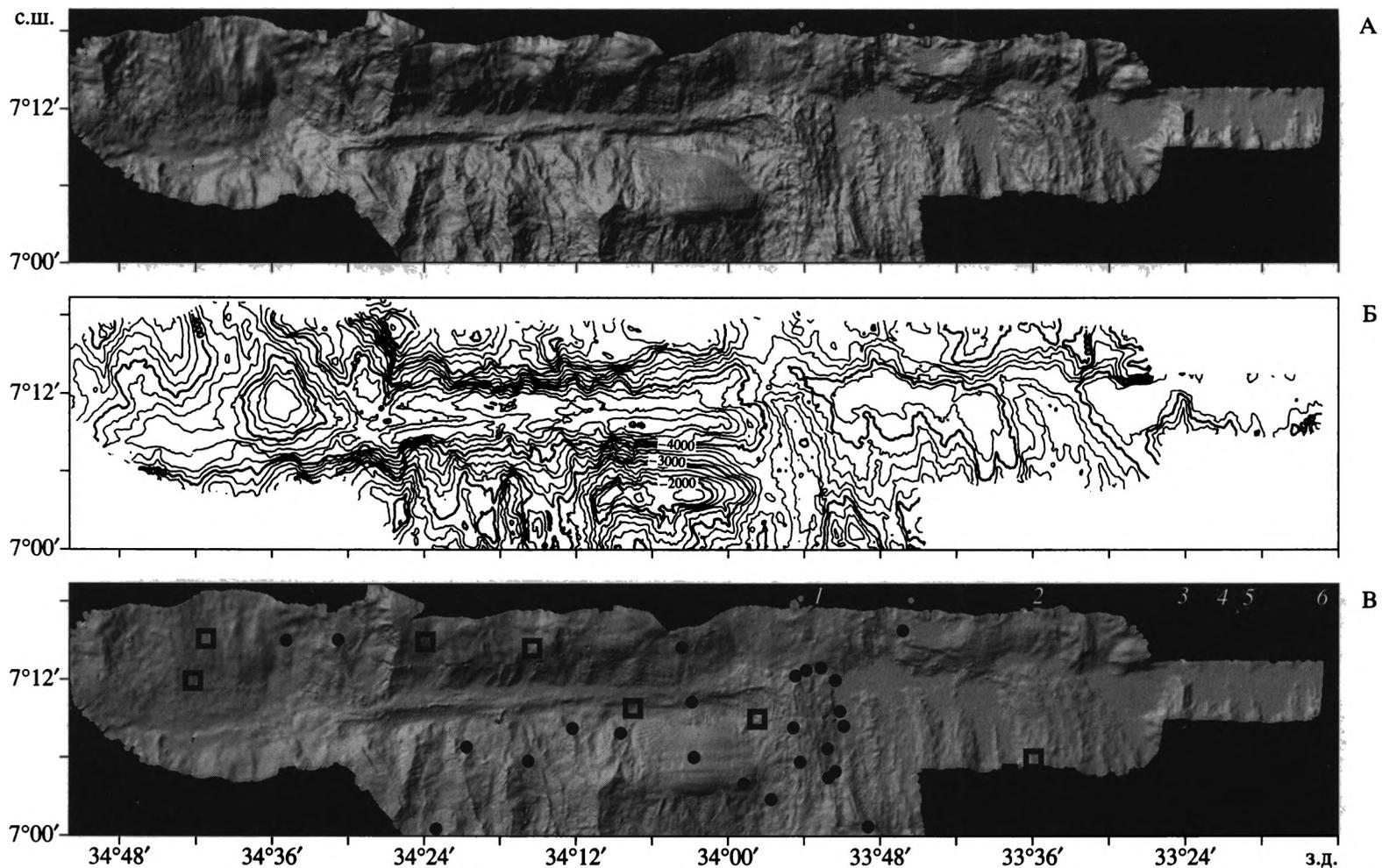


**Рис. 2.** Район разлома Богданова: А – батиметрическая карта [5] (изобаты проведены через 500 м); Б – сейсмичность; В – схема изученности в 22-ом рейсе НИС “Академик Николай Страхов” (толстой линией показано положение сейсмического профиля – рис. 3); Г – батиметрия изученной части разлома, построенная по технологии оттененного рельефа.  
 Б: Кружками обозначено положение эпицентров: залитые – глубокофокусные (33 и более километров), незалитые – мелкофокусные (10 и менее километров); картографическая основа – предсказанная топография [9].



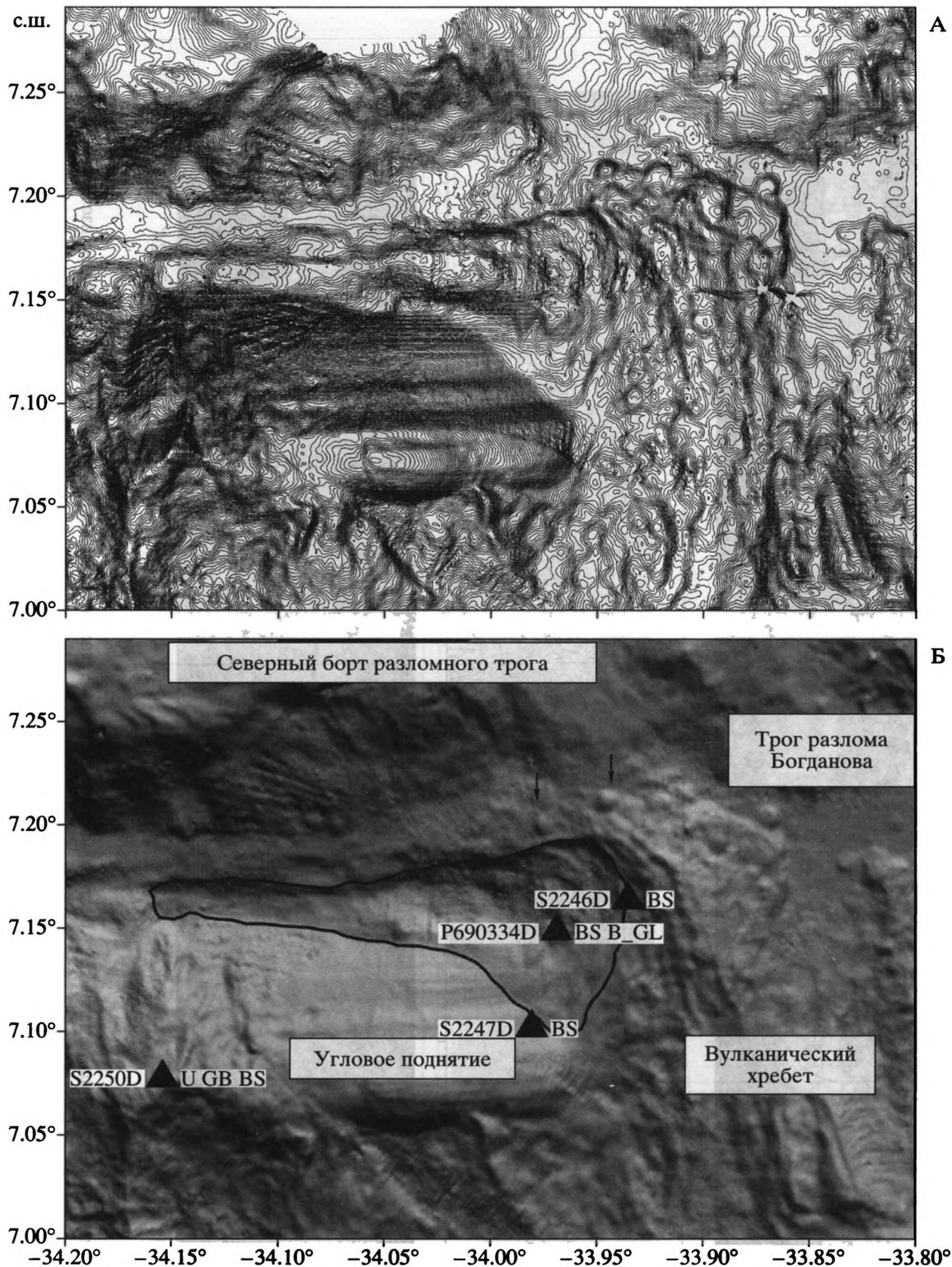
**Рис. 3.** Сейсмический профиль НСП вдоль активной части разлома Богданова.

Положение профиля показано на рисунке 2, В. Расстояние между пикетами – 50 м, весь профиль – 144 км. Цифрами обозначены условные номера хребтов, которые обсуждаются в тексте.



**Рис. 4.** Строение активной части разлома Богданова: А – батиметрия, построенная по технологии оттененного рельефа; Б – батиметрия (изобаты через 100 м); В – сейсмичность.

В: Квадраты – эпицентры глубокофокусные (33 и более километров), кружки – мелкофокусные (10 и менее километров). Цифрами обозначены условные номера хребтов, которые обсуждаются в тексте (см. рис. 3).



**Рис. 5.** Строение стыка разлома Богданова и рифтовой зоны: А – батиметрия (изотабы через 20 м), Б – положение станций драгирования (залитые треугольники).

Б: Слева от треугольника – станция (Р – НИС “Пиллсбери” [3], S22 – 22-ой рейс НИС “Академик Николай Страхов”), справа – состав пород (BS – базальты, B\_GL – базальты со стеклом, U – гипербазиты, GB – габбро). Стрелками показаны примеры вулканов центрального типа. Линия – внешний контур нодальной впадины. Картографическая основа – батиметрия, построенная по технологии оттененного рельефа.

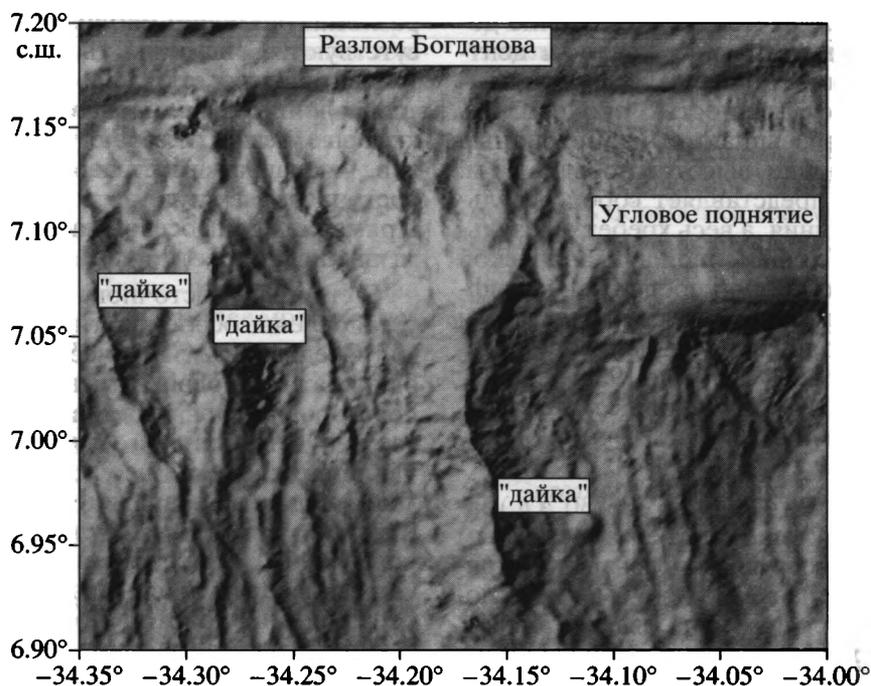


Рис. 6. "Дайки" южнее активной части разлома Богданова.

