

ISSN 0016-853X

Номер 5

Сентябрь - Октябрь 1999



ГЕОТЕКТОНИКА



Главный редактор
Ю.М. Пущаровский

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

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



“НАУКА”

МАИК “НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА”

Российская академия наук

ГЕОТЕКТНИКА

№ 5 1999 Сентябрь–Октябрь

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

Главный редактор
Ю.М. Пушаровский

Заместитель главного редактора
А.А. Моссаковский

Ответственный секретарь
В.С. Буртман

Редакционная коллегия:

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

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

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

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

Editorial board

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

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

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

Зав. редакцией М.Н. Шуплецова

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

Адрес редакции: 109017 Москва, Пыжевский пер., 7. Геологический институт РАН
Телефон: 230-81-77; факс: 951-04-43

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

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

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 5, 1999

Новейшая тектоника и геодинамика Центральной Европы <i>Р. Г. Гарецкий, Р. Е. Айзберг, А. К. Карабанов, В. П. Палиенко, А. И. Шляуна</i>	3
Геодинамика коллизии островная дуга – континент на западной окраине Тихого океана <i>Е. А. Константиновская</i>	15
Кислый магматизм в аккреционных структурах Корякии, Камчатки и Аляски <i>К. А. Крылов, М. В. Лучицкая</i>	35
Обстановки формирования флишоидно-олистоостромового комплекса западного побережья Алеутской глубоководной впадины <i>Н. А. Богданов, Дж. И. Гарвер, В. Д. Чехович, Т. Н. Палечек, Г. В. Леднева, А. В. Соловьев, Д. В. Коваленко</i>	52
Геодинамическая история Охотско-Колымского региона <i>И. И. Абрамович, С. Д. Вознесенский, Н. Г. Маннафов</i>	67
Механизм формирования присдвигового грабена Эль Габ (Сирия) и проблема пропагации Левантинского трансформного разлома <i>М. Л. Копп, Ж. Аджамян, К. Ильяс, Ф. Факиани, А. Хафез</i>	77

ХРОНИКА

Александр Александрович Моссаковский (к 70-летию со дня рождения)	93
Правила представления статей в журнал “Геотектоника”	95

Contents

No. 5, 1999

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

Neotectonics and Neogeodynamics of Central Europe <i>R. G. Garetsky, R. E. Aizberg, A. K. Karabanov, V. P. Palienko, and A. I. Shliaupa</i>	3
Geodynamics of Island Arc–Continent Collision in the Western Pacific Margin <i>E. A. Konstantinovskaya</i>	15
Felsic Magmatism in the Accretionary Structures of the Koryak Highland, Kamchatka, and Alaska <i>K. A. Krylov and M. V. Luchitskaya</i>	35
Stratigraphic and Tectonic Setting of the Olistostromal Flysch Complex, Western Aleutian Basin Coast, Northern Kamchatka Peninsula <i>N. A. Bogdanov, J. I. Garver, V. D. Chekhovich, T. N. Palechek, G. V. Ledneva, A. V. Solov'ev, and D. V. Kovalenko</i>	52
Geodynamic History of the Okhotsk–Kolyma Region <i>I. I. Abramovich, S. D. Voznesenskii, and N. G. Mannafov</i>	67
Mechanism of Formation of the El Ghab Wrench Graben (Syria) and the Levant Transform Fault Propagation <i>M. L. Kopp, Zh. Adzhamyanyan, K. Il'yas, F. Fakiani, and A. Khafez</i>	77

CHRONICLE

The 70th Birthday of Aleksandr Aleksandrovich Mossakovsky	93
Information for Authors	95

УДК 551.2+551.3(4)



346

НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЕВРОПЫ

© 1999 г. Р. Г. Гарецкий*, Р. Е. Айзберг*,
А. К. Карабанов*, В. П. Палиенко**, А. И. Шляпа***

* Институт геологических наук НАН Беларуси
220141, Минск, Купревича, 7

** Институт географии НАН Украины
252003, Киев, Владимирская, 44

*** Геологический институт Литвы
2600 Вильнюс, Шевченкос, 13

Поступила в редакцию 12.11.98 г.

В результате исследований по проекту МПГК № 346 “Неогеодинамика депрессии Балтийского моря и прилегающих областей” составлена серия карт территории Центральной Европы: неотектонических движений (олигоцен-антропоген), подошвы четвертичных отложений, поверхности морских отложений гольштейнского межледниковья, неотектонического районирования. Выделены новейшие тектонические элементы: на Восточно-Европейском кратоне – Фенноскандинавский щит, Балтийско-Белорусская синеклиза с Готландско-Ботнической и Финской зонами грабенной, Воронежско-Тверская и Украинская антеклизы, Днепровская синеклиза и др.; на Западно-Европейской молодой платформе – Североморская депрессия, Северо-Германско-Польская зона опусканий, Центрально-Европейская зона поднятий и др. Первые отличаются наложенным стилем строения по отношению к более древним платформенным тектоническим элементам, вторые – унаследованным. В целом положительные структуры характеризуются более толстой земной корой, отрицательные – тонкой. Нео тектонически активные разломы в основном имеют ортогональную и диагональную ориентировку. Последняя преобладает и особенно ярко выделяется в пределах кратона. Активные разломы контролируют распределение землетрясений. Главные факторы неотектоники Центральной Европы: поднятие Альпийско-Карпатского орогена, унаследованное прогибание депрессии Северного моря и Центрально-Европейской зоны опусканий, а также формирование новообразованной Восточно-Балтийской рифтовой системы по типу “тройного сочленения”.

ВВЕДЕНИЕ

В исследованиях по проекту МПГК № 346 “Неогеодинамика депрессии Балтийского моря и прилегающих областей” (руководители: Р.Г. Гарецкий, Э.А. Левков – Беларусь, Г. Шваб – Германия), которые выполнялись с 1994 по 1998 гг., принимали участие геологи Беларуси, Германии, Дании, Латвии, Литвы, Польши, России и Украины. Основная цель – выявить особенности неогеодинамического развития запада Восточно-Европейского кратона и соседних областей Западно-Европейской молодой платформы в связи с проблемой происхождения котловины Балтийского моря. В результате составлена серия из 8 карт. Из них три карты масштаба 1 : 1 500 000 вертикальных движений за неотектонический этап (олигоцен-антропоген), подошвы четвертичных отложений, поверхности морских отложений гольштейнского межледниковья. Остальные пять карт (современных вертикальных движений, горизонтальных напряжений земной коры, эпицентров землетрясений, поверхности Мохо и неотектонического районирования) имеют масштаб 1 : 5 000 000. Карты

охватывают территорию с изменяющимися границами: на севере – 62–66° с.ш., на юге – 48–50° с.ш., на западе – 4–5° в.д., на востоке – 35–36° в.д. Карты изданы в Германии Геологической службой Земли Бранденбург (г. Клейнмахнов, 1997). Некоторые материалы и выводы, полученные по мере реализации проекта, были опубликованы [2, 4, 6, 12–16, 18–20, 22–26, 28–35].

НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ

При изучении новейших движений в качестве основного опорного горизонта избраны морские отложения нижнего олигоцена (рюпельские слои, харьковская свита), имеющие наиболее широкое распространение. На участках, где эти отложения размыты, учитывались особенности структуры подошвы морских отложений миоцена. Для областей, расположенных за пределами распространения морских отложений олигоцена, амплитуда неотектонических деформаций была оценена по косвенным данным [14]. Для территории Балтийского щита и прилегающих районов

Литвы, Латвии и Эстонии в качестве основы рассмотрен характер поверхности дочетвертичных пород. Для изучения формирования котловины Балтийского моря большое значение имеют морские отложения гольштейнского (лихвинского, мазовецкого, александрийского) межледниковья (около 0.4 млн. лет), поэтому они были избраны в качестве промежуточного опорного горизонта [25, 26]. Максимальная продолжительность неотектонического этапа (олигоцен–антропоген) оценивается в 35–37 млн. лет.

Значение суммарных амплитуд вертикальных неотектонических движений изменяется в широких пределах (рис. 1). Наибольший их размах (до нескольких километров) связан с развитием Альпийско-Карпатского орогена, соответствующего коллизионной зоне столкновения двух литосферных плит – Евразийской и Африканской. Амплитуда поднятия Восточных (Украинских) Карпат составляет 1.5 км и более. Мощные горизонтальные движения формировали покровы и надвиги, что сопровождалось вертикальными движениями – не только поднятиями, но и погружениями, в частности, Предкарпатского прогиба, в котором мощность только миоценовых моласс достигает 3–5 км. Значительные неотектонические воздымания претерпел Скандинавский эпиплатформенный ороген: в шведской части Балтийского щита – до 500 м, а в пределах Скандинавского нагорья – более 1.2 км.

На территории Волыни (Западная Украина) амплитуда неотектонических движений изменяется от первых метров до +380 м (Подольский блок). Украинская антеклиза характеризуется амплитудой поднятия от 175 до 280 м, Днепровская синеклиза – меньшими величинами (50–100 м).

На территории Финляндии, Карелии и запада России выделяется обширная область умеренных поднятий (100–200 м). Беларусь, Литва, Латвия, Эстония расположены на моноклинали с уменьшением амплитуд поднятий с востока и юго-востока на запад и северо-запад. В восточной части котловины Балтийского моря (восточнее о-ва Борнхольм) отмечается существенное опускание (до –250 м), которое к северу разветвляется и идет по Ботническому и Финскому заливам с погружением до –100, –150 м. Напротив, для Западной Балтики и ее побережья свойственно дифференцированное поднятие с амплитудой до 100 м.

В Западной Дании расположена зона погружения опорного горизонта до –400 м, которая продолжается в депрессию Северного моря, где отрицательные отметки составляют –1.6; –1.7 км и даже более. Общий размах вертикальных движений в Скандинавско-Северноморском регионе может быть оценен в 3–3.5 км. Область погружения Северного моря продолжается в юго-восточном направлении на территории Германии и Польши в виде крупного структурного залива с осью по ли-

нии Гамбург–Берлин–Вроцлав и амплитудой прогиба до 1 км. Южнее расположена область среднеевропейских глыбовых гор, которая в целом выделяется как зона дифференцированных неотектонических поднятий (до 0.5–1.2 км), вытянутая по внешней периферии Альпийско-Карпатского орогена. В ее пределах намечаются относительно мелкие впадины и более глубокие (до –1.5 км) поперечные погружения, приуроченные к грабенам типа Нижнерейнского. Размах вертикальных движений между последним и Рудными горами составляет 2.5 км. Средние скорости постолигоценных движений вне орогенов колебались от 0.01 до 0.08 мм/год.

Амплитуда гольштейн-голоценовых вертикальных движений (около 0.4 млн. лет) в пределах запада Восточно-Европейского кратона достигает максимальных значений (150–200 м) в восточной части котловины Балтийского моря (Ботнический залив, Восточно-Готландская впадина). В области распространения морских, а также и озерных отложений гольштейна в Северной Германии [25, 26] было установлено преобладание неотектонических элементов, ориентированных с северо-запада на юго-восток и с севера на юг, в частности, отчетливо проявились Роер-Нижнерейнский грабен и Гамбургский трог. Амплитуды постгольштейнских вертикальных движений на севере Германии достигают первые десятки метров (максимально до 50 м), а их скорости составляли здесь около 0.1 мм/год, в то время как для Восточной Балтики они выше и достигают 0.3–0.5 мм/год.

Сравнение области распространения морских отложений гольштейна и современных границ акватории Балтики показывает смещение морского бассейна на север и особенно на северо-восток. Отсюда следует, что основное тектоническое погружение Восточной Балтики, расположенной в пределах Восточно-Европейского кратона, произошло после гольштейна. Напротив, для ряда районов Западной Балтики (например, о-в Рюген) во время гольштейнского межледниковья и после него было свойственно слабое поднятие. В целом можно отметить, что начиная с гольштейна характер тектонических движений обнаруживает лишь слабую связь с более ранней олигоцен-плейстоценовой тектоникой.

Изменение направленности вертикальных движений в пределах Восточной Балтики привело к заложению здесь во второй половине плейстоцена системы молодых грабенов, скорость погружения которых заметно превышала значения средних скоростей вертикальных движений в ходе всего неотектонического этапа. В отношении же территории Западно-Европейской молодой платформы можно сказать, что короткий интервал времени после гольштейнского межледнико-

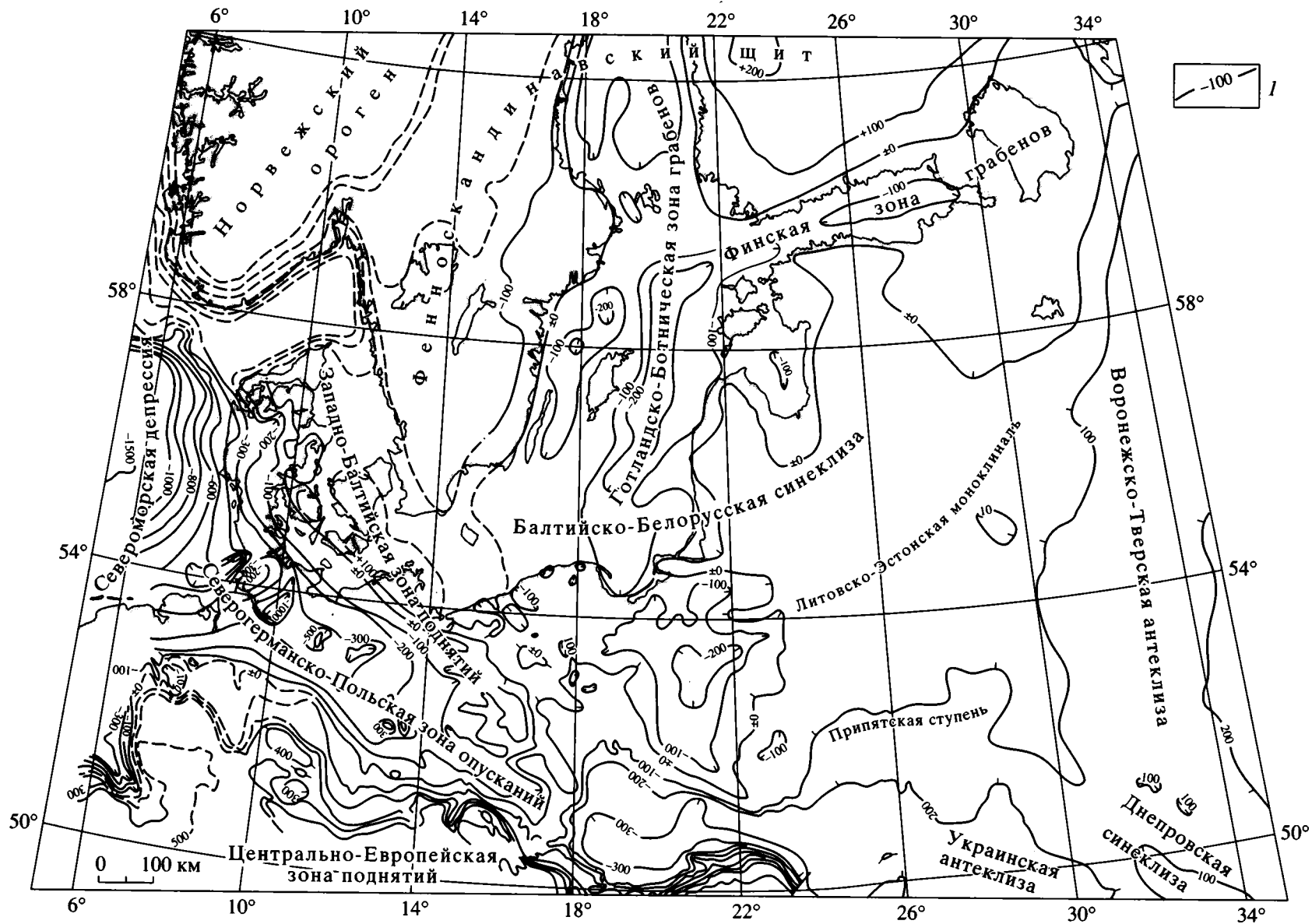
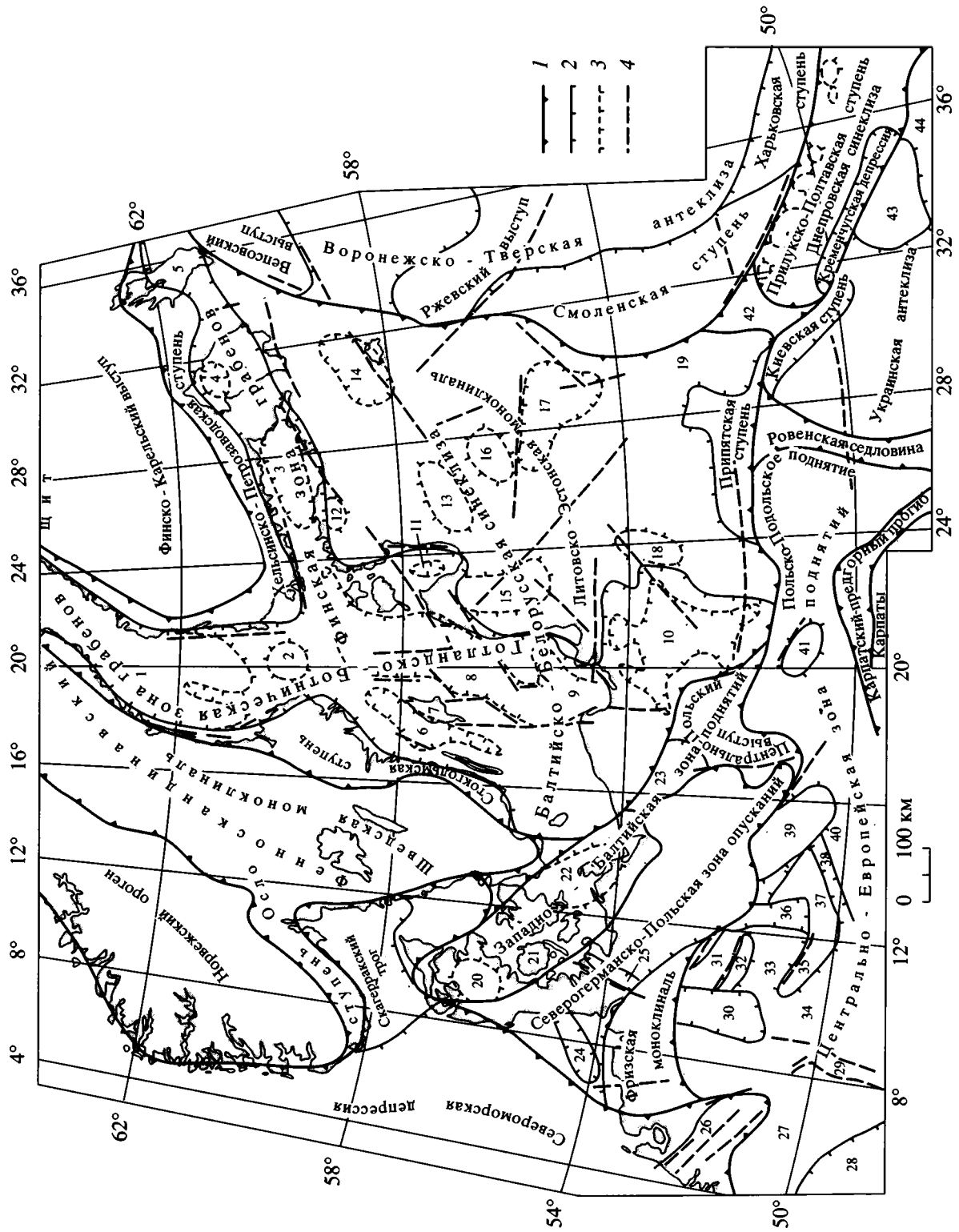


Рис. 1. Схема вертикальных неотектонических движений (олигоцен–антропоген) Центральной Европы. Составлена на основании карты проекта МПГК № 346 “Неогеодинамика Балтики” масштаба 1 : 1 500 000 под редакцией Р.Г. Гарецкого, Э.А. Левкова, С. Остафичука, Ю. Соколовского, Г. Шваба, В. Штакебранда. / – изогипсы, м.



вья был здесь даже более тектонически спокойным по сравнению с относительно долговременным развитием с начала олигоцена до среднего плейстоцена.

НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

Анализ карты неотектонических движений (см. рис. 1) показывает, что на западе Восточно-Европейского кратона можно выделить следующие наиболее крупные новейшие структуры: Фенноскандинавский щит, Воронежско-Тверскую и Украинскую антеклизы, Балтийско-Белорусскую и Днепровскую синеклизы (рис. 2). Центральное положение здесь занимает обширная Балтийско-Белорусская синеклиза. Наиболее погруженные ее участки приурочены к котловине восточной Балтики, Ботническому и Финскому заливам. Они образуют субмеридиональную Готландско-Ботническую и субширотную Финскую зоны грабенов. Первая состоит из Ботнического и Восточно-Готландского грабенов, которые далее к югу переходят в Гданьскую и Мазовецкую депрессии; вторая включает Финский грабен, Ладожскую и Онежскую депрессии. Анализ морфологии этих неотектонических структур, разломной сети, теплового потока, сейсмичности позволяет сделать вывод, что здесь в новейшее время происходит формирование структур рифтового генезиса [4, 6, 20 и др.]. Следует напомнить, что А.П. Карпинский [10] предполагал грабеновую природу Финского залива, Белого моря и, вероятно, Ладожского и Онежского озер, а остров Готланд выделял как горст.

Юго-восток и восток Балтийско-Белорусской синеклизы занимает Литовско-Эстонская моноклинал, осложненная небольшими по размерам малоамплитудными (в первые десятки метров) поднятиями и депрессиями. Далеко на юго-восток, в сторону Днепровской синеклизы, уходит относительно опущенный Березинский структурный залив. На юге синеклизы выделяется Припятская ступень, в основном расположенная над одноименным палеозойским палеорифтом, а на севере синеклиза

сочленяется со Шведской моноклиной и Финско-Карельским выступом Фенноскандинавского щита соответственно через Стокгольмскую и Хельсинско-Петрозаводскую ступени.

Воронежско-Тверская и Украинская антеклизы осложнены рядом поднятий, а на их периферии выделены ступени. Эти антеклизы разделены линейно вытянутой Днепровской синеклизой. Ее ось приурочена к Кременчугской депрессии.

На территории юга молодой платформы Западной Европы параллельно фронту Альпийско-Карпатского орогена выделяется Центрально-Европейская зона поднятий, которая состоит из ряда глыбовых гор, разделенных относительно опущенными депрессиями. За неотектонический этап контрастность рельефа этой зоны значительно возросла: так, например, только с позднего миоцена поднятие Рудных гор достигло 1 км, близкие цифры характерны для Арденно-Рейнского массива и др. Характер речных долин указывает на активизацию неотектонических движений, в частности, на границе плиоцена и плейстоцена. Грабены внутри Центрально-Европейской зоны поднятий (Хессе, долины Эльбы, Оре и др.) образуют лишь относительные понижения, так как они после первоначального погружения были также вовлечены в региональное поднятие.

Наиболее значительное погружение на неотектоническом этапе произошло в Североморской депрессии, унаследовавшей обширное опускание позднемелового – раннетретичного времени. В результате здесь сформировалась субмеридионально вытянутая крупная депрессия (1500 × 500 км), в центральной части которой подошва рюпельских слоев залегает на отметках –1, –1.5 км и несколько глубже. Существенные неотектонические опускания приурочены к Роер-Нижнерейнскому грабену, лежащему на южном продолжении Североморской депрессии. Подошва рюпельских отложений в пределах наиболее погруженных его блоков залегает на глубине около 1.5 км ниже уровня моря.

От Североморской депрессии к юго-востоку уже в пределах суши отходит Северо-Германско-

Рис. 2. Схема новейших тектонических элементов Центральной Европы. Составлена с использованием материалов проекта МПГК № 346 “Неогеодинамика Балтики”.

1–3 – границы неотектонических структур: 1 – первого, 2 – второго и 3 – третьего порядка; 4 – неотектонически активные разломы. Цифры на схеме: Балтийско-Белорусская синеклиза: 1 – Ботнический грабен, 2 – Аландское поднятие, 3 – Финский грабен, 4 – Ладожская и 5 – Онежская депрессии, 6 – Западно-Готландский грабен, 7 – Центрально-Готландское поднятие, 8 – Восточно-Готландский грабен, 9 – Гданьская, 10 – Мазовецкая и 11 – Рижская депрессии, 12 – Пандиверское и 13 – Видземское поднятия, 14 – Ильменская депрессия, 15 – Жемантйско-Курземское и 16 – Латгальское поднятия, 17 – Полоцкая депрессия, 18 – Алитусское поднятие, 19 – Березинский структурный залив; Западно-Балтийская зона поднятий: 20 – Ютландское, 21 – Фюнское и 22 – Рюгенское поднятия, 23 – Померанская седловина; Северо-Германско-Польская зона опусканий: 24 – Западно-Гольштейнский и 25 – Гамбургский трог и 26 – Роер-Нижнерейнский грабен; Центрально-Европейская зона поднятий: 27 – Арденно-Рейнское поднятие, 28 – Парижская депрессия, 29 – Верхнерейнский грабен, 30 – Гессенская и 31 – Субгерцинская депрессии, 32 – Гарц, 33 – Тюрингская депрессия, 34 – Франконское поднятие, 35 – Тюрингский Лес, 36 – Эльстерская депрессия, 37 – Рудные горы, 38 – Оре-грабен, 39 – Лаузитц и Судеты, 40 – Богемское поднятие, 41 – Свентокшицкие горы, 42 – Брагинско-Лоевская седловина, 43 – Кировоградское поднятие, 44 – Южно-Украинская моноклинал.

Польская зона опусканий, которая имеет форму клина, вытянутого на 1000 км при ширине 600–700 км на юго-востоке. Осевое положение в этой зоне опусканий занимает Северо-Германская депрессия, для которой характерна устойчивая тенденция к прогибанию в течение всего кайнозоя: здесь распространены морские отложения олигоцена, миоцена, гольштейнского межледниковья. Суммарная амплитуда неотектонического погружения депрессии составляет 350 м, а в пределах отдельных относительно небольших трогов (Западно-Гольштейнский, Гамбургский) превышает 1000 м. До настоящего времени эта депрессия (в ее осевой части находится нижнее течение Эльбы) обуславливает основные черты гидрографической сети северо-запада Германии.

К северо-западу от Северо-Германско-Польской зоны опусканий расположена идущая параллельно ей Западно-Балтийская зона поднятий, которая отделяет ее от Балтийско-Белорусской синеклизы и включает Ютландско-Рюгенский и Центрально-Польский выступы. Они ориентированы навстречу один другому и, постепенно погружаясь, сходятся в районе Померанской седловины.

НОВЕЙШИЕ РАЗЛОМЫ

Сеть неотектонически активных разломов построена достаточно закономерно: они имеют преимущественно диагональную и ортогональную ориентировку. Амплитуды вертикальных смещений по разломам обычно не превышают нескольких десятков метров. Однако в пределах Центрально-Европейской зоны поднятий амплитуды отдельных разломов достигают уже нескольких сотен метров. Такие значения смещений отмечены как для поднятых блоков (Гарц, Рудные Горы и др.), так и для грабенов (Хессе, Оре и др.). Кроме того, значительные амплитуды перемещений по разломам (до 350–400 м) установлены в Роер-Нижнерейнском грабене, Гамбургском и Западно-Гольштейнском трогах, Восточно-Готландском грабене.

В ряде областей движениям по разломам сопутствовали проявления вулканизма. В частности, сильными щелочно-базальтовыми вулканическими извержениями сопровождалось воздымание блоковых гор Центрально-Европейской зоны поднятий на участке от Арденно-Рейнского массива до Свентокшиских гор. При этом извержения проявились преимущественно по разломам меридионального и северо-восточного направления, тогда как разрывы северо-западной ориентировки чаще оставались закрытыми. Максимум вулканической активности здесь отмечается на рубеже олигоцена и миоцена и в миоцене. В плейстоцене проявления вулканизма ограничивались только

частью Арденно-Рейнского массива западнее долины Рейна и западной частью Оре-грабена.

Ортогональную направленность имеют субмеридиональные разломы Готландско-Ботнической зоны грабенов и субширотные разломы Финской. На остальной территории Восточно-Европейского кратона наиболее отчетливо проявляются диагональные неотектонически активные разломы, которые обычно направлены по азимутам 40–55° и 305–325°. Разломы ортогональной системы обычно имеют отклонение от азимутов меридианов и параллелей не более чем на 5–10°. Субмеридиональные разломы достаточно отчетливо выделяются на стыке Балтийско-Белорусской синеклизы и Воронежско-Тверской антеклизы, а субширотные – в средней части названной синеклизы (Полоцкая зона), а также на Припятской ступени и Украинской антеклизе.

Многие разрывные нарушения имеют характерные оперения, примыкающие к основному разлому под острым углом (около 7–35°). Они в основном выявлены у диагональных разрывов. Это может указывать на то, что новейшие разломы испытывали не только вертикальные, но и горизонтальные смещения. Результаты реконструкции неотектонических напряжений [31, 32] показали, что механизм формирования новейших структур запада Восточно-Европейского кратона в значительной степени обусловлен сдвиговыми напряжениями, которые имеют ориентированную субмеридионально ось сжатия и направленную субширотную ось растяжения. В таком поле напряжения разрывы северо-западного простирания являются правыми сдвигами, а северо-восточного – левыми. В области, примыкающей к котловине Балтийского моря, ориентировка сжимающих напряжений заметно изменяется, иногда на обратную. Ортогональные разломы в основном имеют признаки сбросов, реже сбросо-сдвигов. Неотектонически активные разломы в значительной степени контролируют распределение эпицентров землетрясений.

Сеть новейших разломов более резко выражена и имеет большую густоту в пределах Восточно-Европейского кратона, чем на Среднеевропейской плите. На молодой платформе новейшие разломы четко выражены только в Центрально-Европейской зоне поднятий и отдельных новейших грабенах. По-видимому, на территории кратона фундамент, состоящий из кристаллических пород, более консолидирован и поэтому более хрупок. К тому же здесь развит относительно маломощный платформенный чехол, который легче реагирует на разрывные нарушения. На Среднеевропейской плите фундамент менее консолидирован и погружен на большие глубины и разрывные нарушения затухают в мощном платформенном чехле.

СООТНОШЕНИЕ НОВЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ С ГЛУБИННЫМ СТРОЕНИЕМ

Балтийско-Белорусская новейшая синеклиза наложена на ряд более древних платформенных структур: рифейско-ранневендскую Оршанскую впадину, окраины поздневендско-раннепалеозойских Балтийской синеклизы и Подляско-Брестской впадины, Белорусскую антеклизу, Припятский палеозойский палеорифт и др. На месте последней структуры в новейшее время выделяется Припятская ступень. Над Белорусской антеклизой, Оршанской впадиной расположена Литовско-Эстонская моноклинал. На борту палеозойской Балтийской синеклизы сформировались новейшие зоны грабенов – Финская и Готландско-Ботаническая. Новейшая Мазовецкая депрессия расположена на периклинали Мазурского погребенного выступа Белорусской антеклизы.

Воронежская антеклиза в новейшее время значительно расширилась за счет соседних территорий, образовав существенно более обширную Воронежско-Тверскую неотектоническую антеклизу. Сохранила свое приподнятое положение Украинская антеклиза. Между обеими антеклизамии продолжала развиваться и новейшая Днепровская синеклиза, хотя ось наибольшего ее погружения (Кременчугская депрессия) сместилась к юго-юго-западу по сравнению с осью мезозойской синеклизы.

На Западно-Европейской молодой платформе отмечается значительно большее совпадение новейших и более древних тектонических элементов. Так, наибольшие опускания Североморской депрессии совпадают с прогибанием пострифтовой синеклизы Северного моря в более раннее третичное и меловое время. Также в целом совпадают прогибания Северо-Германско-Польского палеозойско-мезозойского бассейна с одноименной зоной новейшего опускания. Центрально-Европейской зоне поднятий с ее дифференцированными структурами в общем отвечает такая же контрастная картина более древних платформенных тектонических элементов. В то же время и в пределах Западно-Европейской молодой платформы также наблюдается ряд наложенных новейших тектонических элементов, иногда несколько смещенных по отношению к более древним структурам, но они в общем носят более частный и второстепенный характер.

Восточно-Европейский кратон существенно отличается от Западно-Европейской молодой платформы по залеганию поверхности Мохо (мощности земной коры). Если для первой характерна относительно толстая кора (до 40–60 км), то для второй – более тонкая (25–35 км). Для обеих платформ отмечается закономерное увеличение мощности земной коры на положительных тек-

тонических элементах и уменьшение – на отрицательных. То же можно сказать и о мощностях литосферы [5, 19]. Если на молодой платформе новейшие движения усиливали эту тенденцию, то на кратоне они не оказали сколько-нибудь заметного влияния. Исключение здесь составили области Фенноскандинавского щита и систем грабенов Восточной Балтики. Несмотря на недостаточные сведения о мощности земной коры, тем не менее можно констатировать ее уменьшение в районах Западно- и Восточно-Готландского, Ботанического и Финского грабенов с разницей в глубине залегания поверхности М до 10–15 км.

СТАДИИ РАЗВИТИЯ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

По особенностям проявления неогеодинимических процессов в пределах Центральной Европы можно выделить две стадии: олигоцен-неогеновую и четвертичную (антропогеновую).

Олигоцен-неогеновая стадия. Главными факторами, повлиявшими на течение неогеодинимических процессов, в основном было воздымание Альпийско-Карпатского орогена, прогибание депрессии Северного моря и Северо-Германско-Польской зоны опусканий. Накопление не только морских, но и континентальных отложений в олигоцене и неогене происходило на площадях, соответствующих наиболее глубоким частям ранее существовавших палеогеновых бассейнов, что говорит об отсутствии существенных изменений структурного плана, хотя первые признаки преобразований наметились уже в плиоцене. За пределами развития морских отложений характер строения и распространения позднеолигоцен-среднемиоценовой буроугольной формации указывает на то, что максимально опущенными здесь была южная часть Балтийско-Белорусской синеклизы. В эту стадию отчетливо наметились крупнейшие субширотные структуры Альпийско-Карпатского орогена и в общем параллельные ему Центрально-Европейская зона поднятий, а также Северо-Германско-Польская зона опусканий и продолжающая ее на восток полоса погружений юга Балтийско-Белорусской и Днепровской синеклиз.

Четвертичная (антропогеновая) стадия новейшего этапа совпадает по времени с эпохами многократного распространения из Фенноскандинавского центра к югу покровных материковых оледенений, чередовавшихся с межледниковьями. Имеется ряд геологических свидетельств того, что каждый ледниковый покров на трансгрессивной стадии приводил к гляциоизостатическому опусканию занимаемой им площади, а на регрессивной – к ее воздыманию. Размах этих движений мог достигать многих десятков метров.

В среднем плейстоцене началось заложение котловины Балтийского моря и формирование Черно-морско-Балтийского водораздела. За последние 0,4 млн. лет в восточной части котловины Балтийского моря (район Ботнического залива и Восточно-Готландской впадины) амплитуда нисходящих движений составила не менее 150–200 м, что обусловило появление неотектонического перекоса в сторону Балтики. Тенденция к прогибанию Балтики сохранялась вплоть до наших дней, вызывая постепенное смещение главного водораздела к юго-востоку. В эту стадию продолжалось прогибание Североморской и Северо-Германско-Польской депрессий и одновременное воздымание Альпийско-Карпатского орогена и Центрально-Европейской зоны поднятий, а также Украинской и Воронежско-Тверской антеклиз и смежных с ними участков. Эти процессы привели к окончательному оформлению Литовско-Эстонской неотектонической моноклинали и современного структурного плана.

ГЕНЕЗИС КОТЛОВИНЫ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

В настоящее время имеются два взгляда на природу котловины Балтийского моря. Первый из них объясняет ее появление преимущественно ледниковой эрозией, второй отводит основную роль тектонике. Анализ особенностей распределения мощностей и состава четвертичных отложений, расчет баланса масс вынесенных из центральной и восточной частей котловины и переотложенных пород показывают, что лишь около 40–50% общего объема котловины может быть связано с экзарацией [13]. В пользу тектонического происхождения большей части Балтийской депрессии говорят несовпадение границ ледниковых покровов и акватории, постепенное погружение в западном направлении под уровень моря Эстонского глинта нижнепалеозойских пород, которые еще в раннем плейстоцене размещались в приподнятой области сноса, существование в Ботническом заливе опущенного блока сохранившихся от эрозии верхнепротерозойских и нижнепалеозойских отложений.

Котловину Балтийского моря по особенностям геологического строения, истории развития и морфологии можно разделить на две существенно отличающиеся части: западную и восточную. Западная Балтика расположена на площади Западно-Европейской молодой платформы. Здесь в основном незначительные глубины, на дне моря под четвертичной толщей выступают мезозойско-кайнозойские морские отложения. В эоцене, олигоцене и, в меньшей степени, в миоцене сюда со стороны Северного моря распространялась шельфовая область обширного трансевропейского морского бассейна [21]. В плейстоцене в оформление этой части котловины Балтики сравнительно большой

вклад внесли эрозионные процессы, в частности, ледниковая экзарация [27]. Поэтому в отношении Западной Балтики можно сделать заключение об относительно спокойном и преимущественно унаследованном характере тектонического развития с конца мезозоя до настоящего времени.

Совершенно иную геологическую историю имеет восточная часть современной акватории Балтийского моря, расположенная в пределах Восточно-Европейского кратона. Приуроченные к Балтийской синеклизе палеозойские и мезозойские морские трансгрессии охватывали только южную периферию современной акватории Восточной Балтики. В еще более узкой полосе здесь (Самбийский полуостров, Гданьский залив и др.) распространены палеогеновые морские отложения. Северная большая часть Восточной Балтики в течение длительного геологического времени вплоть до земского межледниковья (около 130 тыс. лет назад) оставалась приподнятой областью сноса в сводовой части Балтийского щита.

Бассейн Восточной Балтики в основном сформировался в течение последних 0,4 млн. лет. До середины плейстоцена нет свидетельств существования Балтийского моря. В то время речной сток осуществлялся со стороны Фенноскандии через территорию будущей котловины в сторону крупных пресноводных водоемов Центральной Европы. Изменения связаны с началом гольштейна. Трансгрессия гольштейнского моря происходила со стороны Северного моря и достигала территории Литвы и Латвии на востоке (рис. 3). Появление в гольштейне морского бассейна в восточной части Балтийской депрессии сопровождалось перестройкой речной сети и изменением направления течения рек на территории прилегающих районов запада Восточно-Европейского кратона. Ботнический и Финский заливы образовались уже после гольштейна.

В позднем плейстоцене во время земского межледниковья (около 130 тыс. лет назад) котловина Балтики в основном уже приобрела близкие к современным очертания, причем площадь земского морского водоема была даже большей, чем современной акватории (см. рис. 3). Между Онежским озером и Белым морем существовал пролив шириной до 200 км. На Онежско-Беломорском водоразделе на отметках до 120–140 м выше современного уровня Балтики еще в конце 30-х гг. были установлены морские отложения. Г.И. Горецкий [9] доказал земский возраст этих отложений и показал, что морской пролив, получивший название Карельского межледникового моря, имел значительные размеры при нормальной солености вод и небольшой (10–20 м) глубине.

Во время деградации последнего (поозерского, валдайского, вайхзельского) ледникового покрова (около 10–12 тыс. лет назад) в котловине

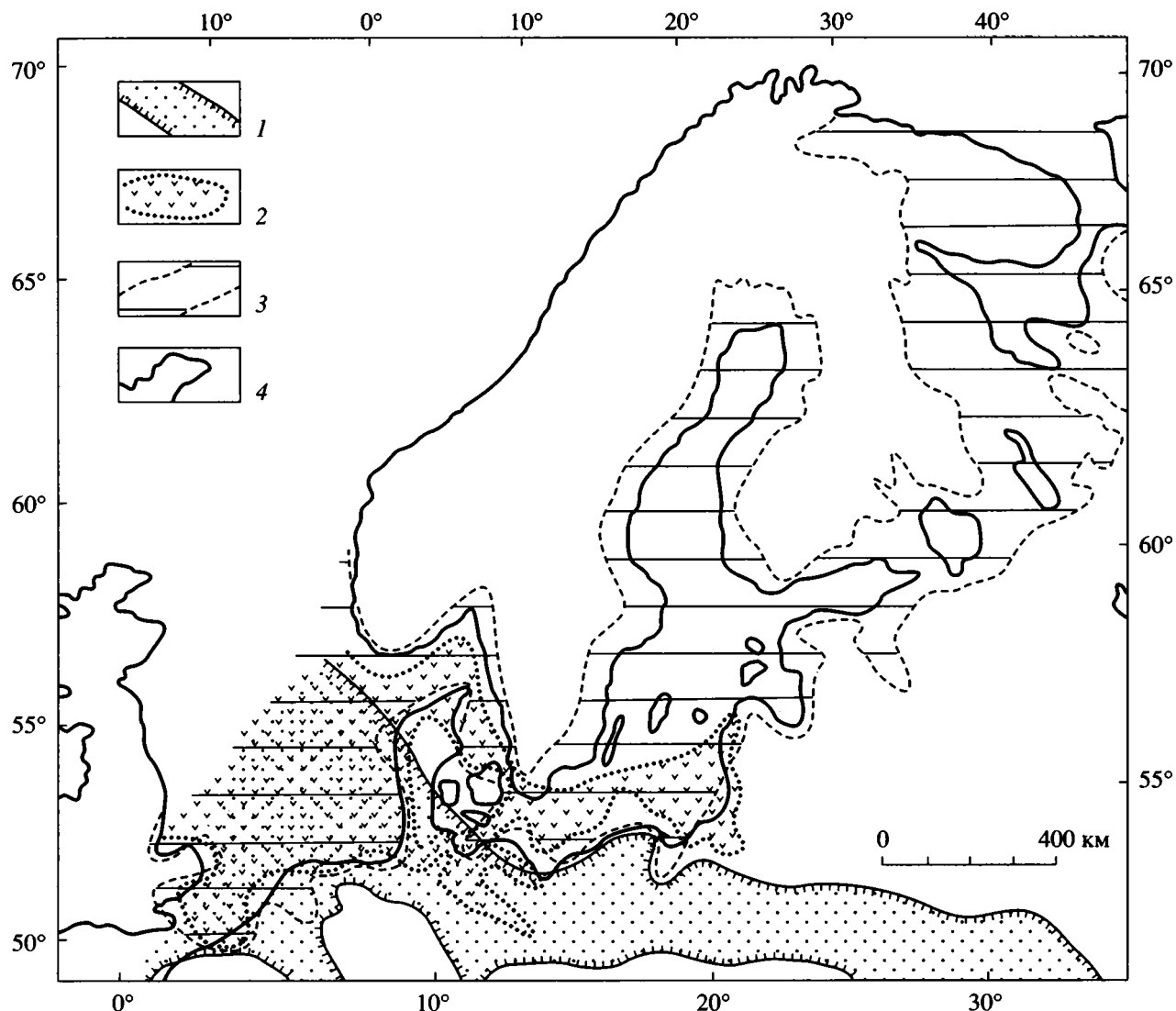


Рис. 3. Распространение основных морских бассейнов Балтийского региона в олигоцен-четвертичное время [7–9, 17, 21, 26].

1 – ранний олигоцен (35–37 млн. лет); 2, 3 – четвертичный период: 2 – гольштейн (0.4 млн. лет), 3 – эем (0.13 млн. лет); 4 – современная береговая линия.

Балтийского моря располагалась серия быстро менявших свои очертания приледниковых озер. Около 11–12 тыс. лет назад образовалось Балтийское ледниковое озеро, оставившее следы трех основных связанных с остановками ледника на рубеже гряд Сальпаусселька-1, -2 и -3 фаз своего развития в виде береговых линий на разной высоте [8]. В результате отступления ледникового края около 10.3–10.7 тыс. лет назад произошел спуск Балтийского ледникового озера. На относительно короткое время в Восточной Балтике образовалось Иольдиево море, которое через пролив в Центральной Швеции имело соединение с Атлантическим океаном. Позднее из-за быстрого изостатического поднятия пролив закрылся и образовалось

Анциловое озеро, которое существовало в интервале геологического времени с 9.5 до 7–8 тыс. лет назад.