Картографическая основа – батиметрия, построенная по технологии оттененного рельефа.

Поднятие состоит из двух частей – восточной субширотной и западной с северо-западным простиранием. Первая представляет собой массивное образование, имеет ширина вершинной поверхности около 2.7 км. Вторая выражена протяженным хребтом, который имеет ориентацию (с юга на север):  $325^\circ$ ,  $347^\circ$ , затем  $-5^\circ$  и, наконец,  $45^\circ$ . Ширина хребта меняется от 2500 до 3800 м. Субпараллельные ему, примерно вдоль  $34^\circ 07'$  з.д., от восточной вершины углового поднятия отходит второй отрог с шириной порядка 6 км. Южная граница углового поднятия, видимо, имеет разломную природу. Оба отрога разделяют долиной шириной от 2 до 5 км. Внутри нее расположено несколько изометричных гор с диаметром основания до 2000 м. Они могут интерпретироваться как вулканы центрального типа. Максимальная высота построек достигает 350 м.

Севернее углового поднятия закартирована нодальная впадина (см. рис. 4, 5). Она представляет собой субширотную депрессию, протяженностью 35–40 км, шириной от 9–10 км на востоке до 4–5 км на западе. Максимальная измеренная глубина (составляет 5002 м). Восточная часть более пологая и ступенчато опускается в западном направлении. Дно имеет углы наклонов в первые градусы. Севернее и южные склоны представляют собой уступы с углами  $15^\circ$  и более. В некоторых местах закартированы субмеридиональные уступы, возникновение которых можно увязать с разломной тектоникой.

Западнее углового поднятия расположены субмеридиональные гряды с минимальными отметками 1793, 2074, 2179, 2074 м. Они отделены от углового поднятия долиной шириной порядка 5 км. Для района характерно также большое количество узких (1–2 км) хребтов, высотой до 200 м и протяженностью до 20 км, которые нередко ориентированы под различными углами и в плане могут иметь извилистую форму (рис. 6). Гряды хорошо видны на профилях НСП в виде вертикальных стен высотой до 300 м, возвышающихся на относительно плоском основании. Драгирование показало, что эти в покрыты прочной железо-марганцевой коркой. Морфологические признаки позволяют предполагать, что это дайковые или интрузивные образования. Однако необходимы дополнительные исследования для определения истинной природы "даек".

Наиболее примечательной деталью строения области стыка рифтовой долины и разлома Богданова представляется хребет, лежащий севернее внешнего углового поднятия. Он представляет собой приподнятую область дна (вал), шириной порядка 5–6 км, которая перегораживает разломный трог. На продолжении хребта в северном борту склона разломного трога установлена депрессия.

На склонах вала, особенно на западном, есть большое количество гор конической формы с высотами от первых метров до 150 м. С учетом данных драгирования [8] (свежие базальты со

стеклом) (см. рис. 5) они могут быть вполне достоверно интерпретированы как вулканы центрального типа. По осевой части хребта протягивается узкий вал, протяженностью около 12 км, над которым также возвышаются изометричные вулканические постройки, высотой порядка 50 м. Таким образом, вал представляет собой результат трещинного излияния, а весь хребет – результат интенсивнейшей современной вулканической деятельности, возникшей при продвижении рифта в северном направлении. Это подтверждается также данными расположения эпицентров землетрясений. В пределах вала с 1979 по 1988 г. зафиксировано тринадцать землетрясений с магнитудами от 4.5 до 5.4 и с глубиной очага 10 км и одно – 33 км.

Восточнее ( $33^{\circ}48'$ ,  $33^{\circ}42'$ ,  $33^{\circ}36'$ – $33^{\circ}30'$  з.д.) закартированы (см. рис. 2) еще три хребта со сходным строением. Наиболее восточный превышает по ширине все остальные, и на нем можно выделить, помимо вулканов центрального типа, два вулканических вала, изогнутых, так же, как и в районе стыка рифт–разлом, в западном направлении.

НСП проводилось вдоль желоба разлома Богданова и на западе полигона, где осадки не были обнаружены. Профиль НСП, проведенный с востока на запад примерно по центральной части желоба разлома Богданова, показал (см. рис. 3), что трог разлома заполнен осадочным чехлом, мощность которого уменьшается при приближении к рифту. В активной части осадки отсутствуют. Толща состоит из трех комплексов. Верхний имеет мощность порядка 100–50 мс, средний – 300 мс, а нижний, проявленный только в восточной части профиля, – до 200 мс. Характер осадочной толщи соответствует ненарушенному пелагическому заполнению, со слабо выраженной компакцией в местах налегания осадков на акустический фундамент. Границы между верхним и средним, а также между средним и нижним комплексами в ряде мест деформированы.

Восточнее полигона на протяжении 10 миль наблюдается рефлектор с аномально большим коэффициентом отражения, который резко отличен от окружающего акустического фундамента и, скорее всего, соответствует вулканокластическому материалу (восточные склоновые хребтов 1 и 2, см. рис. 3), заполнившему имевшиеся депрессии акустического фундамента. В западной части профиля хорошо видно боковое отражение от крутого южного борта разлома (угловое поднятие), вступающее раньше донного отражения.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Разлом Богданова по особенностям рельефа представляет собой типичный трансформный разлом. Протяженность трого активной части

разлома составляет около 60 км, осадки в нем отсутствуют. Сейсмичность приурочена к его бортам. В областях стыка его активной части и рифтовых долин закартированы нодальные впадины, которые резко отличаются по своей морфологии, – западная имеет изометричные очертания, восточная вытянута в широтном направлении. Примерно вдоль осевой части трого трассируется медианный хребет.

В строении восточного стыка рифт–трансформ установлены особенности, которые не типичны для Срединно-Атлантического хребта. Рифт неоднократно продвигался на север и в ряде мест перегородил трог разлома вулканическими хребтами. В Центральной Атлантике отмечены случаи проникновения неовулканических зон в пределы нодальных впадин в виде узких хребтов (разломы Вима, Сан-Паулу), но в разломе Богданова случай более масштабный и необычный. Описанная ситуация характерна для срединно-океанических хребтов с очень быстрыми скоростями спрединга (например, разлом Ороско в Тихом океане) [6], но не для Срединно-Атлантического хребта. Она свидетельствует об активном продвижении рифта в северном направлении при большой скорости растяжения. Это же подтверждают и данные о гравитационных аномалиях Буге – под хребтом протягивается вытянутая аномальная зона разуплотненных пород (аномалии 220 мГал), в то время как прилегающие области характеризуются аномалиями в 260–270 мГал. Разуплотненная зона пересекает трог разлома Богданова и прослеживается на северном хребте. В рельефе здесь закартирована широкая депрессия, которая хорошо видна и на картах “предсказанной топографии”. Как говорилось выше, к этому району приурочена зона повышенной сейсмической активности. Изложенные факты свидетельствуют о том, что в настоящий момент происходит существенная перестройка геодинамической ситуации. Можно предполагать, что в случае полного пересечения рифтом поперечного хребта произойдет “отключение” активной части разлома Богданова и западного рифта, а основная область трансформации переместится севернее, в разлом на  $7^{\circ}20'$  с.ш., при этом значительный отрезок его пассивной части станет активной зоной.

Нами были установлены, как было сказано выше, восточнее восточного стыка рифт–трансформ еще три вулканических хребта, которые нарушают строение трого разлома Богданова. Таким образом, процессы резкого ускорения спрединга протекали с разной интенсивностью и попытки продвижения рифта на север происходили в этом районе неоднократно. По неизвестным причинам “прорыва” рифта на север не произошло. Более того, по данным “предсказанной топографии” на поперечном хребте на их продолжении нет никаких значительных депрессий.

Анализ соотношения осадочного чехла в пределах желоба разлома Богданова и отрогов южного хребта показал, что здесь происходила их неоднократная активизация как минимум в два этапа (см. рис. 3 и 4, В). В самом общем виде изученная часть разлома делится на три части, наиболее восточная из которых характеризуется движениями отрога 9 (см. рис. 3), происходившими после накопления осадочных пород нижнего и среднего комплексов. После прекращения движений стал накапливаться наиболее молодой осадочный комплекс, который полностью замаскировал эти подвижки.

Средняя часть, расположенная между отрогами 3 и 6 (см. рис. 3 и 4, В), отличается современными деформациями осадков, которые приводят к образованию новых форм рельефа – хребтов меридионального простирания. Амплитуды движений составляют не менее 50 м.

Между хребтами 1 и 3 (см. рис. 3 и 4, В) расположена зона, в которой современные деформации осадочного чехла не установлены. Основные проявления тектонической активности, как было сказано выше, сосредоточены в пределах хребта 1, который отличается вулканизмом и сейсмичностью и продвигается в северном направлении, нарушая строение северного обрамления трога разлома Богданова.

Таким образом, происходило не простое формирование продвигающихся вулканических хребтов с последующим их отодвиганием, а их многофазная активизация, которая фиксируется деформациями осадков.

Полученные данные свидетельствуют о том, что на границе двух трансатлантических зон – с малым количеством трансформных разломов и полиразломной системой  $7^{\circ}20'$  с.ш. – Вернадско-Долдрамс происходят сложные процессы продвижения рифтовой зоны в северном направлении. Для более полного понимания этих процессов требуется дополнительный геодинамический анализ районов со сходным тектоническим строением, например, района с разломом Сан-Паулу.

Работа выполнена в рамках подпрограммы “Исследование природы Мирового океана” ФЦП “Мировой океан”, реализуемой Минпромнауки России.

Авторы выражают признательность компании “GDS Production” за предоставленную возможность обработки сейсмических материалов в среде программного продукта MSPSoft.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аганова Г.В.* Особенности морфологии межрифтовой зоны разлома Сан-Паулу (экваториальная Атлантика) // *Океанология*. 1994. Т. 33. № 1. С. 107–112.
2. Экваториальный сегмент Срединно-Атлантического хребта. Приложение к монографии “Экваториальный сегмент Срединно-Атлантического хребта”. МОК ЮНЕСКО, ГЕОХИ РАН: АТКАР, ПКО “Картография”, 1997. 33 с.
3. *Bonatti E., Honnorez J., Ferrara G.* Ultramafic Rocks. Peridotite-gabbro-basalt complex from Equatorial Mid-Atlantic Ridge // *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.*, 1071. Ser A. Vol. 268. P. 385–402.
4. CNSS Earthquake Composite Catalog. June 1997. (<http://quake.geo.berkeley.edu/cnss/>).
5. GEMCO-97 Digital Atlas CD. ИО. Natural Environment Research Council.
6. *Madsen J.A., Fox P.J., Macdonald K.C.* Morphotectonic fabric of the Orozco transform fault: results from Sea-Beam investigations // *J. Geophys. Res.* 1986. Vol. 91. B3. P. 3439–3454.
7. Marine Trackline Geophysical Data CD. NOAA Product # G01321-CDR-A0001.
8. *Peyve A., Bonatti E., Brunnelli D. et al.* New data on some major MAR structures: preliminary results of R/V Akademik Nikolaj Strakhov 22 cruise // *InterRidge News*. 2000. Vol. 9. № 2. P. 28.
9. *Smith W.H.F., Sandwell D.T.* Global Seafloor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings // *Science*. 1997. Sept. 26. Vol. 277 (5334). ([fth://topex.ucsd.edu/pub/](http://topex.ucsd.edu/pub/), <http://edcwww.cr.usgs.gov/land-daac/gtopo30/>).

## Bogdanov Fracture Zone in the Central Atlantic Ocean: The First Description (Topography and Sediments)

A. O. Mazarovich, K. O. Dobrolyubova, V. N. Efimov, S. Yu., Sokolov, and N. N. Turko  
*Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 109017 Russia*

**Abstract**—This is the first description of the topography and sedimentary cover of the Bogdanov Fracture Zone ( $7^{\circ}10' N$ ) explored in the near-equatorial part of the Atlantic Ocean in June of 2000, in the course of the 22<sup>nd</sup> cruise of R/V *Akademik Nikolai Strakhov* (GIN RAN). The Bogdanov Fracture Zone is a typical transform fault. At the same time, the rift–transform junction structure is highly complicated. The rift repeatedly moved northward and in some places baffled the trough of the fracture zone by volcanic ridges. Here, their morphology indicates that spreading processes took place at a rate comparable with that observed in the quick-spreading ridges of the Pacific Ocean.

**ВОПРОСЫ НОВЕЙШЕЙ ГЛУБИННОЙ ГЕОДИНАМИКИ АЗИИ**

© 2001 г. Г. Ф. Уфимцев

*Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128*

Поступила в редакцию 25.01.2000 г.

Азиатско-Индоевропейский сектор Земли представляет собой крупнейшее понижение поверхности геоида, ограниченное с запада и востока крупными разделами, выраженными скатами поверхности геопотенциала, которые, по данным сейсмической томографии, проникают в глубь планеты до границы ядро–мантии. В целом этот сектор составлен гигантскими коро-мантийными блоками, подошвы которых располагаются на глубине порядка 1400 м. Перемещение Индоевропейского блока на север определяет вдавленность в этом же направлении Тибет-Гималайского звена Средиземноморского подвижного пояса и формирование крупнейшего внутриконтинентального коллизионного пояса. Дополнительными факторами глубинной геодинамики являются: 1) астенолиты, обуславливающие общие воздымания цоколя молодых и возрожденных орогенических поясов; 2) наклонные скаты кровли астенолитов, по которым происходит соскальзывание литосферных блоков с их расчленением и интенсивным тектоническим скупиванием верхних литосферных пластин.

Азия представляет собой область наибольшего на Земле распространения новейших орогенических форм и их разнообразия. Средиземноморский молодой подвижный мегапояс состоит из ряда сменяющихся по простиранию звеньев: 1) Альпийского пояса с низким положением цоколя гор, среди которых преобладают покровные орогены типа Альп или Апеннин, своды типа Пиренеев и части Большого Кавказа, коллизионные системы типа Вардарской, здесь же котловины средиземных морей и сложно устроенная рифтовая система Эгейского региона; 2) Иран-Малоазиатского пояса с поднятым до 1500 м цоколем гор, среди которых распространены складчатые и сводово-глыбовые формы; 3) уникальной и во многом загадочной структурной комбинации Тибет-Гималаев, где цоколь гор располагается на высотах 4000–5000 м [13]. Еще более разнообразны возрожденные горы: коллизионные ансамбли сводово-глыбовых хребтов Тянь-Шаня и Алтая, большие своды Хангая и Хэнтея, Байкальская рифтовая зона и наклонно поднятые глыбы Джугджура и Сихотэ-Алиня, шовные глыбовые поднятия Урала и Тукурингра-Джагды. Многие крупные поднятия платформенных равнин также часто обретают черты горного рельефа: плато Путорана и Енисейский кряж, Каркаралинские горы Центрального Казахстана, Западные и Восточные Гаты Индостана.

Во всем этом разнообразии орогенических форм в Азии особое положение занимают Тибет-Гималаи и Центральноазиатский пояс возрожденных гор (Тянь-Шань и Алтай). Их возрождение и существование сейчас обычно объясняют столкновением литосферных плит, включая в состав коллизионной системы Внутренней Азии и Монголо-Сибирский горный пояс [28, 29]. Но тектонический рельеф последнего таков, что влияние на него внутриконтинентальной колли-

зии литосферных плит ощущается лишь в районе хребтов Танну-Ола, Хан-Хухэя, Тувы, и Северной Монголии, структурно близких сводово-глыбовым хребтам Алтая и Тянь-Шаня. На остальной части этого пояса коллизионные явления невелики и лучше объясняются тектоническим скупиванием приповерхностных частей литосферы, компенсирующим ее растяжение в Байкальской рифтовой зоне [14].

Оценивая дальше явления внутриконтинентальной коллизии в Центральной Азии, мы должны принять в расчет следующие обстоятельства. Во-первых, это наличие шарьяжного орогена Гималаев во фронтальной части коллизионной полосы; с ним сопряжены системы тектонического скупивания Каракорума и Гиндукуша. На востоке же перед Гималайским фронтом располагается плато Шиллонг, ограниченное с юга надвигом, и первый как бы оказывается в его тылу (рис. 1).

В тыловой части коллизионной полосы господствуют формы сводово-надвиговые, с продольными сдвигами тектонического скупивания приповерхностных частей литосферы: Алтай, Джунгарский Алатау, Тарбагатай, Тянь-Шань и Алтынтаг с Наньшанем, составляющие северное крыло Тибет-Гималайского молодого орогенического пояса [13, 20]. А вот в Тибетском нагорье тектонический рельеф даже в первом приближении не имеет ничего похожего на морфологические свидетельства глыбового торошения и выдвигания надвиговых пластин в Гималаях или сводово-надвигового тектонического скупивания (гобийский механизм горообразования, по [19]) в Тянь-Шане. Исключением, может быть, является система хребтов Восточного Кунылуя, обрамляющая с юга высокое Цайдамское междугорье. На остальной части Тибетского нагорья, севернее продольного понижения, соответствующего Цанг-

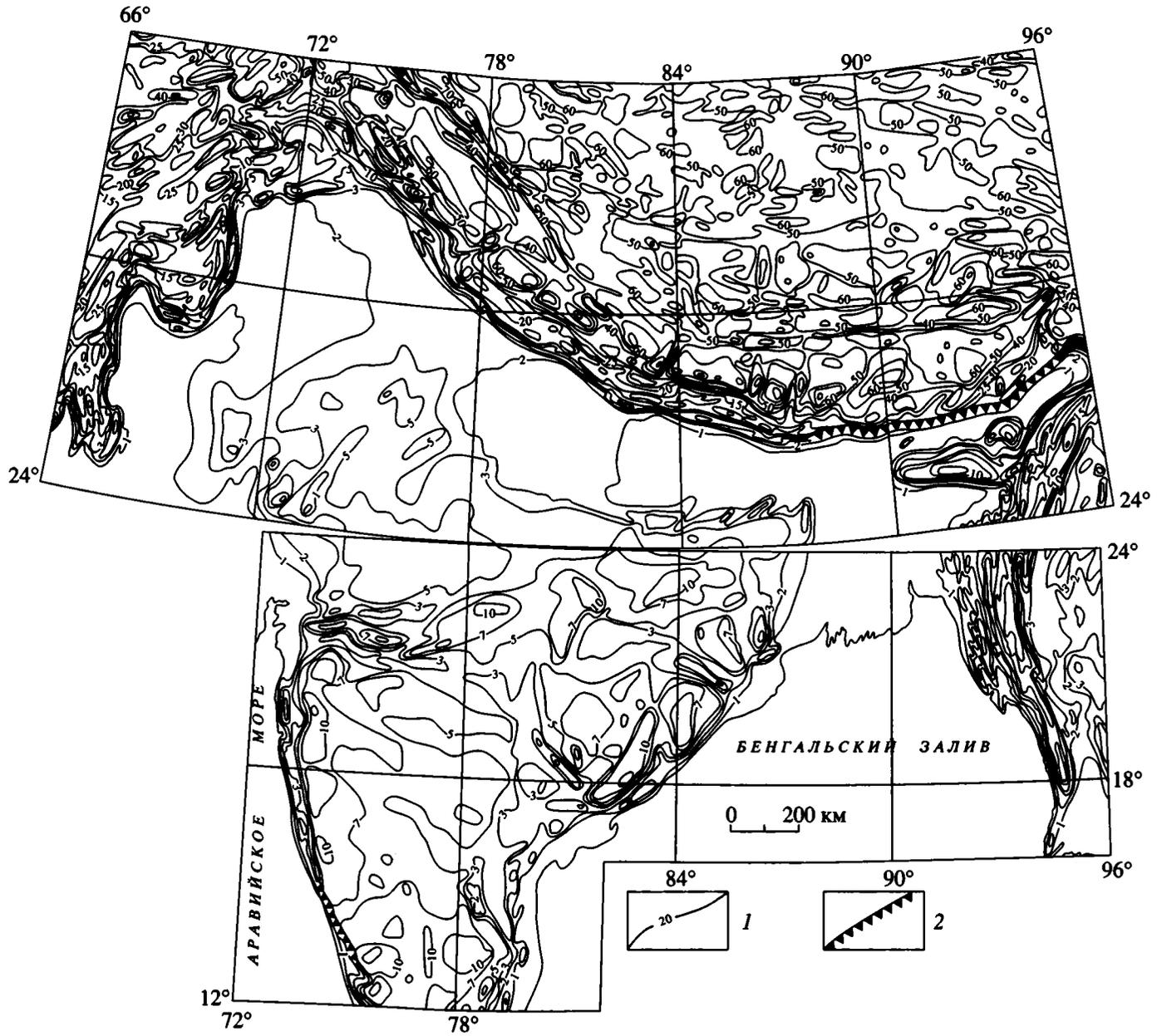


Рис. 1. Тектонический рельеф Индостана, Гималаев, Тибета и окружающих регионов.  
 1 – изолинии тектонического рельефа, оцифрованы в сотнях метров; 2 – крутые уступы.

по-Индской сuture (см. рис. 1), морфология тектонического рельефа скорее напоминает Большой Бассейн на западе Северной Америки и в какой-то мере Боливийское Альтиплано [13]. Добавим, что здесь в очагах коровых землетрясений фиксируются горизонтальные растягивающие усилия, но это в зонах поперечных разломов [7].

Далее следует учитывать то обстоятельство, что сама полоса внутриконтинентальной коллизии по размерам сопоставима с таковыми сближающихся литосферных плит. Сравним, казалось бы, близкую ситуацию: шовный ороген Урала на контакте сближающихся геоблоков (или литосферных плит) Русской платформы и Западно-Сибирской плиты. Здесь коллизионная полоса блокового торошения в ширину не превышает 150 км на Южном Урале и 75 км на Северном.

Так или иначе, мы должны признать, что совокупность коллизионных систем Внутренней Азии является уникальным элементом в новейшей тектонике и геодинамике Земли и, следовательно, мы можем предполагать уникальность причин появления и развития этого феномена. По-видимому, за хорошо описанным взаимодействием (столкновением) литосферных плит может стоять и другое явление в глубинной тектонике и новейшей геодинамике Азиатско-Индоевропейского сектора Земли.