После нового соединения Балтийского моря с океаном через Датские проливы началась солоноватоводная литориновая стадия. Береговые линии названных водоемов поздние и послеледниковые этапов развития Балтийского бассейна вследствие изостатического воздымания испытали значительную деформацию. Наиболее значительное поднятие (до 180–200 м) установлено на своде Балтийского щита с максимумом вблизи северного окончания Ботнического залива, при этом изолинии изостатических движений ориентированы пер-

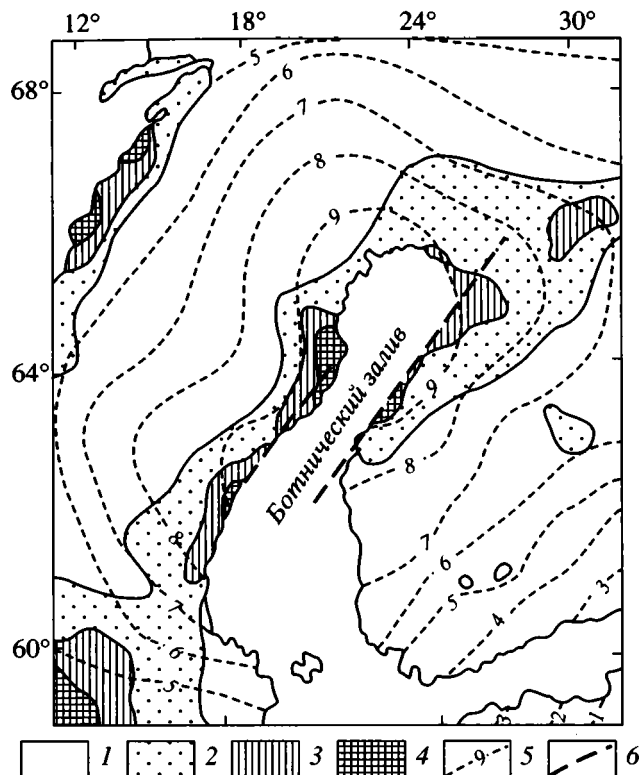


Рис. 4. Соотношение сейсмичности (по К.Е. Заальстрёму), современных движений (по А.А. Никонову) и зон разрывных нарушений (по А.Г. Стрёмбергу) в центре позднеплейстоценового фенноскандинавского ледникового покрова [6].

1–4 – количество землетрясений за время 1600–1925 гг. 1 – менее 5, 2 – 6–11, 3 – 12–17, 4 – более 18; 5 – изобазы, мм/год; 6 – разрывные нарушения.

пендикулярно к оси Ботнического залива (рис. 4). По-видимому, одновременно с поднятием бортов залива происходило относительное опускание его дна. В результате взаимодействия перечисленных факторов произошло некоторое сокращение общей площади морского водоема при возрастании его глубины и сформировались современные очертания берегов Ботнического и Финского заливов. В настоящее время продолжается изостатическое поднятие бортов Ботнического залива (со скоростью до 7–8 мм в год) и, очевидно, тектоническое прогибание грабенов в его осевой части.

Все это свидетельствует о молодом возрасте котловин Восточной Балтики, Финского и Ботнического заливов, которые в совокупности, по-видимому, представляют собой закладывающуюся рифтовую систему. Последний вывод подтверждается рядом различных признаков. Прежде всего это – глубокие впадины в рельефе дна, с которыми связаны максимальные амплитуды неотектонических прогибаний. Они имеют форму узких линейно вытянутых структур грабенового типа.

Гольштейн-голоценовые прогибания достигают здесь наибольших величин (150–200 м). Новейшая разломная сеть ограничивает и отчетливо вырисовывает эти грабенообразные структуры. Внутри дна заливов и юга Восточной Балтики разломы намечают ряд блоковых линейных структур типа горстов (Центрально-Готландское поднятие) и грабенов (Западно- и Восточно-Готландский грабены). К краевым ограничениям грабенов приурочена повышенная сейсмичность. Эти особенности наиболее четко видны на примере Ботнического залива (см. рис. 4), который расположен в зоне максимальных значений послеледниковых современных вертикальных движений. Побережья залива отличаются высокой сейсмичностью, что связано с приуроченностью эпицентров к зонам разрывных нарушений, протягивающимся вдоль залива. Локальные положительные аномалии теплового потока зафиксированы во внутренних частях моря (район островов Готланд, Куршский, Финский залив и др.). В Готландско-Ботнической зоне грабенов отмечается сокращение мощности земной коры, причем разница в залегании поверхности Мохо достигает 10–15 км.

Д.И. Гарбар [1], который выделяет структуру Финского залива под названием Таллинско-Петербургского рифта, кроме отмеченных ранее признаков, указывает, что здесь зафиксированы локальные аномалии электропроводности, серия эпицентров землетрясений с магнитудой 2–4 балла и глубинами гипоцентров в 15–20 км, многочисленные интенсивные аномалии радона и других газов, полоса радиоактивных аномалий. Финская зона грабенов не ограничивается Финским заливом, а, скорее всего, протягивается далее на восток-северо-восток и включает прогибы Ладожского и Онежского озер и Белого моря. В целом Готландско-Ботническая и Финская зоны грабенов образуют формирующуюся в новейший этап развития Восточно-Балтийскую рифтовую систему, которая геометрически имеет рисунок типа “тройного сочленения”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гарбар Д.И. Таллинско-Петербургский (Финский) рифт – проявление новейшего рифтогенеза в пределах Евразийского суперконтинента // Тезисы докладов ХХIX Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 1996. С. 30–31.
2. Гарецкий Р.Г. А.П. Карпинский и тектоника Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 1997. № 4. С. 10–23.
3. Гарецкий Р.Г., Айзберг Р.Е., Аронов А.Г., Карбанов А.К., Сафронов О.Н. Общее сейсмическое районирование Белорусско-Прибалтийского региона // Докл. НАН Беларуси. 1997. Т. 41. № 4. С. 99–103.

4. *Гарецкий Р.Г., Айзберг Р.Е., Карabanов А.К., Левков Е.А., Палиенко В.П.* Про дослідження неогеодинаміки внутріконтинентальних структур на території Білорусі та України // Український географіч. журнал. 1995. № 1–2. С. 53–57.
5. *Гарецкий Р.Г., Данкевич И.В., Каратаев Г.И.* Астеносфера запада Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 1996. № 6. С. 59–67.
6. *Гарецкий Р.Г., Левков Э.А., Шваб Г., Карabanов А.К., Айзберг Р.Е., Остафичук С., Палиенко В.П., Шляпуа А.И.* Неогеодинамика запада Восточно-Европейской платформы // Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов. М.: ГЕОС, 1996. С. 31–32.
7. Геология и геоморфология Балтийского моря. Сводная объяснительная записка к геологическим картам масштаба 1 : 500 000 / Под ред. А.А. Григялиса. Л.: Недра, 1991. 420 с.
8. Геология Финского залива / Под ред. А. Раукаса и Х. Хюваринена. Таллинн, 1992. 422 с.
9. *Горецкий Г.И.* Карельское межледниковое море // Вопросы географии. 1949. Сб. 12. С. 97–132.
10. *Карпинский А.П.* Собрание сочинений. Т. II. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1939. 428 с.
11. *Левков Э.А.* Гляциотектоника. Минск: Наука и техника, 1980. 280 с.
12. *Левков Э.А., Карabanов А.К.* Неотектоническое районирование территории Белоруссии // Докл. АН БССР. 1987. Т. 31. № 9. С. 821–824.
13. *Левков Э.А., Карabanов А.К.* О величине экзарационного среза в центре Скандинавского оледенения // Докл. АН Беларуси. 1994. Т. 38. № 1. С. 95–97.
14. *Левков Э.А., Карabanов А.К.* Неотектоника Беларуси // Литосфера. 1995. № 1. С. 119–126.
15. *Палиенко В.П., Гарецкий Р.Г., Карabanов А.К., Айзберг Р.Е., Шляпуа А.И.* Главные направления прикладных неогеодинамических исследований // Украинский географіч. журнал. 1997. № 4. С. 19–27.
16. *Сим Л.А.* Некоторые особенности взаимосвязи неотектонических движений Восточно-Европейской платформы с глобальным тектогенезом // Тез. докл. XXIX Тектонического совещания “Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов”. М.: ГЕОС, 1996. С. 132–134.
17. *Czwartorzed. Osady, metody badan, stratygrafia / Ed. L. Linder.* Warszawa, 1992. 638 p.
18. *Frischbutter A., Schwab G.* Karte der rezenten vertikalen Krustenbewegungen in der Umrahmung der Ostsee-Depression. Ein Beitrag zu IGCP–Project N 346 “Neogeodynamica Baltica” // Brandenburgische Geowissenschaftliche Beitrage, 1997. B. 4. № 2. S. 59–67.
19. *Garetsky R., Aizberg R., Karabanov A., Karataev G.* Beziehungen zwischen den Hauptlithospharengrenzen im Westen des Osteuropaischen Kratons (IGCP–Project 346) // Brandenburgische Geowissenschaftliche Beitrage. 1997. B. 4. № 1. S. 55–66.
20. *Garetsky R., Levkov E., Ostafiozok S., Schwab G.* Neogeodynamic map of the Baltic Sea depression and adjacent areas // XIV INQUA Congress: Abstracts. Berlin, 1995. P. 89.
21. *Gramann F., Kockel F.* Palaeogeographical, lithological and palaeoclimatic development of the Northwest European Tertiary basin // The Northwest European Tertiary Basin. Geol. Jahrbuch, 1988. Reihe A. Heft 100. P. 428–441.
22. *Karabanov A., Garetsky R., Levkov E., Aizberg R.* Zur neotektonischen Entwicklung des südostlichen Ostseebeckens (Spatoligozan-Quartar) // Zeitschrift für geologischen Wissenschaften. Berlin, 1994. B. 22. H. 1/2. S. 271–274.
23. *Karabanov A., Levkov E., Aizberg R.* Neotektonics of Belarus // Zeitschrift für geologischen Wissenschaften. Berlin, 1966. B. 24. H. 1/2. S. 113–119.
24. *Levkov E., Garetsky R., Karabanov A., Aizberg R.* Neogeodynamics of Belarus // Technica Poszukiwan Geologicznych. Geosynoptyka i Geotermia. Krakow, 1995. № 3. P. 22–30.
25. *Ludwig A.O.* Ergebnisse zum neotektonischen Bewegungsverhalten der peribaltischen Region // Zeitschrift für geologischen Wissenschaften. Berlin, 1997. B. 4. № 1. S. 49–53.
26. *Ludwig A.O., Schwab G.* Neogeodynamica Baltica – ein internationales Kartenprojekt (IGCP-Projekt № 346). Deutsche Beitrage zur Charakterisierung der vertikalen Bewegungen seit Beginn des Rupelian (Unteroligozan) bzw. seit Ende der Holstein–Zeit // Brandenburgische Geowissenschaftliche Beitrage. 1995. B. 4. № 2. S. 47–57.
27. *Meyer K.-D.* Zur Entstehung der westlichen Ostsee // Geol. Jahrbuch. Hannover, 1991. A 127. S. 429–446.
28. *Ostaficzuk S.* Impact of Poland’s geological structure on neogeodynamics // Technica Poszukiwan Geologicznych. Geosynoptyka i Geotermia. Krakow, 1995. № 3. P. 79–107.
29. *Palienko V.P.* Neotectonically active facture in the territory of the Ukraine // Литосфера. 1996. № 5. С. 94–99.
30. *Palienko V.P., Matoshko A.V.* Neogeodynamics of central and northern Ukraine // Technica Poszukiwan Geologicznych. Geosynoptyka i Geotermia. Krakow, 1995. № 3. P. 37–45.
31. *Sim L.A.* Neotectonic stress fields of the East European platform (EEP) and adjacent structures // Литосфера. 1996. № 5. С. 100–107.
32. *Sim L., Bryantseva G., Levkov E., Karabanov A.K., Aizberg R.* The neotectonic stress of Belarus and the Baltic countries // Technica Poszukiwan Geologicznych. Geosynoptyka i Geotermia. Krakow, 1995. № 3. P. 53–57.

33. *Sliaupa S.* Major neotectonically active linear fault Zones in Lithuania // *Литовска Геол. 1996. № 5. С. 108–115.*
34. *Sliaupa A., Gelumauskaite Z., Sliupa S., Straume J.* Neotectonic structure of the eastern part of the Baltic sea and adjacent land area // *Technica Poszukiwan Geologicznych, Geosynoptyka i Geotermia. Krakow, 1995. № 3. P. 63–65.*
35. *Sliaupa A., Sliupa S., Straume J.* Peculiarities of neotectonic investigation in the Baltic area // *Technica Poszukiwan Geologicznych, Geosynoptyka i Geotermia. Krakow, 1995. № 3. P. 67–73.*

Рецензенты: Н.В. Короновский, Ю.Г. Леонов

Neotectonics and Neogeodynamics of Central Europe

R. G. Garetsky*, R. E. Aizberg*, A. K. Karabanov*, V. P. Palienko, and A. I. Shliaupa*****

**Institute of Geological Sciences, Belarussian Academy of Sciences,
ul. Kuprevicha 7, Minsk, 220141 Belarus*

***Institute of Geography, National Academy of Sciences of Ukraine,
ul. Volodymyrska 44, Kiev, 252003 Ukraine*

****Geological Institute of Lithuania,
Shevchenkos str. 13, Vilnius, 2600 Lithuania*

As a result of investigations under the IGCP project no. 346 "Neogeodynamics of the Baltic Sea Depression and Adjacent Areas", a series of eight maps of Central Europe was compiled. The series includes a map of neotectonic movements (Oligocene–Anthropogene), maps of the structure at the base of the Quaternary and at the top of the Holsteinian interglacial marine sediments, a map of the neotectonic structural framework, and some others. The following neotectonic features have been recognized: the Fennoscandian shield, the Baltic–Belarussian syncline with the Gotland–Bothnian and Gulf of Finland graben zones, the Voronezh–Tver' and Ukrainian anteklises, the Dnieper syncline, and some others within the East European craton and North Sea depression; the North German–Polish subsidence zone, the Central European zone of uplifts, and some others in the young West European craton. The neotectonic features of the East European craton are typically superimposed upon the older structural features, whereas the structures of the young West European craton are largely inherited. In general, the crust thickens beneath structural highs and thins beneath depressions. Neotectonically active faults show mostly orthogonal or diagonal orientation. The latter is predominant and particularly distinct within the East European craton. Active faults control earthquake distribution. The main neotectonic events in Central Europe are as follows: the uplift of the Alpine–Carpathian orogen, the inherited subsidence of the North Sea and Central European depressions, and the development of a neotectonic eastern Baltic rift system, tied in a triple junction.

УДК 551.242.2(265)

ГЕОДИНАМИКА КОЛЛИЗИИ ОСТРОВНАЯ ДУГА – КОНТИНЕНТ НА ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЕ ТИХОГО ОКЕАНА

© 1999 г. Е. А. Константиновская

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 14.05.95 г.

Коллизия островная дуга – континент является фундаментальным процессом, определяющим геодинамическое развитие многих современных активных континентальных окраин западной части Тихого океана и древних орогенных поясов. Характер и распределение литосферных напряжений и деформаций, развивающихся в процессе коллизии, зависят от целого ряда физических и геометрических параметров, описывающих состояние и взаимное расположение конвергентных плит. Среди них существенное значение имеют мощность и термический возраст континентальной коры поддвигающейся плиты, определяющие ее плотность и прочность, структура континентальной окраины, как правило, осложненная листрическими сбросами или аккрецированными тектоническими блоками, величина трения между плитами. На характер развития коллизии влияют также мощность надвигающейся плиты под дугой, расстояние от дуги до желоба (размеры преддугового блока). В зависимости от сочетания этих факторов возможно развитие коллизии дуга – континент по разным сценариям. В статье анализируется эволюционная схема коллизии с образованием и эксгумацией пород высоких давлений. Однако основная часть статьи посвящена анализу геодинамики коллизии на примере современных конвергентных зон (дуги Лузон и Банда) и сравнению ее с реконструируемой в орогенном поясе Камчатки раннеэоценовой коллизией Ачайваям-Валагинской дуги с континентальной окраиной Азии. Показано принципиальное отличие в развитии коллизии этих зон, обусловленное ранней блокировкой поддвига континентальной плиты, сопровождающейся инверсией субдукции с последующим поддвигом океанической плиты с обратной стороны дуги. Приводится теоретическое обоснование и геологические свидетельства этих процессов и разбирается роль преддугового блока в процессе коллизии. Для орогенной области Камчатки разбирается общий геодинамический контекст раннеэоценовой коллизии дуга – континент и детальные ее этапы. Высказано предположение о том, что формирование синколлизийного высокотемпературного метаморфического Ганальского блока является отличительной чертой развития коллизии дуга – континент с ранней блокировкой поддвига континентальной плиты и инверсией субдукции.

ВВЕДЕНИЕ

Коллизия островная дуга – континент является фундаментальным процессом, определяющим геодинамическое развитие многих современных и древних активных континентальных окраин. Разные этапы в эволюции этого процесса можно наблюдать в настоящее время в западной и юго-западной части Тихого океана. Во многих активных окраинах процесс коллизии предваряется этапом поглощения плиты окраинного моря, отделяющего вулканическую дугу от континентальной окраины (моря Японское, Южно-Китайское, Сулу, Банда, Соломоново) (рис. 1). Зонами, где происходит активная коллизия дуга – континент, являются дуга Лузон, северный фланг которой тектонически аккрецирован к пассивной окраине Азии (о-в Тайвань), дуги Банда и Меланезийская, находящиеся на разных стадиях коллизии с Австралийским континентом (о-ва Тимор и Новая Гвинея). Коллизия дуга – континент восстанавливается в эволюции многих древних орогенных поясов, и как устанавливается в последние годы, геодинамика этого процесса определяла дальнейшее тектони-

ческое развитие этих зон (Урал, Гималаи–Тибет, Иберийский полуостров, Сьерра-Невада, [42, 44, 57–60]).

Характер и распределение литосферных напряжений и деформаций, развивающихся в процессе коллизии дуга – континент, изучаются в активных коллизийных зонах на основе анализа топографических, гравиметрических, сейсмических и глобальных геодезических (GPS) данных и развиваются на основе численного и физического моделирования. Однако поскольку в рассматриваемых зонах процесс коллизии не завершен, то создающиеся на этой основе модели не могут считаться окончательными. С другой стороны, исследования в древних орогенных поясах, прошедших в своем развитии стадию коллизии дуга – континент, позволяют получить геологические, петрологические и структурные данные, характеризующие развитие этого процесса на разных его этапах и для разных глубин его проявления. Наиболее важными с этой точки зрения являются тела метаморфических пород, которые были сформированы в процессе коллизии и эксгумиро-

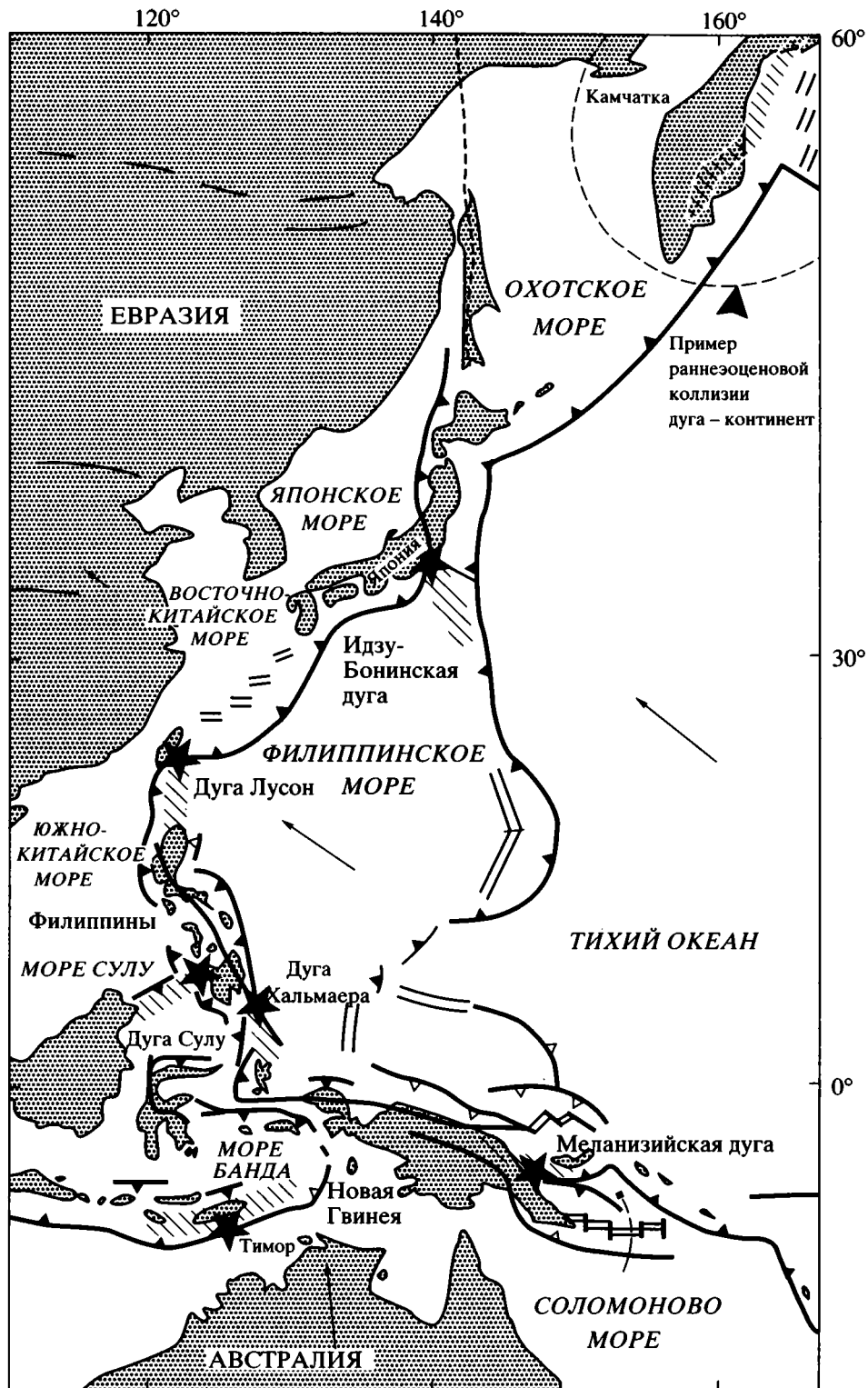


Рис. 1. Схема распространения зон коллизии дуга – континент в структуре западных окраин Тихого океана. Составлена с использованием данных С. Лоллеменд и др. [55].

Наклонной штриховкой показаны островные дуги. Линиями с треугольниками показаны зоны субдукции, где линии с черными треугольниками соответствуют активным зонам поддвига, а незаполненные – зонам предположительно более неактивным. Двойными линиями показаны зоны океанического спрединга. Звездочками – места коллизии островных дуг с континентальными окраинами. Стрелки указывают направление и относительную скорость перемещения основных литосферных плит, где 1 мм длины стрелки соответствует скорости 1 см/год.

ваны сквозь разные уровни литосферы, записывая их метки, а в настоящее время выведены на поверхность. Изучение таких метаморфических зон позволяет получить количественные оценки давлений, температур и скоростей эксгумации метаморфических пород, что в свою очередь позволяет характеризовать физические параметры процесса коллизии и тем самым дополнить и развить созданные на основе моделирования и геофизических данных геодинамические модели для активных конвергентных окраин, не завершивших своего развития.

Среди орогенных поясов западной части Тихого океана Камчатка является уникальным объектом для изучения процесса коллизии дуга – континент. В настоящее время эта область, входящая в структуру континентальной окраины Азии, находится в состоянии активной коллизии с Алеутской дугой [48]. В то же время большинством исследователей принимается, что покровно-складчатые структуры Камчатки были сформированы в результате нескольких коллизионных этапов в меловое и кайнозойское время, приведших к последовательному наращиванию континентальной окраины в результате тектонической аккреции [4, 10, 14–17, 25, 32, 33, 35, 37, 39, 50, 62, 69]. Одной из наиболее значительных среди них является Ачайваям-Валагинская островная дуга, реликты которой в настоящее время формируют цепь структур Восточной Камчатки и Олюторской области, протягивающуюся в северо-северо-восточном направлении почти на 1000 км (рис. 2).

В настоящей статье предлагается проанализировать процесс коллизии дуга – континент на примере тектонической аккреции Ачайваям-Валагинской островной дуги к континентальной окраине Азии в раннем эоцене и сравнить разработанную для этой орогенной области геодинамическую модель с зонами современной коллизии дуга – континент в западной части Тихого океана.

ОБЩАЯ СХЕМА ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ КАМЧАТКИ В КАЙНОЗОЕ

В настоящее время большинством исследователей принимается, что покровно-складчатые структуры Камчатки были сформированы в результате четырех основных коллизионных этапов в неокомское, предкампанское, эоценовое и позднемiocеновое время. В результате первого этапа (127 млн. лет) образовалась аккреционная континентальная окраина, включающая реликты юрско-раннемеловой Квахонской дуги и метаморфическое ядро Срединного массива (колпаковская серия) [5, 24]. В результате второго этапа (85–87 млн. лет) структура окраины была усложнена тектонической обдукцией Малкинской дуги, сопровождавшейся прогрессивным метаморфизмом осадочного чехла Срединного массива (ших-

тинская и кихчикская свиты), и перекрыта и неоавтохтоном эпиконтинентальных конгломератов барабской свиты кампанского возраста (дискуссию и ссылки см. [24, 38]). С этого времени (кампан) фронтальная аккреционная часть континентальной окраины, реликты которой вскрыты в настоящее время в Срединном массиве, отделялась от протяженной более неактивной вулканической зоны Охотско-Чукотского вулcano-плутонического пояса зоной терригенной седиментации (шириной от 200 до 500 км) и не меняла относительно нее своего палеоширотного расположения.

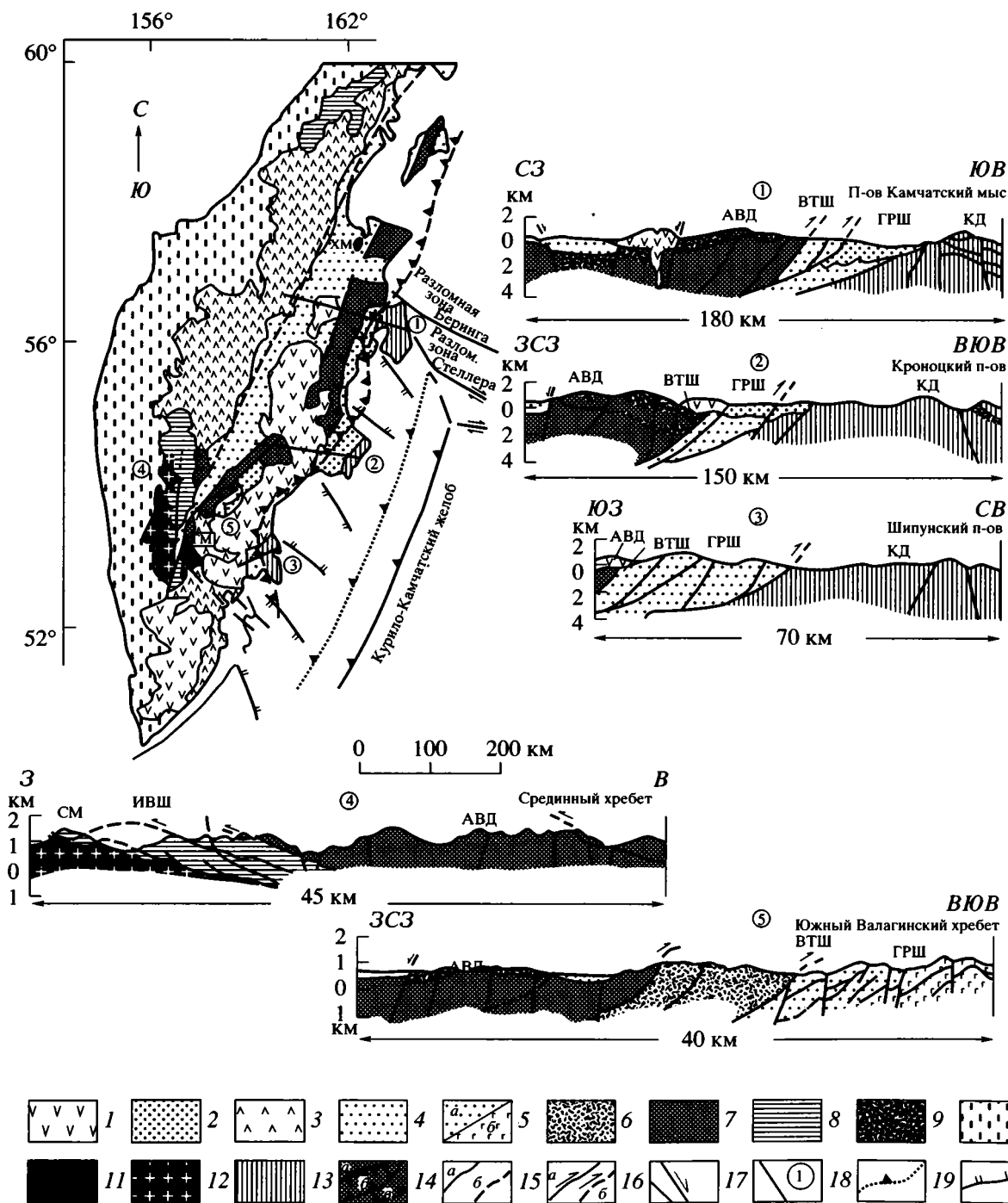
Кайнозойские коллизионные этапы в эволюции Камчатки рассматриваются как результат последовательной тектонической аккреции двух внутриокеанических островных дуг к сформированной ранее континентальной окраине (Срединному массиву). Общий геодинамический контекст эволюции и аккреции дуг рассмотрен на схеме двухмерного графического моделирования, составленной в едином вертикальном и горизонтальном масштабе (1 см = 200 км) с привязкой к существующим на сегодняшний день палеомагнитным ($1^\circ = 110$ км) и возрастным данным (рис. 3).

Согласно палеотектоническим реконструкциям В.П. Зинкевича и Н.В. Цуканова [14], более древняя (коньяк-раннекампанская) Кроноцкая дуга была сформирована в приэкваториальной части Тихого океана (20° с.ш.), а более молодая (позднекампан-раннепалеоценовая) Ачайваям-Валагинская дуга располагалась в более северных широтах, ближе к окраине Азии. Согласно последним палеомагнитным данным М.Н. Шапира и др. [37], палеошироты Ачайваям-Валагинской дуги оцениваются как $30^\circ \pm 5^\circ$ в позднем кампане–раннем маастрихте (хапичкая свита). Окраина Азии, маркированная в это время отмершим Охотско-Чукотским вулcano-плутоническим поясом, располагалась на 70° с.ш. [47]. Палеоориентация обеих дуг является предметом дискуссий [10, 32, 35]. Автором поддерживается предположение об обращенной к северо-западу зоне субдукции под Ачайваям-Валагинскую дугу на основе проведенных им литолого-фациальных исследований толщ спредингового задугового Ватыно-Ирунейского бассейна, существовавшего к северо-западу от одновозрастной ему дуги [9, 19, 20], и исходя из геохимических данных о базальтах бассейна, которые свидетельствуют о сходстве пород с надсубдукционными рифтогенными лавами окраинных морей [27]. Заложение Ачайваям-Валагинской дуги совпало по времени с прекращением извержений в Кроноцкой дуге, что, вероятно, могло быть связано с торможением субдукции океанических плит Кула или Тихоокеанской под Кроноцкую дугу и заложением новой зоны поддвига к северу от нее (см. рис. 3а). Высказанное предположение спекулятивно, однако оно имеет целью увязать существующие разрозненные данные о возрасте, составе и палеоширотах форми-

рования меловых островодужных и спрединговых комплексов Восточной Камчатки. Согласно представленной схеме, альб-раннекампанские задуговые офиолиты о-ва Карагинского формировались в тылу Кроноцкой дуги, а не Ачайваям-Валагинской, как это предполагалось ранее, что согласуется с их возрастом (К/Аг, 102–79 млн. лет) [53]. В этом случае пространство между Ачайваям-Валагинской и Кроноцкой дугами было представле-

но самостоятельной плитой, предположительно отшнурованным фрагментом плиты Кула.

Позднемаастрихт-раннепалеоценовое время характеризуется структурной перестройкой в рассматриваемой системе дуг. Вероятно, это могло быть связано с блокировкой подвига под Ачайваям-Валагинскую дугу приблизившимися отмершими структурами спрединговой зоны карагинских офиолитов (см. КРО на рис. 3а, 3б). Вероятность такого события подтверждается данными об амфи-



болитизации карагинских офиолитов, проявившейся 67 ± 5 млн. лет (К/Аг по фракции амфибола), интерпретируемой авторами [53] как результат тектонического расслоения в верхней части плиты и датирующей первый этап структурной перестройки офиолитов. В результате прекращения субдукции под Ачайваам-Валагинскую дугу на общем фоне сохраняющегося компрессионного режима произошло разрушение несущей плиты в основании дуги с обратной стороны, что спровоцировало начало поддвига задугового Ватынско-Ирунейского бассейна под эту дугу. Подтверждением такого явления могут служить результаты физического моделирования, согласно которым литосферная плита скорее разрушается в наиболее ослабленной и утоненной зоне, связанной в ряде случаев либо с вулканической дугой, либо – с центрами спрединга [67]. В рассматриваемом случае можно предположить, что плита, несущая Ачайваам-Валагинскую дугу была более утолщенной и холодной в зоне задугового спрединга Ватыно-Ирунейского бассейна, чем в зоне самой дуги, так как, согласно палеонтологическим данным, наиболее поздние излияния спрединговых базальтов в бассейне датируются ранним кампаном и сменяются пелагическим кремнистым осадконакоплением, тогда как сопряженная Ачайваам-Валагинская дуга продолжала функционировать в течение всего кампан-маастрихтского и в начале палеоценового времени с перерывом в начале позднего маастрихта [2, 8, 28]. Структурная перестройка в районе Ачайваам-Валагинской дуги в позднем маастрихте–раннем палеоцене сказалась на составе формировавшихся в этот период островодужных толщ, среди которых распространены офиолито-кластовые олистостромовые серии этого возраста [18, 30], а собственно вулканические и грубые вулканокластические толщи сменились в палео-

цене полимиктовыми флишоидными толщами (тальниковская и дроздовская свиты) [2, 36].

К восток-юго-востоку от Ачайваам-Валагинской дуги в позднем маастрихте–палеоцене происходит реактивация меловой Кроноцкой океанической дуги, реликты которой входят в состав современных структур Восточных полуостровов Камчатки [37]. Это событие может объясняться прохождением средингового хребта, ранее блокировавшего подвиг, вероятно, Тихоокеанской плиты, в северо-западном направлении под дугу (см. рис. 3в). Одновременное развитие встречных зон поддвига (Ватыно-Ирунейского бассейна на восток-юго-восток под Ачайваам-Валагинскую дугу и Тихоокеанской плиты на запад-северо-запад под Кроноцкую дугу создавало в разделявшей дуги океанической плите (предположительно отшнурованный фрагмент плиты Кула) режим интенсивного растяжения, что обусловило заложение в ней спрединговой зоны или нескольких зон, активных в палеоцене и, возможно, в раннем эоцене. Реликты вновь формировавшейся океанической коры сохранились в структуре Восточной Камчатки (ветловский комплекс [14, 29, 31]).

Продолжавшийся в течение позднего маастрихта–раннего палеоцена подвиг Ватыно-Ирунейского бассейна под Ачайваам-Валагинскую дугу обусловил миграцию дуги в северо-западном направлении (см. рис. 3б–3в), что согласуется с палеомагнитными данными о северных палеоширотах для хапицкой свиты (хр. Кумроч) с $30^\circ \pm 5^\circ$ (в 75 млн. лет) до 48° в 68 млн. лет (31г 31 хроно обратной полярности) и до $53^\circ \pm 10^\circ$ в 60 млн. лет [37], для хынхлонской свиты (о-в Карагинский) – $43-45^\circ$ [16], для ачайваамской свиты (Олюторский п-ов) – $49-55^\circ$ [50]. В результате происходит почти полное поглощение Ватыно-Ирунейского бассейна, за исключением фрагментов океанической коры, аккрецировавшихся во

Рис. 2. Распространение фрагментов Ачайваам-Валагинской и Кроноцкой внутриокеанических островных дуг в структуре Камчатской орогенной области (составлена с использованием материалов из [8, 9, 13].

1 – Восточно-Камчатский вулcano-плутонический пояс (N_2-Q); 2 – Тюшевский прогиб ($Pg_2^3-N_1^3$); 3 – Центрально-Камчатский вулcano-плутонический пояс (Pg_3-Q); 4 – Центрально-Камчатская депрессия (Pg_3-Q); 5 – Ветловский океанический бассейн – ВОБ ($Pg_1-Pg_2^1$): а – пелагические осадки и базальты, б – диабазы; б – терригенный флиш ($Pg_1^2-Pg_2^1$); 7 – Ачайваам-Валагинская островная дуга – АД ($K_2km_3-Pg_1^1$); 8, 9 – Ватынско-Ирунейский океанический бассейн – ВИБ ($K_1a_1-K_2km$); 8 – турбидиты, радиолариты и базальты; 9 – то же и гипербазиты, габбро в зонах тектонического меланжа; 10 – терригенные толщи Западной Камчатки (K_1g-Q); 11 – Ганальский (на юге) и Хавывенский (на севере) метаморфические массивы ГМ/ХМ (Pg_2^1); 12 – Срединный метаморфический массив – СМ (K_1-K_2); 13 – Кроноцкая дуга – КД ($K_2k-km_1, K_2m_2-N_1$); 14 – главные коллизионные швы (на схеме): а – Ирунейско-Ватынский – ИВШ (Pg_2^1), б – Ветловский – ВТШ (Pg_2^{1-2}), в – Гречишкина – ГРШ ($Pg_2^3-N_1$); 15 – прочие разломы: а – достоверные, б – предполагаемые; 16, 17 – разрывные нарушения на профилях: 16 – надвиги и покровы, достоверные (а), предполагаемые (б); 17 – сбросы и прочие разломы; 18 – положение структурных профилей на схеме; 19 – надвиги в аккреционной призме; 20 – сбросы в структуре аккреционной призмы, где штрихи обращены к опущенному блоку.

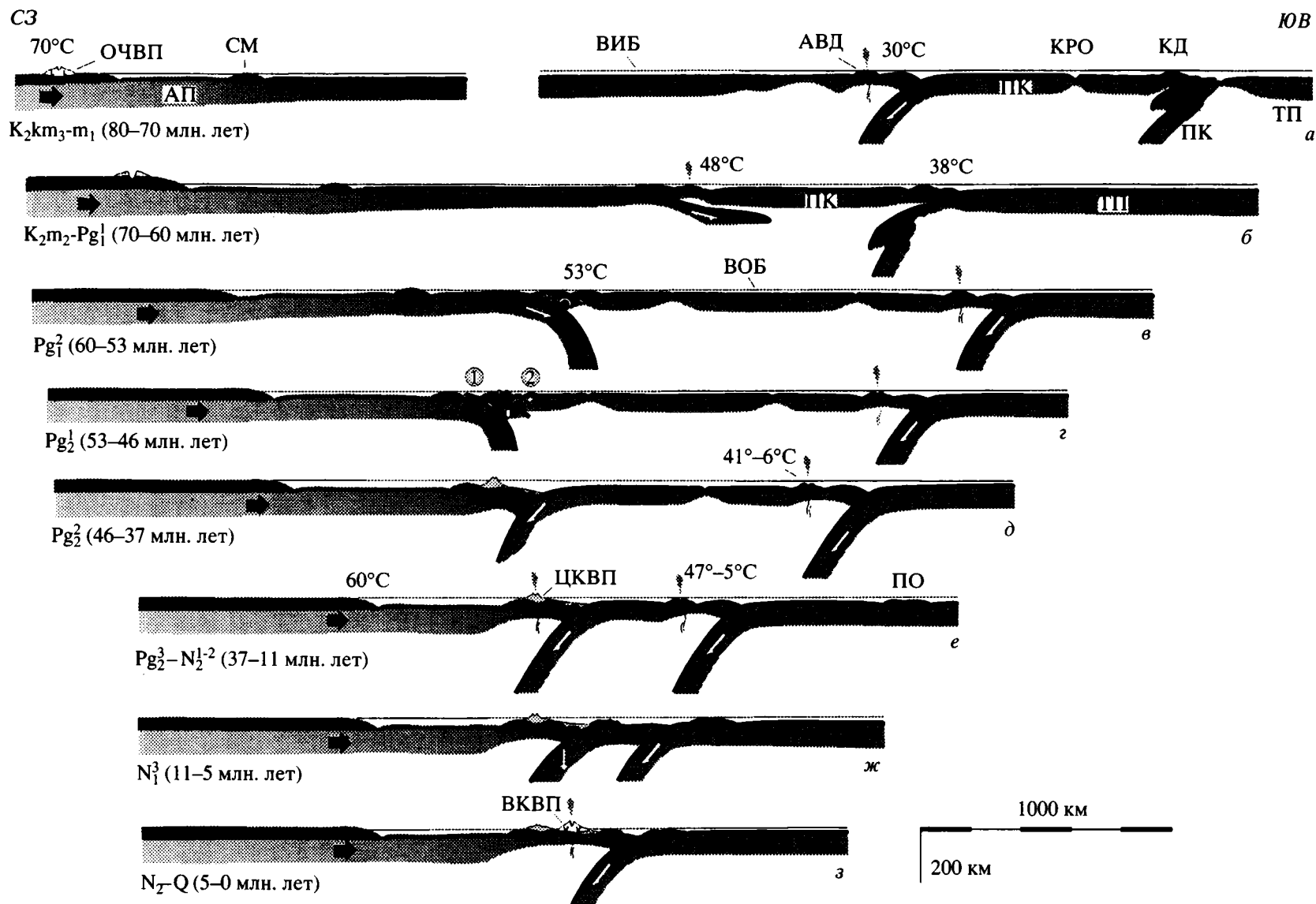


Рис. 3. Палеогеодинамические обстановки коллизии Ачайваям-Валагинской и Кроноцкой внутриокеанических островных дуг с континентальной окраиной Азии в кайнозое (пояснения в тексте).

На схеме буквами обозначены: ОЧВП – Охотско-Чукотский вулканический пояс, АП – Азиатская плита, СМ – Срединный массив, ВИБ – Ватыно-Ирунейский океанический бассейн, АВД – Ачайваям-Валагинская дуга, КРО – Карагинский окраинный бассейн, КД – Кроноцкая дуга, ВОБ – Ветловский океанический бассейн, ПК – плита Кула, ТП – Тихоокеанская плита, ЦКВП – Центрально-Камчатский вулканический пояс, ВКВП – Восточно-Камчатский вулканический пояс, ПО – поднятие Обручева.

фронтальной зоне мигрирующей дуги. Позднее к фронтальной части преддугового блока были аккрецированы породы осадочного слоя континентальной окраины (терригенный флиш хозгонской и лесновской серий). К концу палеоценового времени (55–53 млн. лет) Ачайваям-Валагинская дуга располагалась вблизи аккреционной континентальной окраины (Срединный массив), отделяясь от нее аккреционным преддуговым блоком, как это предполагалось ранее для Олюторского сегмента дуги [69].

В раннем эоцене (53–46 млн. лет) произошла тектоническая аккреция Ачайваям-Валагинской дуги к континентальной окраине Азии. Следует отметить, что это относится к камчатскому сегменту дуги, тогда как в Олюторской зоне коллизия, вероятно, происходила позднее, в среднем–позднем эоцене [26, 40]. Согласно точке зрения большинства исследователей региона, на первых этапах коллизии произошло шарьирование структур дуги на континентальную окраину в северо-западном направлении с образованием протяженной (порядка 1000 км) покровной зоны (Ирунейско-Ватынский покров, см. рис. 2) [1, 7, 9, 34, 35]. Время проявления этого события следует относить, скорее всего, к раннему эоцену, так как терригенные породы автохтона (лесновская серия) содержат наннопланктон палеоценового возраста [28], возраст комплексов, вовлеченных в покровообразование, соответствует кампану–палеоцену [9], а возраст вулканического пояса неавтохтона (кинкийская свита), с угловым несогласием перекрывающего покровные структуры, соответствует среднему эоцену [34].