Представление о субдукции Индостанской платформы под Гималаи имеет малое подтверждение в особенностях сейсмического режима региона. Глубокофокусные землетрясения в большинстве приурочены к районам Памир-Пенджабского и Ассамского синтаксисов, причем в первом случае фиксируются две встречно падающие сейсмофокальные зоны, образующие подобие креста в вертикальном сечении [8], что можно интерпретировать и как результат столкновения и тектонического торошения коро-мантийных блоков [5]. Ситуация в Ассаме менее определена, а в тылу собственно Гималайского фронта на соответствующих картах в атласе [27] вообще показано лишь одно глубокофокусное землетрясение в районе Лхасы.

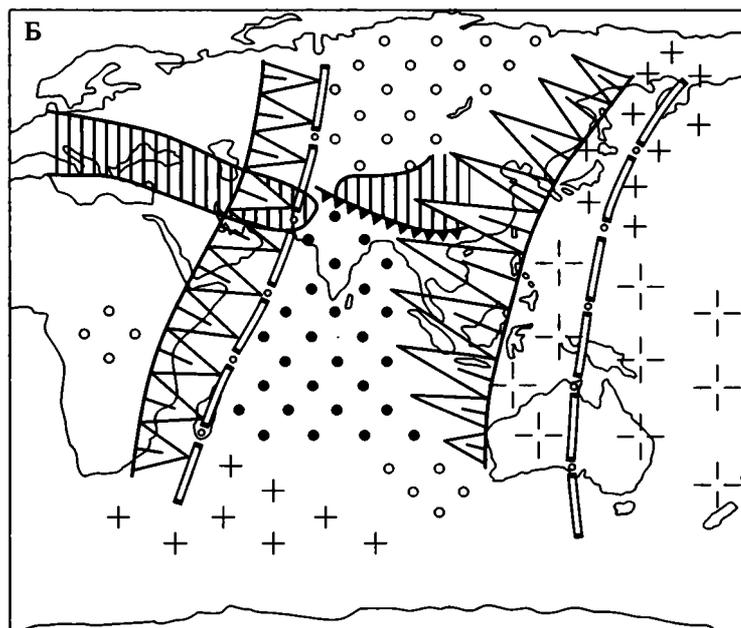
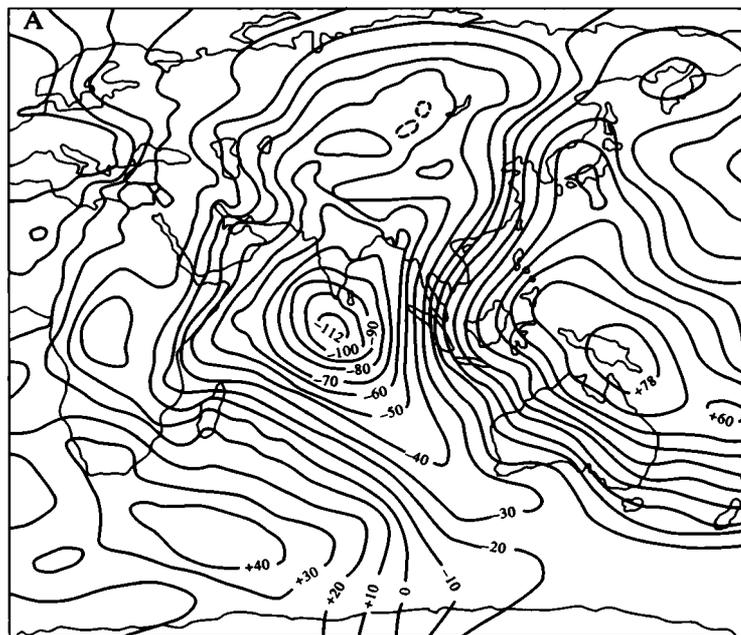
Еще одно обстоятельство, на которое следует обратить внимание: одинаковые по размерам и смещающиеся на север Аравийский и Индостанский субконтиненты оказывают различное воздействие на молодую тектонику и геодинамику Средиземноморского молодого подвижного пояса. Относительно Загроса Гималайский фронт как бы вдавлен Индостанским субконтинентом на север, на расстояние порядка 1000 км (см. рис. 1), что обусловило формирование Памир-Пенджабского и Ассамского синтаксисов и ороклинальных изгибов сопровождающих их складчатых гор [6]. Сами фронтальные участки взаимодействия субконтинентов с молодым подвижным поясом также различны. На западе между Аравийской платформой и сатурой Загроса располагается полоса складчатых гор [18], сформированных в мощном

комплексе отложений пассивной континентальной окраины [20, 23, 24], который не прослеживается на восток за Соляной кряж [4]. На востоке Гималаи, отделяющие Цанпо-Индскую сuture от Индостанской платформы, представляют собой, в сущности, тектонически расчлененный ее выступ с надвиганием аллохтонных пластин в сторону центральной части кратона [4].

Этот пример также свидетельствует о том, что во взаимодействии Индостанского субконтинента и Евразии существует некоторая особенность или причина, не повторяющаяся в других регионах. Особенности рельефа геоида и материалы глобальной сейсмической томографии [10, 11, 16, 25, 26], как нам представляется, могут служить ключом к решению этой проблемы. Фигура и рельеф геоида хорошо согласованы с распределением крупнообъемных плотностных неоднородностей в мантии Земли, выявленных благодаря сейсмической томографии [10, 25, 26]. Частям мантии Земли, насыщенным астеносферными слоями и линзами, соответствуют крупные поднятия поверхности геоида, и наоборот. Эта прямая зависимость рельефа геоида от структуры мантии позволяет использовать его для определения влияния глубинных неоднородностей на новейшую геодинамику Земли в целом [16] или ее крупных секторов.

Рельеф геоида в Азиатско-Индоевропейском регионе обладает следующими особенностями (рис. 2). Большую часть Индийского океана и Азии занимает крупнейшее на Земле понижение поверхности геоида, которое, в свою очередь, включает две формы. В его южной части, южнее Цейлона и южной оконечности Индостана, располагается четырехугольной формы изометричное понижение до  $-112$  м. А в северной части находится относительно менее опущенная Азиатская ступень, обрывающаяся на юг, в сторону Индоокеанского минимума, уступом, соответствующим примерно положению Гималайского фронта. К тому же эти две крупнейшие формы рельефа поверхности геоида разделяются встречно ориентированными широтными выступами типа структурных мысов, соответствующими положению Средиземноморского подвижного пояса. Примечательно также и то, что Индоокеанский минимум геоида в северной части имеет широкие заливы, соответствующие Памир-Пенджабскому и Ассамскому синтаксисам.

Азиатско-Индоевропейская полоса пониженных высот поверхности геоида имеет очень четкие восточное и западное ограничения в виде широких и встречно наклонных скатов север-северо-восточного простирания. Западно-Азиатский скат поверхности геопотенциала протягивается от Мадагаскара до арктического побережья у устьев рек Оби и Енисея и наклонен на восток. Восточно-Азиатский скат на юге начинается в районе Суматры и Явы, а на севере как бы размывается у за-



**Рис. 2.** Рельеф геоида в Азиатско-Тихоокеанском секторе Земли (А), по [11], и его тектоническая интерпретация (Б) с использованием результатов сейсмической томографии [10, 25, 26].

1, 2 – скаты поверхности геопотенциала (1) и их проекции на поверхность земного ядра (2); 3, 4 – глубокие (3) и умеренные (4) понижения поверхности геоида, фиксирующие положение охлажденных коро-мантийных блоков; 5, 6 – значительные (5) и умеренные (6) поднятия поверхности геоида – разогретые коро-мантийные блоки; 7 – структурные мысы поверхности геопотенциала, возможно, связанные с распространением крупных подлитосферных астенолитов; 8 – уступ, разделяющий Индоокеанский минимум и Азиатскую опущенную ступень рельефа геоида и соответствующий Гималайскому фронту.

падного побережья Охотского моря и наклонен на запад. Со скатами поверхности геопотенциала хорошо согласуются линейные элементы рельефа поверхности ядро-мантия, выявленные благодаря использованию сейсмической томографии

[10] (см. рис. 2). Это позволяет полагать, что глубинные неоднородности мантии Земли, определяющие существование Азиатско-Индоокеанского понижения рельефа геоида, могут распространяться вплоть до поверхности ядра планеты.

В общем, это и соответствует результатам планетарной сейсмической томографии [25,26].

Можно говорить о том, что мантия Азиатско-Индоевропейского сектора Земли, в особенности в его южной части, насыщена плотным и относительно холодным материалом. Это не означает, что мы имеем дело с абсолютно однородным строением мантии в этом секторе Земли. Она расслоена, включает достаточно крупные астенолиты типа Монголо-Сибирского или Тибет-Тянь-Шаньского [1]. Речь идет о преобладающей тенденции, суммарной характеристике недр Земли, определяющей аномалии поверхности геопотенциала. Расчеты, проведенные для Индоевропейского минимума поверхности геопотенциала, показали, что центр масс залегающего под ним холодного коро-мантийного блока располагается на глубинах порядка 700 км [3, 12]. Следовательно, толщина его составляет около 1400 км. Перемещение этого гигантского коро-мантийного блока (а не литосферной плиты) на север, хорошо выраженное, например, последовательным омоложением к югу базальтов, слагающих плато Декан и океанические Мальдивский и Восточно-Индийский хребты [2], и определяет, по-видимому, особенности новейшей геодинамики и Тибет-Гималаев, и Центральноазиатского возрожденного орогенического пояса. И всю систему внутриконтинентальной коллизии здесь следует рассматривать, в первую очередь, как взаимодействие гигантских коро-мантийных блоков с толщиной до 1000 км и более, испытывающих значительные горизонтальные перемещения. Перемещения литосферных плит и поддвиг Индостана под Гималаи имеют здесь значение частного элемента этой геодинамической обстановки.

На тектоническое скупивание в форме сводово-надвиговых деформаций верхних частей литосферы Алтая, Тянь-Шаня и Алтынтага определенно влияют и другие особенности глубинного строения этого региона. Минимальные высоты умеренно опущенной Азиатской ступени поверхности геоида приурочены к району между Алтаем и Тянь-Шанем, где фиксируется разрыв верхнего астеносферного слоя или его разделение на два астенолита [1]. При этом кровля Монголо-Сибирского астенолита погружается на юг под Алтаем, а под Тянь-Шанем наблюдается встречное погружение на север кровли другого астенолита. Вергентность новейших структур Тянь-Шаня и Алтая имеет при этом встречные направления и соответствует падению скатов кровли астенолитов. Добавим к этому, что в литосфере Тянь-Шаня наблюдают пологопадающие на север сейсмические отражающие площадки [9], которые, видимо, представляют собой пологонаклонные срывы-делители. Все это указывает на то, что новейшие структуры Алтая и Тянь-Шаня формируются не только за счет горизонтального

поперечного сжатия литосферы, действующего извне. Наличие скатов кровли астеносферы обеспечивает встречное соскальзывание по ним литосферы Алтая и Тянь-Шаня с тектоническим расчленением, короблением и скупиванием верхних литосферных пластин. С этим обстоятельством, видимо, связано то, что в новейшей структуре Тянь-Шаня решительно преобладают козырьковые надвиги [21, 22], а не листрические разломы, которые следовало бы ожидать при простой коллизии литосферных плит.