Вслед за обдукцией Ачайваям-Валагинской дуги в северо-западном направлении произошло ретрошарьирование с перемещением позднемеловых островодужных структур в восток-юго-восточном направлении и аккрецирование к ним фрагментов палеоцен-раннеэоценовой океанической коры (ветловская свита) (см. рис. 2) [11, 12, 30]. Первоначальное определение времени формирования этих структур как средний эоцен [13] следует изменить на ранний эоцен согласно более поздним палеонтологическим определениям среднеэоценового возраста осадочных пород неавтохтона [2]. Кроме того, образование рассматриваемых структур, интерпретируемое В.П. Зинкевичем и Н.В. Цукановым [13] как результат коллизии Ачайваям-Валагинской дуги с террейнами Восточных полуостровов с образованием Ветловской шовной зоны, также, по-видимому, должно быть пересмотрено. Согласно данным М.К. Бахтева и др. [3], окончательная аккреция этих блоков произошла в конце позднего миоцена–самом начале раннего плиоцена вдоль 250-километрового безофиолитового коллизионного шва – разломной зоны Гречишкина, развивавшегося с позднего эоцена до конца миоцена [3]. Исходя из этих данных, не-

обходимо найти новое объяснение развитию процессов ретрошарьирования структур Ачайваям-Валагинской дуги в восток-юго-восточном направлении и образованию Ветловской шовной зоны.

Анализируя природу вероятных деформаций литосферы конвергентных плит в процессе коллизии Ачайваям-Валагинской дуги и окраины Азии, можно предположить следующую их интерпретацию [52]. Обдукция и шарьирование структур этой дуги на окраину Азии в запад-северо-западном направлении явились логичным следствием поддвига окраинного Ватыно-Ирунейского бассейна под дугу вдоль зоны субдукции, погружавшейся в восток-юго-восточном направлении (см. рис. 3з). С началом поддвига легкой континентальной коры, тектонически неоднородной и осложненной аккрецированными к фронтальной части окраины островодужными террейнами (см. выше), эта зона субдукции оказалась заблокированной содранными фрагментами континентальной коры (Малкинский островодужный террейн), что в условиях общего компрессионного режима привело к развитию новой зоны поддвига с обратной стороны островной дуги. Подобная инверсия структур объясняется тем, что литосфера является утоненной в зоне дуги и в режиме сильного сжатия может разрушаться по двум предпочтительным направлениям, ограничивающим тело дуги с двух сторон, что подтверждается данными физического моделирования [67]. Развитие этой новой заложившейся зоны поддвига привело к ретрошарьированию в теле Ачайваям-Валагинской дуги, аккреции к ней фрагментов океанической коры плиты, разделявшей Ачайваям-Валагинскую и Кроноцкую дуги (ветловский комплекс), и в конечном счете – к субдукции океанической литосферы этой плиты.

Зоне глубоководного желоба, маркировавшего на поверхности зону поддвига океанической плиты, разделявшей эти дуги, в современной структуре Камчатки соответствует коллизионный безофиолитовый шов разломной зоны Гречишкина (см. рис. 2). По данным М.К. Бахтева и др. [3], современная структура этого шва была сформирована в результате длительной эволюции с позднего эоцена до конца позднего миоцена–начала плиоцена в компрессионном режиме с развитием в позднем эоцене–среднем миоцене конседиментационного Северо-Западного надвига юго-восточной вергентности, сменившегося в конце миоцена–раннем плиоцене на Мало-Чажминский ретрошарьяж, контролировавший обдукцию Кроноцкого блока в северо-западном направлении. Среди осадочных комплексов в структуре шва, по данным тех же авторов, присутствуют нижнемиоценовые пелагические кремнисто-терригенные породы, сходные по палеопривинциям радиолярий с разновозрастными комплексами Японии и о-ва Карагинский. Присутствие таких

комплексов еще раз подтверждает невозможность аккреции блоков Восточных полуостровов в среднем эоцене [14] и наличие обширного бассейна с пелагической седиментацией между аккрецированной Ачайваем-Валагинской и Кроноцкой дугами в эоцен-миоцене. Эти данные согласуются с палеомагнитными данными о палеоширотах палеогеновой Кроноцкой дуги [37, 39] и учтены в рассматриваемой схеме (см. рис. 3д).

Эволюция зоны поддвига океанической плиты, разделявшей Ачайваем-Валагинскую и Кроноцкую дуги, продолжавшегося с позднего эоцена до конца позднего миоцена, обусловила заложение олигоцен-миоценового Центрально-Камчатского вулканического пояса, образования которого несогласно перекрыли покровные и чешуйчато-надвиговые структуры аккрецированной к окраине Ачайваем-Валагинской дуги (см. рис. 3е). В то же время этот же процесс способствовал сокращению пространства между вновь образованными структурами окраины и палеогеновой Кроноцкой дугой, обуславливая миграцию дуги в северо-западном направлении (см. рис. 3в–3е), что согласуется с палеомагнитными данными о северных палеоширотах образования тарховской свиты ($38^\circ \pm 4^\circ$) в раннем палеоцене, баклановской свиты ($47^\circ \pm 5^\circ$) в позднем эоцене (Камчатский мыс, по [37]) и козловской свиты ($41^\circ \pm 6^\circ$) в среднем эоцене (Кроноцкий п-ов) [39]. В конце позднего миоцена произошла коллизия Кроноцкой дуги с активной континентальной окраиной, что привело к прекращению вулканизма в Центрально-Камчатском вулканическом поясе, обдукции фрагментов Кроноцкой дуги (блоки Восточных полуостровов) и окончательному становлению структур коллизионного шва Гречишкина (см. рис. 3ж). Обдукция фрагментов дуги явилась следствием срыва легких и тектонически неоднородных островодужных коровых структур с поддвигающейся океанической плиты в результате коллизии дуги с краем Азиатской плиты с ослабленной и утоненной литосферой вследствие разогрева в процессе длительного периода вулканизма (Центрально-Камчатский вулканический пояс). По завершению полного поддвига литосферной части океанической плиты, несшей ранее Кроноцкую дугу, мигрировавшая когда-то вместе с дугой в северо-западном направлении зона поддвига под нее Тихоокеанской плиты реактивировалась, обусловив заложение и развитие в плиоцен-четвертичное время наложенного вулкано-плутонического пояса Восточной Камчатки (см. рис. 3з).

ПРОЦЕСС КОЛЛИЗИИ ДУГА – КОНТИНЕНТ: СВИДЕТЕЛЬСТВА И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Тектонические процессы, сопровождавшие коллизию Ачайваем-Валагинской дуги и окраины Азии в раннем эоцене, проявились на разных струк-

турных уровнях коровой части конвергентных плит и могут быть изучены в орогенной зоне Восточной и Центральной Камчатки. В поверхностной коровой части надвигающейся плиты коллизионный этап проявился в виде двух дискретно выраженных тектонических событий: 1 – покровообразование с шарьированием структур дуги в запад-северо-западном направлении на аккреционную континентальную окраину (полиметаморфический блок Срединного массива) на юге и на перекрывающий ее осадочный чехол (терригенные флишоидные толщи лесновской и укэлаятской серий) на севере; 2 – ретрошарьирование в теле дуги и тектоническая аккреция в ней с восток-юго-востока фрагментов палеоцен-раннеэоценовой океанической коры (ветловский комплекс) [10–12, 30]. Как было рассмотрено выше, время проявления этих тектонических событий по крайней мере для Камчатского региона следует ограничить ранним эоценом.

На относительно более глубоких коровых уровнях процессы, сопровождавшие коллизию Ачайваем-Валагинской дуги и континентальной окраины, также проявились в виде двух фаз тектонических движений. Как было показано А.В. Рихтером [22–24] на примере метаморфического блока Ганальского хребта, на первой стадии происходило тектоническое расслоение и сдвигание структур дуги и подстилающей ее океанической коры с образованием покровов западной вергентности. Этот процесс сопровождался утолщением коры и прогрессивным метаморфизмом, нарастающим структурно вниз до амфиболитовой фации (возраст Ar/Ar по фракции роговой обманки из амфиболитов вахталкинской свиты 50.6 и 47.0 млн. лет [23]). Интересно, что близкий возраст установлен и для формирования гранулитов относительного автохтона покровной структуры [24], которые, по данным В.И. Виноградова и др. [6], характеризуются изотопными метками неодима и стронция, типичными для молодой коры, метаморфизованной в кайнозойское время (моложе 50 млн. лет). Как отмечают авторы, кора была помещена в область высоких температур на относительно короткое время без гомогенизации изотопного состава.

Вторая стадия, сменившая первую, проявилась как наложенное на сформированную покровную структуру ретрошарьирование в теле дуги в восточном направлении. Эта стадия сопровождалась ретроградным метаморфизмом, зональность которого (от филлитовой до эпидот-амфиболитовой фации) имеет структурную приуроченность. Обе фазы тектонических движений характеризовались на относительно более глубоких коровых уровнях пластическим типом деформаций и развивались без значимого временного перерыва, сопровождаясь внедрением пластических тел синкинематичных габбро и плагиогранитов вдоль основных разломов как западной, так и восточной вергентности [21, 22]. В поверхностных частях коровой структуры рас-

смаатриваемые тектонические фазы характеризовались хрупкими деформациями и проявились дискретно. Последние перемещения по разломам ретрошарьирования, контролирующим эксгумацию наиболее метаморфизованного Вахталкинского блока, могут быть датированы 35.4 млн. лет (Ar/Ar возраст по фракции роговой обманки из синклинегатичных габбро, маркирующих вместе с плагиигранитами контакт между Вахталкинским и Стеновым блоками [23]). Эта датировка, однако, скорее всего, соответствует более поздним этапам и является омоложенной, так как мелководные терригенные породы неоавтохтона, с угловым несогласием перекрывающие покровные и ретрошарьяжные структуры, датированы по макрофаунистическим остаткам эоценом.

Приведенные выше геологические данные свидетельствуют о сходстве по времени и характеру проявления двух рассмотренных последовательных этапов структурообразования, сопровождавших коллизию Ачайваям-Валагинской дуги и континентальной окраины и проявившихся как в верхней хрупкой части коры, так и на более глубоких уровнях, в зоне пластических деформаций. Логичнее всего этот факт можно объяснить тем, что формирование тектонических структур в процессе коллизии дуга – континент явилось следствием развития деформаций в результате взаимодействия литосферных плит на конвергентной границе. Согласно разработанной геодинамической модели [52], выделенные тектонические этапы соответствуют началу поддвига континентальной плиты с последующей его блокировкой и инверсией субдукции с развитием поддвига океанической плиты. Время проявления этих событий соответствует раннему эоцену, что составляет около 6 млн. лет (53–46 млн. лет [63]). Предлагаемая геодинамическая модель коллизии дуга – континент разработана на основе анализа известных геологических фактов о строении и о времени формирования тектонических структур, сформированных в процессе тектонической аккреции Ачайваям-Валагинской островной дуги с окраиной Азии в раннем эоцене. Реалистичность этой модели подтверждается результатами экспериментов теоретического физического моделирования [67, с. 151–159] и сходством ее с моделями, разработанными для современных активных зон коллизии дуга – континент западной части Тихого океана на основе известных геологических факторов и данных геофизических, батиметрических и глобальных геодезических (GPS) наблюдений и измерений.

Эксперименты физического моделирования показывают, что направление развития и характер деформаций, возникающих в литосфере конвергентных плит, зависят от целого ряда физических параметров и геометрии этих плит в зоне коллизии [67]. Для ситуации коллизии дуга – континент

имеют существенное значение мощность и термический возраст континентальной коры поддвигающейся плиты, определяющие ее плотность и прочность, структура континентальной окраины, как правило, осложненная листрическими сбросами или аккрецированными тектоническими блоками, величина трения между плитами τ_n . На характер развития коллизии влияют также мощность надвигающейся плиты под дугой (H), расстояние от дуги до желоба (L) (размеры преддугового блока).

Серия экспериментов, посвященная определению различных типов сценария развития коллизии дуга – континент в зависимости от некоторых из перечисленных выше параметров, показала ряд фактов, интересных с точки зрения обсуждаемой геодинамической модели раннеэоценовой коллизии на Камчатке (см. рис. 3). С началом поддвига континентальной коры [67, с. 148–159] происходит подъем фронтального блока надвигающейся плиты, усиливается горизонтальный компрессионный стресс (рис. 4б). Область дуги подвергается флексурному погружению и деформации. Концентрация деформаций приводит к утолщению литосферы в этой области и формированию двух наклонных зон локализации разрывных деформаций, погружающихся под дугу с двух сторон. Полное разрушение надвигающейся плиты в зоне дуги может произойти с равной вероятностью по каждой из этих зон, что зависит от ряда физических и геометрических параметров и в сущности является определяющим для дальнейшего направления развития коллизии. В случае, если первым происходит разрушение надвигающейся плиты вдоль разлома, погружающихся навстречу зоне субдукции (на запад), происходит блокировка фронтального блока и дуги и развивается инверсия субдукции (см. 4з). В случае, когда первоначально происходит разрушение под дугой по направлению, параллельному зоне субдукции (на восток, см. рис. 4в), происходит поддвиг фронтального блока под дугу. В зависимости от строения фронтального блока (a , значит, и его плотности) и от величины трения между ним и поддвигающейся континентальной плитой может произойти его полное погружение в мантию (плотность и трение высокие) (см. рис. 4е) или он оказывается заблокированным в зоне поддвига. Дальнейший сценарий может определяться тем, возобновится ли поддвиг континентальной плиты (см. рис. 4ж) или произойдет разрушение плиты с обратной стороны дуги, сопровождающееся инверсией субдукции и началом поддвига океанической плиты (см. рис. 4д).

В современной структуре Камчатки отсутствуют признаки преддугового фронтального блока, отделяющего Ачайваям-Валагинскую дугу от континентальной окраины. Однако его первоначальное присутствие можно предполагать, исходя из того факта, что в конце маастрихта (хр. Тумрок) и в начале палеоцена (китильгинская свита Вала-

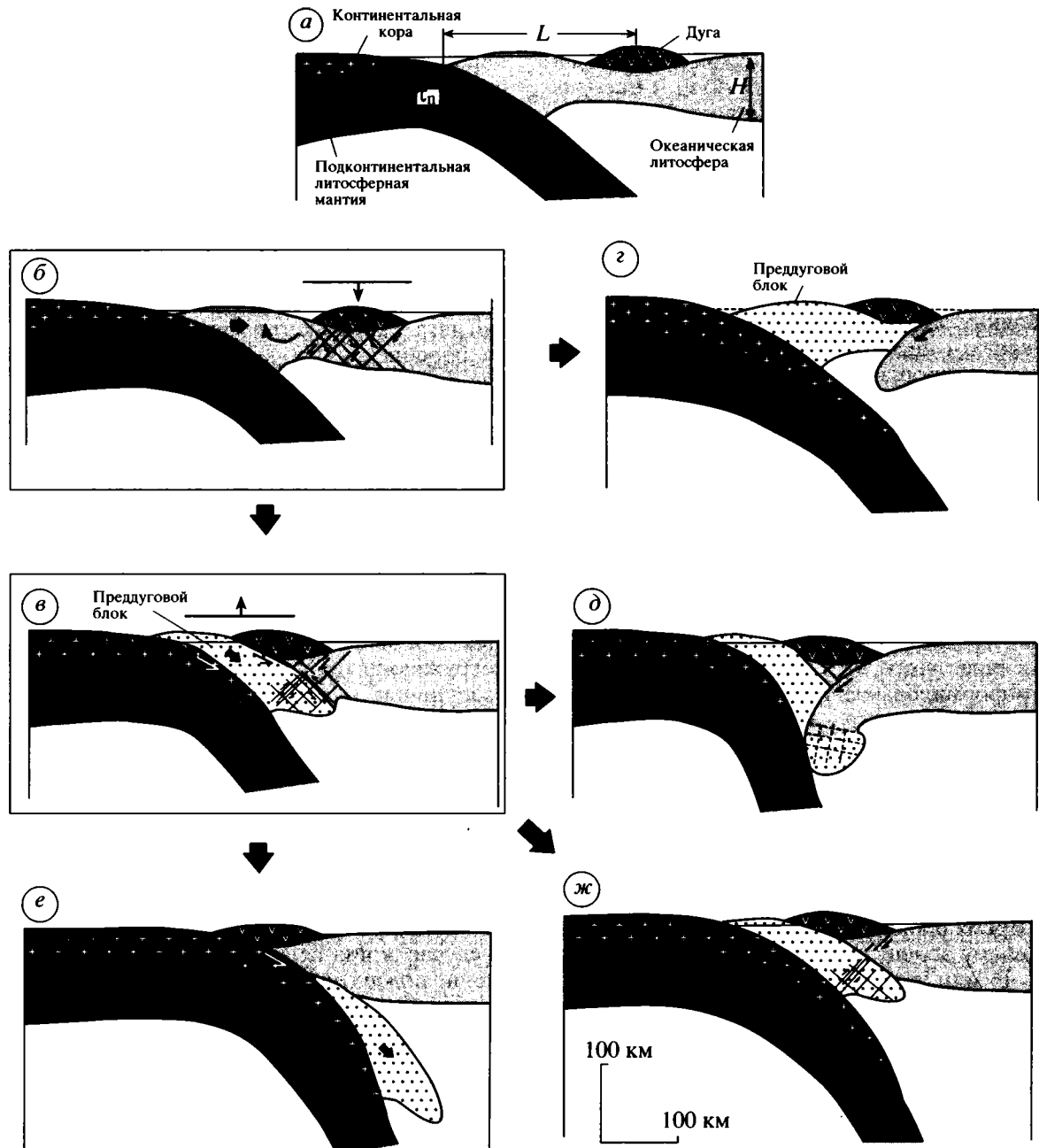


Рис. 4. Геодинамика коллизии дуга – континент: результаты физического моделирования в зависимости от изменения физических и геометрических параметров (составлена по данным [44, 67]).

Пояснения в тексте.

гинского хребта) в Ачайваям-Валагинской дуге происходили вулканические извержения [2, 8]. Если исходить из геометрии надвигающейся плиты, несущей вулканическую дугу, то необходимо наличие фронтального блока шириной не менее 150–200 км для достижения пододвигающейся плитой глубин выплавления базальтовых и андезитовых лав под дугой (порядка 100 км), что, впрочем, можно наблюдать во всех современных остро-

водужных системах (рис. 5, 1). В этом случае придется предположить, что коллизионные процессы развивались по схеме, когда происходит первоначальное разрушение надвигающейся плиты под дугой, параллельно зоне субдукции (в рассматриваемом случае погружающейся на восток) и сопровождающееся поддвигом преддугового блока под дугу (см. рис. 5, 2). На этом этапе происходит покровообразование в западном направлении в теле

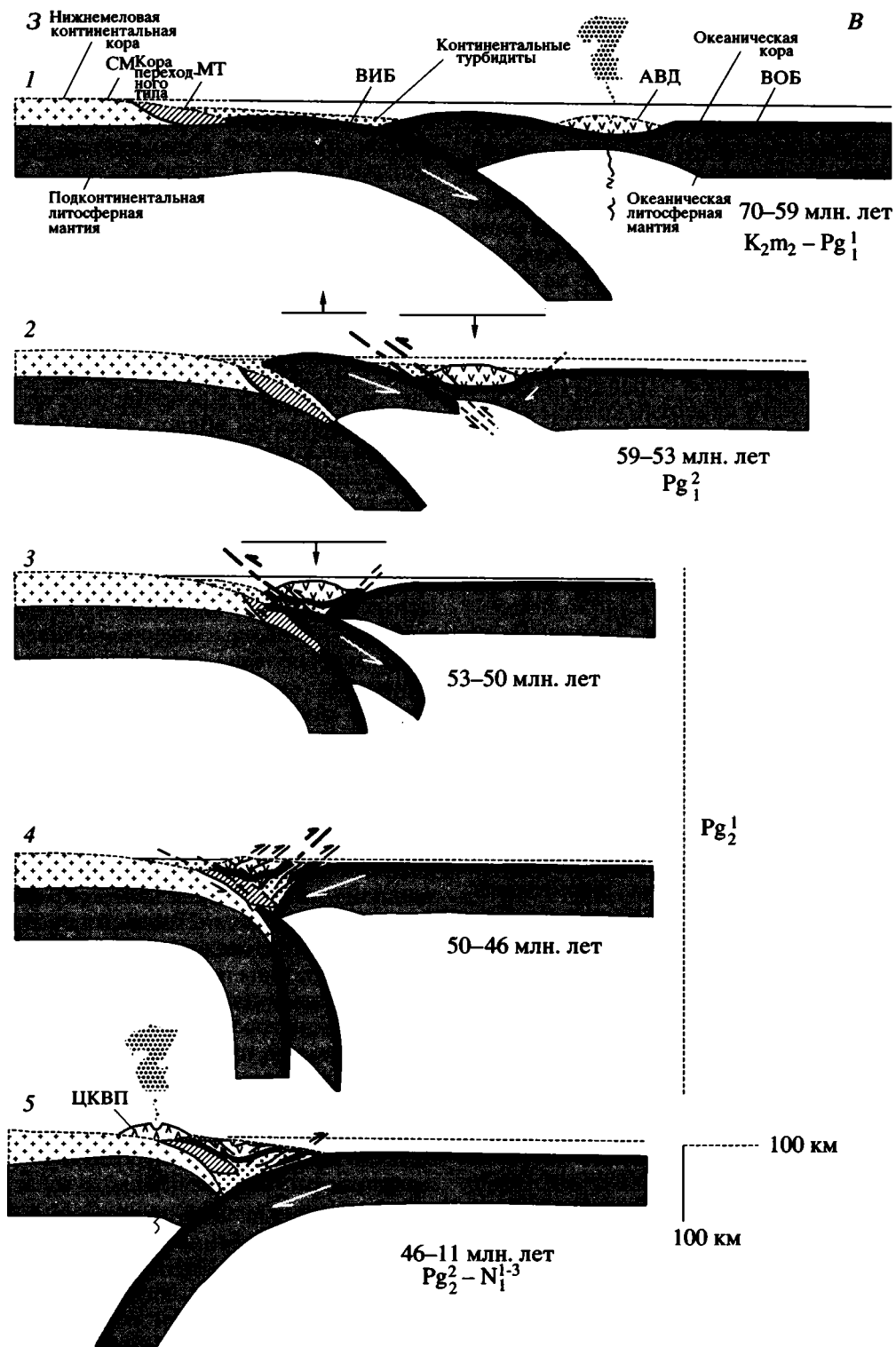


Рис. 5. Схема развития процесса коллизии Ачайваям-Валагинской островной дуги с континентальной окраиной Азии в раннем эоцене: блокировка поддвига континентальной плиты под дугу и инверсия субдукции с поддвигом океанической плиты.

Буквами обозначены: SM – Срединный метаморфический массив, МТ – Малкинский террейн, ВИБ – Ватыно-Ирунейский океанический бассейн, АВД – Ачайваям-Валагинская дуга, ВОБ – Ветловский океанический бассейн, ЦКВП – Централь-но-Камчатский вулканический пояс. Черные стрелки и штрихи показывают основные зоны концентрации деформаций и направления тектонических движений в верхней части коры, полые стрелки – зоны и направления активного поддвига литосферных плит, стрелки с длинной базой – направления негидростатического поднятия или опускания блоков.

дуги и метаморфизм пододвигающихся фрагментов дуги и океанической коры преддугового блока. Затормаживание поддвига Азиатской плиты на ранней стадии поддвига континентальной коры (необходимое для активизации зоны поддвига преддугового блока под дугу), вероятно, могло быть обусловлено аккреционной природой фронтальной ее части, ослабленной крупными разломами, погружающимися в сторону поддвига плиты (см. выше). Негидростатичное поднятие в области фронтального блока, связанное с началом поддвига коры континентальной окраины, сопровождается денудацией его фронтальной части, сложенной аккрецированными фрагментами осадочного слоя континентальной окраины (лесновская и хозгонская серии) и переотложением этого материала в области дуги, испытывающей в это время погружение. Подобные соотношения согласуются с тем, что петрографический состав пород и минеральных ассоциаций тяжелой фракции песчаников лесновской серии (автохтон меловых островодужных комплексов) и тальниковской свиты (согласно перекрывающей эти же комплексы) чрезвычайно сходны [36].

Поддвиг фронтального блока под Ачайваям-Валагинскую дугу был затруднен и не мог продолжаться долгое время, так как блок был уже надвинут на континентальную окраину и, кроме того, обладал низкой плотностью и тектонически неоднородным строением, будучи сформированным в процессе миграции Ачайваям-Валагинской дуги в запад-северо-западном направлении в результате аккреции фрагментов океанической коры Ватыно-Ирунейского бассейна и осадочных терригенных пород континентальной окраины (см. рис. 3б, 3в). Вследствие этого можно предположить, что по мере его продвижения происходило затормаживание и этой зоны поддвига, что в условиях нарастающего горизонтального компрессионного сжатия и уже заблокированной субдукции континентальной плиты обусловило концентрацию деформаций в третьей возможной зоне – с обратной стороны дуги (см. рис. 5, 3). Развитие деформаций в этой зоне привело к ретрошарьированию в теле дуги, началу поддвига океанической плиты под Ачайваям-Валагинскую дугу в западном направлении и аккреции ее фрагментов к дуге с восточной ее стороны (см. рис. 5, 4). Разогретая литосфера пододвигающейся океанической плиты (палеоцен–начало раннего эоцена), активизированная в результате наложенного спрединга (см. рис. 3г, объяснения в тексте) привела к дополнительному прогреву и высокотемпературному метаморфизму сорванных и аккрецированных под дугой фрагментов фронтальной части континентальной коры (гранулиты Ганальского хребта).

Развитие океанического поддвига под сформированные структуры обусловило через несколько миллионов лет образование наложенного вулкано-

плутонического пояса (Центрально-Камчатский) на расстоянии порядка 150–200 км от глубоководного желоба, маркировавшего выход на поверхность границы конвергентных плит и отмеченного в современной структуре коллизионным швом Гречишкина (см. рис. 5, 5 объяснение приведено выше).

СОВРЕМЕННЫЕ ПРИМЕРЫ КОЛЛИЗИИ ДУГА – КОНТИНЕНТ В АКТИВНОЙ ОКРАИНЕ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

Тайвань

Одним из наиболее интересных примеров является молодая и в современное время очень активная орогенная область о-ва Тайвань, расположенная на конвергентной границе Филиппинской и Евразийской плит и сформированная в результате коллизии между субмеридиональной дугой Лусон и простирающейся в северо-восточном направлении континентальной окраиной Китайской платформы (см. рис. 1). Детальные стратиграфические исследования показали, что коллизия началась в раннем плиоцене в северном Тайване, когда дуга была шарьирована в западном направлении на структуры окраины [46]. Реконструируется несколько последующих этапов тектонических деформаций разной вергентности [64, 65]. Коллизионным швом между дугой и метаморфическим блоком Центрального хребта является зона меланжа Личи, природа и эволюция которого являются предметом дискуссий (ссылки см. [55]). Процесс коллизии продвигался на юг, приводя к последовательному закрытию пассивной окраины [68]. В офшорной зоне к югу от Тайваня дуга Лусон отделена от Манильского желоба, маркирующего выход на поверхность зоны поддвига континентальной окраины Азиатской плиты и южнее – олигоцен-миоценовой спрединговой океанической коры Южно-Китайского моря, преддуговым блоком. Структура и распределение деформаций в этом сегменте субдукционно-коллизионной зоны являются в настоящее время объектом интенсивных исследований и дискуссий (дискуссию и ссылки см. *Tectonophysics*. 1997. Vol. 274).

Современные исследования в Филиппинском море непосредственно к востоку от аккрецированной части дуги Лусон, входящей в структуру Берегового хребта, показали, что ее подводные фланги в настоящее время активно деформируются по левым сдвигам СЗ–ЮВ-го простираения и вдоль надвигов юго-восточной вергентности [54]. Увеличение мощности литосферы под дугой и ее сжатие на широте Берегового хребта подтверждается 50-километровой зоной высокой сейсмичности под дугой [70]. Фокальные механизмы сильных землетрясений глубиной до 60 км к востоку от Тайваня интерпретируются этим автором как пологие надвиги, погружающиеся под дугу в

западном направлении, по которым происходит тектоническая аккреция и утолщение плиты Филиппинского моря под Береговым хребтом. Приведенные данные свидетельствуют о проявлении интенсивных деформаций вдоль надвигов восточного-восточной вергентности к востоку от аккрецированного в северо-восточной части Тайваня (Береговой хребет) сегмента дуги Лусон. Глубина проявления этих деформаций зарегистрирована до глубины 60 км.

Интенсивная негативная гравитационная аномалия (до 200 мГал), наблюдающаяся в Филиппинском море вдоль юго-восточного берега Тайваня, соответствует интенсивному прогибанию к востоку от Берегового хребта [45], выраженному в виде глубокой депрессии, заполненной осадками [56]. Прогибание и интенсивный гравитационный минимум, согласно модели [45], соответствуют резкому изгибанию Филиппинской плиты вокруг входящего угла между системой дуг Лусон и Рюкю, разрушению плиты к востоку от Берегового хребта и началу ее поддвига под северный Тайвань в северо-западном направлении. Береговой хребет все еще принадлежит Филиппинской плите, и ее конвергенция с Евразийской плитой реализуется вдоль разлома Продольной Долины западной вергентности со скоростями 63 ± 9 мм/год [72]. Однако севернее $23^{\circ}40'$ С наблюдается резкое уменьшение скорости сближения плит и вращение вектора скорости для Берегового хребта по часовой стрелке [71, 72]. Согласно интерпретации [45], эти изменения могут соответствовать тектонической аккреции северного фрагмента дуги Лусон к окраине Азии и началу субдукции Филиппинской плиты в северо-западном направлении, отвечающей за сближение между плитами. Приведенные данные были подтверждены результатами физического моделирования [45, 67].

Из приведенного выше обсуждения следует, что коллизия между дугой Лусон и Азиатской окраиной, начавшаяся около 5 млн. лет на северном сегменте дуги, включала следующие этапы: разрушение несущей дугу Филиппинской плиты вдоль западной стороны дуги (разлом Продольной Долины); после того, как подвиг преддугового блока под дугой оказался заблокированным, происходит разрушение плиты Филиппинского моря с обратной стороны Лусонской дуги, тектонически аккрецированной к орогенной области Тайваня. Это разрушение является началом продвижения на юг поддвига Филиппинской плиты под северо-восточный Тайвань в запад-северо-западном направлении. Наблюдаемая на примере Тайваня инверсия субдукции с началом поддвига плиты окраинного моря произошла в течение 5 млн. лет.

Тимор

Коллизия между Индо-Австралийской и Евразийской плитами проявляется вдоль цепи остро-

вов Индонезии. Вдоль трога Ява древняя литосфера плиты Индийского океана погружается под континентальную окраину шельфа Сунда. К востоку от дуги Сунда наблюдается коллизия между дугой Банда и австралийской континентальной окраиной (рис. 6). Южный (субширотный) сегмент дуги Банда и восточный сегмент Флорес ограничены с южной стороны трогом Тимор и с северной – разломами Ветар и Флорес, погружающимися на юг, под дугу. Во фронтальной (внешней) части субширотного сегмента дуги Банда (дуга Ветар) располагается невулканическое поднятие (о-в Тимор) имеющее покровную структуру и длительную историю формирования.

Современные глобальные геодезические данные (GPS) позволяющие определить, какая из разломных зон в структуре надвигающейся Евразийской плиты в зоне коллизии Банда – Австралия является в настоящее время активной и, следовательно, ответственной за снятие напряжений и деформаций, развивающихся в плите в результате конвергенции с пододвигающейся континентальной окраиной Австралии. Согласно данным Дж. Генрича и др. [49], южный сегмент дуги Банда и Флорес характеризуются сходными по магнитуде и вектору скоростями перемещения, рассчитанными относительно Евразийского полюса. Согласно авторам, они могут рассматриваться как единый жесткий блок, который в настоящее время надвигается на задуговой бассейн моря Банда по разломам Ветар и Флорес и движется к северу относительно континентального шельфа Сунда со скоростями (60 ± 3 мм/год в направлении $S3 \pm 6^{\circ}$). Близкие значения скорости и вектора перемещений устанавливаются и для Австралийской плиты (69 ± 3 мм/год в направлении $S3 \pm 8^{\circ}$) относительно того же полюса. Эти данные позволяют предполагать, что трог Тимор является в настоящее время неактивным как разломная зона и современная разрядка конвергенции плит переместилась из преддугового трога в разлом, погружающийся под дугу со стороны окраинного моря. Согласно [49], деформации, проявляющиеся в зоне трога Тимор, реализуются почти полностью как левые сдвиги, параллельные его простиранию, и величина конвергенции, реализуемой в этой зоне, менее чем 10 мм/год, что подтверждает предположение К. Джонсона и К. Бовина [51] о прекращении субдукции вдоль трога. Используя данные о 10-километровом сокращении коры вдоль разлома Ветар, рассчитанном Р. МакКаффри и Дж. Нейблком [61], и учитывая скорость конвергенции между Евразийской и Австралийской плитами, составляющую 55 ± 5 мм/год, по глобальным геодезическим данным (GPS), авторы пришли к заключению, что быстрые движения вдоль разломов со стороны окраинного моря начались позднее, чем 200000 лет назад, что, вероятно, совпадает со временем прекращения поддвига Австралийской плиты под

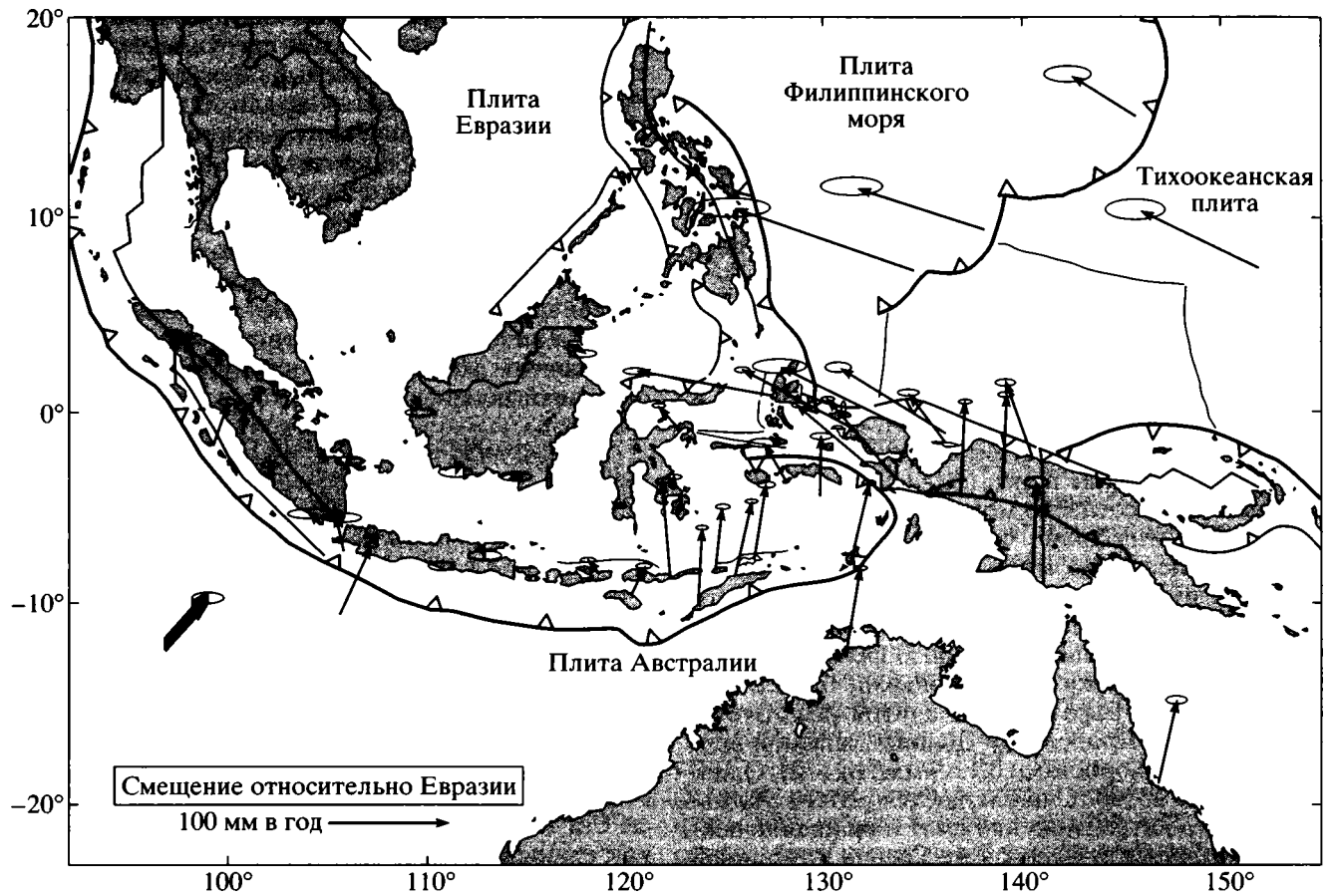


Рис. 6. Схема относительного перемещения основных структур юго-западной части Тихого океана относительно полюса Евразии по данным GPS – системы глобальных геодезических данных (представлена Е. Калайсом – Т. Calais, устное сообщение).

Примечательны сходные по магнитуде и вектору скорости перемещения южной части дуги Банда и Австралии, подтверждающие неактивность трога Тимор и разрядку конвергенции Евроазиатской и Австралийской плит вдоль разломов Ветар и Флорес, по которым дуга надвигается на задуговой бассейн моря Банда.

преддуговой блок дуги Банда. На основании скоростей осадконакопления в троге Тимор, рассчитанных по данным глубоководного бурения, Т.Р. Чарлтон [41] заключил, что субдукция плиты прекратилась около 500000 лет назад.

Н. Прайс и М. Одли-Чарльс [66] предложили модель, дающую возможное объяснение наблюдаемой в зоне коллизии Банда – Австралия инверсии субдукции. Согласно этим авторам, с началом поддвига под преддуговой блок ослабленная листрическими разломами континентальная окраина подвергается изгибу и затем разрушается (рис. 7). В верхних коровых уровнях это разрушение вызывает формирование покровов и проявление складчатости. На более глубоких уровнях литосферы вдоль зоны разрушения происходит отделение поддвигающейся плиты. Следующий за этим событием обратный выгиб оставшейся части плиты приводит к увеличению горизонтального стресса в более молодой и тонкой надвигающейся

плите, обуславливая ее изгиб с обратной стороны дуги, обращенной к окраинному морю. Развитие стрессовых напряжений с обратной стороны дуги приводит к формированию одного или нескольких коровых разломов, которые со временем способны проникнуть в глубь плиты и вызвать подвиг плиты окраинного моря под дугу.

В рассматриваемом примере коллизии дуга – континент на примере зоны Банда – Австралия наблюдается последовательность тектонических событий, сопровождающих коллизию, которые представляются сходными с таковыми, разобранными на примере коллизионной зоны о-ва Тайвань и раннеэоценовой коллизии, восстановленной для Камчатского орогена. Время предполагаемой инверсии субдукции составляет также около 5 млн. лет.

Суммируя вышесказанное, можно сказать, что легкая и, как правило, ослабленная разломами континентальная кора поддвигающейся плиты встречает существенные препятствия к поддвигу

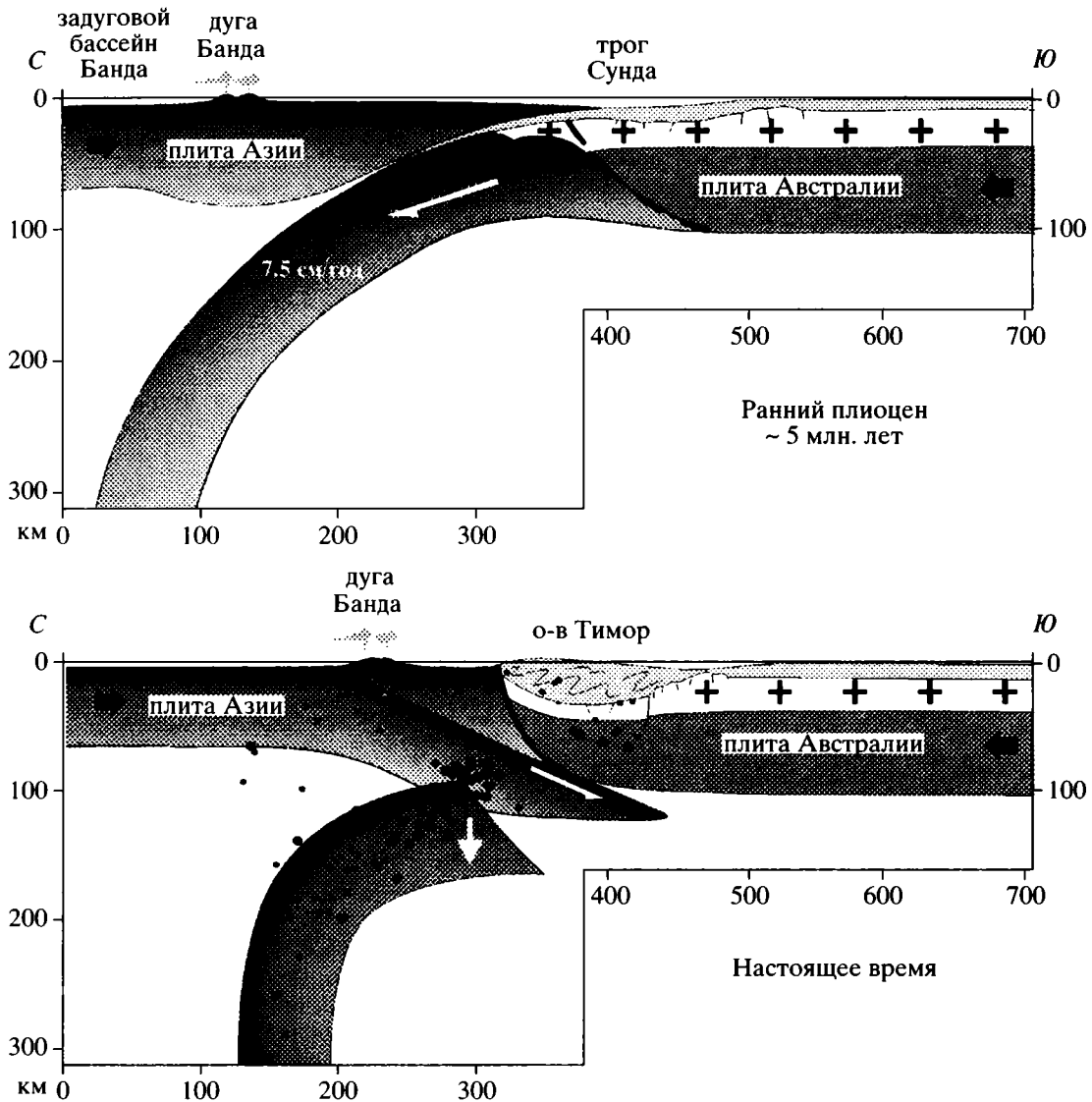


Рис. 7. Схема развития коллизии дуги Банда и континентальной окраины Австралии в плиоцен-четвертичное время, по [66], показывающая возможный механизм прекращения субдукции Австралийской плиты вдоль трога Тимор и начало поддвига плиты моря Банда под дугу Банда вдоль разлома Ветар.

под тяжелую надвигающуюся океаническую плиту. Вследствие этого может наблюдаться блокировка континентальной субдукции и, в случае неактивности разломной зоны между преддуговым блоком и дугой, происходит концентрация деформаций и разрушение надвигающейся плиты с обратной стороны дуги, приводящее к началу поддвига океанической плиты и инверсии субдукции.

ОБСУЖДЕНИЕ

Процесс коллизии дуга – континент является логическим завершением поддвига континентальной литосферы под вулканическую дугу. Рассматривая геодинамику современных окраин за-

падной части Тихого океана, можно отметить, что этому событию, как правило, предшествует этап закрытия пространства окраинного моря, первоначально отделявшего дугу от континентальной окраины (см. рис. 1).

Как показывают разобранные в статье примеры коллизии дуга – континент, значительную роль в характере развития процесса и, следовательно, в структуре формирующегося орогена играет природа и структура субдуцирующей континентальной окраины. В современной литературе хорошо известны примеры палеозойских орогенных поясов, развитие которых определялось длительной субдукцией древней мощной и прочной континентальной плиты (Урал, Оман, Гималаи, Иберий-

ский п-ов, обзор см. [42, 57–60]). В этих поясах одним из наиболее изученных и привлекающих внимание являются структуры, содержащие породы высоких давлений и низких температур. Наиболее разработанная в настоящее время модель, объясняющая формирование и эксгумацию этих пород, основана на экспериментальном аналоговом физическом моделировании [42–44]. Согласно модели, разработанной для Уральского пояса, на начальных этапах коллизии дуга – континент происходит поддвиг древней и мощной континентальной коры, что создает дополнительную компрессию в надвигающейся плите и провоцирует разрушение по разломной зоне с внешней стороны дуги, параллельной зоне поддвига. В условиях высокого трения между континентальной плитой и преддуговым блоком происходит его поддвиг под дугу, а затем полное погружение, после чего продолжается поддвиг континентальной плиты. Зажатая между тяжелым преддуговым блоком и подстилающей литосферой континентальная кора пододвигающейся плиты погружается на значительную глубину (до 200 км). Будучи изолированной от окружающей астеносферы, она подвергается метаморфизму высоких давлений и низких температур. По достижении легкой континентальной корой критических глубин происходит ее разрушение и быстрый подъем в верхние коровые горизонты [44].

В разобранных в статье примерах современной и раннекайнозойской коллизии дуга – континент не наблюдается поддвига континентальной окраины под дугу на значительные глубины. Существенную роль в этом играет структура континентальной окраины. В случае Тайваня и Камчатки происходил поддвиг континентальной окраины, неоднородной и ослабленной разломами, погружающимися в сторону океана. В случае Тайваня это объясняется наличием листрических сбросов, сформированных в процессе олигоцен-миоценового спрединга в Южно-Китайском море. В случае Камчатки роль таких разломов могли выполнять покровы и надвиги, контролировавшие обдукцию с востока Малкинской дуги в предкампанское время. Не менее важным является и такой фактор, как структура и плотность преддугового блока, являющегося, впрочем, частью надвигающейся океанической плиты, несущей вулканическую дугу. Как уже упоминалось, определенную роль играют мощность плиты под дугой и величина трения между плитами. Возможное влияние этих факторов на процесс коллизии было рассмотрено выше при описании экспериментальных данных. Интересно подчеркнуть, что в обсуждаемых в статье примерах коллизии дуга – континент, протекающей с инверсией субдукции, поддвиг континентальной окраины сменяется поддвигом океанической плиты *окраинного моря*: плита, разделявшая Ачайваям-Валагинскую и па-

леогеновую Кроноцкую дуги (реактивированный фрагмент плиты Кула, Камчатка), плита Филиппинского моря (Тайвань), плита моря Банда (Тимор). Возможно, что наличие промежуточной сравнительно небольшой плиты окраинного моря, отделяющей вулканическую дугу от несоизмеримо большей Тихоокеанской плиты, движение которой определяется глобальной системой спрединговых хребтов, также имеет определенное влияние на направленность развития коллизии дуга – континент вдоль активных окраин Тихого океана.

В заключение хотелось бы отметить, что поскольку в разобранных примерах современной коллизии дуга – континент (о-ва Тимор и Тайвань) существующими данными не предполагается глубокий и длительный поддвиг континентальной коры, то тем самым снимается и возможность формирования пород высоких давлений – низких температур, если следовать геодинамической модели их образования и эксгумации, разработанной на основе физического моделирования и успешно применяемой во многих палеозойских орогенных поясах. В связи с этим важен пример раннекайнозойской коллизии Камчатки, детально разобранный в статье. Если в современных примерах можно спорить о возможности формирования пород высоких давлений, поскольку процесс коллизии не завершен, то в орогенной области Камчатки представляется уникальный шанс изучить результаты сходной по геодинамике коллизии дуга – континент, завершившейся в среднем-позднем эоцене. Интересно, что в известном Ганальском метаморфическом блоке, формирование которого связано с коллизией Ачайваям-Валагинской дуги и окраины Азии, за долгие годы исследований не обнаружено пород высоких давлений (за исключением кианитовых сланцев вдоль зон покровообразования), тогда как синколлизийный метаморфизм островодужных и океанических пород проявился в высокотемпературной амфиболитовой фации. Также высокотемпературному метаморфизму гранулитовой фации подверглись породы относительного автохтона, по времени совпадающие с этапом коллизии. Дальнейшие изучения механизма эксгумации этого синколлизийного метаморфического блока позволили бы получить новые данные о характере и распределении деформации в зоне дуги в процессе коллизии.

ВЫВОДЫ

1. Геодинамика коллизии дуга – континент рассмотрена на примере современных конвергентных зон западной части Тихого океана (дуги Лусон и Банда) и раннеэоценовой коллизии, реконструируемой в орогенном поясе Камчатки. Принципиальной характеристикой этих зон коллизии является блокировка континентальной субдукции на ранних ста-

двух поддвига континентальной коры, сопровождающаяся инверсией субдукции с последующим поддвигом океанической плиты с обратной стороны дуги. Теоретическое обоснование, основанное на данных экспериментального физического моделирования, и геологические данные свидетельствуют о реалистичности этих процессов как в современных, так и в древних орогенных областях коллизии.

2. Рассмотренные в статье примеры коллизии дуга – континент отличаются от конвергентных зон с экзгумацией в процессе коллизии пород высоких давлений – низких температур. Последние характеризуются длительным поддвигом мощной и прочной континентальной плиты, достигающей глубин до 200 км. Причиной различий, наблюдающихся на начальных стадиях поддвига континентальной коры, скорее всего, является ее термический возраст, мощность и внутренняя структура фронтальной части. Последняя может быть существенно ослаблена листрическими разломами (о-ва Тайвань, Тимор) или покровами, контролировавшими более ранние этапы тектонической аккреции (Камчатка). Падение этих разломов в сторону океана облегчает срыв фронтальных блоков континентальной коры, провоцируя блокировку поддвига.

3. Строение и размеры преддугового блока имеют решающее значение в развитии коллизии на этапах, следующих за блокировкой поддвига континентальной коры. При высокой его плотности и высоком трении между ним и поддвигающейся континентальной плитой может произойти его полное погружение в мантию, в противном случае он оказывается заблокированным в зоне поддвига. Дальнейший сценарий может определяться тем, возобновится ли подвиг континентальной плиты или произойдет разрушение плиты с обратной стороны дуги, сопровождающееся инверсией субдукции и началом поддвига океанической плиты.

4. Схема общего геодинамического контекста раннеэоценовой коллизии дуга – континент на Камчатке показывает сходство проведенных реконструкций с современными структурами активных окраин западной части Тихого океана. Анализируемый процесс коллизии предварялся, как и во многих активных окраинах, этапом поглощения плиты окраинного моря, отделяющего вулканическую дугу от континентальной окраины (моря Японское, Южно-Китайское, Сулу, Банда, Солломоново). В обсуждаемых в статье примерах коллизии дуга – континент, протекающей с инверсией субдукции, подвиг континентальной окраины сменяется поддвигом океанической плиты окраинного моря: плита, разделяющая Ачайваем-Валагинскую и палеогеновую Кронацкую дуги (реактивированный фрагмент плиты Кула, Камчатка), плита Филиппинского моря (Тайвань), плита

моря Банда (Тимор). Возможно, что наличие промежуточной сравнительно небольшой плиты окраинного моря, отделяющей вулканическую дугу от несоизмеримо большей Тихоокеанской плиты, движение которой определяется глобальной системой спрединговых хребтов, также имеет определенное влияние на направленность развития коллизии дуга – континент вдоль активных окраин Тихого океана.

5. Формирование синколлизийного высоко-температурного метаморфического блока Ганальского хребта на Камчатке, вероятно, является отличительной чертой развития коллизии дуга – континент с ранней блокировкой поддвига континентальной плиты и инверсией субдукции.

Автор выражает искреннюю признательность профессору А.И. Шеменде за плодотворные обсуждения в процессе подготовки работы.

Работа выполнена при финансовой поддержке НИЦ “Геосфера”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Апрелков С.Е., Попруженко С.В., Лебедев М.М.* Геодинамическая система континентальный склон – Корякско-Камчатская островная дуга в позднемиоценовую эпоху // Тихоокеан. геология. 1990. № 5. С. 62–70.
2. *Бахтеев М.К., Беньямовский В.Н., Брагин Н.Ю. и др.* Новые данные по стратиграфии мезозоя – кайнозоя Восточной Камчатки (Валагинский хребет) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1994. Т. 2. № 6. С. 77–84.
3. *Бахтеев М.К., Морозов О.А., Тихомирова С.Р.* Структура Восточно-Камчатской безофиолитовой коллизийной сутуры – надвига Гречишкина // Геотектоника. 1997. № 3. С. 74–85.
4. *Богданов Н.А., Вишневецкая В.С., Кепежинская П.К., Сухов Н.А., Федорчук А.В.* Геология юга Корякского нагорья. М.: Наука, 1987. 168 с.
5. *Бондаренко Г.Е.* Юрско-валанжинский этап в эволюции Камчатки: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 1992. 24 с.
6. *Виноградов В.И., Буякайте М.И., Гороценко Г.Л. и др.* Изотопные и геохронологические особенности глубокометаморфизованных пород Ганальского выступа на Камчатке // Докл. АН СССР. 1991. Т. 318. № 4. С. 930–936.
7. *Жегалова Г.В.* Меланж в массивах габбро-норит-кортландитового комплекса Срединного хребта Центральной Камчатки // Геотектоника. 1981. № 2. С. 56–78.
8. *Зинкевич В.П., Данюшевский Л.В., Каменецкий В.С. и др.* Геология и петрология меловых и нижнепалеогеновых вулканических пород Тумрокского выступа (Восточная Камчатка) // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 84–99.

9. *Зинкевич В.П., Колодяжный С.Ю., Брагина Л.Г. и др.* Тектоника восточного обрамления Срединно-Камчатского массива метаморфических пород // Геотектоника. 1994. № 1. С. 81–96.
10. *Зинкевич В.П., Константиновская Е.А., Магакян Р., Цуканов Н.В.* Аккреционная структура Восточной Камчатки // Докл. АН СССР. 1990. Т. 312. № 5. С. 1186–1190.
11. *Зинкевич В.П., Константиновская Е.А., Цуканов Н.В.* Тектоническая геология. 1989. № 3. С. 62–71.
12. *Зинкевич В.П., Федорчук А.В., Цуканов Н.В.* Аккреционная тектоника юга Валагинского хребта (Восточная Камчатка) // Геотектоника. 1992. № 3. С. 64–78.
13. *Зинкевич В.П., Цуканов Н.В.* Ветловский коллизийный шов Восточной Камчатки // Докл. АН СССР. 1992. Т. 324. № 3. С. 638–642.
14. *Зинкевич В.П., Цуканов Н.В.* Формирование аккреционной структуры Восточной Камчатки в позднем мезозое–раннем кайнозое // Геотектоника. 1992. № 4. С. 97–112.
15. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР // М.: Недра, 1990. Т. 2.
16. *Коваленко Д.В.* Палеомагнитные исследования островодужных комплексов Олюторской зоны, острова Карагинского и тектоническая интерпретация результатов // Геотектоника. 1990. № 2. С. 92–101.
17. *Коваленко Д.В.* Палеомагнетизм в палеогеновых сериях Ильпинского полуострова, Камчатка // Геотектоника. 1992. № 5. С. 78–95.
18. *Константиновская Е.А.* Экзотические осадочные брекчии полуострова Озерного (Восточная Камчатка) и их тектоническое значение // Геотектоника. 1989. № 5. С. 93–98.
19. *Константиновская Е.А.* Восточная Камчатка в позднемеловое время: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 1992. 28 с.
20. *Константиновская Е.А.* Камчатское позднемеловое окраинное море // Литология и полез. ископаемые. 1997. № 1. С. 58–73.
21. *Лучицкая М.В., Рихтер А.В.* Тектоническая слоенность метаморфических образований Ганальского блока (Камчатка) // Геотектоника. 1989. № 2. С. 76–85.
22. *Рихтер А.В.* О строении метаморфических комплексов Ганальского хребта (Камчатка) // Геотектоника. 1991. № 1. С. 98–108.
23. *Рихтер А.В.* Строение метаморфических образований Восточной Камчатки // Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. 1993. С. 28–58.
24. *Рихтер А.В.* Структура метаморфического комплекса Срединно-Камчатского массива // Геотектоника. 1995. № 1. С. 71–78.
25. *Соколов С.Д., Бялобжеский С.Г.* Террейны Корякского нагорья // Геотектоника. 1996. № 6. С. 68–80.
26. *Соловьев А.В., Грэндон М.Т., Гарвер Д.Л. и др.* Коллизия Олюторской островной дуги с Евразийской континентальной окраиной: кинематические и возрастные аспекты // Докл. РАН. В печати.
27. *Федоров П.И.* Сравнение петрохимических особенностей верхнемеловых вулканитов Северной Камчатки // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С. 124–136.
28. *Федорчук А.В., Извеков И.Н.* Новые данные о строении северной части Срединного хребта Камчатки // Изв. РАН. 1992. № 12. С. 147–151.
29. *Федорчук А.В., Цуканов Н.В., Ефремова Л.Б., Савичев А.Т.* Океанический магматизм хребта Кумроч (Восточная Камчатка) // Геохимия. 1990. № 12. С. 1721–1729.
30. *Цуканов Н.В., Зинкевич В.П.* Тектоника хребта Кумроч (Восточная Камчатка) // Геотектоника. 1987. № 6. С. 63–77.
31. *Цуканов Н.В., Федорчук А.В.* Океанические комплексы в структуре Восточного Кумроча (Камчатка) // Докл. АН СССР. 1989. Т. 307. № 4. С. 943–948.
32. *Чехович В.Д.* Об аккреции океанических вулканических поднятий // Геотектоника. 1997. № 4. С. 69–79.
33. *Чехович В.Д., Богданов Н.А., Кравченко-Бережной И.Р. и др.* Геология западной части Берингово-моря // М.: Наука, 1990. 159 с.
34. *Шанцер А.Е., Шапиро М.Н., Колосков А.В. и др.* Эволюция структуры Лесновского поднятия и прилегающих территорий в кайнозое (Северная Камчатка) // Тихоокеан. геология. 1985. № 4. С. 66–74.
35. *Шапиро М.Н.* Верхнемеловая Ачайваям-Валагинская вулканическая дуга и кинематика плит в северной части Тихого океана // Геотектоника. 1995. № 1. С. 52–64.
36. *Шапиро М.Н., Маркевич П.В., Гречин В.И., Константиновская Е.А.* Верхнемеловые и нижнепалеоценовые песчаники Камчатки: состав и проблемы источников // Литология и полез. ископаемые. 1992. № 6. С. 94–106.
37. *Шапиро М.Н., Печерский Д.М., Ландер А.В.* Скорости и направления абсолютного перемещения субдукционных зон в геологическом прошлом // Геотектоника. 1997. № 2. Р. 3–13.
38. *Шапиро М.Н., Разницын Ю.Н., Шанцер А.Е., Ландер А.В.* Структура северо-восточного обрамления массива метаморфических пород Срединного хребта Камчатки // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С. 5–21.
39. *Bazhenov M.L., Burtman V.S., Krezhovskikh O.A., Shapiro M.N.* Paleomagnetism of Paleogene rocks of the Central-East Kamchatka and Komandorsky Islands: tectonic implications // Tectonophysics. 1992. Vol. 201. P. 157–173.

40. Brandon M.T., Garver J.I., Soloviev A.V. et al. Eocene Collision and Obduction of the Olutorsky island arc, Koryak Highlands of Northern Kamchatka, Russian Far East // 8-th Zonenshain Conference. M.: Institute of Oceanology. JEOMAR Research Centre, 1998. Abstracts.
41. Charlton T.R. A plate tectonic model of the eastern Indonesia collision zone // Nature. 1986. Vol. 319. P. 394–396.
42. Chemenda A.I., Mattauer M., Bokun A.N. Continental subduction and a mechanism for exhumation of high-pressure metamorphic rocks: new modelling and field data from Oman // Earth. Planet. Sci. Lett. 1996. Vol. 143. P. 173–182.
43. Chemenda A.I., Mattauer M., Malavieille J., Bokun A.N. A mechanism for syncollisional rock exhumation and associated normal faulting: Results from physical modelling // Earth. Planet. Sci. Lett. 1995. Vol. 132. P. 225–232.
44. Chemenda A., Matte Ph., Sokolov V. A model of Paleozoic obduction and exhumation of high-pressure/low-temperature rocks in the southern Urals // Tectonophysics. 1997. Vol. 276. P. 217–227.
45. Chemenda A.I., Yang R.K., Hsieh C.-H., Grochol-sky A.L. Evolutionary model for the Taiwan collision based on physical modelling // Tectonophysics. 1997. Vol. 274. P. 253–274.
46. Dorsey R.J. Collapse of the Luzon volcanic arc during onset of arc–continent collision: evidence from a Miocene-Pliocene unconformity, Eastern Taiwan // Tectonics. 1992. Vol. 11. № 2. P. 177–191.
47. Garfunkel Z., Anderson S.A., Shubert G. Mantle circulation and the lateral migration of subducted slabs // J. Geophys. Res. 1986. Vol. 91. N B17. P. 7205–7224.
48. Geist E.L., Scholl D.W. Large-scale deformation related to the collision of the Aleutian arc with Kamchatka // Tectonics. 1994. Vol. 13. № 2. P. 538–560.
49. Genrich J.F., Bock Y., McCaffrey R. et al. Accretion of the southern Banda arc to the Australian plate margin determined by Global Positioning System measurements // Tectonics. 1996. Vol. 15. № 2. P. 288–295.
50. Heiphetz A., Harbert W., Savostin L. Reconnaissance paleomagnetism of the Olutorsky superterrane, northeast Russia // International Conference on Arctic Margins, Anchorage, Alaska, September 1992. Abstracts.
51. Johnson C.R., Bowin C.O. Crustal reactions resulting from the mid-Pliocene to Recent continent-island arc collision in the Timor region // Bur. Miner. Resour. J. Aust. Geol. Geophys. 1981. Vol. 6. P. 223–243.
52. Konstantinovskaia E.A. Early Eocene arc–continent collision and Subduction Inversion reconstructed from Kamchatka area // EOS 16 Supplement. 1998. WPGM AGU. Taipei. Taiwan. P. W76.
53. Kravchenko-Berezhnoy I.R., Nazimova Yu.V. The Cretaceous ophiolite of Karaginsky island (the Western Bering sea) // Ofioliti. 1991. Vol. 16 (2). P. 79–110.
54. Lallemand S., Liu C.-S., Domingues S. et al. From oblique oceanic subduction to arc-continent collision in the southern Ryukyus: New insights from detailed seafloor mapping near Taiwan (Part 2) // Tectonics. In press.
55. Lallemand S.E., Liu C.-S., Font Y. A tear fault boundary between the Taiwan orogen and the Ryukyu subduction zone // Tectonophysics. 1997. Vol. 274. P. 171–190.
56. Lallemand S., Liu C.-S., Lin C.-S. Behavior of the Ryukyu fore arc sliver in the wake of the indenting northern Luzon arc (east of Taiwan) // Sino-French Symposium Active Collision in Taiwan. Taiwan, 1995. P. 167–175.
57. Malavieille J., Chemenda A. Impact of initial geodynamic setting on structure, ophiolite emplacement and tectonic evolution of collisional belts // Ofioliti. 1997. Vol. 22 (1). P. 3–13.
58. Matte Ph. Continental subduction and exhumation of HP rocks in Paleozoic orogenic belts: Uralides and Variscides // GFF. 1998. Vol. 120. P. 209–222.
59. Matte Ph., Chemenda A. A mechanism for exhumation of High Pressure metamorphic rocks during continental subductions in Southern Urals // C.R. Acad. Sci. Paris. 1996. T. 323. S. IIa. P. 525–530.
60. Matte Ph., Mattauer M., Olivet J.M., Griot D.A. Continental subductions beneath Tibet and the Himalayan orogeny: a review // Terra Nova. 1997. Vol. 9. P. 264–270.
61. McCaffrey R., Nabelek J. Seismological evidence for shallow thrusting north of the Timor through // Geophys. J.R. Astron. Soc. 1986. Vol. 85. P. 365–381.
62. Noklenberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.N. et al. Circum-North Pacific Tectonostratigraphic terrane map // USGS Open-File Report 94-714. 1994. 108 p.
63. Odin G.S. Echelle des temps geologiques // C.R. acad. Sci. Paris. 1995. T. 318. S. II. P. 59–71.
64. Pelletier B. De la fosse de Manille a la chaine de Taiwan, etude geologique aux confins d une subduction et d une collision actives; modele geodynamique // These Univ. Brest. Brest. 1985. 268 p.
65. Pelletier B., Stephan J.-F. Middle Miocene obduction and Late Miocene beginning of collision registered in the Hengchun peninsula: geodynamic implications for the evolution of Taiwan // Tectonophysics. 1986. Vol. 125. P. 133–160.
66. Price N.J., Audley-Charles M.G. Tectonic collision processes after plate rapture // Tectonophysics. 1987. Vol. 140. P. 121–129.
67. Shemenda A.I. Subduction: Insights from Physical Modeling // Kluwer Acad. Publ. 1994. 215 p.
68. Supple J. Mechanics of mountain building and metamorphism in Taiwan // Mem. Geol. Soc Taiwan. 1981. Vol. 4. P. 67–89.
69. Worrall D.M. Tectonic history of the Bering Sea and the Evolution of Tertiary Strike-Slip Basins of the Bering Shelf // Geol. Soc. Amer. Spec. Paper. 1991. Vol. 257. 111 p.

70. Wu F.T., Rau R.-J., Salzberg D. Taiwan orogeny: thin-skinned or lithospheric collision? // *Tectonophysics*. 1997. Vol. 274. P. 191–220.
71. Yu S.-B., Chen H.-Y., Kuo L.-C. Velocity field of GPS stations in the Taiwan area // *Sino-French Symposium Active Collision in Taiwan*. 1995. P. 317–327.
72. Yu S.-B., Chen H.-Y., Kuo L.-C. Velocity field of GPS stations in the Taiwan area // *Tectonophysics*. 1997. Vol. 274. P. 41–59.

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

Geodynamics of Island Arc–Continent Collision in the Western Pacific Margin

E. A. Konstantinovskaya

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

Island arc–continent collision is a fundamental process controlling the geodynamic evolution of many modern continental margins in the Western Pacific and in old orogenic belts. The character and pattern of lithospheric stress and strain, developing in the course of collision, depend on many physical and geometric parameters that describe the state and mutual disposition of convergent plates. Very important among these parameters are the thickness and thermal age of the continental crust of the subducted plate, which control its density and strength, the structure of the continental margin, usually complicated by listric faults or by accreted tectonic terranes, and the amount of friction between the plates. The character of the collision development is also influenced by the thickness of the overthrust plate under the arc and the distance between the arc and the trench (size of the fore-arc block). Depending on various combinations of these factors, the arc–continent collision may develop the following different scenarios. In addition to a collision evolution model with the formation and exhumation of high-pressure rocks, much attention is given in this paper to the analysis of collision geodynamics using the examples of modern collision zones (Luson and Banda) and to its comparison with the Early Eocene collision of the Achaivayam–Valaginskii arc with the continental margin of Asia, reconstructed in the Kamchatkan orogenic belt. The principal difference between the evolutions of these collision zones is the early blocking of the continental plate movement in the latter, which was accompanied by subduction inversion and the subsequent underthrusting of the oceanic plate on the opposite side of the arc. A theoretical substantiation and geological evidence of these processes are provided, and the role of the fore-arc block in the collision process is discussed. The general geodynamic context of the Early Eocene Kamchatkan arc–continent collision is analyzed, and its individual phases are examined in detail. It is postulated that the formation of the syncollision high-temperature metamorphic Ganaly block is the main distinctive feature of the arc–continent collision evolution with the early blocking and inversion of the continental plate subduction.

УДК 551.24:552.32(571.66)

КИСЛЫЙ МАГМАТИЗМ В АККРЕЦИОННЫХ СТРУКТУРАХ КОРЯКИИ, КАМЧАТКИ И АЛЯСКИ

© 1999 г. К. А. Крылов, М. В. Лучицкая

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 23.09.97 г.

В 80-е годы плагιοгранитный, или тоналит-трондьемитовый, магматизм был обнаружен в аккреционных комплексах. Для него характерна пространственная оторванность от типичного известково-щелочного магматизма островных дуг или континентальных окраин. Плагιοгранитный магматизм во времени следует непосредственно за крупными фазами аккреции, поэтому было предложено выделять его как “аккреционный” [12, 14, 15]. В статье предлагается петролого-тектоническая модель, объясняющая появление низкокалиевых кислых выхлопов в аккреционных призмах. Выявленный самостоятельный тип “аккреционного” магматизма отражает начальные стадии превращения фрагментов океанской коры в кору промежуточного типа. Разнообразие в составах аккреционных плагιοгранитов из разных регионов объясняется спецификой плавящегося субстрата.

ВВЕДЕНИЕ

В древних аккреционных комплексах известны мелкие интрузивные тела плагιοгранитного состава, которые картируются как мелкие штоки или дайки [12, 14, 15, 17, 19, 23, 26, 30, 44, 45, 51, 55]. Их появление на первый взгляд кажется парадоксальным, так как современные аккреционные комплексы (призмы), морфологически часто выделяемые как внешние амагматичные островные дуги или поднятия, характеризуются пониженными значениями теплового потока [32, 42, 46, 53] и для них не характерно проявление магматизма.

В последнее время были изучены аккреционные комплексы в пределах Корякского нагорья, Камчатки и Аляски. Было выяснено, что в них совмещены палеоокеанические образования с островодужными [1, 6, 9, 12, 15, 19, 21, 23, 25, 26, 42, 44]. Эти крупные аккреционные комплексы формировались во внешних частях активных континентальных окраин, перед вулканическими поясами островных дуг и отстояли на значительном расстоянии от зон проявления собственно островодужного магматизма. В целом аккреционные комплексы амагматичны [1, 21, 29, 42, 53]. Большое значение в их формировании придается процессам аккреции, в результате чего к активной окраине причленяются фрагменты различных структур океана, островных дуг и микроконтинентов. В едином процессе аккреции можно выделить две составляющие: вертикальную и латеральную [1, 15, 23, 25, 26, 27, 29, 48]. Процесс аккреции можно рассматривать как часть процесса преобразования океанической коры в континентальную [15, 21, 31, 34]. Структурные аспекты этого процесса в настоящее время хорошо изучены в различных районах мира: Ко-

рякское нагорье, Аляска, Камчатка, Северо-Американские Кордильеры, Новая Зеландия и Япония [1, 15, 23, 26, 27, 36, 41, 42, 44, 45]. В то же время остается много вопросов, касающихся вещественной стороны преобразования океанской коры. В результате ряд исследователей полагает, что, несмотря на аккрецию, приращения континентальной коры в настоящее время нигде не происходит [21, 28, 33, 37]. В качестве аргумента обычно используется тот факт, что получить калиевые граниты из океанических базальтов невозможно [16, 22, 28, 33, 34]. Другие исследователи для объяснения необходимых преобразований вещественного состава предлагают модели полистадийного и последовательного превращения океанической коры в континентальную [31, 32], но при этом начальные стадии такого превращения остаются малоисследованными. М. Драммонд и М. Дефант предполагают, что высокоглиноземистые тоналит-трондьемитовые комплексы как островной дуги, так и окраины континента образуются за счет частичного плавления океанической плиты, состоящей из MORB-компонента, в зонах субдукции [34, 35]. Основные породы, слагающие плиту, преобразуются в амфиболит, гранатовый амфиболит или эклогит. Необходимым условием плавления во внешних зонах островных дуг является то, что погружающаяся плита должна быть горячей и иметь молодой возраст [15, 16, 22, 34, 35].

Вопросы, связанные с начальными стадиями процесса преобразования океанической коры в континентальную, ниже рассмотрены на примере Эконайской системы покровов Корякии, Ганальского хребта Камчатки и широко известного в литературе аккреционного комплекса Южной

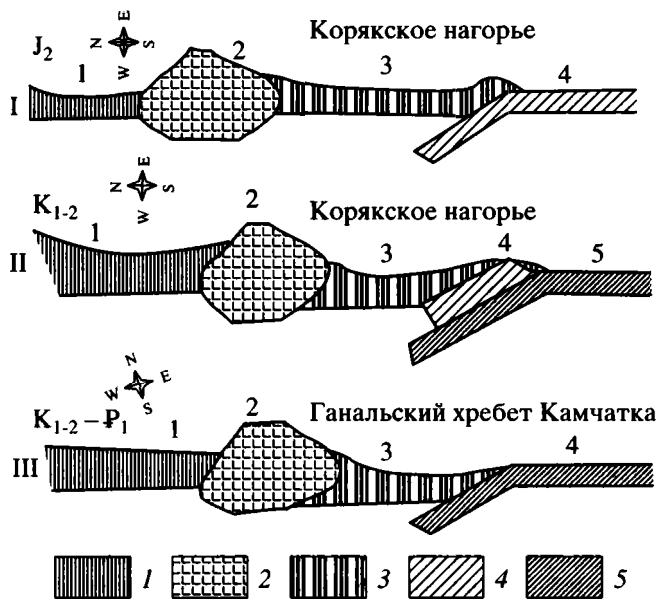


Рис. 1. Палинспастические профили Корьякского нагорья и Ганальского хребта Камчатки.

I, II – центральная и восточная части Корьякского нагорья: I – профиль для средней коры, цифрами на профиле отмечены: 1 – окраинные моря активной континентальной окраины, 2 – Нутыкинская островная дуга, 3 – Эконайский предостроводужный комплекс, включающий в себя и аккреционную призму (Ионайский и Кокуйский покровы), 4 – океанические образования Мезопацифики (Эконайский покров); II – профиль для среднего–позднего мела, цифрами на профиле отмечены: 1 – Майницкое окраинное море, 2 – Кэнкеренская островная дуга, 3 – Альтакватваамский преддуговой прогиб, 4 – Эконайская аккреционная призма (поднятие), 5 – океаническое образование Пацифики (Янранайский комплекс); III – Ганальский хребет, Камчатка, поздний мел – палеоцен, цифрами на профиле отмечены: 1 – Ирунейское окраинное море, 2 – Стеновая островная дуга (эффузивно-пирокластические комплексы), 3 – преддуговой прогиб (туфо-терригенные толщи стеновой серии), 4 – океанические образования Пацифики (нижняя часть ганальской серии).

1 – туфо-терригенные, граувакковые, кремнисто-туфогенно-базальтовые образования; 2 – туфо-терригенные, вулканогенно-обломочные образования; 3 – туфо-терригенные отложения; 4 – кремнистые, вулканогенно-кремнистые и карбонатно-кремнистые образования; 5 – яшмо-базальтовые, туфосилилитовые и кремнисто-терригенные образования.

Аляски. Эти районы характеризуются разной степенью зрелости континентальной коры, и в них хорошо изучены структурные преобразования и структурно-вещественные комплексы или террейны, слагающие различные покровы, входящие в состав аккреционных комплексов.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Корьякское нагорье. Эконайская система покровов. Всю структуру восточной части Корьякского нагорья было предложено рассматривать

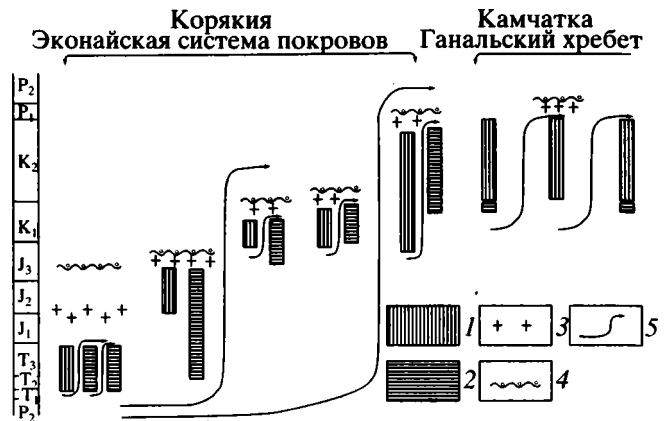


Рис. 2. Схема возрастного распределения "аккреционных" плагиогранитов. Построена по разным районам центральной и восточной части Корьякского нагорья [6, 12, 15] и Ганальского хребта Камчатки, по [19]. Римские цифры на рис. – местоположение районов: восточная часть Корьякского нагорья (Эконайская система покровов): I – междуречье рек Ваамочки и Хатырки, II – левобережье р. Ваамочки; центральная часть Корьякского нагорья: III – верховья рек Пикасвоям и Хатырки, IV – правобережье р. Хатырки, V – правобережье р. Ваамочки, янранайский купол; Камчатка, Ганальский хребет, блоки: I – Северный, II – Стеновой, III – Вахталкинский.

1 – островодужные и 2 – океанические комплексы; 3 – "аккреционные" плагиограниты; 4 – базальные горизонты неавтохтонных комплексов; 5 – условное направление совмещения океанических и островодужных комплексов.

как две крупные покровные системы (сложные террейны) [25]: Корьякскую и Эконайскую. Они различаются способом и временем формирования, а также составом слагающих их комплексов [9]. При этом палинспастические реконструкции для позднего мезозоя указывают на то, что комплексы, слагающие в настоящее время тектонические покровы, вошедшие в Эконайскую систему покровов, располагались ближе к мезозойскому Тихому океану или в его пределах [5, 15, 23, 26, 27], а островодужные комплексы Корьякской системы покровов – дальше от него в сторону континента (рис. 1). В Эконайской покровной структуре участвуют океанические комплексы палеозойского и раннемезозойского возраста, причем наиболее молодые комплексы занимают самое низкое структурное положение, а наиболее древние – более высокое. Формирование такой структуры происходило в несколько этапов и является следствием последовательного поддвига и причленения со стороны океана различных фрагментов океанской коры в течение мезозоя [5, 6, 15, 21, 23, 25, 26, 27]. При этом предполагается, что процесс субдукции шел более или менее постоянно, а вхождение океанических комплексов в структуру происходило в несколько этапов аккреции [12, 14, 15, 26] (рис. 2).

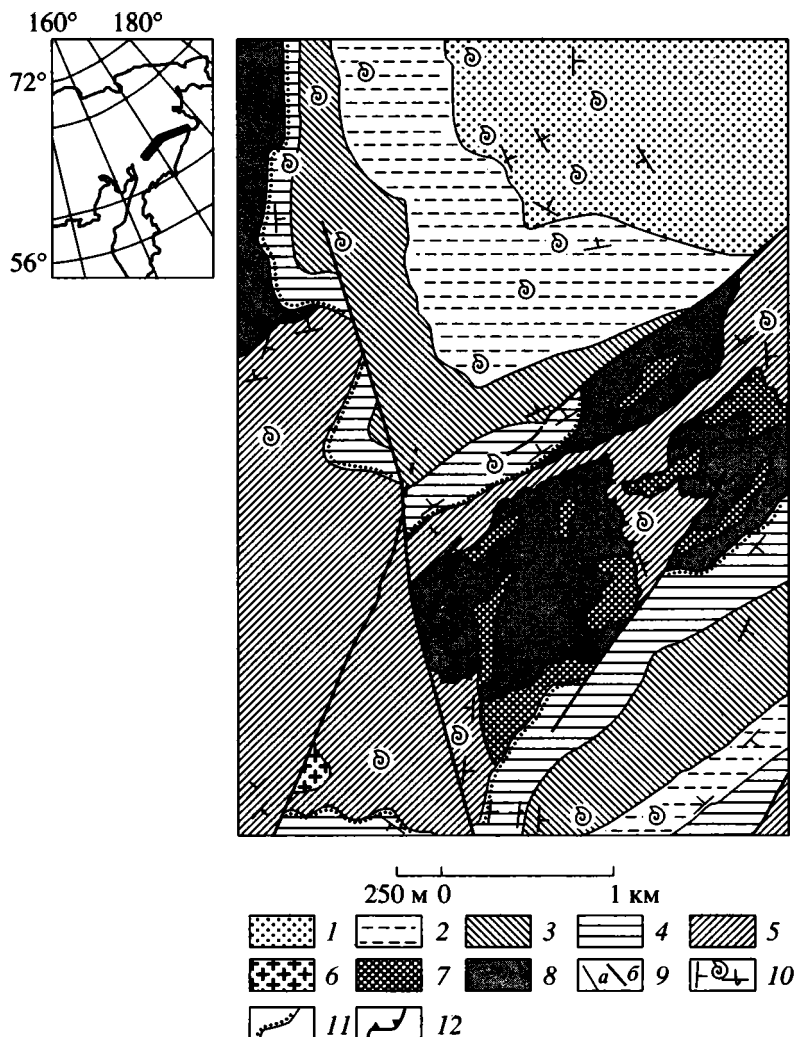


Рис. 3. Геологическая схема района нижнего течения р. Инаськвям-I – правого притока р. Хатырки (составили С.В. Руженцев, С.Г. Бялбожеский, С.Д. Соколов, В.П. Похилайнен, К.А. Крылов). На врезке – Эконайская система покровов Корякии.

1–4 – терригенные отложения неоавтохтонного чехла: 1 – коньяк-сантонские, 2 – кампанские, 3 – кампан-маастрихтские, 4 – верхнемаастрихтские; 5 – туфо-терригенные отложения пекульнейской свиты киммеридж-валанжинского возраста и кэнкеренской свиты готерив-барремского возраста – промежуточный неоавтохтон [6] (накыпыйлякский покров [23]); 6, 7 – “аккреционные” плагииграниты: 6 – средне меловые, 7 – среднеюрские; 8 – вулканогенно-кремнистые образования позднего палеозоя – позднего триаса – ранней юры – аллохтонный комплекс; 9 – границы: (а) – геологические, (б) – тектонические; 10 – элементы залегания, места находок палеонтологических остатков; 11 – стратиграфический контакт; 12 – надвиги.

На рис. 3, 4 приведены две крупномасштабные геологические карты отдельных участков Эконайской покровной системы. На них видно, что существует два типа тел плагиигранитов, занимающих различное структурное положение и различающихся по возрасту [2, 12, 14, 15].

Среднеюрские плагииграниты прорывают позднепалеозойско-триас-раннеюрские вулканогенно-кремнистые и вулканогенно-карбонатные образования Палеопацифики [2, 5, 6, 15, 21, 23, 26], но ниже не рвут запечатывающий покровную структуру

промежуточный неоавтохтон¹ (см. рис. 3). Последний представлен туфо-терригенными отложениями пекульнейской свиты, базальные горизонты которой в разных местах датируются или киммериджским, или волжским ярусом поздней юры [2, 6, 18,

¹ В более ранних работах комплексы пекульнейской свиты рассматривали как накыпыйлякский покров [18, 21]. Позднее было установлено стратиграфическое налегание базальных горизонтов пекульнейской свиты на вулканогенно-кремнистые образования палеозоя-триаса, что позволяет нам рассматривать этот комплекс как промежуточный неоавтохтон.

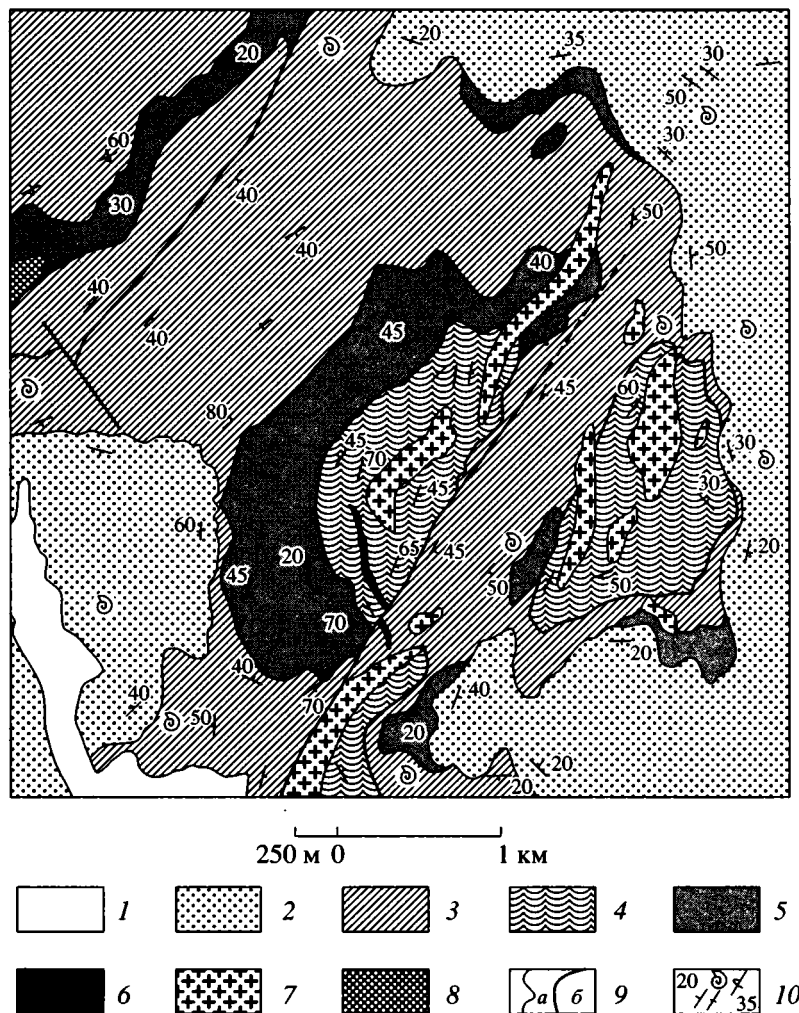


Рис. 4. Геологическая схема района р. Рубикон (см. рис. 3). Составил К.А. Крылов по материалам С.В. Руженцева, С.Г. Бялбужского, С.Д. Соколова, В.П. Похилайнена.

1 – четвертичные русловые отложения; 2 – терригенные отложения неоавтохтонного чехла коньяк – маастрихтского возраста; 3 – туфо-терригенные отложения пекульнейской свиты кимеридж-валанжинского возраста и кэнкеренской свиты готерив-барремского возраста – промежуточный неоавтохтон [6], или накыпильякский покров [23]; 4 – кремнисто-вулканогенные образования субавтохтона – янранайский аккреционный комплекс, верхняя юра – нижний мел; 5 – вулканогенно-кремнистые образования позднего палеозоя – позднего триаса – ранней юры – аллохтонный комплекс; 6 – дайки основного состава предположительно палеоценового возраста; 7, 8 – “аккреционные” плагиограниты: 7 – среднемеловые, 8 – среднеюрские, 9 – границы: (а) геологические, (б) – тектонические; 10 – элементы залегания, места находок палеонтологических остатков.

21, 23, 26] и содержат гальку плагиогранитов. Кроме того, эти плагиограниты не прорывают наиболее молодой и наиболее низкий в структурном отношении янранайский автохтонный комплекс, а надвинуты на него в составе пакета верхних пластин [2, 12, 15, 21] (см. рис. 3).

Средне-позднемеловые плагиограниты прорывают наиболее низкий в структурном отношении янранайский автохтонный комплекс [5, 6, 12, 15, 21, 23, 26], который сложен вулканогенно-кремнистыми и вулканогенно-кремнисто-терригенными образованиями (см. рис. 4). Плагиограниты этого возраста рвут также мощный пакет аллохтонных

комплексов (см. рис. 4). Вся эта сложная структура Эконайских покровов, вместе с рвуцими ее телами плагиогранитов, запечатывается неоавтохтоном, сложенным островодужным шлейфом осадков позднемелового возраста [2, 6, 15, 21, 32, 26]. Возраст базальных горизонтов неоавтохтона омолаживается в восточном направлении от сантон-кампанского [2] до позднемаастрихтского [6, 9]. То, что внедрение плагиогранитов следует непосредственно за покровообразованием и определяет окончание этапа аккреции, указывает на тесную связь плагиогранитного магматизма с процессами аккреции [14, 15, 18]. Четкая временная и структур-

ная приуроченность плагиогранитов Эконайской покровной системы к этапам аккреции, а также их геохимическая специализация позволяют выделить этот тип магматизма как самостоятельный, аккреционный [14, 15, 18].