Еще севернее, в пределах Монголо-Сибирского пояса главным геодинамическим фактором является крупный астенолит, обеспечивающий дифференцированные новейшие тектонические перемещения разноплотностных блоков [15]. К этому следует добавить сложной формы выступ аномальной мантии, обеспечивающий развитие как Байкальской рифтовой зоны, так и умеренное тектоническое скупивание литосферы центральной части горного пояса, компенсирующее ее растяжение в рифтовой зоне. Особенное значение имеет здесь горячая линия 100° в.д., под которой глубинный канал соединяет Монголо-Сибирский астенолит с нижней мантией [17].

В пределах Азиатской части Средиземноморского молодого подвижного пояса крупные астенолиты, по-видимому, являются важнейшими факторами глубинной новейшей геодинамики, но для более ясного определения их роли еще недостаточно геофизических данных. Наличие крупных структурных мысов поверхности геоида, высокие общие поднятия цоколя горных поясов, до 5000 м у Тибет-Гималаев [13], точечные определения мощности литосферы, указывающие на ее утонение под этим горным сооружением [28], материалы глобальной сейсмической томографии [25, 26] – все это говорит о существовании здесь крупного астенолита, как бы вложенного в верхнюю часть в целом холодного мантийного сектора Земли.

Итак, главным элементом новейшей глубинной геодинамики Азии является перемещение на север относительно охлажденного гигантского коро-мантийного блока, вертикальные размеры (толщина) которого составляют около 1400 км. Он перемещается на север в секторе Земли, ограниченном двумя субмеридиональными разломами, видимо, проникающими на глубину вплоть до поверхности ее ядра. Холодный (и тяжелый) Индоевропейский коро-мантийный блок в своем движении на север смещает в этом же направлении не менее чем на 1000 км Тибет-Гималайское звено Средиземноморского подвижного пояса, как бы вдавливая его в Азиатский тоже холодный коро-мантийный блок. Дополнительным фактором приповерхностного структурообразования в полосе внутриконтинентальной коллизии является наличие скатов кровли подлитосферных астенолитов. По ним происходит скольжение литосфер-

ных блоков с их тектоническим расслоением и тектоническим сгущиванием (сводово-глыбовым, или гобийский орогенез [19]) верхних литосферных пластин. Кроме того, формирование крупных астенолитов обеспечивает общие изостатические воздымания цоколя молодых и возрожденных орогенических поясов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (99-05-65638).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев А.С., Лаврентьев М.М., Мухометов Р.Г., Нерсесов И.Л., Романов В.Г. Численный метод определения структуры верхней мантии Земли // Математические проблемы геофизики. Вып. II. Новосибирск: ВЦ СО АН СССР, 1971. С. 143–165.
2. Вержбицкий Е.В. Геотермический режим и генезис Восточно-Индийского Мальдивского хребтов // Океанология. 1998. Т. 38. № 2. С. 270–279.
3. Винник Л.П., Лукк А.А., Мирзокурбанов М., Тараканов Ю.А., Черевко Т.Н. Источники крупнейших ундуляций геоида по сейсмическим и гравитационным данным // Докл. АН СССР. 1978. Т. 241. № 4. С. 789–792.
4. Гансер А. Геология Гималаев. М.: Мир, 1967. 252 с.
5. Горшков Г.П. Изучая землетрясения // Природа. 1968. № 1. С. 33–39.
6. Копп М.Л. Поперечные перемещения в складчатых поясах и связанные с ними структурные рисунки (на примере Альпийско-Гималайского пояса) // Геотектоника. 1994. № 4. С. 35–51.
7. Кротошкин П.Н. Глобальные особенности тектонических напряжений // Природа. 1991. № 2. С. 115–116.
8. Лукк А.А., Винник Л.П. Тектоническая интерпретация глубинной структуры Памира // Геотектоника. 1975. № 5. С. 73–80.
9. Памир–Гималаи. Глубинное строение земной коры / Отв. ред. В.В. Белоусов. М.: Наука, 1982. 175 с.
10. Сейсмическая томография (С приложениями в глобальной сейсмологии и разведочной геофизике) / Под ред. Г. Нолета. М.: Мир, 1990. 416 с.
11. Тараканов Ю.А. Неровная поверхность океана // Природа. 1976. № 1. С. 106–111.
12. Тараканов Ю.А., Винник Л.П. Новая интерпретация ундуляций геоида на море // Докл. АН СССР. 1975. Т. 220. № 2. С. 339–341.
13. Уфимцев Г.Ф. Горные пояса континентов и симметрия рельефа Земли. Новосибирск: Наука, 1991. 169 с.
14. Уфимцев Г.Ф. Морфотектоника Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1992. 216 с.
15. Уфимцев Г.Ф. Кайнозойский орогенез юга Восточной Сибири // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68. Вып. 6. С. 3–14.
16. Уфимцев Г.Ф. Тектонический анализ рельефа геоида // Геотектоника. 1998. № 4. С. 19–24.
17. Уфимцев Г.Ф. Горячая линия 100° в.д. в новейшей тектонике Внутренней Азии // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метоморфизма: Материалы совещания Т. II. М.: ГЕОС, 1999. С. 218–220.
18. Уфимцев Г.Ф. Складчатые горы Евразии. Статья 1. Морфология и распространение складчатых гор // Геоморфология. 1999. № 1. С. 3–16.
19. Флоренсов Н.А. К проблеме механизма горообразования во Внутренней Азии // Геотектоника. 1965. № 4. С. 3–14.
20. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 344 с.
21. Чедия О.К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1986. 314 с.
22. Чедия О.К. Морфология и механизм образования новейших поддвигов Тянь-Шаня // Разведка и охрана недр. 1996. № 10. С. 7–11.
23. Штеклин Дж. Тектоника Ирана // Геотектоника. 1966. № 1. С. 3–21.
24. Alavi Mehdi. Tectonics of the Zagros orogenic Belt of Iran: new data and interpretation // Tectonophysics, 1994. V. 229. №. 3–4. P. 211238.
25. Fukao Y., Maruyama S., Obayashi M., Inoue H. Geologic implication of the whole mantle P-wave tomography // Journ.Geol.Soc. Japan, 1994. V. 100. № 1. P. 4–23.
26. Kawakami S., Fujii N., Fukao Y. Frontiers of the Earth and Planetary Sciences: a gallery of the Planetary Worlds // Journal Geol. Society of Japan. 1994. V. 100. №. 1. P. I–VIII.
27. Lithospheric Dynamics Atlas of China // Chief Editor Ma Xingyuan. Beijing China: China Cartographic Publishing House, 1989.
28. Ma Xingyuan. Lithospheric Dynamics of China // Episodes. 1988. V. 11. № 2. P. 84–90.
29. Molnar P., P. Cenozoic Tectonics of Asia: Effects of a Continental Collision // Science. 1975. V. 189. P. 419–426.

Рецензенты: В.Н. Шолто, Е.Е. Милановский

## The Recent Lithospheric Geodynamics of Asia

G. F. Ufimtsev

Institute of the Earth's Crust, Siberian Division, Russian Academy of Sciences, ul. Lermontova 128, Irkutsk, 664033 Russia

**Abstract**—The Asia-Indian Ocean sector coincides with a major depression on the geoid surface bounded to the west and east by major interfaces corresponding to slants on the geopotential surface. From seismic tomography data, these tilted surfaces penetrate the globe down to the core-mantle boundary. By and large, this sector is made up of giant crustal-mantle blocks, whose roots occur at a depth of about 1400 m. Here, the northward drift of the Indian Ocean block accounts for the northward looping of the Tibet-Himalaya segment of the Mediterranean mobile belt and the formation of a vast intracontinental collisional belt. The additional factors of lithospheric dynamics are, (1) asthenoliths that induce the general uplift of the roots of young and regenerated orogenic belts; and (2) slants at the top of the asthenoliths, accounting for the downward slide of lithospheric blocks with their subsequent delamination and active tectonic stacking of the upper lithospheric slabs.

УДК 551.242(235)

## ВОЗРАСТНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ГРУБОЙ МОЛАССЫ ВНЕШНЕГО ЗАГРОСА И МИГРАЦИЯ НОВЕЙШЕГО ОРОГЕНЕЗА

© 2001 г. Д. М. Бачманов

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

Поступила в редакцию 14.05.2001 г.

Внешний Загрос является наиболее молодой (плиоцен-четвертичной) частью новейшего орогена, развивающегося в процессе коллизии Аравийской плиты и Иранского массива Евразии. Путем литологической и палеомагнитной возрастной корреляции разрезов верхней грубой молассы вдоль поперечного профиля, пересекающего весь складчатый пояс Внешнего Загроса, исследуется история формирования продольной неотектонической зональности орогена и делается вывод о закономерном распространении деформаций в сторону передового прогиба и о последовательном смещении зоны максимальной тектонической активности в юго-западном направлении.

### ВВЕДЕНИЕ

Загросская новейшая орогения является результатом коллизии Аравийской плиты и Иранского массива Евразии [1, 4]. После окончательного закрытия в олигоцене–раннем миоцене океанического бассейна Нео-Тетис коллизийные процессы особенно активно развиваются со среднего миоцена [2]. Они выражаются в интенсивных деформациях части Месопотамского передового прогиба, находившейся к юго-западу от коллизийного шва с офиолитами Нео-Тетиса (рис. 1). Эта вовлеченная в деформации область передового прогиба называется Внешним Загросом.

В новейшем орогене выделяются четыре продольных зоны – Чешуйчатая, Высокий Загрос, Низкий Загрос и Предгорная зона (см. рис. 1). Они различаются по высоте, интенсивности деформаций и степени эродированности [5]. Чешуйчатую зону характеризуют сжатые складки с многочисленными надвигами и самый глубокий эрозийный срез, говорящий о наибольшем воздымании. Высокий Загрос столь же приподнят, но надвиги развиты на глубине и редко достигают поверхности, складки разбиты на блоки и эродированы умеренно. Низкий Загрос значительно ниже, выраженных на поверхности разломов мало, складки эродированы слабо и прямо отражены в рельефе. Предгорная же зона отнесена к орогену условно – она самая низкая, разломы на поверхности почти отсутствуют, выделяются лишь отдельные пологие складки, едва тронутые эрозией.

Таким образом, наблюдается одновременно ослабление деформированности и снижение высоты орогена по направлению к передовому прогибу. В связи с этим возникают два вопроса. Первый: чем в большей степени обусловлена наблюдаемая закономерность – повышенной интенсивностью или большей длительностью деформаций в тыловых зонах орогена относительно фронтальных? Иными словами, какая из двух возможных тенденций являлась преобладающей в развитии

Внешнего Загроса – активизация всей его области одновременно, но более интенсивная в тылу орогена, или активизация разных зон происходила в разное время, но более длительное развитие тыловых зон обусловило там большую деформацию? Второй вопрос: продолжается ли активное развитие тыловых зон до настоящего времени или же главная активность постепенно смещается к передовому прогибу, оставляя за собой области высоко поднятые, но подверженные лишь эрозии? Чтобы ответить на эти вопросы, необходимо определить временной интервал активного тектогенеза и рельефообразования в разных частях орогена вдоль поперечного к нему профиля.