Камчатка, Вахталкинский блок Ганальского хребта. В Вахталкинском блоке в последние годы выявлена сложная складчатая чешуйчато-надвиговая структура [18, 19] (рис. 5). В строении блока участвуют четыре дозоценовых структурно-вещественных комплекса, имеющих тектонические взаимоотношения: полиметаморфический терригенно-вулканогенный (ганальская серия); терригенно-эффузивно-пирокластический, метаморфизованный от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации (стенная серия); терригенно-кремнисто-вулканогенный, метаморфизованный от пренит-пумпеллитовой до зеленосланцевой фации; слабометаморфизованный в пренит-пумпеллитовой фации пирокластический комплекс позднемелового возраста (ирунейская свита). В описываемом районе они имеют островодужную природу (стенная серия, верхняя часть ганальской серии, ирунейская свита), за исключением нижней толщи ганальской серии. В других районах нижние части ирунейской свиты сложены яшмово-базальтовой ассоциацией и относятся к океаническим образованиям. Нижняя толща ганальской серии сложена амфиболитами и основными кристаллическими сланцами, которые по своим петрохимическим характеристикам относятся к толеитовым океаническим базальтам, на основании чего сделан вывод об ее океанической природе [1, 19]. Все эти комплексы были совмещены, метаморфизованы в конце мела-палеоцене вдоль Камчатско-Корякской палеосубдукционной зоны [1, 6, 15]. Позднее образовавшийся пакет литопластин был разбит системой левых сдвигов северо-западного простирания и сопряженных с ними надвигов.

Важную роль в структуре Вахталкинского блока играют габбро и плагиограниты (см. рис. 5). Они образуют синкинематические интрузии, залегающие на разных структурных уровнях: между терригенно-вулканогенным комплексом (ганальская серия) и прогрессивно метаморфизованными амфиболовыми сланцами, сопоставляемыми со стеной серии; между последними и терригенно-кремнисто-вулканогенным комплексом; вдоль зон тектонических срывов внутри ганальской серии. Маломощные тела плагиогранитов присутствуют в основании надвига верхнемеловых пород ирунейской свиты на породы ганальской серии (см. рис. 5). Судя по структурной приуроченности к зонам тектонических срывов, характерной гнейсовидности и микроструктурам, указывающим на деформации в твердом состоянии, плагиограниты являются синкинематическими гранитоидами. По данным А.В. Рихтера [1], наиболее многочислен-

ные пластовые мела габбро и плагиогранитов присутствуют на наиболее низких структурных уровнях и маркируют тектонические срывы двух генераций: надвиги с востока и сдвиго-надвиги северо-западного простирания. Малочисленные датировки возраста плагиогранитов указывают на их внедрение на границе мела и палеогена: К-Аг-метод – 65 млн. лет [4], $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод – 50–47 млн. лет [7].

Таким образом, внедрение габбро-плагиогранитных интрузий являлось реакцией на тектоническое совмещение океанических и островодужных комплексов, т.е. аккрецию [9].

Южная Аляска. Две группы разновозрастных лейкократовых пород от тоналитов до трондьмитов обнаружены на западе хребта Чугач на Аляске. Их внедрение происходило в период раннего мела и в палеогене. Раннемеловой этап магматизма описан как околожелобовый магматизм [47], проявившийся во внешней части активной окраины, вдоль Аляскино-Алектской палеосубдукционной зоны [45, 46, 52, 53]. Эти интрузивные тела расположены вдоль разломной системы Бордер Рэйндж между юрскими островодужными комплексами и меловым меланжем террейнов. Последний был аккретирован посредством субдукции и пододвинут под кристаллическое основание более древней островной дуги [45, 47, 52]. На рис. 6 представлена карта юго-запада хр. Чугач, составленная Т. Павлисом [47], на которой район подразделяется на три главных тектоно-стратиграфических зоны. Породы южной зоны – это слабо метаморфизованные отложения террейна Чугач, включающие две группы: Валдез и Мак-Хьюг. Валдез – это позднемеловой флиш, формировавшийся в глубоководном желобе, а комплекс Мак-Хьюг – это комплекс, описываемый как субдукционный меланж, включающий блоки океанических пород раннемезозойского возраста [45, 46, 47, 52, 53]. Над комплексами террейна Чугач залегают интенсивно деформированный кристаллический комплекс, выделяемый как Кник-Ривер террейн [47]. Кник-Ривер террейн прослеживается вдоль зоны разлома Бордер-Рэйндж. Структурно выше залегают вулканогенные образования юрского возраста и ассоциирующие с ними раннеюрские плутоны, которые рассматриваются как островодужное основание – террейн Пенинсула [47, 52, 53].

Кник-Ривер террейн и комплекс Мак-Хьюг, т.е. комплекс субдукционного меланжа, интродуцированы серией мелких тоналитовых и трондьмитовых плутонов. По этим интрузивным телам были получены следующие изотопные датировки: 135–110 млн. лет (К-Аг-методом); 118 млн. лет ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ по роговой обманке); 130–133 млн. лет (две минеральные Rb/Sr изохроны) [47]. Исходя из всех этих данных, возраст интрузивных массивов принято считать от 125 до 135 млн. лет [47]. Внедрение этих меловых интрузивных комплексов

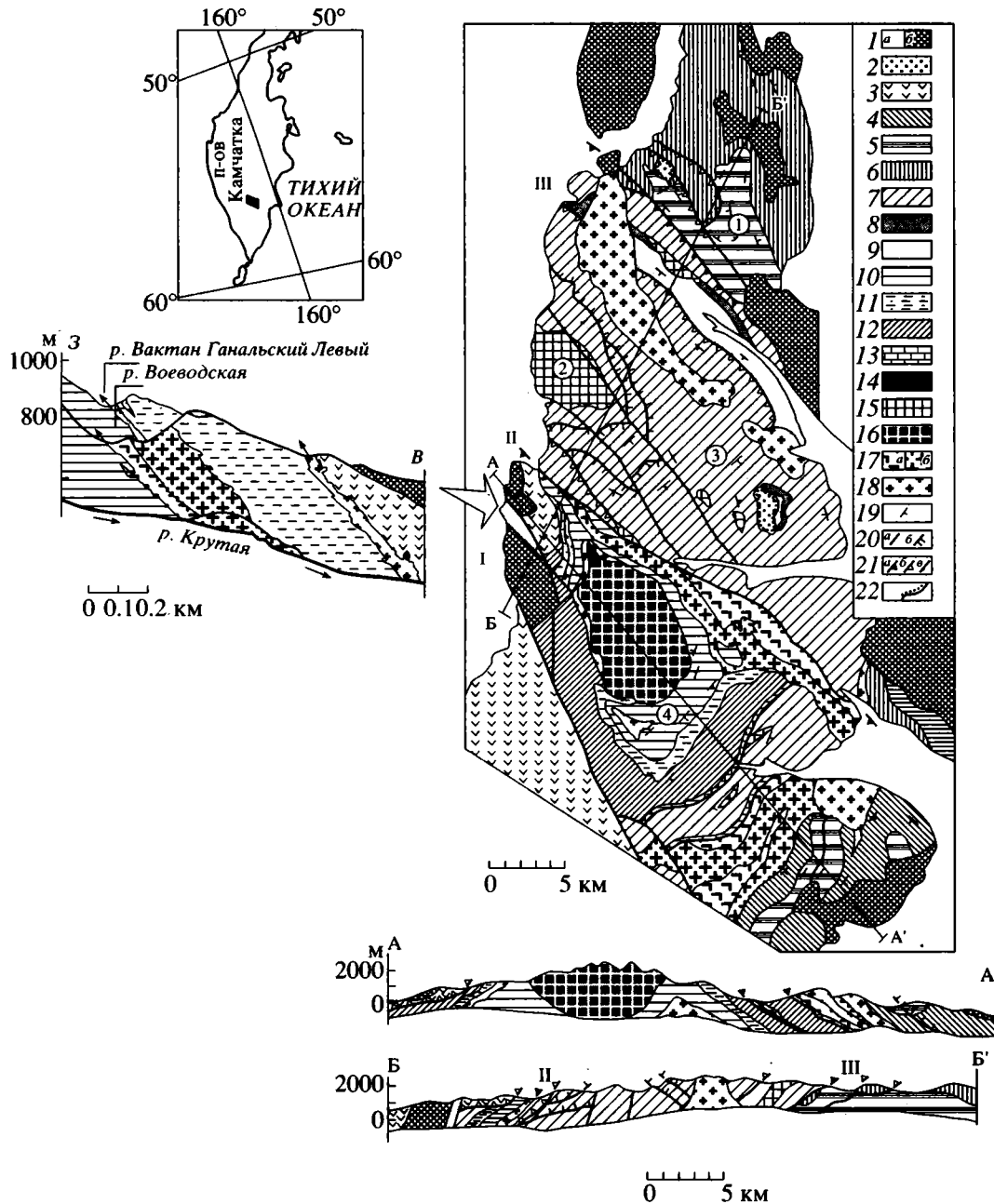


Рис. 5. Схема строения Ганальского хребта (составлена А.В. Рихтером по материалам Д.А. Бабушкина, Б.К. Долматова, М.В. Лучицкой, Г.И. Новоселова, И.А. Сидорчука). На врезке – положение метаморфических комплексов Ганальского хребта на Камчатке.

1 – четвертичные отложения (а), туфы и эффузивы неогена (б); 2 – терригенные отложения эоцена; 3 – пирокластический комплекс (ирунейская свита) верхнего мела; 4–6 – терригенно-кремнисто-вулканогенный комплекс: 4 – вулканогенная, 5 – терригенная, 6 – кремнисто-туфогенная толщи; 7–9 – терригенно-эффузивно-пирокластический комплекс (стенная серия): 7 – эффузивно-пирокластическая и туфотерригенная (нерасчлененные), 8 – терригенная, 9 – пирокластическая толщи; 10–12 – терригенно-вулканогенный комплекс (ганальская серия): 10 – эффузивная (вахталкинская), 11 – терригенная (воеводская), 12 – терригенно-вулканогенная (дьявольская) толщи; 13 – горизонт метакarbonатных пород в терригенно-вулканогенной (дьявольской) толще; 14 – породы гранулитовой фации метаморфизма; 15 – субвулканические габбро и плагиогранит-порфиры; 16 – дометаморфические габбро-нориты и постметаморфические роговообманковые габбро (нерасчлененные); 17 – синкинематические габбро (а) и плагиограниты (б); 18 – посткинематические диориты и плагиограниты неогенового (?) возраста; 19 – элементы залегания слоистости или сланцеватости; 20 – надвиги первой фазы, ограничивающие: а – литопластины, б – чешуи; 21 – сдвига-надвиги второй фазы, ограничивающие “блоки” (а) и чешуи (б), позднекайнозойские крутопадающие разломы (в); 22 – стратиграфические контакты. Римские цифры – зоны контакта между “блоками” (литопластнами): I – Южным и Вахталкинским, II – Вахталкинским и Стеновым, III – Стеновым и Северным. Арабские цифры в кружках – складчатые структуры: 1, 3 – антиклинали; 1 – р. Собачьей, 3 – Вахталкинская; 2 – Стеновая синклиналь.

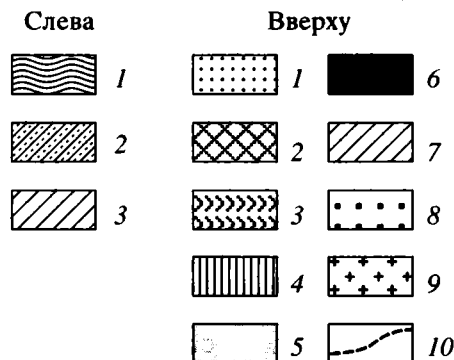
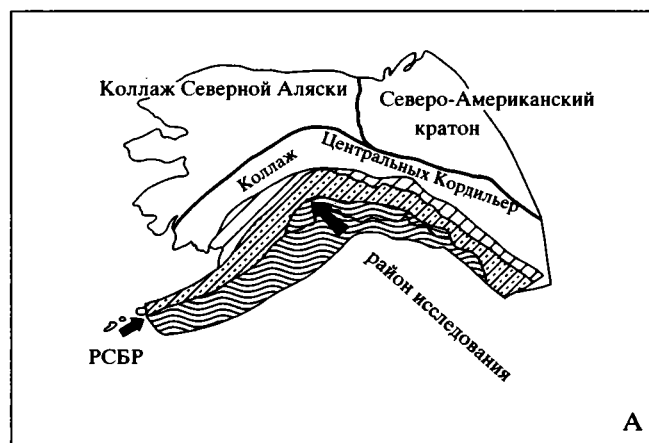
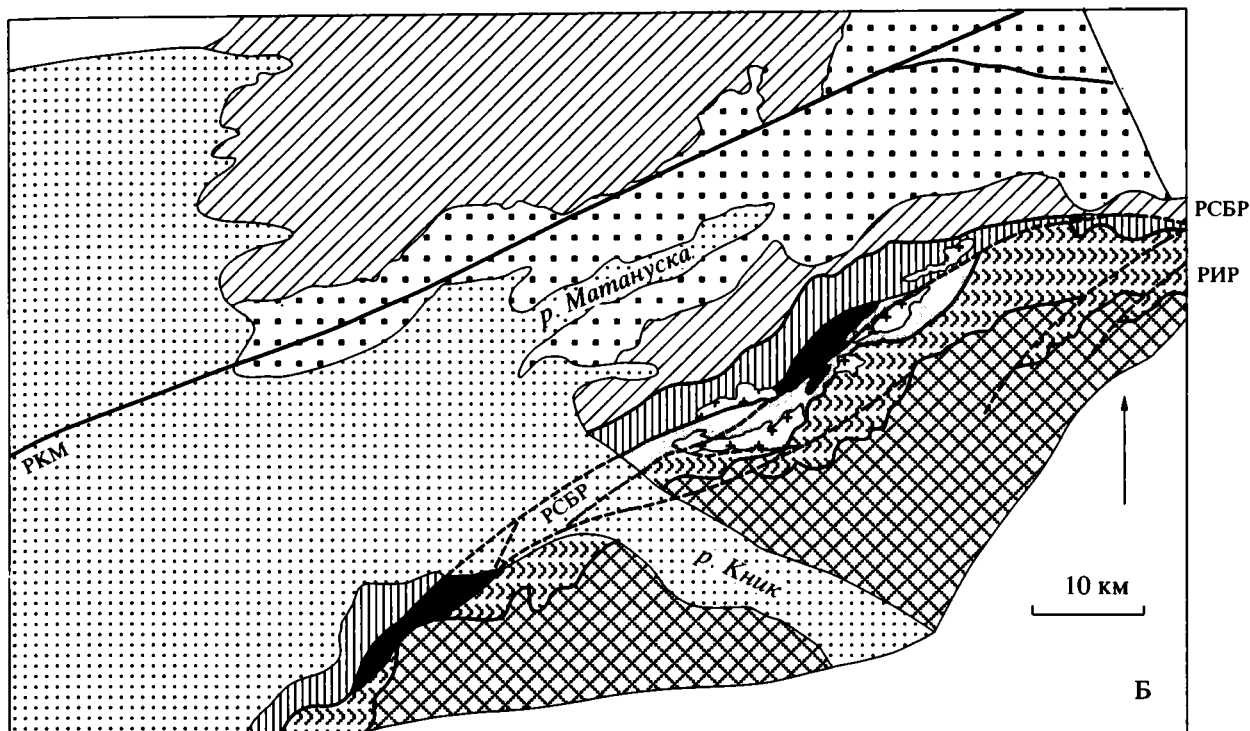


Рис. 6. Геологическая схема террейнов Чугач и Пенинсула, по [47].

Слева: 1 – мезозойско-кайнозойский субдукционный комплекс; 2 – супертеррейн Южной Аляски; 3 – мезозойская су-
тура.

Вверху: 1 – четвертичные отложения; 2, 3 – террейн Чугач: 2 – группа Вальдез, 3 – комплекс Мак-Хьюг; 4–6 – террейн
Кник-Ривер: 4 – plutonic, 5 – метаморфический субтеррейн, 6 – тела ультрамафитов; 7–9 – террейн Пенинсула:
7 – фундамент, 8 – породы чехла мезозойско-кайнозойского возраста, 9 – меловые интрузии; 10 – известные третич-
ные разломы гор Северного Чугача; разломные системы: РКМ – разлом Касл Маунтейн, РИР – разлом Игл Ривер,
РСБР – разломная система Бордер Рэйндж.

происходило после главной фазы надвигообразова-
ния вдоль разлома Бордер-Рэйндж, т.е. после глав-
ного этапа раннемеловой аккреции. Однако более
детальные структурные работы выявили, что, хотя
эти тела и рвут систему разломов Бордер-Рэйндж,
некоторые из них несут следы деформации, что
указывает на продолжающуюся деформацию
вдоль системы надвигов Бордер-Рэйндж [47]. Про-
странственное положение этих тоналит-трондье-

митовых комплексов между островодужными об-
разованиями террейна Пенинсула и лежащими к
югу от него турбидитными отложениями комплек-
са Чугач и океаническими образованиями Мак-
Хьюг, которые формировались в глубоководном
желобе [45], позволило Т. Павлису выделить эти
интрузивные комплексы как особый тип магма-
тизма – околожелобовый тоналит-трондьеми-
товый магматизм [47].

Кроме этого, на южной Аляске в пределах террейнов Чугач и Принс Вильям известны тоналиты, трондьемиты, гранодиориты и граниты палеогенового возраста. Мелкие пластообразные тела – дайки и небольшие штоки прорывают туфо-терригенные отложения, слагающие террейны Чугач и Принс Вильям, а также зону разлома Контакт (Contact fault), по которому происходило пододвигание террейна Принс Вильям под террейн Чугач в мел-палеогеновую фазу аккреции [39, 40, 45, 52, 53]. Эти магматические тела также расположены более чем в 100 км в сторону океана от собственно островодужных комплексов этого времени и прорывают образования аккреционной призмы. Среди них выделяются две группы пород: палеоценового возраста (Rb-Sr метод – 58.7–63.1 млн. лет) – преимущественно гранодиориты и граниты [40]; эоценового возраста ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод – 50–52 млн. лет, Rb-Sr метод – 49.5 млн. лет) – тоналиты и трондьемиты, в подчиненном количестве адакиты. Термин “адамикт” впервые был использован для кайнозойских высокомагнезиальных андезитов о-ва Адак, Аляска [39]. Авторы [34, 35] употребляют этот термин для кайнозойских высокоглиноземистых тоналитов–трондьемитов, дацитов. Пространственно-временные и структурные взаимоотношения позволяют говорить, что эти породы не имеют отношения к островодужным образованиям, а их появление связывать с реакцией, последовавшей за этапом аккреции террейнов Принс Вильям и Чугач [39, 45, 53]. Таким образом, раннемеловые и палеогеновые кислые породы Южной Аляски формировались во внешних частях островных дуг, вблизи глубоководного желоба, в пределах аккреционной призмы и их возникновение напрямую связано с процессами аккреции, что и позволяет также отнести их по структурному положению к аккреционным плагиогранитам (см. рис. 6).

ПЕТРОГРАФИЯ

Плагиограниты Эконайской системы покровов имеют гипидиоморфнозернистую структуру, реже субофитовую и гранофиловую. Последние указывают на гипабиссальное происхождение пород. Плагиограниты состоят преимущественно из плагиоклаза андезин-олигоклазового состава и кварца. В небольших количествах присутствуют роговая обманка, биотит и калиевый полевой шпат (<1%). Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, рудным минералом. Из вторичных минералов присутствуют хлорит и эпидот.

Габбро-плагиогранитные интрузии Вахталкинского блока представлены габбро и рвущими их плагиогранитами. Породы среднего состава, диориты, присутствуют в ограниченном количестве.

Габбро имеет крупнозернистую структуру и гнейсовидную текстуру. В шлифах видна габбровая

структура, представленная крупными кристаллами роговой обманки и плагиоклаза. В отдельных случаях можно предположить, что роговая обманка развивается по пироксену. Первичная структура подверглась рассланцеванию и перекристаллизации с образованием мелкозернистого лепидогранобластового агрегата зерен кварца, альбита, мелкочешуйчатого коричневатого-зеленого биотита, амфибола, серицита, хлорита. На месте роговой обманки часто наблюдается агрегат мелких зерен вторичного амфибола и мелкочешуйчатого биотита. По плагиоклазу развивается мелкозернистый гранобластовый агрегат кварца, альбита, серицита, эпидота.

Плагиограниты имеют гипидиоморфнозернистую структуру и состоят преимущественно из плагиоклаза олигоклаз-андезинового состава и кварца. В небольших количествах (<10%) присутствуют роговая обманка, биотит, гранат, реже встречается калиевый полевой шпат (1%). Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, сфеном, рудным минералом.

Микроструктурные особенности плагиогранитов, такие, как перекристаллизация кварца с образованием теней давления, микротрещины в плагиоклазе, полосы излома в биотите, волнистое угасание плагиоклаза, указывают на пластические деформации в твердом состоянии.

ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КИСЛЫХ ПОРОД ИЗ АККРЕЦИОННЫХ КОМПЛЕКСОВ

На классификационной диаграмме Ab-An-Or (рис. 7) большинство интрузивных пород из всех описанных районов занимают промежуточное поле между полями трондьемитов и тоналитов. Отличное положение занимают палеоценовые кислые породы Южной Аляски, попадающие в поля гранодиоритов и гранитов. Это также видно на диаграмме $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ (рис. 8), где палеоценовые кислые породы Аляски группируются вдоль известково-щелочного тренда, а породы Корякии и Камчатки и раннемеловые трондьемиты Аляски не выходят за пределы трондьемитового тренда. Кислые породы Корякии, Камчатки и нижнемеловые кислые породы Аляски не содержат в своем составе калиевого полевого шпата (или содержат его в очень незначительных количествах), и для их названия наиболее употребим термин “плагиогранит” или “трондьемит”. Следует заметить, что по содержанию SiO_2 породы из различных регионов также различаются. В плагиогранитах Корякии содержания SiO_2 имеют вариации от 68 до 77%, Камчатки и Аляски – от 60 до 77%, т.е. последние содержат в себе роговообманковые тоналиты с содержаниями SiO_2 от 60 до 65%, которые не характерны для Корякии. Кроме этого, в составе формации Вахталкинского блока

участвуют и более основные породы – габбрового состава. Наиболее низкокальциевыми породами являются плагиограниты Корякского нагорья (рис. 9), большая часть составов попадает на диаграмме K_2O-SiO_2 в поле океанических плагиогранитов [10, 11]. Небольшая часть анализов плагиогранитов Камчатки и раннемеловых трондjemитов Аляски также попадает в поле океанических плагиогранитов [11]. Однако основная часть анализов в обоих регионах соответствует более высококальциевым трондjemитам и располагается в пределах или вблизи поля континентальных трондjemитов [11].

На графике распределения РЗЭ для плагиогранитов Корякии отмечается небольшое обогащение в легкой части спектра ($La_n/Yb_n = 1.3-3.9^2$; $La_n/Sm_n = 1.17-1.93$ (таблица); слабая отрицательная аномалия церия ($Ce_n^*/Ce_n = 0.7-0.9$)³; фракционирование Eu проявлено четко⁴, характерна незначительная отрицательная аномалия ($Eu_n/Eu^* = 0.47-0.8$). Дисперсия в легкой части спектра РЗЭ значительная – $La_n = 13.7-48.6$, в тяжелой части спектра она менее выражена – $Lu_n = 8.6-15.6$.

Плагиограниты Камчатки отличаются в целом более низкими содержаниями РЗЭ. Легкая часть спектра обогащена ($La_n/Yb_n = 3.4-17.8$; $La_n/Sm_n = 1.8-3.2$); в ряде образцов наблюдается слабая аномалия церия ($Ce_n^*/Ce_n = 0.8-0.9$); фракционирование Eu проявлено ясно ($Eu_n/Eu^* = 0.72-1.6$); два образца имеют положительные значения Eu_n/Eu^* (см. таблицу). По характеру распределения РЗЭ породы делятся на две группы. Первая характеризуется более высокими суммарными значениями РЗЭ, что особенно ярко проявляется в тяжелой части спектра. Этот тип сходен с Корякскими плагиогранитами (рис. 10, А, В). Вторая группа характеризуется значительным дефицитом тяжелых РЗЭ при тех же содержаниях легких лантаноидов, что в первой группе, и, соответственно имеет крутой график распределения ($La_n/Yb_n = 15.2; 17.83$). Такое поведение РЗЭ, возможно, объясняется присутствием в респите граната, который является минералом-концентратором Y и тяжелых РЗЭ. Вмещающие габбро и плагиограниты породы терригенно-вулканогенного комплекса, а именно амфиболиты его нижней толщи, содержат гранат. Поле распределения РЗЭ в палеоценовых гранитах Аляски [40] занимает самое высокое по-

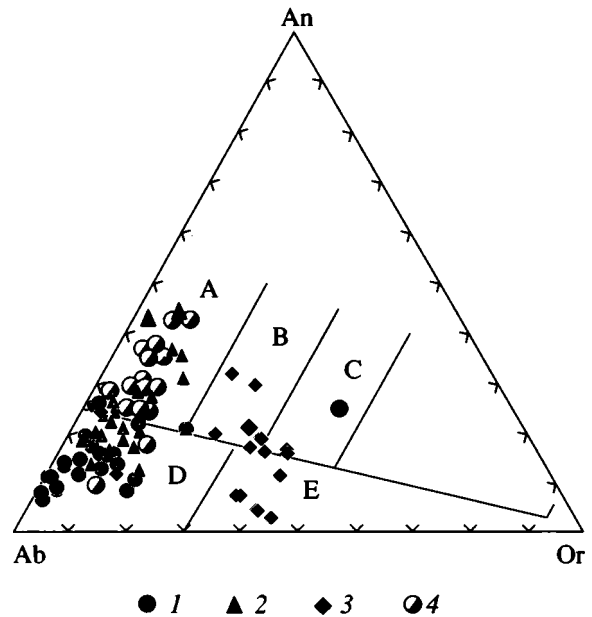


Рис. 7. Диаграмма Ab-An-Or для среднееюрских и средне-поздне-меловых плагиогранитов Эконайской системы покровов (1), плагиогранитов Вахталкинского блока (2), палеоценовых тоналитов, гранодиоритов, гранитов Южной Аляски (3) и раннемеловых трондjemитов Южной Аляски (4).

Буквы А-Е – стандартные поля для разных типов кислых пород: А – тоналиты, В – гранодиориты, С – адмеллиты, D – трондjemиты, Е – граниты.

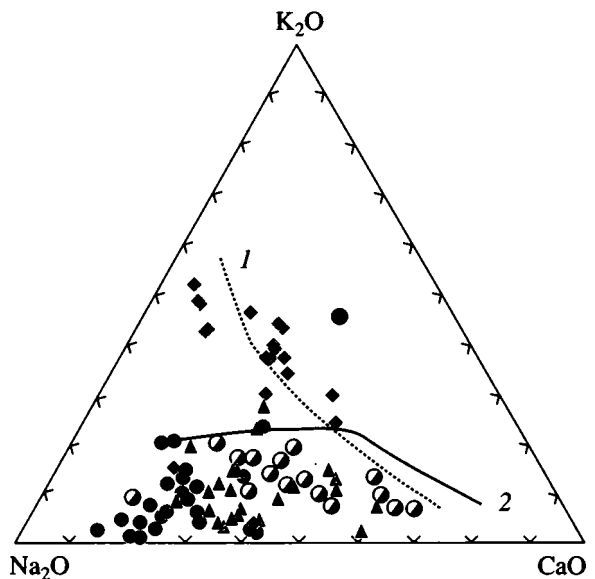


Рис. 8. Диаграмма $Na_2O-CaO-K_2O$ для среднееюрских и средне-поздне-меловых плагиогранитов Эконайской системы покровов, плагиогранитов Вахталкинского блока, раннемеловых трондjemитов и палеоценовых тоналитов, гранодиоритов, гранитов Южной Аляски. Цифры на рис.: 1 – известково-щелочной и 2 – трондjemитовый тренды. Остальные условные обозначения те же, что на рис. 7.

² La_n – нормированные значения элементов, для нормирования использовался состав хондрита [51].

³ $Ce_n^* = (2 \times La_n + Nd_n)/3$, для нормирования использовался состав хондрита [51].

⁴ Eu^* – для получения значений вычислялась $Eu^* = \sqrt[3]{Sm^2 \times Tb}$ [26], а для образца М420/7 использовалась полусумма нормированных по хондриту значений соседних элементов.

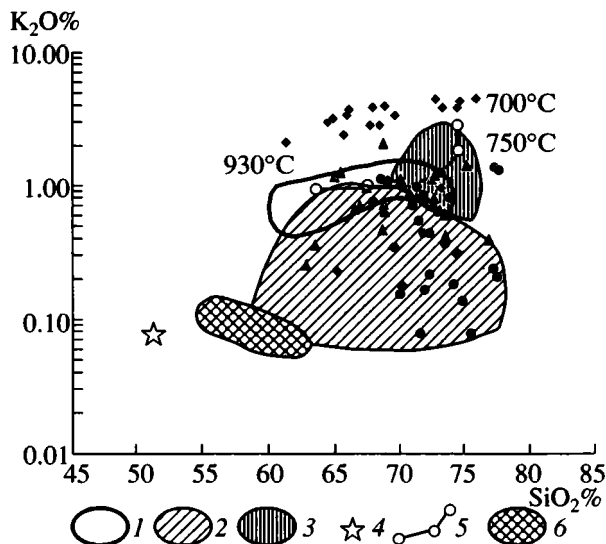


Рис. 9. Диаграмма K_2O-SiO_2 для среднеюрских и средне-позднемерловых плагиигранитов Эконайской системы покровов, плагиигранитов Вахталкинского блока, раннемеловых трондьемитов и палеоценовых тоналитов, гранодиоритов, гранитов Южной Аляски. 1 – раннемеловые трондьемиты, по [47]; 2 – океанические плагииграниты; 3 – континентальные трондьемиты; 4 – толеит Пикче-Горж, по [24]; 5 – кривая плавления от 700 до 930°C, по [24]; 6 – возможная область плавления плагиигранитов Эконайской системы покровов и плагиигранитов Вахталкинского блока. Остальные обозначения те же, что на рис. 7.

ложение на графике (см. рис. 10, В), при этом фракционирование Eu проявлено наиболее ярко ($Eu_n/Eu^* = 0.1-1.0$). При общих более высоких концентрациях легких лантаноидов дисперсия проявлена слабее. Данные по редким и редкоземельным элементам для раннемеловых трондьемитов Аляски [47] не опубликованы, по петрогенным элементам они сходны с плагиигранитами Камчатки.

В целом содержания РЗЭ в плагиигранитах из аккреционных комплексов (за исключением Аляски) по средним значениям близки к таковым в офиолитовых плагиигранитах и плагиигранитах океанических хребтов [17], но графики характеризуются другим типом распределения – обогащением легкими лантаноидами и, соответственно, более высокими La_n/Yb_n отношениями (см. рис. 10).

Наиболее полное представление о геохимической специфике плагиигранитов можно получить, используя поликомпонентную диаграмму, предложенную Дж. Пирсом с соавторами [50]. На этой диаграмме (рис. 11) нанесены кривые, полученные при осреднении составов, нормированных по граниту океанических хребтов (ORG) [50], и для каждой точки даны разбросы значений. Из рисунка видно, что для аккреционных плагиигра-

нитов характерны: широкая дисперсия концентраций K, Rb; обогащение Ba и обеднение высокозарядными элементами, в частности, Nb, Ce, Zr, Sm, Y, Yb относительно ORG. Содержания последних в 2–5 раз меньше, чем это должно быть при фракционировании океанического толеита. При этом четко устанавливаются региональные различия. Плагииграниты Корякии характеризуются в ряде случаев двукратным дефицитом крупноионных литофильных элементов по отношению к ORG (см. рис. 11), а кислые породы Камчатки отличаются наибольшим дефицитом высокозарядных элементов (для Y_n и Yb_n почти в 5 раз). Содержания высокозарядных элементов в отдельных образцах Вахталкинского блока меньше концентраций этих элементов в ORG почти на порядок.

ОБСУЖДЕНИЕ

Яркой особенностью всех рассмотренных пород являются чрезвычайно низкие содержания K_2O , в них практически полностью отсутствует нормативный ортоклаз. Любая петролого-тектоническая модель должна учитывать особенности химизма пород, их положение во фронте островной дуги и дискретный характер проявления плагиигранитного магматизма в связи с фазами аккреции. Для начала разберем существующие модели, предложенные для появления пород низкокалиевого кислого состава.

Для объяснения появления интрузий кислого состава во фронтальной части островной дуги была предложена петрологическая модель [22], в которой предполагается переход базитовой части океанической коры в кварцевый эклогит, который постоянно образуется в верхней части поддвигающейся под островную дугу океанической плиты. Частичное плавление кварцевого эклогита, по мнению А.Е. Рунгвуда [22, с. 286] приводит к образованию кислой магмы. При реализации такого процесса в природе должна возникать зональность островодужного вулканизма, где во фронте, отстоящем в среднем на 80–130 км от главного пояса островодужного вулканизма [32], будет располагаться постоянно действующий пояс кислого магматизма, затем зона основного толеитового, известково-щелочного и щелочного в тыловой части дуги, что в современных островных дугах реализовано лишь частично, без пояса кислого вулканизма во фронте. Это обстоятельство не позволяет принять модель плавления кварцевого эклогита в поддвигающейся плите и генерацию пояса кислых низкокалиевых массивов во фронтальной части дуги. Против этой модели говорит и наблюдаемый прерывистый характер проявления кислого магматизма. Этот же фактор накладывает и ограничения на модель М. Драммонда и М. Дефанта [34, 35]. Эта модель предполагает, что происхождение

Содержания главных (мас. %), редких и редкоземельных элементов (г/т) в плагиогранитах Эконайской системы покровов и Вахталкинского блока

Компо- ненты	Эконайская система покровов							Вахталкинский блок					
	М 403/13	М 386/1	М 148А	М 420/7	М 423/3	М 190/2	М- 44/14	Г- 217/3	М- 86/20	М- 75/6	Г- 217/6	Г- 217/1	Г- 202/2
SiO ₂	70.04	70.77	71.76	72.22	73.10	77.25	66.56	67.46	68.63	72.43	72.63	72.64	73.32
TiO ₂	0.35	0.65	0.33	0.34	0.42	0.17	0.43	0.49	0.30	0.13	0.34	0.32	0.12
Al ₂ O ₃	12.96	15.56	12.7	13.70	13.29	10.57	17.73	15.22	16.09	13.34	14.00	13.09	15.35
Fe ₂ O ₃	2.09	0.63	0.85	0.77	1.04	1.70	1.10	2.04	1.38	0.40	1.22	1.48	0.48
FeO	2.8	2.91	1.98	2.72	2.59	1.36	1.80	1.94	0.65	1.00	1.08	1.29	0.65
MnO	0.45	0.71	0.03	0.10	0.08	0.04	0.03	0.13	0.25	0.20	0.07	0.07	0.09
MgO	1.6	1.72	1.18	1.80	1.79	0.50	1.44	1.94	0.86	0.67	0.97	1.32	0.33
CaO	2.75	2.46	1.49	1.41	1.70	1.85	2.98	2.94	3.85	2.53	2.24	2.68	2.93
Na ₂ O	3.8	3.97	4.92	4.85	2.44	4.00	6.14	5.15	5.25	4.30	4.79	4.70	5.47
K ₂ O	0.16	1.02	0.89	0.22	1.25	0.25	0.70	1.02	0.49	1.18	0.85	1.29	0.40
P ₂ O ₅	0.25	0.19	0.02	0.06	0.09	0.04	0.04	0.11	0.14	0.10	0.20	0.02	0.01
LOI	2.26	—	2.02	1.60	1.82	0.81	1.56	0.45	1.39	2.86	0.00	0.80	0.43
Сумма	99.51	100.05	98.17	99.79	99.61	98.54	100.51	98.89	99.28	99.14	98.39	99.70	99.58
Ba	167	2700	269	1700	—	90	670	490	—	0	210	270	—
Sr	180	410	120	215	190	230	790	270	730	610	170	310	500
Rb	4	18	17	4	16	1	13	10	4	17	13	14	4
Zr	17	93	110	42	94	75	170	130	66	78	170	98	50
Y	20	20	21	14	26	34	8	16	6	7	16	11	2
Nb	2	4	2.6	1.1	5.6	2.7	9.7	2.1	1.3	2.0	4.6	2.2	1.0
Hf	—	—	—	1.50	—	—	—	—	—	—	—	—	—
U	—	—	—	0.80	—	—	—	—	—	1.50	—	—	—
Th	—	—	—	0.90	—	—	—	—	—	1.80	—	—	—
La	11.0	12.0	5.0	4.5	10.0	16.0	16.0	9.7	5.1	10.0	11.0	9.8	2.2
Ce	17.0	23.0	12.0	10.0	23.0	32.0	30.0	19.0	9.5	15.0	21.0	18.0	4.3
Nd	11.0	14.0	8.2	6.6	12.0	18.0	17.0	12.0	—	0.0	12.0	9.0	—
Sm	3.2	3.2	2.4	2.0	2.8	4.4	2.9	2.9	1.4	1.1	2.5	2.1	0.4
Eu	0.9	0.8	0.6	0.5	0.5	1.0	0.9	0.8	0.4	0.3	0.6	0.5	0.2
Gd	—	—	—	4.1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Er	1.7	—	—	2.8	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Tb	0.6	0.6	0.6	0.5	0.8	0.98	0.3	0.5	0.2	0.1	0.4	0.4	0.1
Yb	1.9	2.1	2.1	1.9	3.3	3.8	0.6	1.9	0.6	0.4	1.8	1.3	0.3
Lu	0.3	0.3	0.4	0.3	0.5	0.5	0.1	0.3	0.1	0.1	0.3	0.2	0.1
La _n /Yb _n	3.87	3.82	1.29	1.58	2.03	2.82	17.83	3.41	5.88	15.20	4.09	5.04	4.33
La _n /Sm _n	1.25	1.69	1.17	1.17	1.93	1.71	2.43	1.54	1.59	3.20	1.97	2.01	2.46
Ce _n /Ce*	0.7	0.8	1.0	0.9	1.0	0.9	0.8	0.8	1.1	0.9	0.8	0.8	1.1
Eu _n /Eu*	0.80	0.74	0.62	0.57	0.47	0.60	1.01	0.82	0.97	1.10	0.77	0.72	1.60

Примечание. Анализы выполнены в химико-аналитическом центре ГИН РАН. Редкие элементы выполнены методом рентгено-флуоресцентного анализа; редкоземельные элементы – методом нейтронной активации. Аналитик С.М. Ляпунов. Проверк – компонент не определялся.

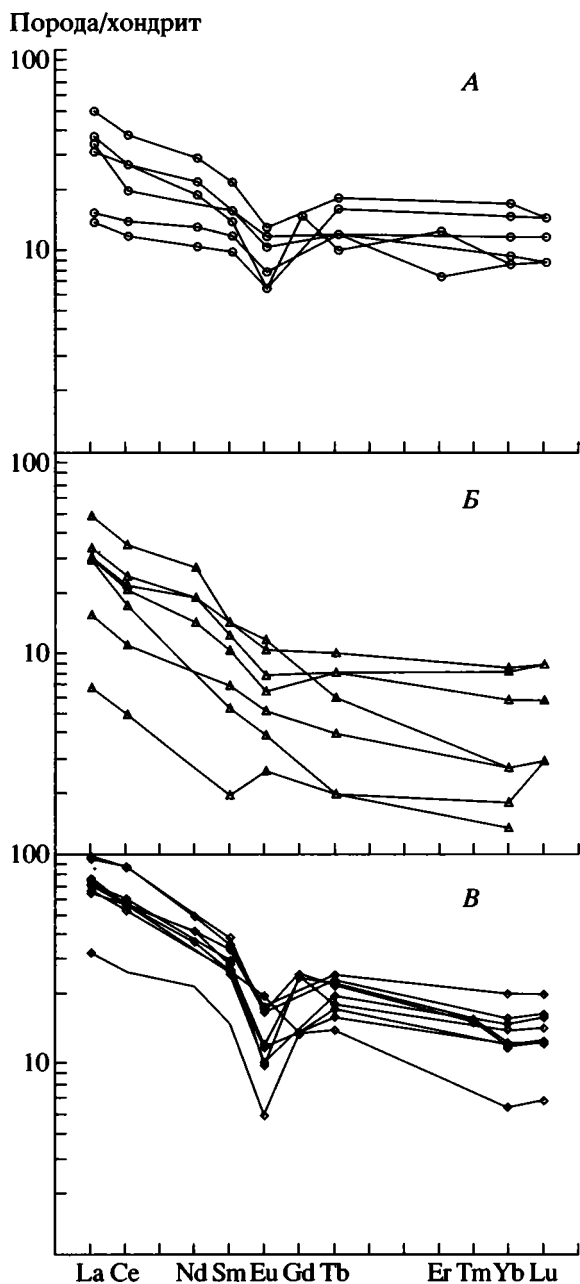


Рис. 10. График нормализованных к хондриту значений РЗЭ для среднеюрских и средне-поздне меловых плагиогранитов Эконайской системы покровов (А), плагиогранитов Вахталкинского блока (Б), палеоценовых тоналитов, гранодиоритов, гранитов Южной Аляски (В).

Состав хондрита по [56].

ние высокоглиноземистых тоналитов, трондьемитов, дацитов связано с частичным плавлением основных пород океанической плиты, преобразованных в амфиболит, гранатовый амфиболит, эклогит в зоне субдукции. Для достижения требуемых температур предполагается, что океаническая кора должна быть молодой и горячей. В этом

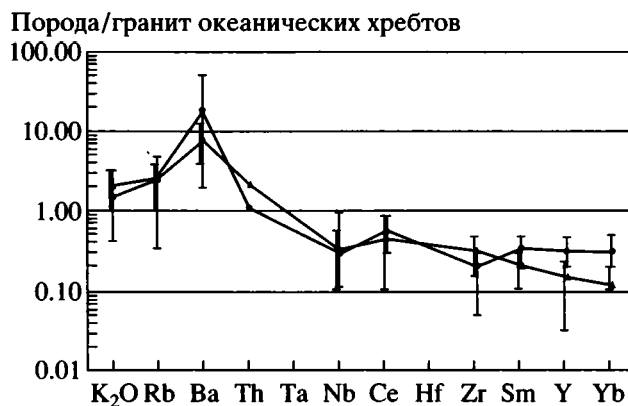


Рис. 11. График средних значений среднеюрских и средне-поздне меловых плагиогранитов Эконайской системы покровов, плагиогранитов Вахталкинского блока, нормализованных к граниту океанических хребтов. Последний был рассчитан как состав, который может получиться при фракционировании нормального океанического толеитового базальта [50] с учетом анализов небольшого количества плагиогранитов, которые были подняты со срединно-океанических хребтов.

Условные обозначения те же, что на рис. 7.

случае, по мнению авторов, механизм образования тоналитов, трондьемитов, дацитов в архейское и в современное время не различался. Логическим следствием такой модели должно быть непрерывное формирование тоналитов-трондьемитов в течение длительного промежутка времени, что не согласуется с дискретным проявлением плагиогранитного магматизма в аккреционной структуре. Модель, по-видимому, не работает нигде, поскольку при отделении расплава и флюида от пододвигающейся плиты и прохождении его через надсубдукционный мантийный клин неизбежно пойдет реакция с мантийным веществом клина и плавление последнего с образованием пород бонинитовой серии, по модели, предложенной [44].

Самостоятельность тоналит-трондьемитовой (плагиогранитной) формации и ее оторванность, пространственная и временная, от любого другого типа магматизма не позволяет также использовать модель фракционной кристаллизации толеитового основного расплава, обычно применяемую для объяснения происхождения океанических плагиогранитов и плагиогранитов в островных дугах [10, 11, 51]. Модель фракционной кристаллизации предполагает, что в остаточном расплаве накапливаются крупноионные литофильные и высокозарядные элементы, а также происходит рост содержаний РЗЭ. Описанные выше плагиограниты, напротив, характеризуются дефицитом крупноионных литофильных и высокозарядных элементов по отношению к составу гранита океанических хребтов, который рассчитан как конеч-

ный продукт фракционной кристаллизации толеитового расплава [50]. Кроме того, из-за фракционирования плагиоклаза должна наблюдаться очень резкая отрицательная аномалия европия в остаточном расплаве [10, 11, 14, 43], которая не характерна для описанных выше плагиогранитов. Структурно-временные ограничения и геохимическая специфика рассмотренного магматизма не позволяют применять ликвационную модель [16] и все петролого-тектонические модели, разработанные для областей коллизионного магматизма: ремобилизация корового субстрата (материала?). Все это заставляет искать новый механизм для объяснения появления интрузивных тел кислого состава в аккреционных комплексах.

Для начала следует оценить состав источника. Для палеоценовых тоналитов, гранодиоритов, гранитов Аляски на основе изотопных данных предполагается плавление смеси пород, входящих в состав аккреционной призмы: главным образом, граувакк, метабазальтов [40]. Вероятно, именно присутствие в составе смеси граувакк и обеспечило появление более высококальциевых расплавов по сравнению с составами кислых пород Корьякии и Камчатки.

Для Камчатки и Корьякии отсутствуют изотопные данные, что не позволяет корректно оценить состав источника, но некоторые прикидки возможны, если опираться на известные экспериментальные работы по частичному плавлению различных пород. Как известно, при частичном плавлении метапелитов получаемые расплавы соответствуют гранитам ($K_2O > 3\%$). Ясно, что для получения искомого состава надо использовать источник с минимальными концентрациями калия. На диаграмме K_2O-SiO_2 нанесена кривая составов, полученных экспериментально Р. Хельц (1976 г.) при частичном плавлении толеита и приведенная У. Сайзом [24] (см. рис. 9). Реальные составы плагиогранитов Вахталкинского блока Камчатки и Эконайской системы покровов Корьякии располагаются правее и ниже экспериментальной кривой, следовательно, и предполагаемый состав источника должен располагаться правее состава толеита, т.е. иметь более высокие содержания SiO_2 при низких содержаниях K_2O (не более 0.2%). Такой состав источника можно получить, используя смесь низкокальциевого океанического толеита ($SiO_2 = 48-52\%$, $K_2O = 0.1\%$) и пелагических кремнистых осадков ($SiO_2 = 86-95\%$; $K_2O = 0.1-0.47\%$) [6, 15]. Особенности распределения РЗЭ наряду с очень низкими содержаниями крупноионных литофильных элементов в плагиогранитах также могут быть объяснены плавлением такой смеси. За счет кремней она будет несколько обогащена легкими РЗЭ с одновременным обеднением тяжелой части спектра. Главное состоит в том, что присутствие кремней в смеси позволит увеличить содержание SiO_2 в источнике по сравнению с океаническим толеитом без повышения содержа-

ний K_2O . В пользу участия в плавлении пелагических кремнистых осадков говорит и наличие небольшой отрицательной Се-аномалии в ряде образцов плагиогранитов (см. рис. 10, А, Б). Для пелагических кремнистых осадков биогенного происхождения характерны низкие содержания РЗЭ, а также крупноионных литофильных и высокозарядных элементов со значительной отрицательной Се-аномалией – $Ce_n/Ce^* \approx 0.3(0.08 < Ce_n/Ce^* < 0.5; SiO_2 = 86-95\%; K_2O = 0.1-0.47)$ [13, 38]. Именно такими породами и сложена верхняя часть океанических комплексов познепалеозойского–мезозойского возраста, обнаруженных в Эконайской системе покровов и в других аккреционных структурах [1, 6, 12, 14, 15, 21, 25, 26, 38, 41]. Смесь базальтов и кремней в источнике позволяет объяснить отрицательную Се-аномалию ($Ce_n/Ce^* \approx 0.7-0.9$) и низкие содержания крупноионных литофильных и высокозарядных элементов и РЗЭ, наблюдаемые в аккреционных плагиогранитах. Авторы предполагают, что наблюдаемая отрицательная Се-аномалия в плагиогранитах объясняется особенностью состава источника, а не является результатом воздействия флюидов в процессе плавления.

Наибольшую трудность представляет проблема тепла, необходимого для осуществления выплавки кислого состава в аккреционных структурах [22]. Как известно из многочисленных работ, температура, необходимая для появления гранитного расплава, сильно зависит от содержания воды [3]. Имеются экспериментальные оценки необходимых параметров для появления расплавов плагиогранитного состава. Так, при давлении $P_{H_2O} = 4$ кбар такой расплав появится при температуре около $700^\circ C$ [3]. А. Пивинский и П. Уилли [51] приводят температуры солидуса для гранодиорита $705^\circ C$ и тоналита $725^\circ C$ ($P_{H_2O} = 2$ кбар). Данные, полученные другими авторами при использовании различных смесей и немного отличающиеся по условиям Р и Т в ходе эксперимента, дают разброс значений в $50^\circ C$. Подробный обзор экспериментальных работ приведен в работе В. Йоганнеса [8].

Наличие водосодержащих минералов в аккреционных плагиогранитах косвенно указывает на то, что расплав был водонасыщенным. В пользу этого говорит и слабое развитие экстрезивных фаций (кератофинов)⁵. Все это позволяет нам предполагать, что кислые расплавы формировались при минимальных температурах в интервале $700-800^\circ C$.

⁵ Водонасыщенные расплавы имеют слабую способность к перемещению. Как только такой расплав поднимается, происходит сброс давления за счет тектоно-магматической декомпрессии, идет отделение флюида и сразу же происходит кристаллизация, поэтому расплав имеет мало возможностей достигнуть поверхности.

Как следует из геологического описания, рассматриваемые тела плагиогранитов находятся в пределах метаморфизованных толщ, причем наименее подтвержденными метаморфизму являются районы Корякского нагорья. Именно для этого района проблема тепла наиболее актуальна, поскольку требуется максимальная добавка тепла. Метаморфизм толщ, входящих в аккреционную структуру Эконайской системы покровов, характеризуется давлениями 3–4 кб и $T = 350\text{--}450^\circ\text{C}$ [6]. Это характеристики среды, в которую происходило внедрение плагиогранитов, а их выплавление происходило в более глубинных условиях. Как менялись Р-Т условия с глубиной, мы не можем сейчас установить. В любом случае максимальная оценка дополнительного тепла, необходимого для начала плавления, не превышает 300°C [3, 6, 15, 25, 32]. Для других районов такая добавка должна быть значительно меньше. Наличие дополнительного тепла легко объясняется для палеогеновых интрузий Южной Аляски. В это время здесь происходила субдукция океанического хребта, разделявшего плиты Кула и Фараллон, что могло обусловить наличие повышенного теплового потока в этом регионе [41, 48, 49, 52, 53, 55]. При этом эволюция точки тройного сочленения и ее смещений во времени с запада на восток вдоль южной окраины Аляски маркируется появлением и омоложением возраста тел тоналитов и трондьмитов палеогена [46, 57]. Эти интрузивные тела кислого состава прорывают верхнемеловые отложения глубоководного желоба террейна Чугач [39, 40, 46, 52]. Но для раннемеловых гранитоидов Южной Аляски эта модель уже не применима, и американские авторы предполагают дополнительное разогрев за счет трения во время движения по надвигам [47]. Эта же модель может быть частично применена для плагиогранитов Вахталкинского блока Ганальского хребта Камчатки, которые находятся в пределах ганальской серии, метаморфизованной в условиях амфиболитовой фации. По последним данным [20], параметры метаморфизма ганальской серии составляют $730\text{--}800^\circ\text{C}$ и 6.8–7.3 кбар, т.е. Р-Т условия, необходимые для выплавки плагиогранитного состава, существовали на глубинных уровнях тектонической структуры. На это указывает и распределение плагиогранитных тел по разрезу, многочисленные и наиболее мощные тела которых присутствуют на наиболее низких структурных уровнях, там, где развиты структуры пластического течения [1]. Следует заметить, что появление гранитоидов сразу же после остановки движения вслед за фазой аккреции (Корякия, Камчатка) может быть объяснено сложением тепла, обусловленного подъемом изотерм после остановки нисходящего движения погружающегося блока и последующего выравнивания теплового поля и тепла, полученного за счет диссипативного разогрева в процессе трения. Тепловые модели

требуют детального изучения, но следует заметить, что новейшие оценки теплового потока в аккреционных структурах показали, что он значительно выше, чем ожидалось ранее [48, 49, 54, 55]. В связи с этим расчетная геотерма для аккреционных комплексов приобретет другой вид [3, 22, 28, 32, 46]. Для аккреционных комплексов Японии расчетный геотермический градиент составляет более 50° на км и даже 90° в момент субдукции хребта [54]. Эти новые данные указывают на то, что в аккреционных структурах могут быть достигнуты условия выплавления тоналит-трондьмитовых расплавов.

ПРЕДПОЛАГАЕМЫЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ СЦЕНАРИЙ ПОЯВЛЕНИЯ АККРЕЦИОННЫХ ПЛАГИОГРАНИТОВ

С долей условности процесс появления плагиогранитного магматизма в аккреционных структурах можно представить в следующем виде:

- 1) при субдукции “нормальной” океанической коры процесс аккреции не сопровождается проявлениями плагиогранитного магматизма [15];
- 2) при подходе коры с “аномальными” свойствами увеличивается сцепление между поддвигающейся плитой и надвигающейся островной дугой, из-за чего происходит расслоение океанской литосферы. Под “аномальными” свойствами подразумеваются все те свойства, которые отличают эту кору от коры абиссальных котловин океанов, а именно: большая мощность, повышенная плавучесть (океанические поднятия и горы), “молодой” возраст;
- 3) по плоскостям расслоения происходит срыв и вовлечение верхней части океанской коры в структуру аккреционной призмы, происходит наращивание мощности аккреционной призмы снизу – *underplating*;
- 4) в поддвигающемся блоке наблюдается заглубление изотерм и идет метаморфизм низких температур и высоких давлений;
- 5) происходит остановка движения аккретированного фрагмента, вследствие чего в нем выравнивается тепловое поле и наблюдается подъем изотерм;
- 6) происходит смещение субдукции на новую позицию, продолжается дополнительный разогрев аккретированного блока за счет трения при продолжающейся субдукции ниже этого блока;
- 7) в части пододвинутого блока иногда достигаются температуры, необходимые для выплавки плагиогранитного состава, обусловленной дефицитом литофильных элементов в плавящемся субстрате.

Данный сценарий разработан на примере аккреционного плагиогранитного магматизма Корякского нагорья. Плагиограниты Вахталкинского

блока Камчатки показывают нам более глубинные уровни земной коры. В районе Южной Аляски дополнительная термическая "добавка" происходит за счет субдукции океанического хребта. Этот вариант описан для палеогена Аляски [39], что привело к появлению больших объемов гранитных тел.

Редкость проявления описанного выше аккреционного магматизма и обычно малые объемы магматических тел указывают на относительно редко реализуемые в природе условия, необходимые для начала плавления вещества аккреционной призмы. В то же время авторы считают необходимым подчеркнуть наличие такого типа магматизма и принципиальную возможность реализации магматического процесса по описанному выше сценарию.

Ввиду отсутствия данных по изотопии, термобарометрии для аккреционных плагиогранитов Корякии и Камчатки, необходимых для уточнения параметров источника и Р-Т условий магматизма, авторы понимают всю условность предлагаемого сценария. Несмотря на это, они считают возможным предложить его для дальнейшего обсуждения.

ВЫВОДЫ

1. Процесс аккреции нередко сопровождается специфическим типом магматизма, характеризующимся тесной пространственной, структурной и временной связью с аккрецией, а также имеющим специфические геохимические черты. Для него предлагается название "аккреционный" [14, 15, 18].
2. Низкокалийевая специфика аккреционного магматизма связана с плавлением преимущественно пород океанического генезиса, дефицитных в отношении калия.
3. Дисперсия составов аккреционных плагиогранитов определяется различиями в Т-Р параметрах и составах плавящегося субстрата (доля кремнистых пород, наличие граувакк и т.п.).
4. В целом процесс частичного плавления смеси из верхних частей океанической коры и перекрывающих их океанических и островодужных осадков, приводящий к образованию "аккреционных плагиогранитов", можно рассматривать как начальную стадию преобразования океанической коры в субконтинентальную. Из полученной "субконтинентальной" коры уже можно выплавить гранитоиды нормального ряда, характерные для континентальной коры. Появление аккреционных плагиогранитов является одной из первых ступеней в процессе преобразования океанической коры в континентальную и может рассматриваться как одно из проявлений вертикальной аккреции [25, 26].

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны В.Н. Григорьеву за замечания, рецензентам В.И. Коваленко и В.Е. Хайну за внимательное прочтение рукописи и ценные замечания, О.М. Розену за многочисленные советы по улучшению текста и графики. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, гранты 96-05-64359, 96-05-64512, 97-07-90074, 97-05-65110, INTAS 96-1880.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки / Отв. ред. Ю.М. Пушаровский. М.: Наука, 1993. 272 с.
2. Бялобжеский С.Г., Руженцев С.В., Соколов С.Д. Верхнемеловые отложения хребта Расчлененного (Корякское нагорье) // Докл. АН СССР. 1982. Т. 266. № 1. С. 199–201.
3. Винклер Х.Г.Ф. Генезис метаморфических пород. Пер. с англ. М.: Недра, 1979. 327 с.
4. Герман Л.Л. Древнейшие кристаллические комплексы Камчатки. М.: Недра, 1978. 208 с.
5. Григорьев В.Н., Крылов К.А. Юрско-меловые кремнистые ассоциации океанических террейнов Корякского нагорья и дна Марианской котловины. Всероссийский симп. "Земная кора и мантия". Иркутск, 1995. Т. 1. С. 65–66.
6. Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д. Основные формационные типы мезозойских отложений Корякского нагорья и их тектоническое значение. М.: Наука, 1987. С. 198–245. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 417).
7. Зинкевич В.П., Рихтер А.В., Фугзан М.М. ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирование метаморфических пород Восточной Камчатки // Докл. РАН. 1993. Т. 333. № 4. С. 477–480.
8. Иоганнес В. Значение экспериментальных исследований по проблеме формирования мигматитов // Мигматиты / Ред. Эшуорт Дж.Р. М.: Мир, 1988. С. 53–109.
9. Казимиров А.Д. Покровы востока Корякского нагорья и их структурно-формационные гомологи. М.: Наука, 1985. 104 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 391).
10. Колман Р.Г. Офиолиты. Пер. с англ., М.: Мир, 1979. 261 с.
11. Колман Р.Г., Донато М.М. Еще раз об океанических плагиогранитах // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. Пер. с англ. М.: Мир, 1983. С. 118–130.
12. Крылов К.А. Особенности структурного положения плагиогранитов в Эконайской системе покровов (Корякский хребет): Тез. докл. 5-ой конф. молодых научн. сотр. ГИН АН СССР. М.: ГИН АН СССР, 1986. С. 1–3.
13. Крылов К.А., Григорьев В.Н. Рудопроявления в эффузивно-кремнистых океанических комплексах Корякского нагорья // Литология и полезные ископаемые. 1997. № 2. С. 175–185.

14. Крылов К.А., Лучицкая М.В. Аккреционный магматизм // Тектоника, энергетические и минеральные ресурсы Северо-Западной Пацифики: Тез. докл. междунар. симп. Хабаровск: ДВО АН СССР, 1989. Т. 1. С. 40–41.
15. Крылов К.А., Руженцев С.В., Соколов С.Д. Аккреция океанических комплексов в Корякском нагорье // История геологического развития территории СССР и тектоника плит / Ред. Л.П. Зоненшайн, Е. Приставакина. М.: Наука, 1989. С. 111–120.
16. Лапин И.В. Участие ливанаки в образовании кислых и основных пород // Геохимия. 1988. № 7. С. 989–997.
17. Лучицкая М.В. Плагиограниты Куюльского офиолитового массива, Камчатка // Петрология. 1994. Т. 2. № 2. С. 184–196.
18. Лучицкая М.В. Тоналит-трондьемитовый магматизм различных геодинамических обстановок // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1996. Т. 71. Вып. 2. С. 3–22.
19. Лучицкая М.В., Рихтер А.В. Тектоническая расчлененность метаморфических образований Ганальского блока (Камчатка) // Геотектоника. 1989. № 2. С. 76–85.
20. Мохамед Харун Ахмед, Фельдман В.И., Кастрыкина В.М. Условия образования метаморфических пород Ганальского блока (Камчатка) // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1998. № 2. С. 23–30.
21. Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. 219 с. 11.
22. Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. Пер. с англ. М.: Недра, 1981. 584 с.
23. Руженцев С.В., Бялбжеский С.Г., Казмиров А.Д., Соколов С.Д. Тектонические покровы и палинспастика Корякского хребта // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 63–80.
24. Сайз У.Б. Полигенные трондьемиты // 27-й МГК. Петрология. С. 09. Т. 9. М.: Наука, 1984. С. 192–200.
25. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякского нагорья и Камчатки. М.: Наука, 1992. 182 с. (Труды ГИН; Вып. 479).
26. Соколов С.Д., Григорьев В.Н., Зинкевич В.П. и др. Аккреция и тектоническая расчлененность в структурах Корякского нагорья и Камчатки // Актуальные проблемы тектоники СССР. М.: Наука, 1988. С. 111–119.
27. Ставский А.П., Чехович В.Д., Кононов М.В., Зоненшайн Л.П. Палинспастические реконструкции Анадырско-Корякского региона с позиций тектоники литосферных плит // Геотектоника. 1988. № 6. С. 32–42.
28. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора – ее состав и эволюция. Пер. с англ. М.: Мир, 1988. 384 с.
29. Устрицкий В.И., Храмов А.И. К истории формирования северной части Тихоокеанского подвижного пояса // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1987. С. 239–276.
30. Федорчук А.В. Геохимические особенности и тектонические обстановки офиолитового вулканизма // Мафитовые формации зон активизации на разных этапах эволюции литосферы. Новосибирск: Наука. Сиб. отделение АН СССР, 1988. С. 41–57.
31. Шараськин А.Я., Дмитриев Л.В. Проблемы вещественной эволюции коры активных окраин // Строение и динамика зон перехода от континента к океану: Матер. междунар. симп. Сочи. М.: Наука, 1986. С. 79–85.
32. Эрнст У. Метаморфизм и древние континентальные окраины // Геология континентальных окраин. Пер. с англ. М.: Мир, 1979. Т. 3. С. 265–279.
33. Armstrong R.L. Radiogenic isotopes: the case for crustal recycling on a near – steady – state no continental growth Earth // Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1981. V. A301. P. 443–457.
34. Drummond M.S., Defant M.J. A model for trondhjemitic-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: archaean to modern comparisons // J. Geophys. Res. 1990. V. 95. № B13. P. 21503–21521.
35. Drummond M.S., Defant M.J., Kepezhinskas P.K. Petrogenesis of slab-derived trondjemite-tonalite-dacite/adakite magmas // Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences. 1996. V. 87. Pt. 1–2. P. 205–215.
36. Engebretson D.C., Cox A., Gordon R.G. Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific basin // Spec. Pap. Geol. Soc. Amer. 1985. V. 206. 59 p.
37. Fyfe W.S. The evolution of the earth's crust: modern plate tectonics to ancient hot spot tectonics? // Chem. Geol. 1978. V. 23. P. 89–115.
38. Grigoriev V.N., Krylov K.A., Sokolov S.D. Accreted Mesozoic Oceanic Complexes of Koryak Superterrane, Northeastern Russia: Proceedings International Conference on Arctic Margins. US Dept. IMMS. Alaska, 1994. Anchorage, Alaska, 1994. P. 217–223.
39. Harris N.R., Sisson V.B., Wright J.E., Pavlis T.L. Evidence for Eocene mafic underplating during fore-arc intrusive activity, eastern Chugach Mountains, Alaska // Geology, 1996. V. 24. № 3. P. 263–266.
40. Hill M., Morris J., Whelan J. Hybrid granodiorites intruding the accretionary prism, Kodiak, Shumagin, and Sanak Islands, Southwest Alaska // Jour. Geophys. Res. 1981. V. 86. № B 11. P. 10569–10590.
41. Kojima Satoru. Mesozoic terrane accretion in Northern China, Sikhote-Alin and Japan regions // Palaeogeogr., Palaeolimnatol., Palaeocol. 1989. V. 69. № 3–4. P. 213–232.
42. Moore J.C., Silver E.A. Continental margin tectonics: Submarine accretionary prisms // Rev. of Geophys. 1987. V. 25. № 6. P. 1305–1312.
43. Mukasa S.B., Ludden J.N. Uranium-lead isotopic ages of plagiogranites from the Troodos ophiolite, Cyprus, and their tectonic significance // Geology. 1987. V. 15. № 9. P. 825–828.
44. Nesbit R.W., Taylor R.N. A geochemical transect of the Izu-Bonin arc-trench system // Ofioliti. 1992. V. 17. № 1. P. 57–71.
45. Nilsen T.H., Zufa G.G. The Chugach terrane, a Cretaceous trench deposit, Soutern Alaska // Trench-forearc Geology: sedimentation and tectonics on a modern and

- ancient active plate margin. / Ed. by J.K. Leggett. Geol. Soc. London. Spec. Pub. Blackweel, Oxford, England, 1982. № 10. P. 213–227.
46. Page R.A., Plafker G., Fuis G.S., Nokleberg W.J., Amos E.A., Mooney W.D., Campbell D.L. Accretion and subduction tectonics in the Chugach Mountains and Cooper River Basin, Alaska: Initial results of the Trans-Alaska Crustal Transect TACT // *Geology*. 1986. V. 14. № 6. P. 501–505.
 47. Pavlis T.L., Monteverde D.H., Bowan J.R. et al. Early Cretaceous near-trench plutonism in southern Alaska: a tonalite-trondhjemite intrusive complex injected during ductile thrusting along the Border Ranges fault system // *Tectonics*. 1988. V. 7. № 6. P. 1179–1200.
 48. Peacock S.M. Thermal effects of metamorphic fluids in subduction zones // *Geology*. 1987. V. 15. № 11. P. 1057–1060.
 49. Peacock S.M. Numerical simulation of metamorphic pressure–temperature–time path and fluid production in subducting slabs // *Tectonics*. 1990. V. 5. № 5. P. 1197–1211.
 50. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *Journal of Petrology*. 1984. V. 25. Pt. 4. P. 956–983.
 51. Piwinski A.J., Wyllie P.J. Experimental studies of igneous rock series: a zoned pluton in the Wallowa batholith, Oregon // *J. Geology*. 1968. V. 76. P. 205–234.
 52. Plafker G. Geology of the Chugach mountains and southern Cooper River basin, Southern Alaska // *Alaskan geological and geophysical transect: field trip guidebook*. Geological Society of America, Special Papers. 1989. V. 104. P. 3–20.
 53. Plafker G., Nokleberg W.J., Lull J.S. Bedrock geology and tectonic evolution of the Wrangelia, Peninsular and Chugach terranes along the Trans-Alaska crustal transect in the Chugach mountains and southern Cooper River basin, Alaska // *Jour. of Geoph. Res.* 1989. V. 94. № B4. P. 4255–4295.
 54. Sakaguchi A. High pelago-geothermal gradient with ridge subduction beneath the Cretaceous Shimanto accretionary prism, southwest Japan // *Geology*. 1996. V. 24. № 9. P. 795–798.
 55. Shi Y., Wang C., Langseth M.G., Hobart M., R. von Huene. Heat flow and thermal structure of the Washington – Oregon accretionary prism – a study of the lower slope // *Geoph. Res. Lett.* 1988. V. 15. № 10. P. 1113–1116.
 56. Sun S. Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1982. V. 46. P. 179–192.
 57. Wallace W.K., Engebretson D.C. Relationship between plate motions and late Cretaceous to Paleogene magmatism in South-Western Alaska // *Tectonics*. 1984. V. 3. P. 295–315.

Рецензенты: В.И. Коваленко, В.Е. Хаин

Felsic Magmatism in the Accretionary Structures of the Koryak Highland, Kamchatka, and Alaska

K. A. Krylov and M. V. Luchitskaya

*Institute of Geology, Russian Academy of Science,
Pyzhevskii per. 7, Moscow, 109017 Russia*

In the 1980s plagiogranite, or tonalite–trondhjemite magmatism, was discovered in accretionary complexes. One of its main characteristics is its spatial isolation from the calc-alkaline magmatism typical of island arcs or continental margins. Plagiogranite magmatism occurs immediately after major accretion phases, thus it was suggested [12, 14, 15] it should be distinguished as “accretion” magmatism. In this paper, a model is proposed which attempts to explain the formation of low-potassium acid melts in accretionary prisms. Accretion magmatism is indicative of an initial transformation of oceanic crustal fragments into a transitional crust. The compositional diversity of accretion plagiogranites from various regions is explained by the specifics of its melting basement.

УДК 551.242/550.42(571.66/651)

ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ФЛИШОИДНО-ОЛИСТОСТРОМОВОГО КОМПЛЕКСА ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ АЛЕУТСКОЙ ГЛУБОКОВОДНОЙ ВПАДИНЫ

© 1999 г. Н. А. Богданов*, Дж. И. Гарвер**, В. Д. Чехович*, Т. Н. Палечек*, Г. В. Леднева*,
А. В. Соловьев*, Д. В. Коваленко*

*Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, Москва, Россия

**Геологическое отделение, Юнион Колледж Скенектади, штат Нью-Йорк, США

Поступила в редакцию 22.12.97 г.

В статье приведен анализ новых данных по флишоидно-олистостромовому комплексу западного побережья Алеутской глубоководной впадины, касающихся возраста и геохимии осадочной матрицы и олистолитов. Вещественный состав алевролит-пелитовых разностей из флишоидно-олистостромового комплекса и из флишоидного комплекса Укэляятской зоны идентичен, что указывает на формирование этих комплексов в едином бассейне. Комплексный анализ новых данных позволил предложить вариант геодинамических реконструкций для западного обрамления Берингова моря.

ВВЕДЕНИЕ

На западном побережье Алеутской глубоководной котловины Берингова моря между бухтами Амаян и Глубокая (северо-восточная часть Олюторской зоны Корякского нагорья) еще в 1980 г. был описан до этого неизвестный комплекс. Он был интерпретирован как океаническая олистострома. Основанием для этого послужили установленные признаки глубоководности формирования терригенной флишоидной матрицы и присутствие большого количества олистолитов и олистоплак, представленных базальтами океанического типа и кремнистыми породами [4].

Пояс флишоидно-олистостромовых образований протягивается с юго-запада на северо-восток вдоль побережья Алеутской впадины и прерывается в районе бухты Анастасии. Севернее бухты Анастасии обнажаются флишоидные образования Укэляятской зоны, на которые по Ватыно-Вывенскому надвику обдуцированы отложения Олюторской зоны. В более южных районах фронтальной части Олюторской зоны структурно ниже Ватыно-Вывенского надвига также описывались олистостромовые образования [1, 9, 10].

Цель данного исследования заключалась в выяснении источников сноса терригенного материала флишоидно-олистостромового комплекса, установлении происхождения олистолитов и олистоплак, а также возраста образований этого комплекса. Сравнительный анализ вещественного состава пород комплекса с составом Укэляятских отложений позволил наметить принципиальную модель формирования флишоидных толщ северо-запад-

ного обрамления Берингова моря, а также предложить возможные варианты геодинамических реконструкций.

ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СИТУАЦИЯ

Олюторская тектоническая зона, входящая в состав складчатого обрамления Берингова моря, занимает южную часть Корякского нагорья. Образование Олюторской зоны обдуцированы по Ватыно-Вывенскому надвику на отложения Укэляятского прогиба [9], отделяющего Олюторскую зону от расположенных к северу аккреционных комплексов центральной части Корякского нагорья [12]. Район Олюторского хребта является восточной частью Олюторской зоны и с востока непосредственно граничит со структурами Алеутской глубоководной впадины. В пределах Олюторского хребта распространены вулканогенно-кремнисто-терригенные океанические и островодужные отложения позднемелового – палеогенового возраста [2–4, 16]. Отложения деформированы и слагают сложный пакет аллохтонных пластин.

В районе Олюторского хребта структуры имеют простирание с юго-запада на северо-восток. Складчатые структуры Укэляятской зоны в районе бухты Анастасии и долине р. Матыскен имеют субширотную ориентировку. Взаимоотношения между флишоидными отложениями Укэляятской зоны и флишоидно-олистостромовым комплексом западного побережья Алеутской впадины не установлены.

Флишоидно-олистостромовый комплекс занимает наиболее низкое структурное и гипсометри-

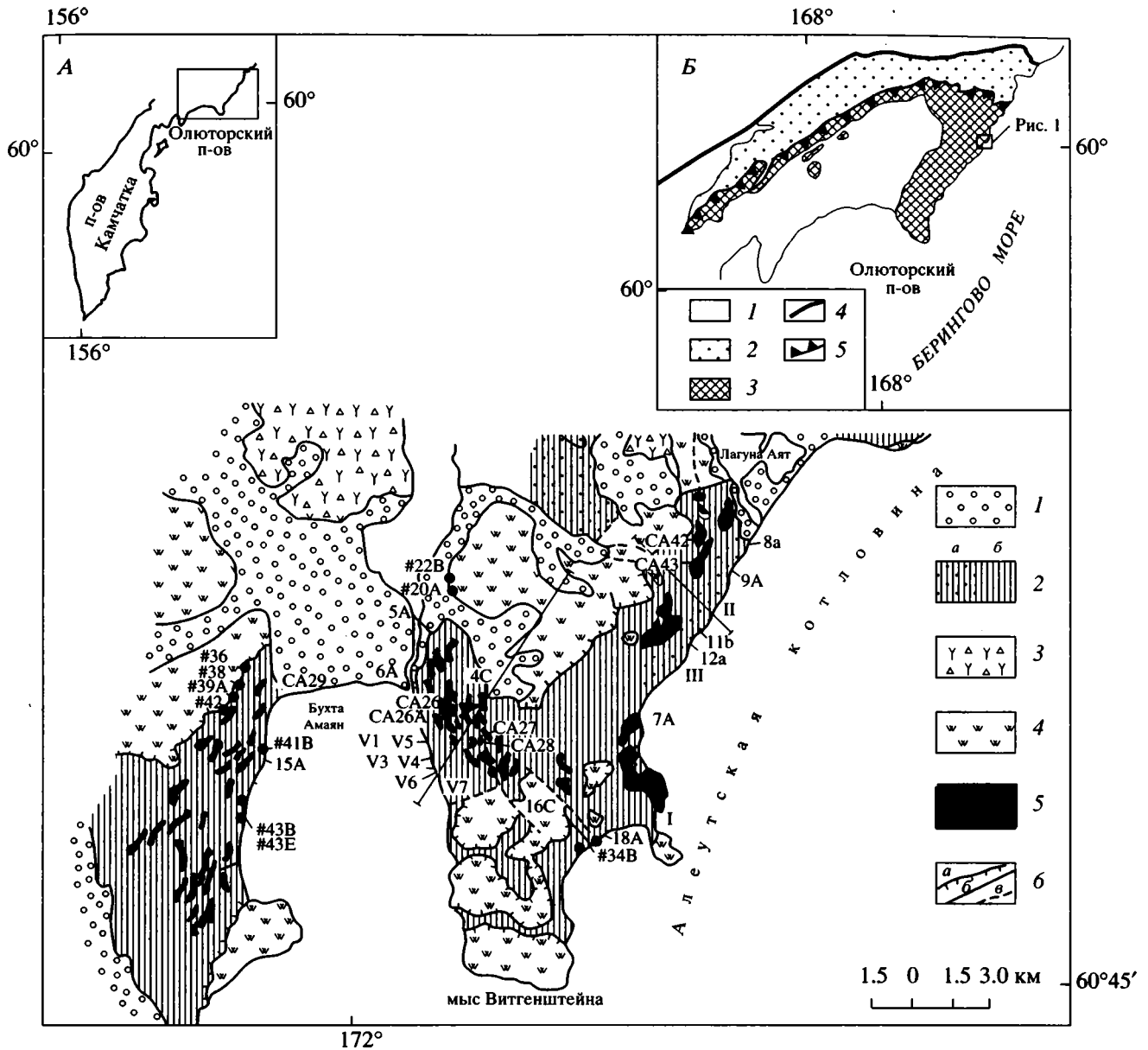


Рис. 1. Схема геологического строения побережья Алеутской котловины между бухтами Глубокая и Амаян. На врезке А – местоположение рассматриваемого региона. На врезке Б – схема расположения участка работ в пределах юга Корякского нагорья (Олюторская и Укэлятская зоны).

1 – рыхлые четвертичные отложения; 2 – кампан-палеогеновый (?) флишиодно-олистостромовый комплекс: а – флишиодная и б – олистостромовая толщи; 3, 4 – аллохтонные пластины: 3 – сенонских известково-щелочных вулканитов [4], 4 – кампан-маастрихтских кремнистых пород; 5 – олистолиды и олистоплаки базальтов и гиалокластитов; 6 – разрывные нарушения: а – надвиги, крутопадающие разломы; б – установленные, в – предполагаемые. Залитыми кружками показано местоположение образцов, для которых определен возраст, цифрами и точками – локализация и номера образцов, для которых сделаны геохимические анализы.

Для Б: 1 – кайнозойские отложения; 2 – мел-палеогеновые флишиодные отложения Укэлятской зоны; 3 – мел-палеогеновые комплексы Олюторской зоны; 4 – северная граница Укэлятской зоны; 5 – Ватыно-Вывенский надвиг.

ческое положение в системе тектонических покровов восточного склона Олюторского хребта. Более высокое гипсометрическое и структурное положение занимают изолированные или разделенные разрывами аллохтонные пластины сенон-

ских кремнистых пород и островодужных вулканитов [3, 4, 16]. Пластины вулканитов и кремней залегают в виде субгоризонтальных покровов на породах флишиодно-олистостромового комплекса (рис. 1).

СТРОЕНИЕ ФЛИШОИДНО-ОЛИСТОСТРОМОВОГО КОМПЛЕКСА

В составе флишоидно-олистостромового комплекса выделены две толщи: олистостромовая и флишоидная. *Олистостромовая* толща представлена терригенной матрицей (алевролиты и аргиллиты с редкими прослоями песчаников), в которую включены мелкие (5–10 см) и крупные (0.5–5 м) олистолиты базальтов и кремнистых пород, а также олистоплаки базальтов, часто с шаровой отдельностью, и гиалокластитов. В олистостромовой толще на восточном побережье полуострова Витгенштейн описан базальтовый поток, имеющий закалочные контакты с терригенными породами.

В олистостромовой толще наблюдались складки течения, оползневые структуры и следы движения олистолитов в матриксе, вероятно, сформировавшиеся при перемещении инородных блоков в полужидком осадке. Эти сингенетические структуры доказывают олистостромовую природу толщи. Матрикс олистостромы, представленный терригенными породами, претерпел фрагментацию более вязких пород (песчаников) и перемещение этих “родных” обломков, наряду с чужеродными олистолитами и олистоплаками. Слои песчаника будинированы. Алевролиты и аргиллиты несут следы тектонического течения и занимают интрабудинное положение. Толща интенсивно кливажирована. Зоны дробления приурочены к разломам скальвания, возникшим при сжатии субпараллельно плоскостям напластования. Распознаются надвиги различных рангов: от первых сантиметров до сотен метров, что формирует сложную чешуйчатую структуру на различных иерархических уровнях. Общее падение чешуй северо-западное.

Таким образом, с момента образования олистостромовая толща, видимо, существовала как единое целое, поскольку, наряду с матриксом, деформациям и перемещениям подвергались и олистоплаки, а слоистость и кливаж в олистоплаках имеют одинаковую ориентировку с аналогичными структурами в матриксе. Это дает основания предполагать, что изученная толща являлась первично олистостромовой, а затем испытала деформации и местами была превращена в тектонический меланж.

Флишоидная толща сложена аргиллитами, алевролитами и песчаниками с относительно редкими олистолитами и характеризуется отчетливой ритмичностью. Флишоидная толща с малым количеством олистолитов менее тектонизирована. В терригенных породах установлена изоклиальная складчатость южной и юго-восточной вергентности. Разлит кливаж осевой поверхности складок. Южные крылья складок часто сорваны, падение сместителей достаточно пологое на се-

вер и северо-запад, в результате чего образуется сложная структура надвинутых складок.

Соотношение толщ достоверно не выяснено. Предполагается, что олистостромовая толща надвинута на флишоидную.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ПОРОД ФЛИШОИДНО-ОЛИСТОСТРОМОВОГО КОМПЛЕКСА

Концентрации всех рассеянных элементов были получены методом индуктивно-связанной плазмы (I.C.P.-M.S.) в лаборатории геологического отделения Юнион Колледжа (Скенектади, США). Подготовка образцов в анализе производилась по методике кислотного разложения. Определение содержания элементов в природных образцах производилось из двух параллельных анализов. В качестве стандартов использовались базальт NBS-688 и обсидиан NBS-278. Погрешность определений составляет не более 2–3%.

Терригенные породы флишоидно-олистостромового комплекса

Глинисто-алевролитовые породы флишоидной толщи характеризуются высокими концентрациями V, Sr и Zr и низкими содержаниями Cr и Ni (табл. 1). Величины отношений Cr/Ni варьируют от 1.1 до 2.3 и в среднем составляют 1.7; V/Cr – от 2.0 до 3.2 и в среднем составляют 2.5; V/Ni – от 2.5 до 5.5 и в среднем составляют 4.5. Эти породы обогащены легкими редкоземельными элементами (РЗЭ) относительно средних и тяжелых и показывают положительную Ce ($Ce/Ce^* = 1.05$ – среднее из 5 анализов) и отрицательную Eu ($Eu/Eu^* = 0.72$ – среднее из 5 анализов) аномалии (рис. 2, B, C, E, F). Глинисто-алевролитовые породы олистостромовой толщи по своим геохимическим характеристикам близки к породам флишоидной толщи. Для них также типичны относительно высокие содержания Sr и Zr, средние величины Cr/Ni, V/Cr и V/Ni отношений составляют 1.4, 1.9 и 2.87 соответственно. РЗЭ показывают обогащение легкими РЗЭ относительно средних и тяжелых, слабо выраженную Ce и заметную Eu аномалии.

Песчаники из обеих толщ состоят главным образом из кварца, полевого шпата, обломков вулканокластического материала, в частности, вулканического стекла, обычно содержат мусковит и единичные зерна граната.

Значения отношений Cr/Ni в глинисто-алевролитовых породах обеих толщ сопоставимы со значениями отношений Cr/Ni в ультрамафитах (~1.2–1.6), хотя низкие концентрации этих элементов (см. табл. 1) свидетельствуют, что доля ультрамафитового материала в глинисто-алевролитовых породах флишоидно-олистостромового комплекса мала. Учитывая высокие содержания

Таблица 1. Содержания рассеянных элементов в аргиллитах и алевролитах из матрикса флишоидно-олистостромового комплекса мыса Витгенштейн и Укэляйтского флиша

Номера образцов	4С	5А	6А	7А	15А	16С	18А	8а	9А	11б	12а	03А	03В	03С	03Е
компоненты	Олистостромовая толща							Флишоидная толща				Укэляйтский флиш			
TiO ₂ , %	0.86	0.81	1.10	1.25	0.97	0.86	0.90	1.08	0.94	1.12	1.50	1.19	0.98	0.81	0.91
Sc, г/т	30	28	29	32	39	27	26	53	28	42	46	48	28	26	44
V	159	141	190	216	156	133	157	183	173	231	238	245	197	140	164
Cr	76	97	96	111	83	66	78	100	87	94	9	19	89	77	82
Co	12	22	13	44	15	14	11	2	4	11	16	7	4	4	8
Ni	47	67	48	113	77	44	41	23	38	45	52	51	45	24	40
Cu	48	48	54	69	49	41	38	25	23	72	89	38	8	40	46
Sr	100	122	106	254	128	99	88	98	96	128	156	137	105	91	100
Zr	193	198	253	301	243	192	220	261	198	262	246	326	245	185	267
Nb	13	13	18	23	21	14	19	15	13	17	16	21	17	10	15
Ba	574	712	806	1087	731	854	483	614	650	794	710	919	1035	463	522
Hf	4.86	5.17	7.03	7.88	5.83	5.03	6.06	5.11	5.43	6.03	5.47	6.66	6.09	5.33	5.37
Ta	0.65	0.81	1.10	1.35	1.05	0.76	1.12	0.74	0.81	0.82	0.76	1.00	0.96	0.65	0.68
Pb	13	31	20	31	25	16	18	15	11	12	17	16	12	8	11
Th	7.39	9.40	10.16	14.64	13.77	8.39	13.74	7.65	8.59	8.84	8.41	10.61	10.29	6.04	7.15
U	2.16	2.21	2.04	3.52	2.92	2.21	2.66	2.63	2.46	2.69	2.59	3.46	3.05	0.47	2.30
La	24.73	27.79	39.42	50.05	43.25	3.86	43.70	26.88	28.32	25.68	25.14	38.00	45.41	22.45	16.31
Ce	53.50	58.53	80.55	100.42	89.00	63.19	86.37	57.57	6.16	52.21	57.72	79.08	89.70	47.75	35.11
Pr	6.33	6.86	9.97	12.12	9.98	7.39	9.98	6.38	6.75	6.05	6.77	8.75	10.21	5.82	4.05
Nd	26.18	27.54	40.21	48.29	40.15	28.99	38.92	25.70	26.70	24.95	28.37	35.13	38.80	23.89	18.80
Sm	5.24	9.21	8.47	9.04	7.39	5.34	6.86	4.31	4.83	4.91	5.67	6.24	6.17	4.57	3.72
Eu	1.20	1.85	3.10	3.00	1.49	1.13	1.87	0.76	1.17	1.16	1.31	1.30	1.87	1.19	0.81
Gd	4.81	4.81	8.18	7.98	7.02	4.96	6.73	3.45	3.93	4.87	5.40	5.69	5.46	3.87	3.90
Tb	0.74	0.87	1.31	1.34	1.03	0.74	1.05	0.53	0.65	0.77	0.83	0.81	0.86	0.26	0.61
Dy	4.38	4.67	7.15	6.99	6.04	4.29	5.74	3.71	4.39	4.97	5.06	5.02	5.03	3.82	3.86
Ho	0.89	1.03	1.64	1.76	1.21	0.90	1.25	0.79	0.98	1.30	1.05	1.10	1.12	0.56	0.83
Er	2.59	2.82	4.20	4.43	3.44	2.57	3.32	2.58	2.84	3.21	3.09	3.60	3.32	2.35	2.69
Tm	0.36	0.29	0.02	0.13	0.49	0.38	0.28	0.36	0.30	0.46	0.42	0.51	0.11	0.02	0.36
Yb	2.47	2.94	4.27	4.62	3.26	2.52	3.26	2.59	2.90	3.20	2.99	3.74	3.46	2.40	2.70
Lu	0.40	0.34	0.10	0.26	0.50	0.40	0.32	0.39	0.33	0.49	0.45	0.57	0.19	—	0.38

Примечание: н. о. – содержание элемента ниже предела определения. Места отбора образцов см. на рис. 1.

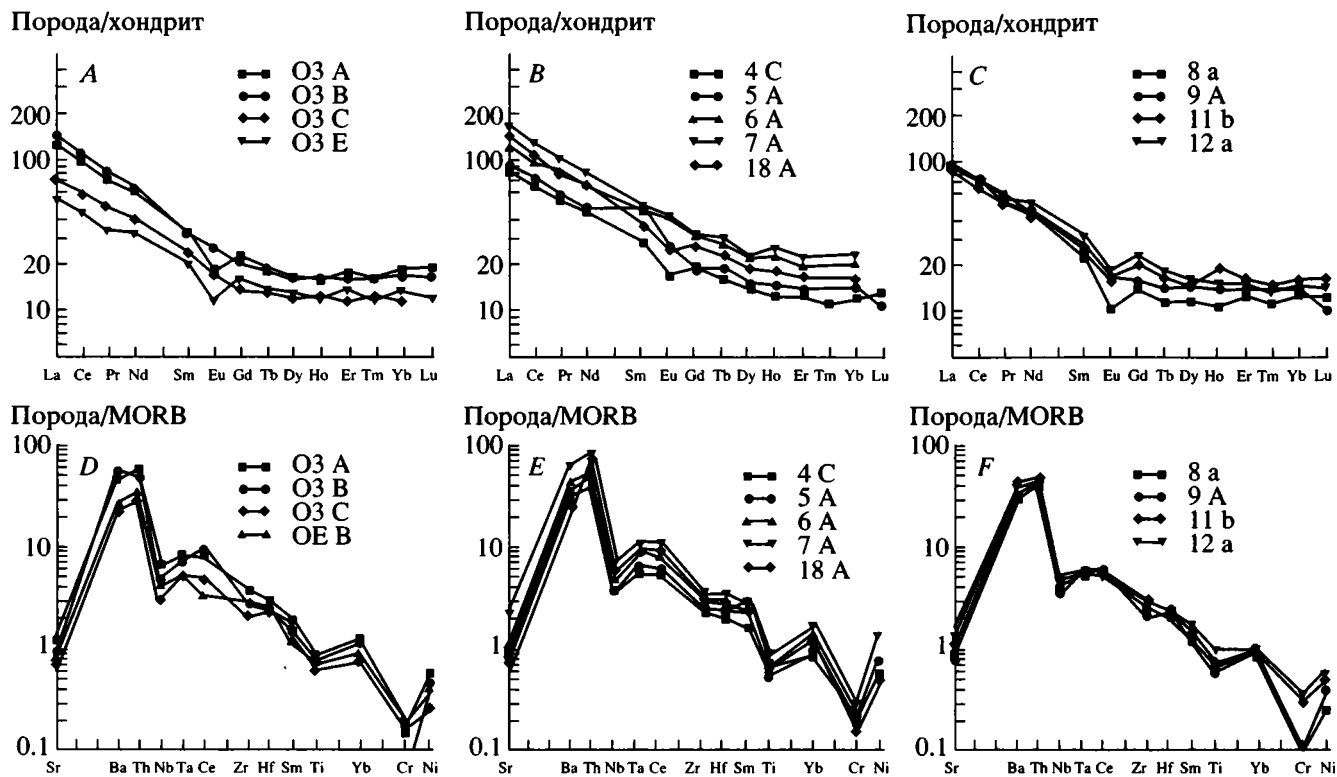


Рис. 2. Поведение редкоземельных и других рассеянных элементов в аргиллитах и алевролитах флишоидно-олистостромового комплекса мыса Витгенштейн и Укэлятского флиша; A, D – в породах Укэлятского флиша; B, E – в породах флишоидно-олистостромового комплекса из олистостромовой толщи; C, F – в породах флишоидно-олистостромового комплекса из флишоидной толщи.