Поскольку возникновение и развитие в рассматриваемом регионе новейших складчато-разломных деформаций находило прямое отражение в рельефе, его высоте, степени эродированности, сносе и отложении обломочного материала, надежным индикатором начала рельефообразования служит появление в разрезе молассы ее верхних грубообломочных разностей. Здесь они представлены формацией Бахтиари, к которой традиционно относят песчано-конгломератовые отложения межгорных впадин и отчасти конусов выноса непосредственно перед фронтом орогена. В Высоком Загросе они сильно литифицированы, а в Низком более рыхлые. В Предгорной же зоне верхнюю грубую часть молассы представляют в подгорных шлейфах – песчано-гравелитовые толщи, а на удалении от гор в приморской части – грубообломочные ракушечники. Мощности формации Бахтиари во впадинах горной области достигает многих сотен метров, а в Предгорной зоне ограничивается первыми десятками метров.

Бахтиари фрагментарно и часто с несогласием залегает на формации Агаджари – нижней морской молассе, представленной пестроцветным переслаиванием глин, мергелей и рыхлых песчаников мелководно-морского или лагунного генезиса. Мощная толща Агаджари и ее верхняя, преимущественно песчаная часть, выделяемая

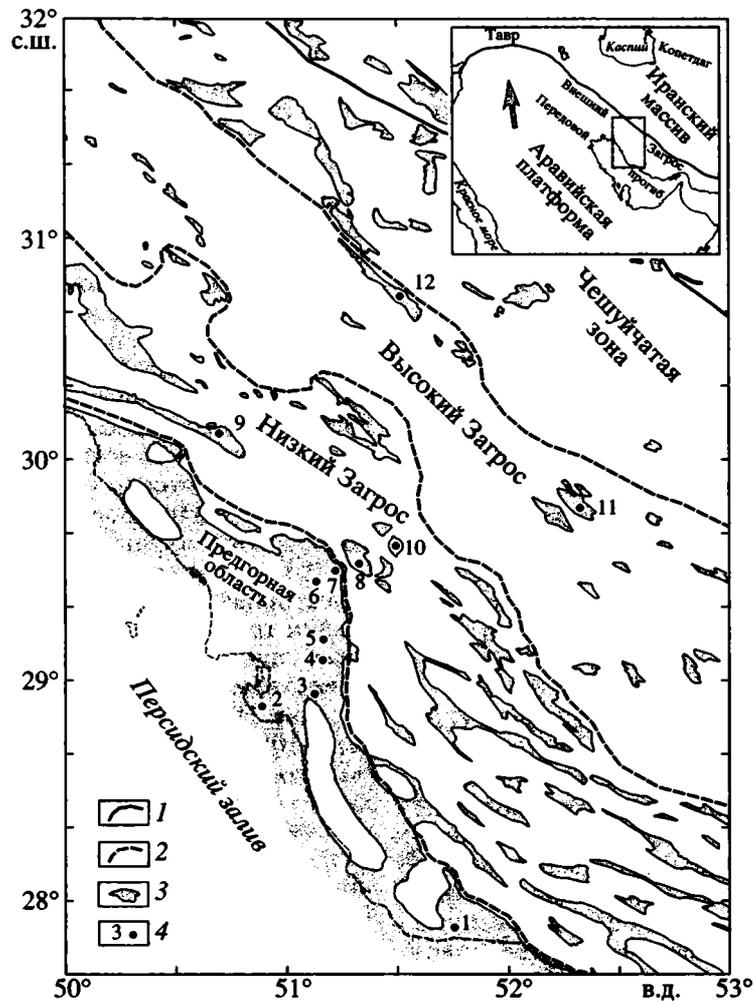


Рис. 1. Схема тектонического районирования Центральной части Внешнего Загроса.

1 – тыловой коллизионный шов; 2 – границы неотектонических зон; 3 – области распространения формации Бахтиари [6]; 4 – участки изученных разрезов. На врезке – обзорная карта с контуром рисунка 1.

в свиту Лохбати, накопились в результате сноса тонкообломочного материала со смежного орогена, первоначально охватывавшего лишь Чешуйчатую зону. В дальнейшем области накопления Агаджари стали вовлекаться в орогенез. Вследствие слабости водотоков в условиях аридного климата грубые галечные фракции практически не выносятся за пределы области рельефообразования, отлагаясь в виде предгорных шлейфов и заполнения отдельных депрессионных структур. Даже в тех случаях, когда комплексы верхней грубой молассы удавалось интерпретировать как отложения речных долин, допуская значительных перенос обломков, в конкретных разрезах продукты удаленного переноса составляют ничтожную часть, а основную составляет материал, снесенный с соседних структурных поднятий. Поэтому переход от нижней к верхней молассе соответствует началу роста именно соседних, а не удаленных структур, получавших выражение в рельефе. Чаще, однако, появление грубых фаций

несколько отставало от начала горообразования. Связано это с тем, что в возникавших поднятиях прежде всего подвергались разрушению формация Агаджари и нижележащие рыхлые тонкообломочные отложения раннего-среднего миоцена и лишь при дальнейшем росте вовлекались в размытые более плотные известняки и песчаники, преобладающие в составе грубой фракции Бахтиари. Связь начала активного рельефообразования в области расположения изучаемого разреза с формацией Бахтиари нередко подчеркивают также угловое несогласие в ее подошве и другие признаки конседиментационных деформаций.

Несмотря на важное значение молассовых отложений как литофациального индикатора тектонического режима, изученность формаций Агаджари и особенно Бахтиари несоизмерима со структурной и стратиграфической изученностью более древних формаций, с которыми связаны залежи углеводородов и запасы подземных вод [8]. Структурная позиция главных областей накопления мо-

лассы (предгорные и межгорные депрессии) не совпадает с областями наиболее интенсивного поискового бурения на сводах молодых антиклиналей. В результате многие представления о конседиментационных и подошвенных несогласиях молассовых формаций являются чрезмерно обобщенными. Возраст синорогенных конгломератов Бахтиари также не вполне определен. По комплексу фауны *Elroidium*, *Rotalia* и *Ostracod* ниже лежащие отложения Агаджари относят к верхнему миоцену – нижнему плиоцену [6, 8]. На этом основании конгломераты считаются верхнеплиоценовыми [6, 7]. Следует, однако, учитывать, что эти редкие фаунистические определения в Агаджари производились во фронтальной части Загроста, где мощность всех молассовых отложений понижена, а конгломераты Бахтиари значительно менее консолидированы и слабее деформированы последующими тектоническими движениями, чем в тыловых частях орогена. Это допускает еще большее расширение возрастного диапазона накопления верхней грубой молассы, а также предположение о разном возрасте конгломератов в разных неотектонических зонах.

Грубообломочные аллювиальные толщи Бахтиари почти не содержат органических остатков, находки ископаемой фауны в них не известны, поэтому для уточнения возрастных соотношений разрезов нами был применен метод палеомагнито-стратиграфии. Пробы отбирались с максимальной возможной частотой и равномерностью из относительно тонкозернистых прослоев. Для мощных разрезов с преобладанием галечников интервал отбора проб составлял 5–15 м, а для преимущественно песчано-глинистых отложений он уменьшался до 1–2 м, что соответствовало и меньшим мощностям разрезов. Всего было отобрано 197 штучек, так что каждый из 11 опробованных разрезов охарактеризован 15–25 пробами. В результате палеомагнитных определений, выполненных в лаборатории палеомагнетизма Геологического института РАН Г.З. Гурарием, В.М. Трубиным и О.А. Крежевских, установлен знак первичной намагниченности большинства образцов, а в разрезах выделены интервалы прямой и обратной полярности. На основе сопоставления этих интервалов с магнитохронологической шкалой [3] оценивался возраст разных членов каждого разреза и проводилась их корреляция.

### ХАРАКТЕРИСТИКА И КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗРЕЗОВ

В данной статье используется рекомендованная МСК в 1999 г. схема деления плейстоцена (1.8–0.01 млн. лет) на эоплейстоцен, а также нижний, средний и верхний неоплейстоцен с границами на рубежах, соответственно, около 0.8, 0.44 и 0.1 млн. лет.

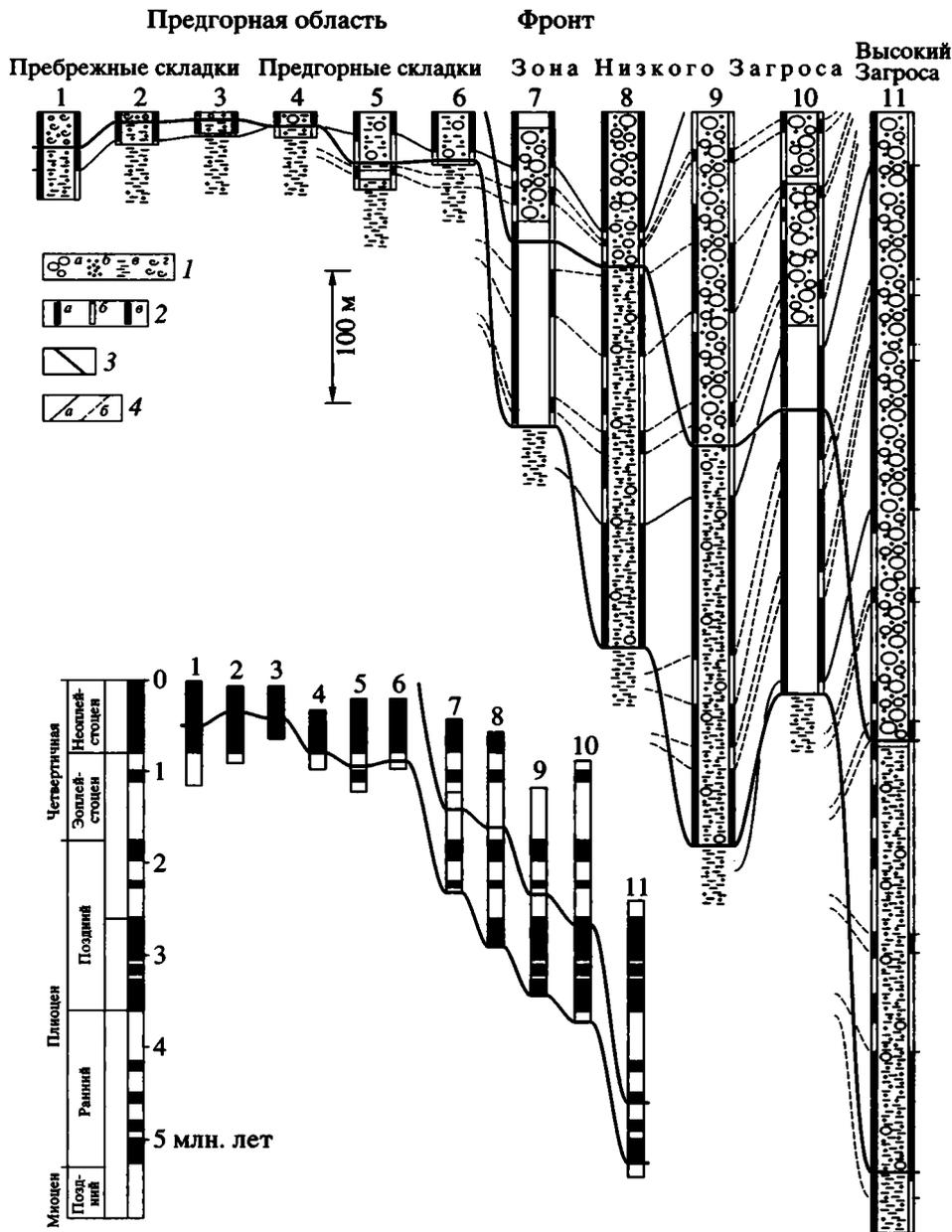
Предгорную область Загроста характеризуют разрезы 1–6 (рис. 2, см. рис. 1). В разрезах 1–3,

удаленных от фронта орогена, верхняя моласса представлена грубообломочными ракушечниками с отдельными гравийно-галечными горизонтами. Все части разрезов выше первого грубообломочного слоя оказались нормально намагниченными. Таким образом, нижняя граница эпохи Брюнес проходит здесь внутри ниже лежащих морских слоев, а подошва грубой молассы приходится на нижний-средний неоплейстоцен. В разрезах 4–6, расположенных вблизи фронта орогена, верхняя моласса представлена песчано-гравелитовыми толщами с пачками галечника. В низах грубообломочных частей разрезов появляются обратно намагниченные породы. Таким образом, подошва грубой молассы здесь приходится на самые верхи эпохи Матуяма, то есть на конец эоплейстоцена.