Sr и Zr в этих породах, т.е. элементов, концентрирующихся в калиевом полево шпате и цирконе, соответственно, и низкие значения отношений V/Cr, указывающие на малую долю вулканического материала, можно предполагать, что глинисто-алевролитовые породы мыса Витгенштейна формировались при размыве пород фундамента энсиалической островной дуги или окраины континента [20]. Поведение РЗЭ, характерное для глинисто-алевролитовых пород обеих толщ флишоидно-олистостромового комплекса, сопоставимо с поведением РЗЭ, типичным для пород, формирующихся в процессе дифференциации в коровых условиях. Значения отношений РЗЭ, нормализованных на ПААС (постаршейский австралийский сланец), близкие к единице, и наличие обломков вулканокластического материала в песчаниках указывают на снос материала с активной континентальной окраины.

Сравнение состава терригенных пород флишоидно-олистостромового комплекса и Укэлятского комплекса

Алевролит-пелитовые разновидности пород из матрикса флишоидно-олистостромового ком-

плекса показывают распределение РЗЭ и других рассеянных элементов, схожее с таковым в алевропелитах Укэлятского флиша (см. рис. 2, A, D), хотя значения отношений Sr/Ni и V/Cr в терригенных породах матрикса флишоидно-олистостромового комплекса мыса Витгенштейн ниже по сравнению со значениями этих отношений в терригенных породах Укэлятского флиша. Значения отношений Sr/Ni в алевропелитовых породах Укэлятского флиша составляют 2.9 и 2.5; V/Cr – 10.6 и 9.4 в районах рек Ильпиваям и Матыскен, соответственно, и указывают, что накопление терригенного материала Укэлятского флиша в этих районах происходило преимущественно за счет размыва вулканитов основного состава, а доля ультрамафитового материала была незначительна. Несмотря на эти вариации состава алевропелитовых разновидностей пород из матрикса флишоидно-олистостромового комплекса и Укэлятского флиша, их состав указывает на их формирование в сходных условиях за счет размыва пород энсиалической островной дуги или активной окраины континента.

Таблица 2. Содержания рассеянных элементов в базальтах флишоидно-олистоостромового комплекса мыса Витгенштейн

Компо- ненты	V1	V5	V6	V7	CA29	CA26	CA26A	CA27	CA28	CA42	CA43	V3	V4
TiO ₂ , %	1.40	1.31	1.34	1.99	1.00	2.19	2.15	2.13	2.21	3.50	3.70	2.59	2.50
V, г/т	226	219	218	279	170	325	312	306	317	338	455	363	339
Cr	250	240	238	275	209	127	123	125	129	3	14	180	180
Co	43	38	37	60	34	38	38	39	42	31	37	41	41
Ni	104	102	61	174	67	53	51	60	68	21	31	98	113
Cu	98	93	77	64	68	57	54	53	56	21	51	57	46
Rb	1	5	6	7	16	1	5	6	1	1	2	2	1
Sr	96	341	230	208	545	249	270	409	575	120	213	256	221
Y	23	22	23	32	16	28	27	27	28	52	48	42	40
Zr	86	79	79	147	61	175	173	168	171	342	312	240	231
Nb	6	5	5	14	4	37	37	35	36	68	47	32	31
Ba	63	142	105	234	415	151	140	402	103	225	169	88	71
La	4.43	3.54	3.82	8.34	3.11	18.10	18.03	18.10	18.76	32.82	25.11	18.96	17.02
Ce	11.69	10.00	10.33	22.09	8.28	37.35	40.34	39.01	41.00	73.47	58.84	43.95	40.35
Pr	1.85	1.63	1.72	3.26	1.31	4.33	5.19	5.04	5.22	9.47	7.81	5.95	5.53
Nd	10.11	8.78	9.07	16.32	7.10	16.76	22.82	22.00	23.02	41.90	35.85	27.51	25.60
Sm	2.97	2.68	2.77	4.35	2.08	3.00	4.86	4.85	4.87	9.03	8.19	6.43	6.09
Eu	1.08	0.94	1.04	1.45	0.84	0.68	1.63	1.61	1.62	2.85	2.68	1.99	1.87
Gd	3.62	3.32	3.48	5.16	2.57	2.67	5.21	5.08	5.28	9.58	8.81	7.22	6.75
Tb	0.63	0.59	0.60	0.88	0.45	0.41	0.83	0.81	0.84	1.53	1.42	1.19	1.11
Dy	4.06	3.74	3.93	5.71	2.95	2.49	8.02	4.93	4.18	9.47	8.82	7.36	7.09
Ho	0.86	0.80	0.82	1.19	0.60	0.53	1.02	1.00	1.02	1.94	1.76	1.56	1.47
Er	2.31	2.16	2.27	3.23	1.66	1.56	2.75	2.69	2.80	5.23	4.76	4.27	3.99
Tm	0.34	0.31	0.32	0.47	0.23	0.40	0.39	0.38	0.40	0.75	0.69	0.61	0.58
Yb	2.09	1.93	2.01	3.00	1.49	2.54	2.52	2.45	2.54	4.81	4.21	3.93	3.69
Lu	0.32	0.29	0.30	0.46	0.22	0.39	0.37	0.37	0.38	0.72	0.64	0.61	0.56
Hf	2.32	2.08	2.05	3.44	1.51	3.84	3.81	3.71	3.72	7.12	6.32	5.37	5.06
Ta	0.38	—	0.29	0.74	0.35	2.77	1.91	1.64	1.70	4.36	2.94	1.46	1.47
Th	0.22	0.20	0.20	0.58	0.16	1.63	1.63	1.58	1.59	2.88	1.82	1.49	1.41
U	0.08	0.11	0.16	0.74	0.11	0.55	0.56	0.51	0.53	0.48	0.71	0.42	0.30

Примечание: места отбора образцов см. на рис. 1. "—" – ниже предела определения.

Олистолиты и олистоплаки, базальты потоков

Базальты. Тела базальтов широко развиты в олистоостромовой толще к востоку и западу от бухты Амаян. Среди базальтов выделяются миндалекаменные, слабо порфиновые и афировые. Порфинокристаллы представлены псевдоморфозами хлорита по коротко призматическому минералу, возможно, оливину, иногда сосюритизированными плагиоклазами, фенокристаллы – плагиоклазом или плагиоклазом и клинопироксенном. Породы, как правило, сплитизированы. Основная масса сложена хлоритом или хлоритом и эпи-

дотом. Структуры основной массы – афанитовая, апоинтерсертальная, апоинтерсертальная с элементами диабазовой, реже вариолит-стекловатая и радиально-лучистая. Миндалины выполнены карбонатом, карбонатом + хлоритом и хлоритом.

По поведению петрогенных и рассеянных элементов были выделены два типа базальтов (табл. 2, рис. 3, A–D). Базальты первого типа, отобранные из олистолитов и олистоплак, характеризуются высокой степенью дифференцированности ($FeO/MgO = 1.9–2.3$), умеренными содержаниями Al_2O_3 (14.5%) и K_2O (менее 1%) [3]. Высокие концентрации легких РЗЭ ($(La)_N = 58.2–81.0$) при зна-

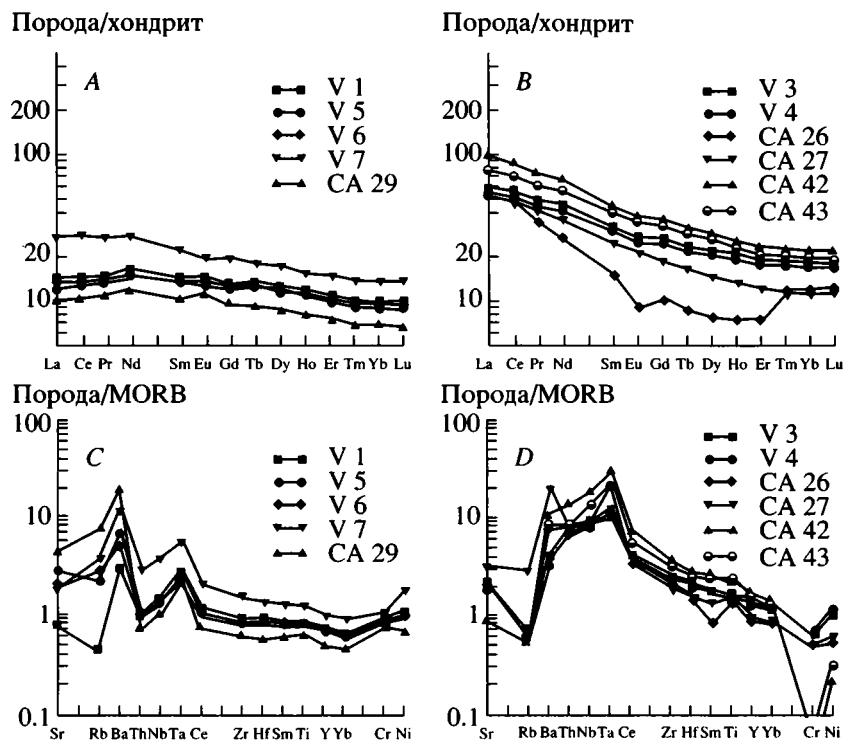


Рис. 3. Поведение редкоземельных и других рассеянных элементов в базальтах из флишоидно-олистоостровового комплекса мыса Витгенштейн.

A, C – базальты типа T-MORB; B, D – базальты океанических островов (OIB).

чении отношений $(La/Yb)_N = 3.1-5.0$ (см. рис. 3, B), повышенные содержания высокозарядных элементов ($TiO_2 = 2.13-3.70\%$; $Zr = 168-342$, $Y = 27-52$, $Nb = 31-69$ г/т) и характер распределения элементов-примесей на спайдер-диаграммах (см. рис. 3, D) подобен таковому в базальтах океанических островов (OIB).

Для базальтов второго типа, отобранных из потока во флишоидно-олистоострововом комплексе и из тел, имеющих невыясненные (вторично тектонические?) контакты с матрицей, характерно слабое обогащение легкими РЗЭ относительно тяжелых: значения $(La/Yb)_N$ отношения, нормализованного на хондрит, варьируют от 1.2 до 1.9; отсутствие или слабо выраженная положительная Eu аномалия, свидетельствующая о фракционировании плагиоклаза (см. рис. 3, A), умеренные концентрации $TiO_2 - 1.00-1.99$ вес. %; пониженные содержания Cr – 209–275, Ni – 61–174 и V – 170–278 г/т, что указывает на их дифференцированный характер; слабое обогащение крупноионными литофилами относительно высокозарядных; распределение рассеянных элементов, нормализованных на хондрит, близкое к единице (см. рис. 3, C). По поведению рассеянных элементов эти базальты сходны с базальтами переходного типа срединно-океанических хребтов (T-MORB).

Кремнистые породы олистолитов флишоидно-олистоостровового комплекса представлены кремнями, яшмами и туфосиллицитами. Основная масса кремнистых пород практически нацело замещена хлоритом. Примесь терригенного материала составляет до 25%. Примесь размером до 0.2 мм представлена кварцем, зональным плагиооклазом (главным образом, андезином), реже калиевым полевым шпатом, пироксеном и хлоритом, вероятно, замещающим вулканические стекла. Встреченные единичные радиоларии перекристаллизованы и замещены хлоритом.

Кремнистые породы олистолитов обогащены Ba – 1379–1180, и обеднены Ni – 37–236, Cu – 81–146 и Zn – 80–255 г/т (табл. 3), что указывает на наличие значительного количества примеси нерастворимого органического остатка и об удаленности от гидротермальных источников. На многоэлементных диаграммах (рис. 4, C) видно, что эти породы характеризуются повышенными концентрациями крупноионных литофилов (за исключением Sr) относительно высокозарядных, обеднены Nb относительно Th и Ce и Ti относительно Sm и Y. Для них типично обогащение легкими РЗЭ относительно средних ($(La/Sm)_N = 2.48$ и 2.35) и тяжелых ($(La/Yb)_N = 3.95$ и 5.52), наличие отрицательной Eu аномалии ($Eu/Eu^* = 0.66$ и 0.83) и отсутствие или слабовыраженная положитель-

Таблица 3. Содержания рассеянных элементов в кремнистых породах из олистолитов флишоидно-олистоострового комплекса мыса Витгенштейн и аллохтонных пластин

Номера образцов	#43D	#43E	#43B	#22B	#39A	#36	#41B	#34B	#38	#20A
Компоненты	Олистоолиты		Аллохтонные пластины							
	TiO ₂ , %	0.42	0.44	0.47	0.19	0.22	0.13	0.07	0.14	0.17
V, г/т	98	78	106	48	41	32	14	36	65	69
Cr	29	22	71	66	56	58	60	67	57	57
Ni	65	76	68	38	44	40	28	41	39	43
Co	24	30	58	8	8	9	4	7	10	11
Cu	81	84	146	28	75	28	56	61	67	152
Zn	80	120	255	41	48	28	14	27	29	44
Rb	36	51	89	20	20	11	9	14	16	27
Sr	203	147	180	69	84	63	91	85	74	169
Y	16	25	43	7	9	5	3	5	5	9
Zr	82	131	158	38	52	43	23	25	40	72
Nb	3	6	51	2	3	3	1	1	1	3
Ba	1379	1154	1180	1400	1636	1051	681	1243	2899	1889
La	15.59	16.47	33.54	5.40	7.33	4.51	2.19	4.53	4.61	6.31
Ce	39.74	37.97	52.15	13.44	18.72	11.74	5.37	10.20	11.92	16.88
Pr	4.33	4.82	21.33	1.51	2.06	1.23	0.62	1.17	1.38	1.98
Nd	18.15	20.07	106.11	6.23	8.91	5.36	2.57	5.08	5.76	8.53
Sm	3.95	4.41	54.64	1.50	2.10	1.18	0.65	1.19	1.68	2.15
Eu	1.04	0.96	30.87	0.35	0.48	0.26	0.15	0.30	0.43	0.56
Gd	3.64	4.34	55.90	1.27	1.85	1.04	0.51	0.98	1.23	1.93
Tb	0.53	0.71	14.66	0.18	0.28	0.14	0.07	0.14	0.19	0.30
Dy	3.20	4.70	64.59	1.22	1.83	0.98	0.51	0.90	1.15	1.82
Ho	0.63	0.95	15.73	0.23	0.35	0.18	0.09	0.18	0.23	0.37
Er	1.84	2.82	42.42	0.70	1.04	0.55	0.30	0.51	0.64	1.08
Tm	0.27	0.42	14.13	0.08	0.15	0.06	0.03	0.07	0.09	0.16
Yb	1.90	2.81	35.36	0.70	1.14	0.53	0.32	0.53	0.64	1.14
Lu	0.29	0.46	13.64	0.09	0.18	0.07	0.04	0.08	0.10	0.18
Hf	1.95	3.16	47.77	0.89	1.16	0.78	0.44	0.61	0.84	1.74
Ta	0.32	0.41	12.31	0.20	0.44	0.13	0.07	0.08	0.16	0.32
Th	2.34	4.45	19.66	1.76	1.88	1.34	0.61	1.05	1.16	1.91

Примечание: места отбора образцов см. на рис. 1.

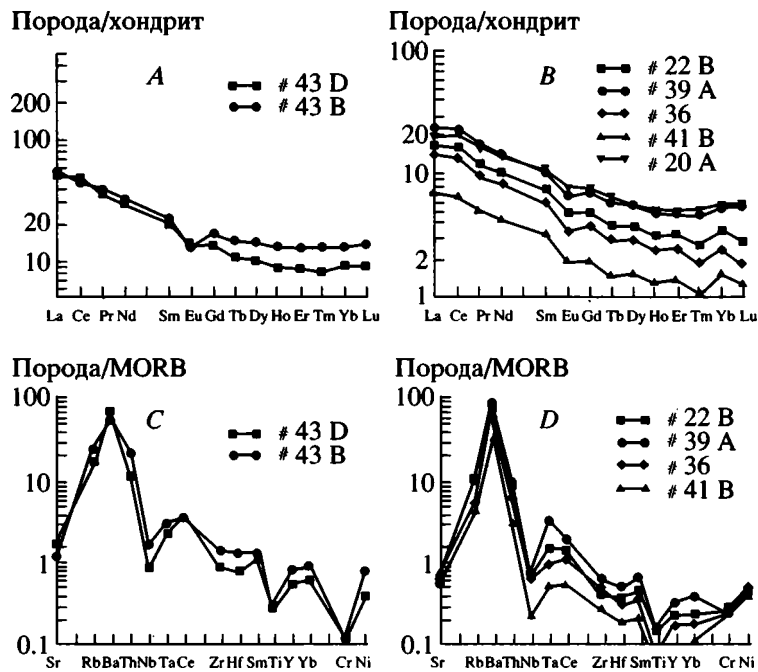


Рис. 4. Поведение редкоземельных и других рассеянных элементов в кремнистых породах олистолифов флишоидно-олистостромового комплекса мыса Витгенштейн и аллохтонных пластин, надвинутых на флишоидно-олистостромовую толщу. Кремнистые породы: A, C – олистолифов, B, D – аллохтонных пластин.

ная Ce аномалия ($Ce/Ce^* = 1.02$ и 1.18) (см. табл. 3, рис. 4, A). Распределение РЗЭ и других рассеянных элементов в кремнистых породах олистолифов сходно с поведением рассеянных элементов в вулканитах островных дуг и активных окраин континентов [22].

На основании полученных данных можно предполагать, что в составе кремнистых пород олистолифов доминируют две индикаторные компоненты-примеси [19]: нерастворимый органический остаток и терригенный материал, а гидротермальный, гидротермальный и биогенный источники играли незначительную роль.

Данные по геохимии кремнистых пород олистолифов со значительной примесью терригенной компоненты отсутствуют.

Кремнистые породы аллохтонных пластин

В изученном районе флишоидно-олистостромовый комплекс перекрыт аллохтонными пластинами кремнистых образований (см. рис. 1). Кремнистые породы пластин по сравнению с кремнистыми породами олистолифов содержат меньше терригенных примесей. Кластический материал, количество которого не превышает 5% при размере частиц до 0.01 мм, представлен кварцем, плагиоклазом и темноцветными мине-

ралами. Основная масса – тонкокристаллическое кремнистое (кварц-халцедон) или глинисто-кремнистое вещество. Породы аллохтонных пластин содержат до 10–15% радиолярий и спикул губок. Изредка встречаются бурые до кирпично-красных яшмы, содержащие битую ракушку иноцерамов.

Кремнистые породы аллохтонных пластин по поведению рассеянных элементов в целом похожи на кремнистые породы олистолифов с малой долей терригенной примеси (см. табл. 3, рис. 4, A–D). Они обнаруживают высокие концентрации Ba – 681–1888 и низкие содержания Ni – 28–43, Cu – 28–151, Zn – 14–43 г/т и TiO_2 – 0.13–0.30 вес. % (см. табл. 3) и аналогичное распределение РЗЭ (см. рис. 4, B) и рассеянных элементов на многоэлементных диаграммах (см. рис. 4, D) при несколько более низком уровне абсолютных концентраций всех элементов, за исключением Ba и Cr. В кремнистых породах аллохтонных пластин значения отношений составляют: $(La/Yb)_N = 3.7$ –5.7; $(La/Sm)_N = 1.72$ –2.41; $Eu/Eu^* = 0.71$ –0.88; $Ce/Ce^* = 1.05$ –1.18. Данные геохимические характеристики свидетельствуют, что кремнистые породы пластин накапливались в обстановке, сходной с обстановкой накопления кремнистых пород олистолифов, хотя влияние терригенной компоненты было менее значительно.

**ВОЗРАСТ
ФЛИШОИДНО-ОЛИСТОСТРОМОВОГО
КОМПЛЕКСА И КРЕМНИСТЫХ ПОРОД
АЛЛОХТОННЫХ ПЛАСТИН**

Возраст пород определялся по радиоляриям. Выделение радиолярий из кремнистых пород производилось путем химического травления плавиковой кислотой, из алевролитов – путем кипячения в перекиси водорода. Концентрации и время травления подбирались опытным путем. В процессе работы использовались методики, предложенные предшественниками [11, 21]. Съемка радиолярий выполнена В.В. Бернардом на сканирующем электронном микроскопе в Институте литосферы РАН.

Глинисто-алевролитовые породы олистостромовой толщи весьма бедны микрофауной. Из матрикса толщи выделены единичные радиолярии кайнозойского облика (рис. 5). Комплекс наннопланктона с небольшим таксономическим разнообразием указывает на сантон-маастрихтский возраст этих толщ [17].

Возраст олистолитов кремнистых пород определен как кампан-маастрихтский на основе комплекса радиолярий: *Phaseliforma laxa Pessagno*, *Glatrocyclas cf. gravis Vishneskaya*, *Amphipyndax stocki (Campbell et Clark)*, *Archaeodictyomitra regina (Campbell et Clark)*, *Dictyomitra densicostata Pessagno*, *Xitus asymbatos (Foreman)*, *Stichomitra aff. compsa Foreman*, *Theocampe sp.* (см. рис. 5).

На западном побережье бухты Амаян был обнаружен олистолит сургучных яшм с кластогенно-турбидитной структурой, которая видна только на микроскопическом уровне. Важно отметить, что матрикс этих яшм содержит холодноводный комплекс радиолярий сантон-кампанского возраста: *Amphipyndax ex gr. stocki (Campbell et Clark)*, *Dictyomitra cf. lamellicostata Foreman*, *D. cf. densicostata Pessagno*, *D. et gr. multicostata Zittel*. Возраст включений соответствует среднему триасу (верхний анизий – нижний ладиний) и определен по комплексу радиолярий: *Pseudostylosphaera cf. tenuis Nakaseko et Nishimura*, *P. aff. goestlingensis Kozur et Mostler*, *Triassocampe scalaris Dumitrica, Kozur et Mostler* (рис. 6). Эти включения, несомненно, являются совершенно чужеродными по отношению к кремнистым толщам Олюторского хребта, ибо среди последних не известны породы древнее конца раннего мела. Ранее находка олистолитов с позднетриасовыми (верхний норий – рэт) радиоляриями: *Canoptum triassicum Yao*, *Kojurastrum quadriradiatus (Kozur et Mostler)*, *Dreyericyrtilium sp.*, *Haeckelicyrtilium sp.* была известна из маастрихтской олистостромовой толщи вблизи Вывенско-Ватынского надвига в среднем течении р. Вывенка [2].

Возраст кремнистых пород аллохтонных пластин по комплексам радиолярий соответствует кампану – маастрихту: *Phaseliforma ex gr. carinata*

Pessagno, *Spengodiscus et gr. volgensis Lipman*, *Stichomitra cf. livermorensis Campbell et Clark*, *S. cf. campi Foreman*, *Clathrocyclas ex gr. tintinnaeformis Campbell et Clark*, *C. aff. dicerus Foreman*, *Xitus ex gr. asymbatos Foreman* (рис. 6), т.е. близок возрасту кремнистых пород из олистолитов и возрасту части разреза терригенной матрицы флишоидно-олистостромового комплекса.

ОБСУЖДЕНИЕ

Сходство геохимических характеристик алеролито-пелитовых разностей флишоидно-олистостромового комплекса и флиша Укэляятской зоны позволяет утверждать, что их формирование происходило в одном бассейне за счет размыва пород фундамента энсиалической островной дуги или окраины континента. Изучение песчаников приводит к аналогичным выводам. Песчаники из флишоидно-олистостромового комплекса и Укэляятского флиша состоят главным образом из кварца, полевого шпата, обломочного мусковита и в подчиненном количестве включают вулканические стекла. Присутствие мусковита подтверждает формирование этих комплексов за счет размыва континентальных масс.

Как было показано выше, терригенный материал Укэляятского флиша, матрицы флишоидно-олистостромового комплекса и терригенная примесь в кремнистых породах аллохтонных пластин и олистолитов могли происходить из одного и того же источника.

Во флишоидно-олистостромовом комплексе широко распространены тела базальтов типа OIB и T-MORB. Для отдельных тел, сложенных базальтами типа T-MORB, установлено их формирование одновременно с осадконакоплением. Последнее обстоятельство может служить доказательством того, что в области накопления флишоидных отложений происходило формирование базальтов с океаническими характеристиками. С другой стороны, базальтовые олистоплаки, в основном представленные базальтами океанических островов (OIB), имеют протяженность до 1–2 км при ширине выходов от десятков до сотен метров и более (см. рис. 1). В целом, выходы на поверхность этих тел составляют около 25% от площади выходов флишоидно-олистостромового комплекса. Это свидетельствует о том, что рядом с областью осадконакопления флишоидно-олистостромового комплекса существовало внутриплитное вулканическое поднятие или его реликт, с которого под действием гравитационных сил сползали олистоплаки.

Формирование флишоидно-олистостромового комплекса происходило в сантон-маастрихтское время по определениям наннопланктона [17] и, вероятно, продолжалось и в кайнозой согласно выделенным радиоляриям кайнозойского облика

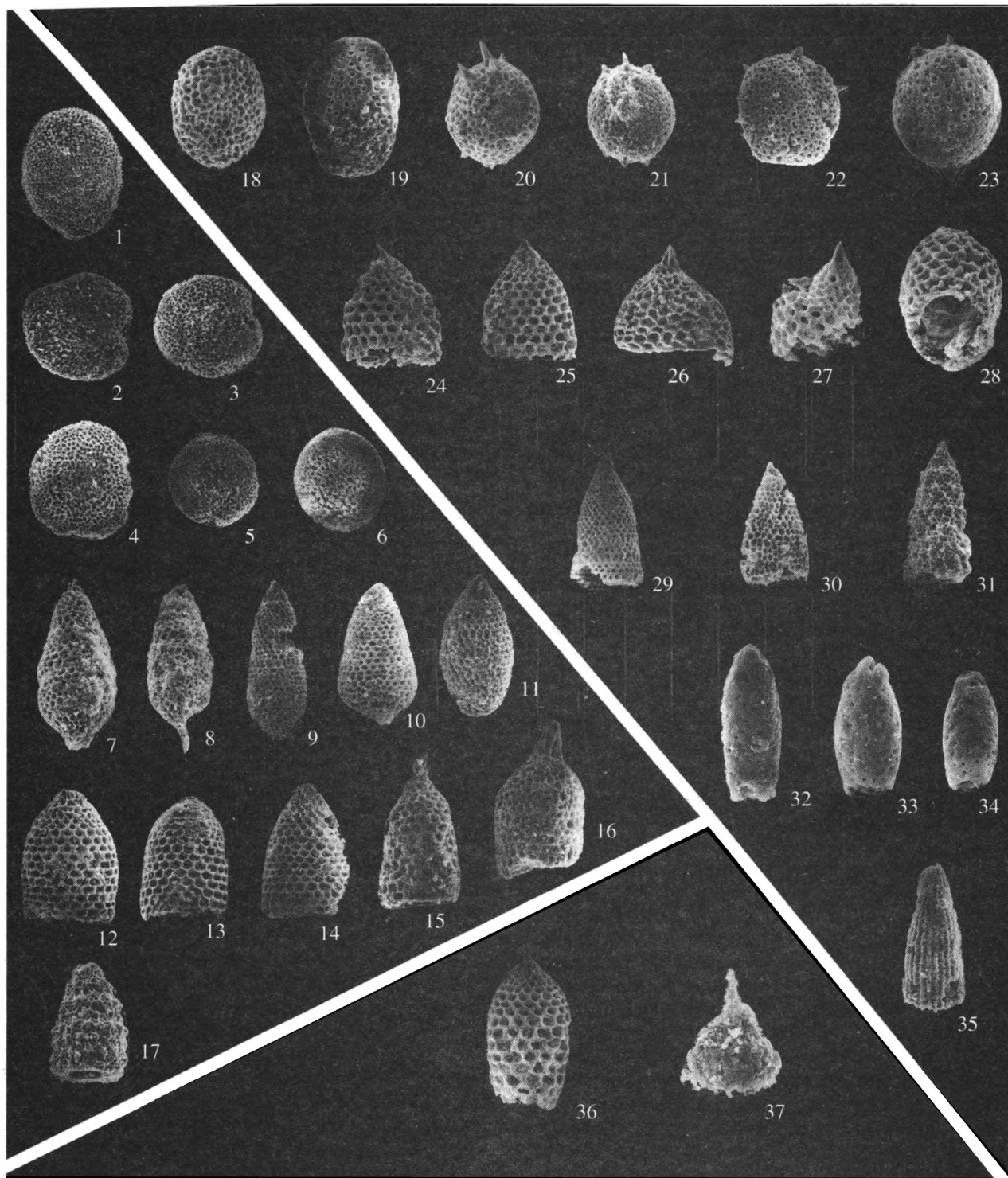


Рис. 5. Комплекс радиоларий из пород флишоидно-олистостромового комплекса мыса Витгенштейн.

1–17 – из пластин, 18–35 – из олистолитов, 36–37 – из матрицы: 1 – *Phaseliforma* cf. *carinata* Pessagno, $\times 90$; 2–5 – *Spondiscus* ex gr. *volgensis* Lipman, $\times 100$; 6 – *Orbiculiaorma* sp., $\times 100$; 7–10 – *Stichomitra* cf. *livermorensis* (Campbell et Clark), $\times 110$ (7, 8, 10), $\times 100$ (9); 11 – *Stichomitra* cf. *campi* Foreman, $\times 100$; 12–14 – *Clathrocyclas* ex gr. *tintinnaeformis* Campbell et Clark, $\times 100$; 15, 16 – *Clathrocyclas* aff. *dicerus* Foreman, $\times 100$ (15), $\times 100$ (16); 17 – *Xitus* ex gr. *asymbatos* (Foreman), $\times 100$; 18 – *Phaseliforma* sp., $\times 100$; 19 – *Phaseliforma* *laxa* Pessagno, $\times 100$; 20–23 – *Lithomespilus* cf. *mendosa* (Krasheninnikov), $\times 100$ (20, 21), $\times 110$ (22, 23); 24–28 – *Clathrocyclas* cf. *gravis* Vishnevskaya, $\times 100$; 29 – *Amphipyndax* *stocki* (Campbell et Clark), $\times 100$; 30 – *Stichomitra* aff. *compsa* Foreman, $\times 100$; 31 – *Xitus* *asymbatos* (Foreman), $\times 100$; 32–34 – *Theocampe* sp., $\times 150$ (32), $\times 100$ (33, 34); 35 – *Archaeodictyomira* cf. *regina* (Campbell et Clark), $\times 100$; 36 – *Clathrocyclas*? sp. cf. *C. universa* Clark et Campbell, $\times 100$; 37 – *Phormocyrtis*? sp., $\times 225$.

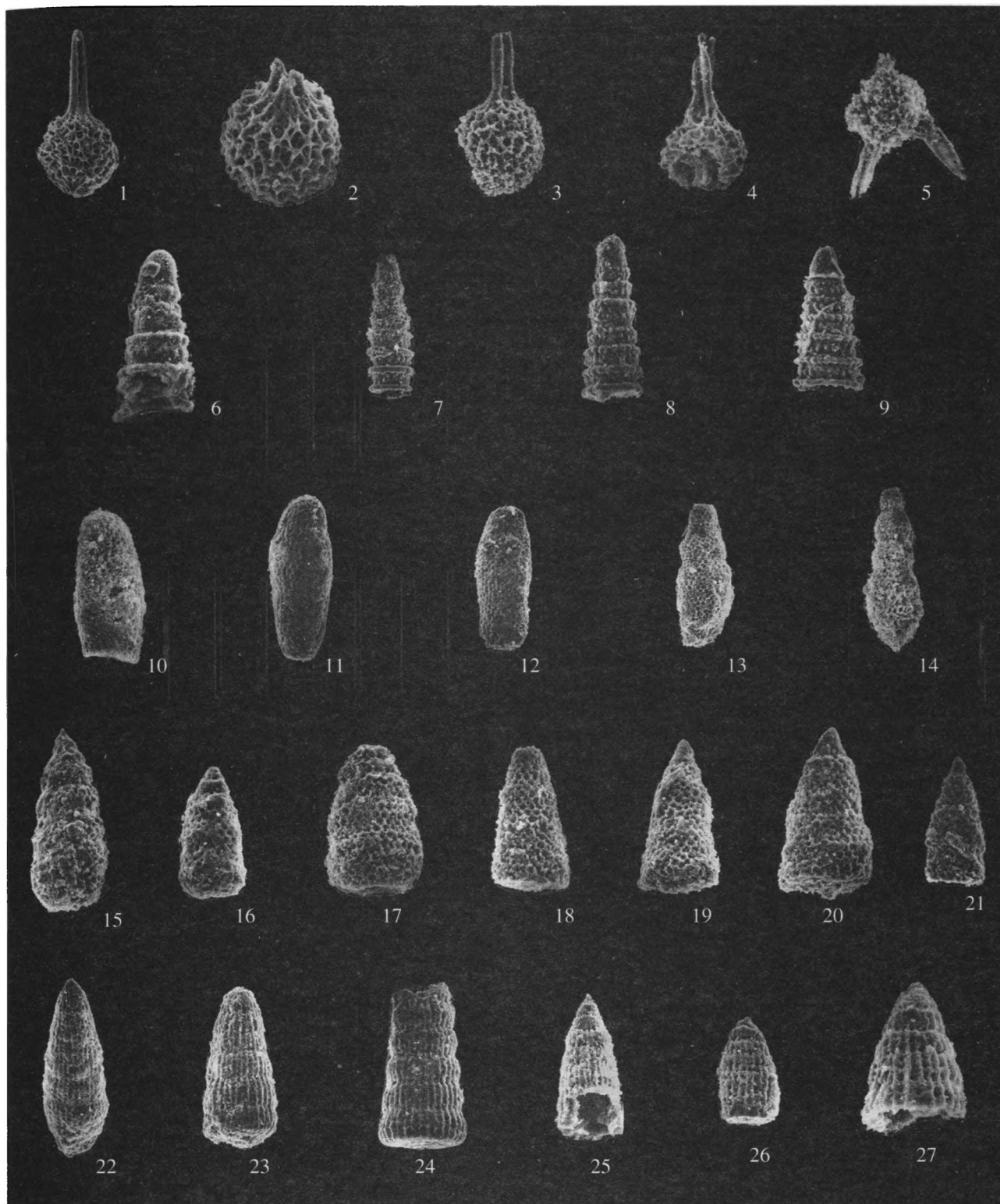


Рис. 6. Комплекс триасовых (верхний анизий – нижний ладний) радиоларий (фиг. 1–9) в ватынском (сантон – кампан) матриксе (фиг. 10–28) флишоидно-олистостромового комплекса мыса Витгенштейн.

1–3 – *Pseudostulosphaera tenuis* Nakaseko & Nishimura, $\times 65$, $\times 140$, $\times 100$; 4 – *Pseudostylosphaera* aff. *goestlingensis* Kozur et Mostler, $\times 100$; 5 – *Sphaerellaria* gen. et sp. indet., $\times 100$; 6, 7 – *Triassocampe* cf. *scalaris* Dumitrica, Kozur et Mostler, $\times 150$, $\times 80$; 8, 9 – *Triassocampe* *scalaris* Dumitrica, Kozur et Mostler, $\times 100$, $\times 90$; 10–12 – *Theocampe* sp., $\times 100$ (10), $\times 90$ (11), $\times 60$ (12); 13–18 – *Stichomitra* sp., $\times 100$ (13–15, 17, 18), $\times 90$ (16); 19–21 – *Amphipyndax* sp., $\times 100$ (19, 20), $\times 90$ (21); 22 – *Dictyomitra* cf. *lamellicostata* Foreman, $\times 60$; 23–27 – *Dictyomitra* sp., $\times 100$ (23, 25, 27), $\times 110$ (24), $\times 90$ (26).

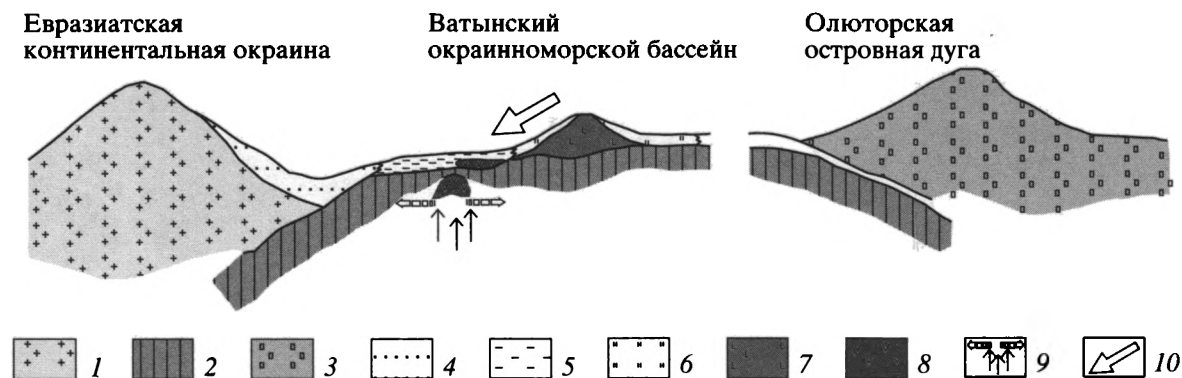


Рис. 7. Статическая модель палеолатерального ряда (поздний сенон), располагавшегося к югу, юго-востоку от Евразийской континентальной окраины (Корякский сегмент).

1–3 – типы земной коры: 1 – континентальный, 2 – океанический, 3 – энсиматической островной дуги; 4–8 – области осадконакопления: 4 – Укэлятского флиша, 5 – флишоидно-олистоостровового комплекса, 6 – кремней аллохтонных пластин и олистолитов, 7, 8 – базальтов: 7 – океанических поднятий (ОИВ), 8 – окраинного моря (Т-MORB); 9 – зона локальных растяжений, подъем базальтовых (Т-MORB) вылавок; 10 – направление перемещения олистолитов и олистоплак в область осадконакопления матрицы флишоидно-олистоостровового комплекса.

из матрицы комплекса, а также ранее полученной датировке из матрикса комплекса, обнажающегося в районе лагуны Таман, соответствующей эоцену [3]. Возраст кремнистых олистолитов комплекса и кремней аллохтонных пластин, перекрывающих его, близок и оценивается как кампан-маастрихтский, ранее их возраст определялся в интервале сантон – даний [3]. Находка чужеродных по отношению к кремнистым породам Олюторского хребта включений триасовых яшм подчеркивает олистоострововую природу комплекса.

ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Таким образом, флишоидно-олистоострововый комплекс западного побережья Алеутской впадины, как и Укэлятский флиш, сформированы материалом, поступавшим, скорее всего, с Евразийского континента и не связанным с размывом Олюторской энсиматической островной дуги, отложения которой обдуцированы на флишевые толщи и слагают в современной структуре центральную часть Олюторского хребта.

В районе Олюторского хребта, куда входит район исследований, развиты структурно-вещественные комплексы (см. рис. 1), сформированные в различных геодинамических обстановках [16] и практически в один и тот же интервал времени. Это касается флишоидно-олистоостровового комплекса (кампан-маастрихт), кремнисто-вулканогенного окраинноморского (кампан-маастрихт) [3, 14] и осадочно-вулканогенного комплекса островодужной природы (кампан-маастрихт) [3, 14], части разреза Укэлятского флиша (мел-палеоцен) [6]. Такой же или близкий возраст имеют и образования, занимающие значительно меньшие площади и отмеченные только в исследованном районе: аллохтонные пластины кремней с неболь-

шой примесью терригенного материала (кампан-маастрихт) и олистоплаки субщелочных базальтов типа океанических островов с редкими и мало мощными прослоями кремней (кампан-маастрихт и маастрихт-даней) [16].

В современной структуре эти разновозрастные структурно-вещественные комплексы тектонически совмещены и занимают строго определенное структурное положение, что позволяет, используя геохимические данные, предложить модель палеолатерального ряда, существовавшего в северо-западной Пацифике в позднем мелу.

Принято считать, что Укэлятский флиш отлагался в пределах континентального склона Евразии и его подножья [6, 12, 15, 16]. Прямых взаимоотношений между Укэлятским флишем и флишоидно-олистоострововым комплексом не известно. Их выходы разделены 40–50-километровой полосой аллохтонно залегающих на них окраинноморских и островодужных пород. Однако их структурное положение, однотипность геохимических характеристик и существенно меньшее количество терригенного материала песчаной размерности в матрице флишоидно-олистоостровового комплекса, позволяют предполагать, что он формировался к югу или юго-востоку от Укэлятского флиша, на большем расстоянии от континента. В области осадконакопления флишоидно-олистоостровового комплекса, по-видимому, существовали зоны локального растяжения, по которым происходило внедрение базальтов с характеристиками Т-MORB, образовавших потоки *in situ*. В непосредственной близости от этой области, вероятно, располагалось вулканическое океаническое поднятие, которое “поставляло” олистолиты и олистоплаки базальтов типа ОИВ.

Сходство геохимии терригенной примеси в кремнистых породах олистолитов и аллохтонных

пластин с геохимией алевро–пелитов Укэлятского флиша и флишоидно–олистостромового комплекса указывает, что и эти породы формировались в том же бассейне, но на еще большем удалении от источников сноса терригенного материала.

Окраинноморские и островодужные комплексы, занимающие наиболее высокое структурное положение в системе тектонических покровов Олюторского хребта, судя по всему, должны дополнять к югу рассматриваемый латеральный ряд. Это подтверждается и палеомагнитными данными о формировании Олюторской дуги на 50-х градусах с.ш. [7].

Все вышесказанное позволяет предполагать, что в позднем сеноне в Корякском сегменте Евразийской континентальной окраины существовал следующий палеолатеральный ряд: Евразийский континент – континентальный склон и глубоководный желоб – бассейн с зонами локальных растяжений и океаническим вулканическим поднятием – энсиматическая островная дуга (рис. 7).

Дальнейшая эволюция реконструированного ряда и условия становления флишоидно–олистостромового комплекса в современной структуре устанавливаются палеомагнитными [7, 8] и структурными [13] исследованиями. Показано, что флишевые толщ претерпели как минимум два этапа деформаций, причем на первом этапе была сформирована изоклиальная складчатость восточной вергентности, а на втором вся структура была опрокинута с юга на север [7, 8]. Информация о первом этапе деформаций достаточно скудна, его можно связывать с коллизией Олюторской дуги с Евразийской окраиной. Главная ось сжимающих напряжений второго этапа деформаций была ориентирована в юго–восточном – северо–западном направлении [13]. Возможно, этот этап связан с тектоническими движениями со стороны Алеутской впадины Берингова моря, происходившими в результате задугового спрединга в палеогене [18].