Обобщая, можно утверждать, что рельефообразование в Предгорной зоне началось в конце эоплейстоцена–раннем неоплейстоцене, то есть 0.9–0.5 млн. лет назад. Поэтому очевидно, что Предгорная зона находится на самой начальной стадии тектонического развития, грубая моласса здесь лишь начала формироваться и говорить о ее верхнем возрастном пределе не имеет смысла.

Зону Низкого Загроста характеризуют разрезы 7–10 (см. рис. 1, 2), относящиеся уже к горной области и сложенные преимущественно галечниками с линзами и прослоями песчаников. Как и в рассматриваемом ниже разрезе 11, грубая моласса в каждом из них состоит из двух частей. Мощность нижней, содержащей, подобно разрезам Предгорной области, сравнительно больше песчаного материала, примерно одинакова и составляет 300–350 м. С учетом этого была проведена экстраполяция времени начала отложения грубой молассы в разрезах 7 и 10, залегающих с глубоким размывом на древних породах. Оба эти разреза располагаются в непосредственной близости от крупных разломных зон, которые в процессе формирования складчатости были областями концентрации движений и особенно интенсивного рельефообразования. Активные приразломные деформации, вероятно, и обусловили неотложение или последующий размыв нижних песчаных частей двух указанных разрезов. На нестабильный режим развития указывают аномально грубообломочные глыбовые и почти не сортированные отложения разреза 11, содержащие при этом отдельные линзовидные прослои песчано-глинистых пород озерного типа. Разрез 7, кроме того, занимает особое положение, располагаясь непосредственно на фронтальной границе Низкого Загроста. Вследствие этого активизация данного участка, вероятно, произошла позднее других в этой зоне, что находит подтверждение и при палеомагнитной корреляции разрезов (см. рис. 2).

Во всех разрезах Низкого Загроста имеется крупный интервал обратной намагниченности, несомненно, соответствующий эпохе Матуяма. В разрезе 7 он занимает нижнюю половину, в разрезе 8 – наибольшую среднюю часть, а в разрезах 9 и 10 –



**Рис. 2.** Литологическая и возрастная корреляция разрезов грубой молассы Внешнего Загроса (вверху) и схема возрастного соотношения разрезов (внизу).

1 – отложения: а – галечные, б – песчаные, в – глинистые, з – органогенно-обломочные; 2 – интервалы с различной намагниченностью пород: а – прямой, б – обратной, в – неопределенной; 3 – подошва грубой молассы (нижняя линия) и граница ее нижней и верхней частей; 4 – границы интервалов различной намагниченности: а – палеомагнитных эпох, б – эпизодов (предполагаемые).

верхние части. Таким образом, на фронтальной границе Низкого Загроса грубая моласса начала отлагаться не позднее середины эпохи Матуяма (начало эоплейстоцена), а во внутренней части зоны подошва Бахтиари приходится на раннюю-среднюю часть эпохи Гаусса (низы позднего плиоцена). Кровля же разрезов грубой молассы во фронтальной части Низкого Загроса относится к началу эпохи Брюнес (начало неоплейстоцена), а в тыловых частях этой зоны – к концу эпохи Матуяма (конец эоплейстоцена).

Итак, в зоне Низкого Загроса накопление основной массы грубообломочных отложений (то есть самое активное рельефообразование) происходило в интервале времени от начала-середины позднего плиоцена (2.3–3.1 млн. лет) до конца эоплейстоцена-начала неоплейстоцена (0.7–1.2 млн. лет).

Высокий Загрос характеризует разрез 11 (см. рис. 2), расположенный в синклинали, впоследствии поднятой в виде горста на 600–800 м над поверхностью современной межгорной депрессии. Верхняя часть изученного фрагмента разреза на-

магничена положительно, однако не может быть отнесена к эпохе Брюнес. Высокая степень литификации отложений и разломная деформация амплитудой в несколько сотен метров требуют значительного времени, поэтому верхняя часть разреза, скорее всего, относится к эпохе Гаусса, а обратно намагниченная нижняя – к эпохе Гильберта.

Таким образом, в Высоком Загросе время формирования грубой молассы (то есть главная фаза рельефообразования) охватывает диапазон от начала раннего плиоцена (4.9–5.3 млн. лет) до середины–конца позднего плиоцена (2.3–2.7 млн. лет).

Палеомагнитное опробование разреза 12 не проводилось, но данный участок важен тем, что характеризует как Высокий Загрос, так и Чешуйчатую зону, на границе с которой он расположен (см. рис. 1). Разрез грубой молассы представлен двумя комплексами конгломератов, разделенных угловым несогласием и, в свою очередь, залегающих на олигоцен-нижнемиоценовых мергелях. Отсутствие здесь верхнемиоценовой морской нижней молассы, характерной для юго-западного Загроса, говорит о том, что в позднем миоцене в смежной Чешуйчатой зоне уже происходило активное структурообразование, выразившееся в накоплении вдоль границы зоны нижней конгломератовой толщи. Позднее эта толща была деформирована и несогласно перекрыта более поздним комплексом, соответствующим, вероятно, верхним частям грубой молассы более внешних зон Загроса (например, верхней части разреза 11 в Высоком Загросе).

Таким образом, можно предполагать, что главная фаза рельефообразования (с накоплением грубой молассы) в Чешуйчатой зоне происходила с позднего миоцена до конца раннего плиоцена, а отдельные импульсы активности продолжались и позднее, уже во время формирования зоны Высокого Загроса.

## ВЫВОДЫ

Подосва грубой верхней молассы Внешнего Загроса омолаживается к юго-западу, что отражает распространение деформаций и орогенеза в сторону передового прогиба, происходившее с конца миоцена до настоящего времени. В Чешуйчатой зоне грубая моласса начала формироваться

в позднем миоцене, в Высоком Загросе – на границе миоцена и плиоцена, в Низком Загросе – в начале позднего плиоцена, в Предгорной зоне – в неоплейстоцене. Завершение образования основной массы грубой молассы в Чешуйчатой зоне произошло в раннем плиоцене, в Высоком Загросе – в позднем плиоцене, в Низком Загросе – в эоплейстоцене и неоплейстоцене. Таким образом, контрастность тектонических движений в каждой зоне орогена значительно снижается через 2.5–3 млн. лет после начала орогенеза в этой зоне, так что в дальнейшем происходит лишь ее медленный общий подъем и эрозия с заполнением межгорных впадин осадками.

Автор выражает глубокую благодарность В.Г. Трифонову, А.И. Кожурину и Т.П. Ивановой, участвовавшим в сборе и обработке полевых материалов, и особенно признателен Г.З. Гурарию, В.М. Трубишину и О.А. Крежевских за палеомагнитные определения образцов и помощь в возрастной интерпретации разрезов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Трифонов В.Г. Неотектоника Евразии. М.: Научный мир, 1999. 252 с. (Тр. ГИН РАН, вып. 514).
2. Berberian M. Active faulting and tectonics of Iran // Zagros, Hindu Kush, Himalaya, Geodynamic Evolution. Geodyn. Ser. / Ed. H.Gupta, F.Delany. AGU, Washington, D.C. 1981. V. 3. P. 33–69.
3. Berggren W.A., Kent D.V., Swisher C.C. et al. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy // Geochronology time scales and global stratigraphic correlation. SEPM Spec. Publ. 1995. № 54. P. 129–212.
4. Falcon N. Southern Iran: Zagros mountains // Mesozoic-Cenozoic orogenic belts / Ed. A.M. Spencer. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 1974. V. 4. P. 199–211.
5. Geological cross sections of Iran. Scale 1 : 500000. 2 sheets. N.I.O.C. Explor. and Prod. Comp. by H. Huber. Tehran, Iran, 1975–1976.
6. Geological map of Iran. 1 : 1000000. 6 sheets. N.I.O.C. Explor. and Prod. Comp. by H. Huber. Tehran, 1977–1978.
7. Geological quadrangle map of Iran. 1 : 250000. Series., N.I.O.C. Explor. and Prod. Comp. by M. Fakhari. Tehran, 1993–1994.
8. James G.A., Wind J.G. Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1965. V. 49. № 12. P. 2182–2245.

Рецензенты: Ю.Г. Леонов, М.Л. Копп

## Age Zoning of Coarse Molasse in the Outer Zagros and Migration of the Recent Orogeny

D. M. Bachmanov

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

**Abstract**—The Outer Zagros is the youngest (Pliocene-Quaternary) part of a recent orogen, whose development was induced by collision between the Arabian plate and the Iranian massif of Eurasia. The origin of the longitudinal neotectonic zoning of the orogen is deduced from lithological and paleomagnetic age correlations among the upper coarse molasse sections described along the transverse profile of the Outer Zagros fold belt. The obtained data indicate a gradual strain propagation towards the foredeep and a consecutive southwesterly shift of the peak tectonic activity zone.

## АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ ЗА 2001 г.

	№	С.
<i>Анохин В.М., Одесский И.А.</i> Характеристики глобальной сети планетарной трещиноватости	5	3–9
<i>Бачманов Д.М.</i> Возрастная зональность грубой молассы Внешнего Загроса и миграция новейшего орогенеза	6	90–94
<i>Бачманов Д.М., Говорова Н.Н., Скобелев С.Ф., Трифонов В.Г.</i> Неотектоника Урала (проблемы и решения)	5	61–75
<i>Бочкарев В.В., Иванов К.С.</i> Проявления внутриплитного магматизма в Уральском палеоокеане	2	17–31
<i>Бочкарев В.В., Язева Р.Г.</i> Коллизия островной дуги и континента – индикаторные магматические формации варисцид Урала	1	73–83
<i>Буртман В.С., Самыгин С.Г.</i> Тектоническая эволюция Высокой Азии в палеозое и мезозое	4	34–54
<i>Гамкрелидзе И.П., Шенгелиа Д.М.</i> Условия формирования магматических пород Дзирульского кристаллического массива (Кавказ) в свете тектонической расчлененности земной коры	1	60–72
<i>Глуховский М.З., Моралев В.М.</i> Гонамский эндербитовый купол Алданского щита – реконструкция тектонической эволюции	5	10–25
<i>Грамберг И.С.</i> Сравнительная геология и минерагения океанов и их континентальных окраин с позиций стадийного развития океанов	6	3–19
<i>Григорьянц Б.В.</i> Грязевой вулканизм – источник геологической информации	3	69–79
<i>Иванов К.С., Федорова Н.В., Чашухин И.С.</i> Структурное положение ультрабазитовых массивов Крака на Южном Урале; новые геолого-геофизические данные	4	22–33
<i>Карякин Ю.В.</i> 34-е Межведомственное тектоническое совещание	5	93–94
<i>Кашинцев Г.Л.</i> Геодинамика и магматизм начальных этапов образования Атлантики	2	64–77
<i>Книппер А.Л., Шараськин А.Я., Вознесенский А.И.</i> Офиолитокластовые брекчии Малого Кавказа: строение и происхождение	3	60–68
<i>Книппер А.Л., Шараськин А.Я., Савельева Г.Н.</i> Геодинамические обстановки формирования офиолитовых разрезов разного типа	4	3–21
<i>Коваленко Д.В.</i> Модель тектонической аккреции островодужных террейнов Камчатки и юга Кореи	5	76–92
<i>Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Натман А., Бибикина Е.В., Кирнозова Т.И., Тодт В., Кренер А., Яковлева С.З., Лебедев В.И., Сугоракова А.М.</i> Возрастные рубежи структурного развития метаморфических комплексов Тувино-Монгольского массива	3	22–43
<i>Копп М.Л., Егоров Е.Ю., Борисов М.Е., Кудашев А.В.</i> Саратовские внутриплитные дислокации: кинематика горизонтальных перемещений	5	45–60
<i>Крапивнер Р.Б., Смирнов И.И.</i> Происхождение Мало-Атлымских и Хуготских дислокаций в нижнем течении р. Обь (Западная Сибирь)	2	32–40
<i>Кузьмичев А.Б.</i> Раннебайкальские тектонические события в Тувино-Монгольском массиве: коллизия островной дуги и микроконтинента	3	44–59
<i>Леонов Ю.Г.</i> Континентальный рифтогенез: современные представления, проблемы и решения	2	3–16
<i>Леонов Ю.Г., Гущенко О.И., Копп М.Л., Расцветаев Л.М.</i> Взаимосвязь позднекайнозойских напряжений и деформаций в Кавказском секторе Альпийского пояса и в его северном платформенном обрамлении	1	36–59
<i>Ломизе М.Г., Панов Д.И.</i> Амагматическая начальная фаза субдукции на Крымско-Кавказской окраине Тетиса	4	78–92

	№	С.
<i>Мазарович А.О., Добролюбова К.О., Ефимов В.Н., Соколов С.Ю., Турко Н.Н.</i> Разлом Богданова в Центральной Атлантике – первое описание (рельеф и осадки)	6	75–83
<i>Морозов Ю.А.</i> Структура и кинематическая эволюция области сочленения Урала и Южного Тянь-Шаня (хребет Султан-Увайс)	6	32–55
<i>Некрасов Г.Е., Заборовская Н.Б., Ляпунов С.М.</i> Допозднепалеозойские офиолиты Запада Корьякского нагорья – фрагменты океанического плато	2	41–63
<i>Ненахов В.М.</i> Геодинамические особенности раннего архея	1	3–15
<i>Пейве А.А., Савельева Г.Н., Сколотнев С.Г., Симонов В.А.</i> Строение и деформации пограничной области кора–мантия в разломе Вима, Центральная Атлантика	1	16–35
<i>Разницин Ю.Н.</i> Строение и геодинамика южного поперечного хребта зоны разлома Вима в Центральной Атлантике	3	80–87
<i>Романюк Т.В., Муни В.Д., Блэкли Р.Дж.</i> Тектоно-геофизическая модель Каскадной субдукционной зоны Северной Америки	3	88–110
<i>Савельев А.А., Савельева Г.Н., Бабарина И.И., Чаплыгина Н.Л.</i> Тектонические условия расслоения дунит-пироксенитовых тел Платиноносного пояса Урала Нижнетагильского массива	6	20–31
<i>Синцов А.В.</i> Структурная эволюция Мамско-Бодайбинской складчатой зоны (Восточная Сибирь)	1	84–94
<i>Соловьев А.В., Брэндон М.Т., Гарвер Дж.И., Шапиро М.Н.</i> Кинематика Ватыно-Лесновского надвига (Южная Корея)	6	56–74
<i>Татаринов А.В., Абрамов Б.Н.</i> Особенности формирования и перспективы на нефть и газ мезозойско-кайнозойских рифтогенных впадин Забайкалья	4	55–67
<i>Уфимцев Г.Ф.</i> Вопросы новейшей глубинной геодинамики Азии	6	84–89
<i>Хоментовский В.В., Постников А.А.</i> Неопротерозойская история развития Байкало-Вилюйской ветви Палеоазиатского океана	3	3–21
<i>Чамов Н.П., Басилян А.Э., Баринев К.Б.</i> О развитии аккреционной призмы Каскадия (Западная континентальная окраина Северной Америки)	4	68–77
<i>Шатагин К.Н., Дегтярев К.Е., Голубев В.Н., Астраханцев О.В., Кузнецов Н.Б.</i> Вертикальная и латеральная неоднородность коры Северного Казахстана: данные геохронологического и изотопно-геохимического изучения палеозойских гранитоидов	5	26–44
Андрею Львовичу Книпперу 70 лет	2	78–80
К 90-летию Льва Исааковича Красного	3	111–112
К 100-летию Юрия Михайловича Шейнманна	4	93–96
Богданов Никита Алексеевич (к 70-летию со дня рождения)	4	95–96
Шолпо Виктор Николаевич – к 70-летию со дня рождения	5	95–96
Авторский указатель журнала “Геотектоника” за 2001 г.	6	95–96
Правила представления статей в журнал “Геотектоника”	1	95–96

Сдано в набор 10.08.2001 г.

Подписано к печати 10.10.2001 г.

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

Офсетная печать

Усл. печ. л. 12.0

Усл. кр.-отт. 4.3 тыс.

Уч.-изд. л. 11.3

Бум. л. 6.0

Тираж 345 экз.

Зак. 2608

Свидетельство о регистрации № 0110282 от 8.02.93 г. в Министерстве печати и информации Российской Федерации

Учредители: Российская академия наук,

Отделение геологии, геофизики, геохимии и горных наук РАН,

Геологический институт (ГИН) РАН

Адрес издателя: 117997 Москва, Профсоюзная ул., 90

Отпечатано в ППП “Типография “Наука”, 121099, Москва, Шубинский пер., 6

Налоговая льгота – общероссийский классификатор продукции ОК-005-93, том 2; 952000 – журналы



## 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 Biotechnology                    |
| Geochemistry International                              | Russian Journal of Coordination Chemistry           |
| Geology of Ore Deposits                                 | Russian Journal of Developmental Biology            |
| Geomagnetism and Aeronomy                               | Russian Journal of Ecology                          |
| Geotectonics  | Russian Journal of Electrochemistry                 |
| Glass Physics and Chemistry                             | Russian Journal of General Chemistry                |
| Herald of the Russian Academy of Sciences               | Russian Journal of Genetics                         |
| High Energy Chemistry                                   | Russian Journal of Inorganic Chemistry              |
| High Temperature  | Russian Journal of Marine Biology                   |
| Human Physiology  | Russian Journal of Mathematical Physics             |
| Inorganic Materials                                     | Russian Journal of Nondestructive Testing           |
| Instruments and Experimental Techniques                 | Russian Journal of Organic Chemistry                |
| Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics              | Russian Journal of Physical Chemistry               |
| Izvestiya, Physics of the Solid Earth                   | Russian Journal of Plant Physiology                 |
| 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

- Агрохимия  
 Автоматика и телемеханика\*  
 Акустический журнал\*  
 Астрономический вестник\*  
 Астрономический журнал\*  
 Биологические мембраны  
 Биология внутренних вод  
 Биология моря\*  
 Биоорганическая химия\*  
 Биофизика\*  
 Биохимия\*  
 Вестник РАН\*  
 Вестник древней истории  
 Водные ресурсы\*  
 Вопросы ихтиологии\*  
 Вопросы философии  
 Вопросы языкознания  
 Восток  
 Вулканология и сейсмология  
 Высокмолекулярные соединения (Сер. А, В, С)\*  
 Генетика\*  
 Геология рудных месторождений\*  
 Геомагнетизм и аэрономия\*  
 Геоморфология  
 Геотектоника\*  
 Геохимия\*  
 Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология  
 Государство и право  
 Дефектоскопия\*  
 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\*  
 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 физическая  
 Известия АН. Теория и системы управления\*  
 Известия АН. Физика атмосферы и океана\*  
 Известия АН. Энергетика  
 Исследование Земли из космоса  
 Кинетика и катализ\*  
 Коллоидный журнал\*  
 Координационная химия\*  
 Космические исследования\*  
 Кристаллография\*  
 Лесоведение  
 Литология и полезные ископаемые\*  
 Микробиология\*  
 Микроэлектроника\*  
 Мировая экономика и международные отношения  
 Молекулярная биология\*  
 Нейрохимия  
 Неорганические материалы\*  
 Нефтехимия\*  
 Новая и новейшая история  
 Общественные науки и современность  
 Океанология\*  
 Онтогенез\*  
 Оптика и спектроскопия\*  
 Отечественная история  
 Палеонтологический журнал\*  
 Петрология\*  
 Письма в Астрономический журнал\*  
 Письма в Журнал технической физики\*  
 Письма в Журнал экспериментальной и теоретической физики\*  
 Поверхность. Рентгеновские, синхротронные и нейтронные исследования  
 Почвоведение\*  
 Приборы и техника эксперимента\*  
 Прикладная биохимия и микробиология\*  
 Прикладная математика и механика  
 Проблемы машиностроения и надежности машин  
 Проблемы передачи информации\*  
 Программирование\*  
 Психологический журнал  
 Радиационная биология и радиоэкология  
 Радиотехника и электроника\*  
 Радиохимия\*  
 Расплавы  
 Российская археология  
 Русская речь  
 Сенсорные системы  
 Славяноведение  
 Социологические исследования  
 Стратиграфия. Геологическая корреляция\*  
 Теоретические основы химической технологии\*  
 Теплофизика высоких температур\*  
 Труды Математического института им. В.А. Стеклова\*  
 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\*  
 Химическая физика  
 Химия высоких энергий\*  
 Химия твердого топлива  
 Экология\*  
 Экономика и математические методы  
 Электрохимия\*  
 Энергия, экономика, техника, экология  
 Этнографическое обозрение  
 Энтомологическое обозрение\*  
 Ядерная физика\*

\* Журнал издается МАИК "Наука/Интерпериодика" на английском языке