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 93-05-9554, № 98-05-64525) и NSF (EAR 94-18989 и EAR 94-18990).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев Э.С. Основные черты развития и структуры южной части Корякского нагорья // Геотектоника. 1979. № 1. С. 85–96.
2. Астраханцев О.В., Казимиров А.Д., Хейфец А.М. Тектоника северной части Олюторской зоны // Очерки по геологии северо–западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 161–183.
3. Богданов Н.А., Вишневецкая В.С., Кеппинская П.К., Сухов А.Н., Федорчук А.В. Геология юга Корякского нагорья. М.: Наука, 1987. 168 с.
4. Богданов Н.А., Вишневецкая В.С., Сухов А.Н., Федорчук А.В., Чехович В.Д. Океаническая олистострома западного побережья Алеутской впадины (Берингово море) // Геотектоника. 1982. № 5. С. 74–80.
5. Богданов Н.А., Чехович В.Д., Сухов А.Н., Вишневецкая В.С. Тектоника Олюторской зоны // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 189–217.
6. 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.
7. Коваленко Д.В. Палеомагнетизм и кинематика Центральной части Олюторского хребта (Корякское нагорье) // Геотектоника. 1996. № 3. С. 82–96.
8. Коваленко Д.В., Щербинина Е.И., Шикова Т.Н., Соловьев А.В., Пачкалов А.С. Палеомагнетизм флишево–олистостромовых толщ восточной части Олюторского хребта // ДАН. 1996. Т. 346. № 3. С. 360–363.
9. Митрофанов Н.П. Ватынский тектонический покров в Центрально–Корякской складчатой зоне // Геология и геофизика. 1977. № 4. С. 144–149.
10. Митрофанов Н.П., Шелудченко С.Д. О возрасте терригенных отложений на юго–западе Центрально–Корякской складчатой зоны // Геология и геофизика. 1981. № 4. С. 128–131.
11. Назаров Б.Б., Витухин Д.И. Методы выделения ископаемых радиоларий // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 10. С. 95–101.
12. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско–Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
13. Соловьев А.В. Особенности тектонической эволюции флишоидно–олистостромового комплекса западного побережья Алеутской впадины // ДАН. 1996. Т. 351. № 4. С. 513–516.
14. 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.
15. Ставский Л.П., Чехович В.Д., Кононов М.В., Зоненшайн Л.П. Палинспастические реконструкции Анадырско–Корякского региона // Геотектоника. 1988. № 6. С. 32–42.
16. Чехович В.Д. Тектоника и геодинамика складчатого обрамления малых океанических бассейнов // М.: Наука, 1993. 272 с.
17. Щербинина Е.А., Коваленко Д.В. О возрасте кайнозойских флишево–олистостромовых толщ Олюторского хребта // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1996. Т. 4. № 2. С. 110–112.
18. Cooper A.K., Marlow M.S., Scholl P.W., Stevenson A.J. Evidences for Cenozoic crustal extension in the Bering Sea region // Tectonics. 1992. V. 11. № 4. P. 719–731.

19. *Dymond J.* Geochemistry of Nasca plate surface sediments: An evaluation of hydrothermal, biogenic, detrital, and hydrogenous sources // *Geol. Soc. Am. Memoir*. 1981. V. 154. P. 133–173.
20. *Garver J.I., Scott T.J.* Rare-earth elements in argillites indicate a continental provenance for clastic rocks in the Bridge River Complex, southern B.C. // *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs*. 1993. V. 25. P. 40–41.
21. *Pessagno E., Newport R.A.* A technique for extracting radiolaria from radiolarian cherts // *Micropaleontology*. 1972. V. 27. P. 231–234.
22. *Wilson M.* Igneous petrogenesis a global tectonic approach // Boston, Sydney, Wellington: Unwin Hyman, 1989. 466 p.

Рецензенты: С.Д. Соколов, А.С. Перфильев

Stratigraphic and Tectonic Setting of the Olistostromal Flysch Complex, Western Aleutian Basin Coast, Northern Kamchatka Peninsula

N. A. Bogdanov*, J. I. Garver, V. D. Chekhovich*, T. N. Palechek*, G. V. Ledneva*, A. V. Solov'ev*, and D. V. Kovalenko***

**Institute of the Lithosphere of Marginal Seas, Russian Academy of Sciences, Staromonetnyi per. 22, Moscow, 109180 Russia*

***Geology Department, Olin Center, Union College, Schenectady, New York, 12308 USA*

New data on the age and geochemistry of the sedimentary matrix and olistoliths from the olistostromal flysch complex of the western Aleutian basin coast are discussed. The aleuopelitic members of the olistostromal flysch and Ukelayat flysch complexes are similar in composition. This indicates their formation in the same basin. Based on the comprehensive analysis of the new data, new geodynamic models are proposed for the evolution of the western Bering Sea coast.

УДК 551.24(571.65)

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ОХОТСКО-КОЛЫМСКОГО РЕГИОНА

© 1999 г. **И. И. Абрамович***, **С. Д. Вознесенский****, **Н. Г. Маннафов****

* *Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, Санкт-Петербург*

** *ГП "Магадангеология", Магадан*

Поступила в редакцию 24.11.97 г.

Анализ фактического материала, полученного при геологическом картировании крупного и среднего масштаба и при тематических исследованиях, дает возможность существенно уточнить господствующие представления о геодинамической истории Охотско-Колымского региона, составить новые схемы его тектонического районирования. Палеогеодинамическое реконструирование позволяет рассматривать выделяемые здесь микроконтиненты не как экзотические террейны, а как фрагменты Сибирского материка, отколовшиеся от него в девоне (Омолонский, Охотский) и в поздней перми (Омулевско-Приколымский). Индикатором последнего события, сопряженного с раскрытием Иньяли-Дебинского трога, служит протяженный Тасканский пояс малых габбро-долеритовых интрузий. Ранее выделявшийся в качестве преддугового или задугового бассейна Иньяли-Дебинский трог реконструируется как межконтинентальный рифт типа Красного моря. О существовании в его пределах спрединговой оси и новообразованной коры океанического типа свидетельствуют крупный блок пород основного и ультраосновного состава, выведенный на земную поверхность в процессе коллизии, а также ксенолиты пироксен-амфиболовых гнейсов в коллизионных гранитах.

Отчетливая смена типа магматической ассоциации от полнодифференцированного до контрастно-го по простираю Уяндино-Ясачненского вулканического пояса дает основание рассматривать эту структуру как гетерогенную: островную дугу на северо-западе и синколлизионную рифтогенную зону на юго-востоке. Отмеченная гетерогенность отражает кинематику континентальных блоков, участвовавших в коллизии. Формирование коллизионных гранитов Колымского пояса явилось не результатом скупивания и утолщения земной коры, как предполагалось ранее, а следствием декомпрессионного плавления в зонах локального растяжения на фоне общего сжатия.

Фундаментом Кони-Мургальской островной дуги служат преимущественно шельф Сибирского материка и отколовшиеся от него микроконтиненты. Отсутствие в ее тылу коры океанического типа позволяет видеть в ней палеоаналог современной дуги Сунда. Охотско-Чукотский вулканогенный пояс продолжает эволюцию Кони-Мургальской дуги в условиях резко возросшей скорости конвергирующих плит. Последовательность развития вулканических ареалов Кони-Мургальской дуги и Охотско-Чукотского пояса соответствует вариациям режима субдуцирования, осложнявшегося джампингами зоны Бенъофа в сторону океана.

В целом геодинамическая история Охотско-Колымского региона отражает глобальную геодинамику и в несколько усложненном виде повторяет цикл Уилсона: внутриплитный режим → раскол континентальной окраины → образование микроконтинентов и морских бассейнов → субдукция → коллизия → субдукция → коллизия → внутриплитный режим.

ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Рассматриваемый регион занимает центральное место в северо-западном сегменте горноскладчатого обрамления Тихого океана. История его геодинамического развития как части более крупных планетарных структур неоднократно рассматривалась на протяжении двух последних десятилетий [5, 7–11]. В результате этих исследований последовательность основных геодинамических событий прошлого, по крайней мере начиная с позднего палеозоя, обозначилась с достаточной определенностью. Тем не менее ряд принципиальных вопросов, касающихся геодинамической природы некоторых структурно-фор-

мационных зон, временных границ, тектонических событий и условий синхронного существования пространственно сближенных геодинамических обстановок, и в настоящее время остается дискуссионным. Попытки уяснения этих вопросов представляются актуальными, поскольку от этого зависит корректная оценка металлогенического потенциала региона, вмещающего уникальную по своему богатству Верхнеколымскую золотоносную провинцию и ряд крупных золото-серебряных и оловянных месторождений.

В последние годы в связи с составлением комплекта карт масштаба 1 : 500 000 появился новый фактический материал, позволяющий предло-

жить существенно уточненный вариант палеогеодинамической реконструкции региона.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ

Вслед за нашими предшественниками геодинамическую историю региона мы начинаем с обстановки пассивной окраины Сибирского материка, существовавшей в возрастном диапазоне R_2 – P_1 . Выходы соответствующих структурно-формационных комплексов установлены в пределах Омuleвско-Приколымского блока, а также в центре Аян-Юрхского антиклинория и на юго-восточном фланге Арmano-Вилигинского синклинория (рис. 1). К самым древним в регионе отнесены кварцит-зеленосланцевая и карбонатно-амфиболитовая R_2 и R_{2-3} толщи. В R_3 – V слоях преобладают красноцветные песчаники. D_3 – C_2 возраст имеют сланцы, фтаниты и туффиты, а на крайнем севере зафиксирована вулканогенная моласса с известняками, туфами основного и среднего состава, вулканомиктовыми песчаниками. Наиболее молодыми (P_1) являются флишеидные толщи.

Режим пассивной окраины неоднократно осложнялся континентальным рифтогенезом, что фиксируется в специфических хемогенно-осадочных, вулканогенных и интрузивных R_{2-3} – C_3 – P_1 образованиях Омuleвско-Приколымского блока. Ограниченный масштаб рифтогенного процесса заставляет сомневаться в выводах некоторых из наших предшественников об отделении от Сибири Омuleвско-Приколымского блока в среднем-позднем девоне.

В интервале P_2 – J_3 (кимеридж) реконструируется Кони-Мургалская островная дуга и обширный сопряженный с ней задуговой бассейн. В качестве островодужных рассматриваются верхнепермские–кимериджские толщи, сложенные морскими вулканическими и терригенно-осадочными породами, а также юрские интрузивные и субвулканические образования – комагматы эффузивов. Они известны в Иня-Хурэнском междуречье, близ г. Магадана, на п-овах Кони и Пьягина и в бассейнах рек Тахтояма, Угулан, Наслачан, Туманы, а также в низовьях р. Буюнда. Характерным для дуги является широкое развитие базальт-андезитовой формации при подчиненном количестве пород кислого состава. Обнажающиеся в цоколе дуги нижнепермские терригенные толщи обычны для Сибирского палеошельфа, а в ряде мест тесное пространственное совмещение островодужных образований с докембрийскими метаморфическими толщами п-ов Тайгонос) заставляет предполагать заложение Кони-Мургалской дуги, равно как и ее Удского продолжения, преимущественно на пассивной окраине Сибирского материка и отколовшихся от него микроконтинентах. К такому выводу приводит также отсутствие убедительных признаков пребы-

вания Омолонского и Охотского микроконтинентов за пределами ее задугового пространства. Таким образом, Кони-Мургалская (вероятно, точнее – Удско-Мургалская) дуга лишь в географическом смысле являлась островной дугой, поскольку в ее задуговом бассейне, за исключением, быть может, ограниченных по протяженности сегментов, не существовало новообразованной коры океанического типа. В бассейне накапливались преимущественно терригенные флишеидные и олистостромовые толщи, нередко с большей или меньшей примесью туфовой и вулканокластического материала. С геодинамической точки зрения, Кони-Мургалские вулканы трассировали окраинно-континентальный пояс и ситуация в целом напоминала современную дугу Сунда с ее задуговым бассейном на южной окраине Евразийского материка.

Индикатором мезозойского рифтогенеза, сопровождавшегося раскрытием Иньяли-Дебинского трога с отколом от Сибирского материка Омuleвско-Приколымского блока, является Тасканский пояс малых интрузий габбро и долеритов, протягивающийся в северо-западном направлении на 200 км при ширине до 25 км вдоль Дарпирского разлома со стороны Омuleвского блока. Мы рассматриваем его как сохранившийся фрагмент, периферию значительно более обширного магматического ареала. Вероятно, какая-то часть малых интрузий тасканского комплекса на противоположном борту Иньяли-Дебинского трога затеряна среди других позднейших образований. Предполагаемый возраст тасканского комплекса – P_2 – J_1 , поскольку тела габброидов интродуцированы в карбонатные и терригенные палеозойские (до середины P_2) толщи, а валуны и гальки этих пород присутствуют в базальных конгломератах J_2 молассы. Соответственно начало раскрытия Иньяли-Дебинского трога приходится на позднюю пермь.

Геодинамическая природа Иньяли-Дебинского трога, как и максимальная ширина его раскрытия, до сих пор разными авторами трактуется по-разному. Л.М. Парфенов [7, 8] рассматривает эту структуру как преддуговой бассейн Уяндино-Ясачненской дуги, поскольку предполагает субдуцирование под нее океанической литосферы с запада на восток. Е.Ф. Дылевский [3], А.П. Ставский и др. [11], анализируя латеральные вариации содержания калия в породах, обосновывают наклон палеозоны Беньофа в западном направлении, в связи с чем Иньяли-Дебинский трог оказывается задуговым бассейном. Аналогичных взглядов ранее придерживалась Н.И. Филатова [12] и некоторые другие геологи.

По палеомагнитным данным Р.А. Эйдлин и Ю.С. Шманенко [13] оценивают латеральное сокращение поля отложений T_3 – J_1 верхоянского ком-

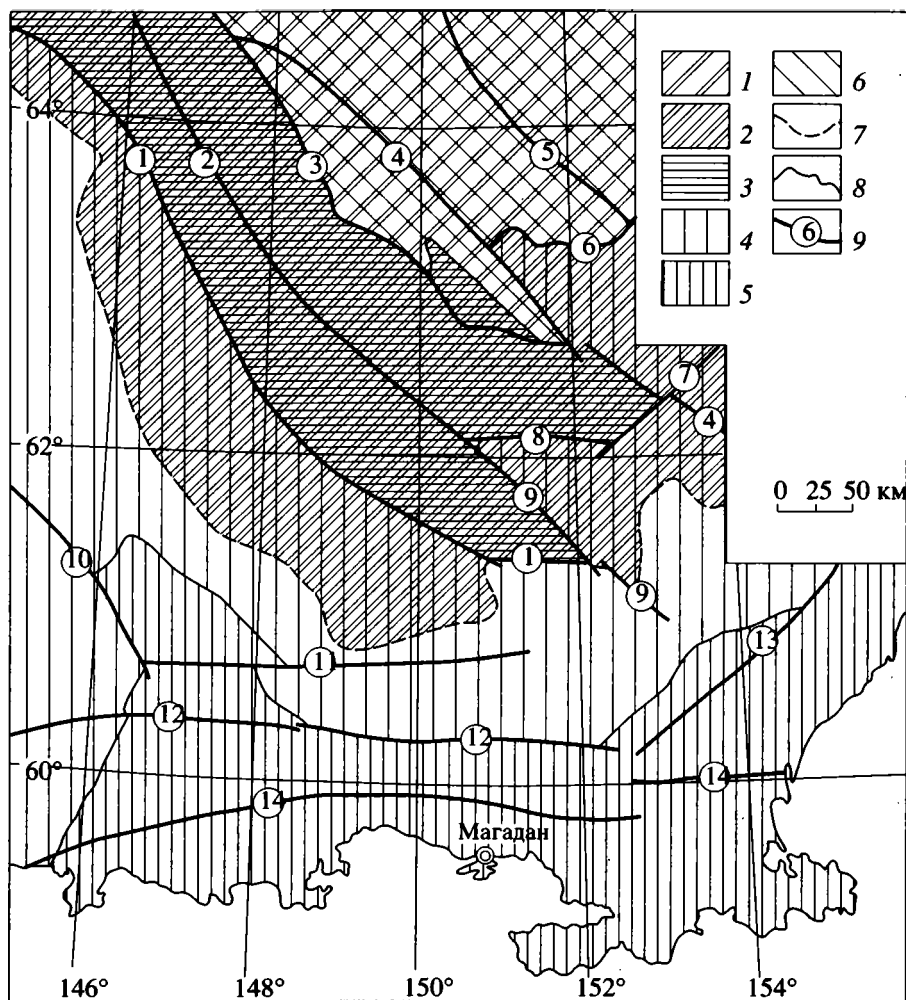


Рис. 1. Схема тектонического районирования Охотско-Колымского региона (коллизийный и доколлизийный этапы развития).

1, 2 – Яно-Колымская коллизийная зона: 1 – Уяндино-Ясачненская синколлизийная рифтогенная зона (J_2b-K_{1-2}), 2 – Колымский пояс коллизийных гранитоидов (J_3o-K_{1-2}); 3 – Иньяли-Дебинский межконтинентальный трог (P_2-J_3o); 4, 5 – Кони-Мургалская островодужная система (P_2-J_3km): 4 – задуговой бассейн, 5 – вулканическая дуга; 6 – Омулеско-Приколымский фрагмент пассивной окраины Сибирского материка (R_2-P_1) с широким проявлением разновозрастного рифтогенеза – одноименный микроконтинент (P_2-J_{2-3}); 7, 8 – границы геодинамических структур: 7 – коллизийного и 8 – доколлизийного этапов; 9 – основные разломы, часто ограничивающие геодинамические структуры (цифры в кружках: 1 – Чай-Юрюинский, 2 – Иньяли-Дебинский, 3 – Дарпирский, 4 – Улаханский, 5 – Арга-Тасский, 6 – Долинный, 7 – Кырчанский, 8 – Паутовский, 9 – Умарский, 10 – Восточно-Охотский, 11 – Пограничный, 12 – Челомджа-Ямский, 13 – Верхне-Купкинский, 14 – Кава-Ямский).

плекса в регионе как девятикратное; следовательно, ширина палеотрога превышала 900 км. Другие косвенные оценки, учитывающие вероятную скорость и длительность раскрытия трога, приводят к существенно меньшим цифрам – 200–400 км. В любом случае трог можно рассматривать как межконтинентальный бассейн типа Красного моря. Оцениваемая ширина раскрытия трога заставляет предполагать существование в его центральной зоне спрединговой оси и новообразованной коры океанического типа, прямым свидетельством чего является выведенный на поверхность

при позднейшей складчатости и картируемый в пределах гранитного массива Маяк фрагмент офиолитового комплекса, сложенный переслаивающимися породами перидотит-пироксенит-норитового состава. Об этом же свидетельствуют выявленные И.А. Загрузиной [4] ксенолиты пироксен-амфиболовых гнейсов в гранитах названного массива. В настоящее время трог заполнен интенсивно дислоцированными осадками преимущественно флишоидного типа татарско (поздняя пермь)-оксфордского (поздняя юра) возраста.

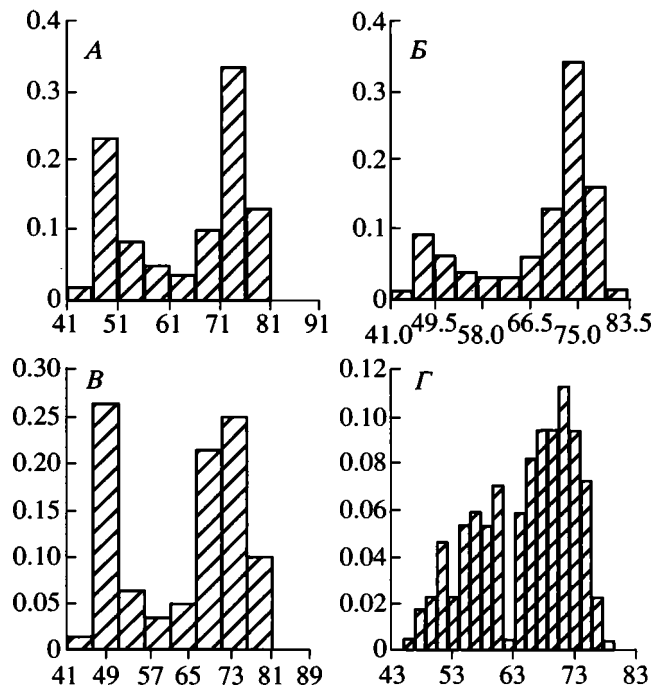


Рис. 2. Распределение SiO_2 в позднерюрских магматических образованиях: А – илиньтасская свита, риолит-лейкобазальтовая формация (59 анализов); Б – вулканоплутоническая ассоциация Уяндино-Ясачненской рифтогенной зоны (213 анализов); В – интрузивные и субинтрузивные коагматы вулканитов илиньтасской свиты (60 анализов); Г – нера-бохапчинский интрузивный комплекс, гранодиорит-гранитовая формация (169 анализов).

По горизонтальной оси – средние содержания SiO_2 в процентах, по вертикальной – частота встречаемости содержаний.

К числу синколлизонных тектоно-магматических структур мы относим Уяндино-Ясачненский вулканогенный и Колымский гранитоидный пояса. Первый развивался в пределах северо-восточного фланга Иньяли-Дебинского палеотрога и на сомкнувшемся с ним на первом этапе коллизии Омупевско-Приколымском микроконтиненте. На протяжении средней (байос-келловей) – поздней юры и раннего мела в грабеноподобных впадинах накап-

ливались вулканогенные и молассоидные толщи с признаками морского, реже субаэрального режима. Рифтогенная природа эффузивов и их интрузивных и субвулканических коагматов отчетливо проявлена в бимодальном распределении пород по содержанию SiO_2 и ряда других петрогенных компонентов (рис. 2, таблица).

Большинство исследователей [5, 6, 11, 12], изучая Уяндино-Ясачненский пояс в целом, рассматривали его как энсиалическую островную дугу с зоной Беньофа, наклоненной на запад-юго-запад. Вместе с тем Л.М. Парфенов [7], а позднее Е.Ф. Дылевский [2, 3] усматривали в Уяндино-Ясачненском поясе признаки двойственного генезиса (дуга-рифт). При этом первый определенно связывал возникновение пояса с коллизонным процессом.

В принципе переход субдукционных магматических комплексов в рифтогенные по простиранию единой и при том разновозрастной структуры возможен, если допустить, что полюс вращения Омупевско-Приколымского микроконтинента в период коллизии размещался где-то в его срединной зоне. При этом Омупевско-Приколымский микроконтинент, испытывая косое воздействие Омупевского микроконтинента, вращался против часовой стрелки. Таким образом, в северной части Уяндино-Ясачненского пояса имела место субдукция с поглощением новообразованной литосферы Иньяли-Дебинского трога, а в южной – доминировал режим растяжения – синколлизонного рифтогенеза.

Колымский гранитоидный пояс – внушительная тектоно-магматическая структура, пересекающая регион в северо-западном направлении. Интрузии в основной своей массе сконцентрированы на месте замкнувшегося в поздней юре Иньяли-Дебинского трога, но встречаются также, постепенно сокращаясь в размерах, и за его бортами. В пределах пояса выделяются малые доботолитовые интрузии – преимущественно дайки нера-бохапчинского и штокообразные тела басугуньинского комплексов, а также батолитоподобные массивы “колымских гранитов”. Породы доботолитовых интрузий, как правило, сильно изменены (березитизированы) тесно связанным с ними гидротермаль-

Петрохимическая характеристика пород илиньтасского интрузивного комплекса (J_3) и синхронных субвулканических интрузий (по объединенной выборке) Уяндино-Ясачненской рифтогенной зоны

Группы пород по кремнекислотности	n	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Fe**	$\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Fe}$	Fe/(Fe + MgO)
$\text{SiO}_2 > 63\%$	59	$\frac{72.0}{3.1}$	$\frac{0.3}{0.2}$	$\frac{13.9}{1.3}$	$\frac{0.6}{0.3}$	$\frac{1.2}{0.9}$	$\frac{3.4}{0.8}$	$\frac{4.1}{1.3}$	$\frac{2.8}{1.4}$	$\frac{0.3}{0.2}$	$\frac{0.8}{0.1}$
$\text{SiO}_2 < 63\%$	27	$\frac{51.5}{5.2}$	$\frac{1.8}{0.9}$	$\frac{15.8}{2.0}$	$\frac{5.2}{3.3}$	$\frac{7.6}{2.8}$	$\frac{3.5}{1.0}$	$\frac{1.2}{0.8}$	$\frac{9.7}{2.1}$	$\frac{0.3}{0.1}$	$\frac{0.7}{0.1}$

Примечание. В числителе – среднее значение, в знаменателе – стандартное отклонение; n – число анализов; $\text{Fe} = 0.9\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$.

но-метасоматическим процессом. Тем не менее выборка химических анализов наименее измененных пород позволяет выявить бимодальное распределение ряда окислов (см. рис. 2) и соответственно отнести интрузии нера-бохапчинского и басугунынского комплексов к габбро-гранитовой формации, свойственной рифтогенным структурам.

Батолитоподобные интрузии, иногда расчленяемые на ряд комплексов, сложены преимущественно гранитами и гранодиоритами, по всем петрогеохимическим характеристикам отвечающими коллизионным S-гранитам. Возраст наиболее ранних (добатолитовых) интрузий – поздняя юра, батолитов – поздняя юра–мел. Химический состав интрузий, их удлиненная форма и преимущественно диагональное по отношению к оси Иньяли-Дебинского трога кулисообразное размещение проливают свет на условия их возникновения. Большинство геологов, изучавших колымские граниты, рассматривают их как результат плавления в условиях сжатия и сжатия материала коры в период коллизии, видя в них аналоги гималайских гранитов – классических коллизионных образований. Нам представляется, что колымские граниты в отличие от гималайских явились результатом декомпрессионного плавления в области относительного растяжения на фоне общего сжатия. Такого рода области в виде глубоко проникающих трещин возникали при косом взаимодействии коллидирующих масс.

Таким образом, вырисовывается определенная общность условий образования магматитов Колымского и Уяндино-Ясачненского поясов: те и другие связаны в областями синколлизионного растяжения. При этом малые интрузии нера-бохапчинского и басугунынского комплексов в сочетании с синхронными бимодальными вулканидами Уяндино-Ясачненского пояса образуют вполне закономерный ряд, отражающий различную степень обводненности зоны магмогенеза – большую в пределах Иньяли-Дебинского палеотрога.

Заслуживает внимания смыкание юго-восточного окончания Иньяли-Дебинского трога, вмещающего колымские граниты, с задуговым бассейном Кони-Мургальской дуги, субдуцирование под которую продолжалось в течение всего периода раскрытия трога. Можно предполагать поэтому попадание в астеносферную область синколлизионного магмогенеза субдуктогенных водосодержащих флюидов и связанных с ними калия и других LIL-элементов¹. Свидетельством этого является выявленный нами региональный тренд содержания K_2O в колымских гранитах (рис. 3). Его конфигурация, вероятно, отражает наложение влияния коллизионного стресса на ха-

рактерную для субдукционных зон тенденцию возрастания концентрации калия по направлению к их тылам.

Охотско-Чукотский вулкано-плутонический пояс маркирует активную континентальную окраину Евразии в хронологических рамках: поздняя юра (кимеридж, вторая половина века) – верхний мел (маастрихт). Вулканоогенные и осадочные формации пояса за исключением 400-метровой перерывной толщи на п-ве Пьягина образованы в наземных условиях. Анализ распространения и пространственно-временной изменчивости состава вулканидов выявляет зональность пояса (рис. 4) и показывает разрастание во времени ареала вулканических излияний в сторону континента, постепенное поокисление магмы в том же направлении и от ранних к поздним, а также приобретение ими на заключительных этапах вулканизма континентного (бимодального) характера, свойственного рифтогенным структурам. Все отмеченное подтверждает сложившееся представление об образовании Охотско-Чукотского пояса вследствие субдуцирования под континент с юго-востока плиты Кула и вместе с тем отражает общие черты развития активных окраин, в частности, возникновение в их тылах рифтогенных структур, подобных Альтипано и Пуна в Андах.

ЭВОЛЮЦИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО РЕЖИМА

Развертка охарактеризованных геодинамических обстановок в хронологической последовательности, с учетом имеющихся глобальных палинспастических схем, позволяет восстановить геологическую историю региона следующим образом (рис. 5).

На протяжении более одного миллиарда лет (R_2-P_1) Охотско-Колымский регион являл собой пассивную окраину Сибирского материка. Местами и в отдельные промежутки времени этот режим осложнялся рифтогенезом. Представляется вероятным, что в девонское время произошел отрыв и последующее некоторое удаление от Сибири Омолонского блока², где девонский вулканизм рифтогенного типа проявлен особенно широко. В течение среднего–позднего палеозоя удаление Омолонского микроконтинента от Сибири не было значительным, поскольку, как отмечают

¹ Принимая во внимание геохимические особенности колымских гранитов, Г.С. Гусев [1] предполагает их генетическую связь с субдукционным процессом, формирующим Охотско-Чукотский вулканоогенный пояс.

² Геодинамическая история Омолонского микроконтинента до сих пор трактуется неоднозначно. Л.М. Натапов и Л.П. Ставский [6], Л.П. Зоненшайн и его коллеги [5] и ряд других геологов рассматривают его как экзотический террейн, некогда отстоявший от Сибири на расстоянии нескольких тысяч километров. Л.М. Парфенов [7] считает Омолонский микроконтинент фрагментом Сибирского материка, отколовшимся от него вместе с Омулеским и Приколымским блоками в девоне. К аналогичному выводу в последнее время пришли С.Д. Соколов и др. [9], получившие новые уточненные палеомагнитные данные.

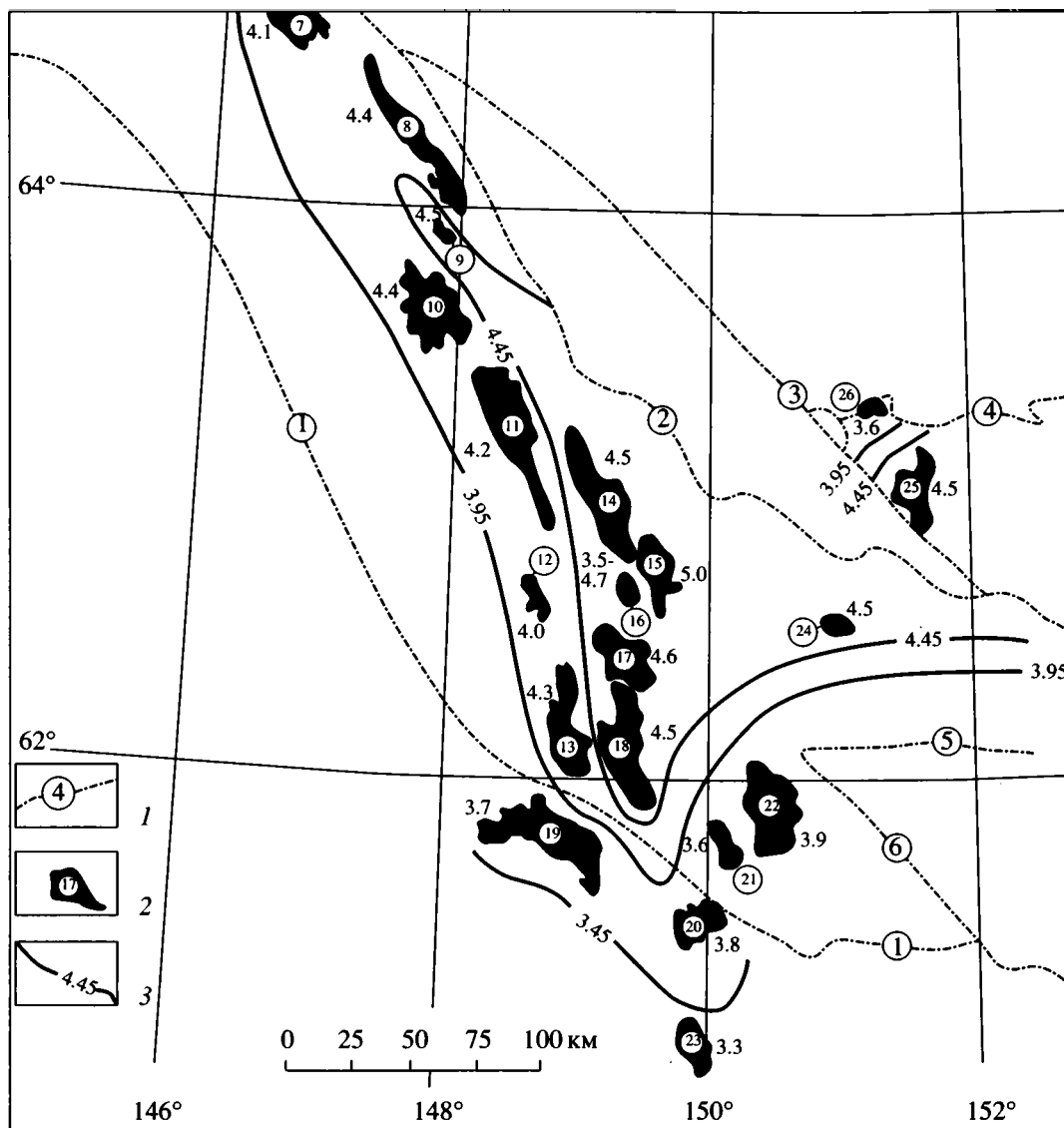


Рис. 3. Схема распределения K_2O в гранитоидах Яно-Колымской коллизонной зоны.

1 – крупнейшие разломы; 2 – интрузивы, средние содержания K_2O в мас. %, приведенные к фиксированному содержанию SiO_2 (72%); 3 – изолинии среднего содержания K_2O . Цифры в кружках; разломы: 1 – Чай-Юрюинский, 2 – Дарпирский, 3 – Улаханский, 4 – Долинный, 5 – Паутовский, 6 – Умарский; интрузивы: 7 – Чугулук, 8 – Дарпир, 9 – Верхне-Омулевский, 10 – Оханджа, 11 – Чьорго, 12 – Морджет, 13 – Малый Анначаг, 14 – Негаях, 15 – Маяк, 16 – Неуместный, 17 – Большой Анначаг, северная часть, 18 – Большой Анначаг, южная часть, 19 – Малых порогов, 20 – Сибердык, 21 – Право-Обинский, 22 – Больших порогов, 23 – Геркулес, 24 – Басугунья, 25 – Туоннах, 26 – Большой Каньон.

Л.М. Парфенов [7] и Ю.Н. Бычков (устное сообщение), уже в ранней перми их связывает общая бореальная фауна. Кроме того, при любых палеореконструкциях Омолонский микроконтинент остается в тылу Кони-Мургальской островной дуги, а, скорее всего, в пределах п-ов Тайгонос является ее основанием. Омулевский и Приколымский блоки, в отличие от Омолонского, продолжали составлять единое целое с Сибирским материком.

Как показывают глобальные палинспастические реконструкции [5], к концу перми окончательно закрылись океанические бассейны, разделявшие составные части Лавразии. Остановка в связи с этим западного дрейфа Сибирского материка обусловила возникновение на его юго-восточной окраине протяженной Удско-Мургальской зоны субдукции, где поглощалась океаническая литосфера плиты Кула. В рассматриваемом регионе этой зоне отвечает Кони-Мургальская островодужная сис-

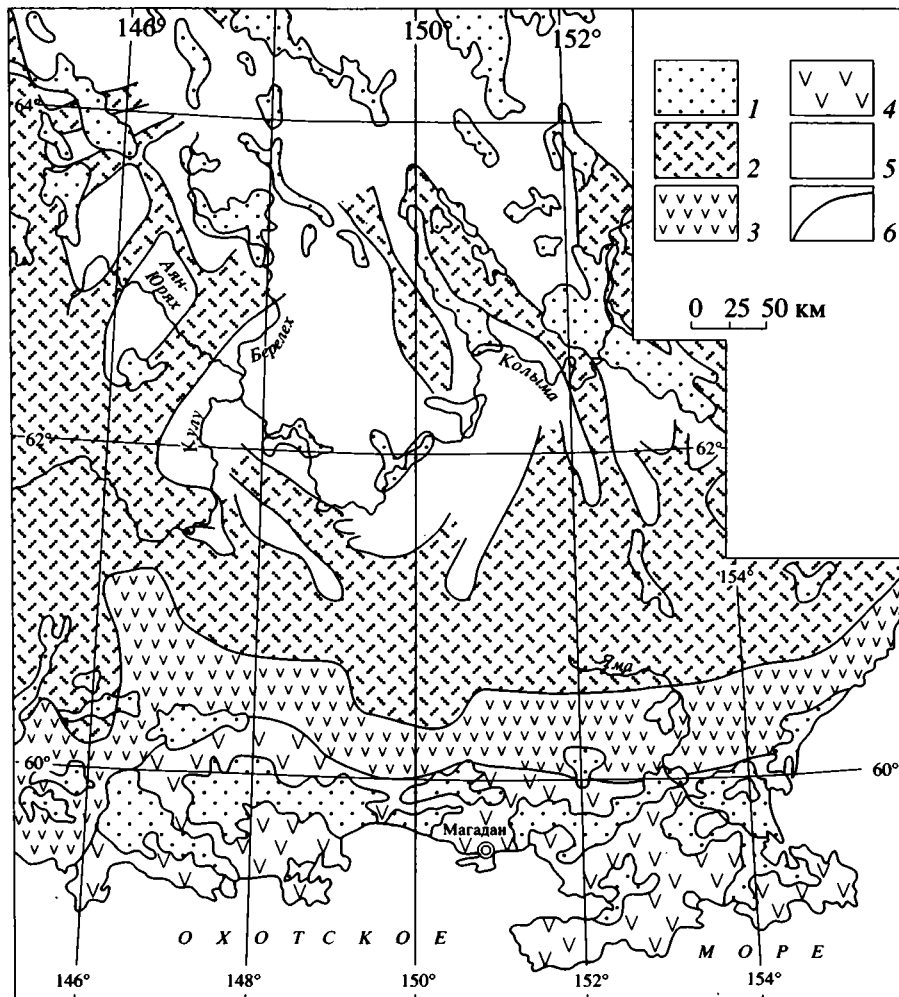


Рис. 4. Схема тектонического районирования Охотско-Колымского региона (постколлизийный этап развития).

1 – позднемезозойско-кайнозойские рифтогенные впадины ($K_2^{st-m} - Q$); 2–4 – зоны Охотско-Чукотского вулканического пояса ($J_3 - K_2$): 2 – тыловая, 3 – центральная, 4 – фронтальная; 5 – доколлизийные образования ($R_2 - J_3$); 6 – границы впадин и зон.

тема. Отсутствие значительных объемов пород кислого состава, преобладание базальтов и андезитов среди вулканитов на всем временном интервале существования дуги, а также перерывы в вулканизме – все это согласуется с оценками весьма низкой скорости движения плиты Кула и указывает на общую “вялость” субдукционного процесса. Прямым следствием этого явилось длительное стабильное положение зоны Беньофа без существенных смещений ее в сторону океана.

Поздняя пермь–ранняя юра – время очередного интенсивного проявления рифтогенного траппового магматизма на Сибирской платформе. В целом оно совпадает с началом глобального процесса – распада Пангеи, а в Охотско-Колымском регионе происходит раскрытие Иньяли-Дебинского трога – межконтинентального бассейна типа Красного моря. При этом отчленившийся

Омулевско-Приколымский микроконтинент дрейфовал в северо-восточном направлении, что, очевидно, компенсировалось субдуцированием литосферы Южно-Анюйского бассейна под Алазейско-Олойскую островную дугу.

Отказ от представлений, что Иньяли-Дебинский трог являл собой преддуговой [7] либо задуговой [5] бассейн Уяндино-Ясачненской дуги, а также предполагаемое нами время раскрытия трога ($P_2 - J_3$) – все это заставляет по-новому рассматривать его взаимоотношение с функционировавшей в это же время Кони-Мургальской зоной субдукции. Не исключено, что, раскрываясь, трог “рассекал” Кони-Мургальскую дугу, свидетельством чего может служить депрессионная структура залива Шелихова, лежащая на простирании палеотрога и разделяющая Кони-Пьягинский и Тайгоносский сегменты Кони-Мургаль-

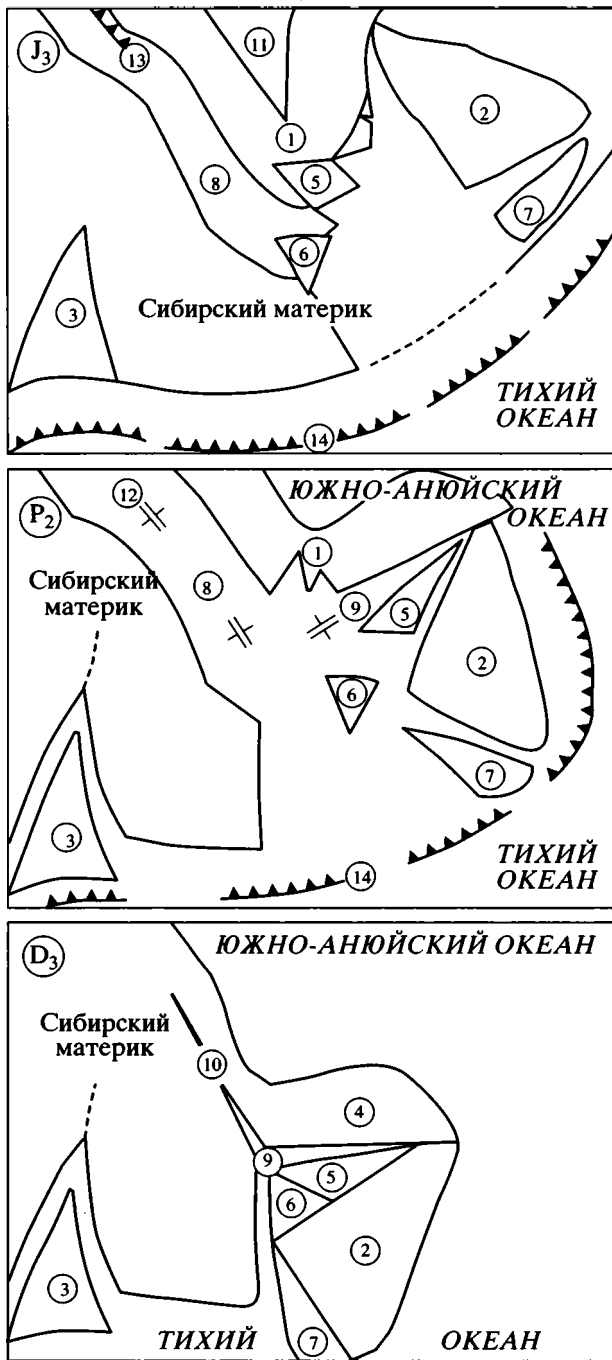


Рис. 5. Палеотектонические реконструкции северо-восточной окраины Сибирского материка в D_3 - J_3 . Масштаб 1 : 15000000.

Цифры в кружках: 1-3 – микроконтиненты: 1 – Омупевско-Приколымский, 2 – Омолонский, 3 – Охотский; 4-7 – тектонические блоки: 4 – Приколымский, 5 – Сеймчанский, 6 – Гербинский, 7 – Тайгоносский; 8, 9 – трогои (палеотрогои): 8 – Иньяли-Дебинский, 9 – Сугойский; 10 – Омупевский авлакоген; 11 – Зырянский остаточный бассейн; 12 – зоны спрединга; 13, 14 – зоны субдукции: 13 – Уяндино-Ясачненская, 14 – Кони-Мургалская.

ской дуги. Нельзя исключить и варианта выклинивания Иньяли-Дебинского трога в пределах задугового бассейна. Без дополнительных данных, которые может доставить разбуривание дна залива Шелихова, трудно отдать предпочтение какому-либо из указанных вариантов.

В связи с юрским отколом Чукотки и Аляски от Северной Америки и начавшимся по этой причине закрытием Южно-Аньюского океана [5] изменилось направление дрейфа микроконтинентов, ранее отторгнутых от Сибирского материка. Приблизительно в это же время резко возросла скорость движения плиты Кула – с 3-4 до 22 см/год [5]. Эти глобальные события явились причиной коллизионного процесса, первые проявления которого в Охотско-Колымском регионе датируются байосом-келловеем. Наибольшую интенсивность коллизионные явления приобрели в поздней юре, когда началось вдавливание Кони-Мургалской островной дуги вместе с находившимся в ее тылу Охотским микроконтинентом в край шельфа Сибирского материка. Тайгоносский сегмент этой дуги, размещавшийся на южном краю Омолонского микроконтинента, смещался вместе с ним в северных румбах, одновременно испытывая вращение против часовой стрелки [9]. В это движение, наряду с Омолонским микроконтинентом, оказались вовлеченными более мелкие континентальные блоки: Гербинский и Сеймчанский, деформировавшие юго-восточное окончание Иньяли-Дебинского трога, отчего он приобрел очертания ласточкина хвоста.

Перемещение Омолонского микроконтинента привело к его столкновению с Омупевско-Приколымским микроконтинентом, что имело следствием смещение последнего в сторону Сибирского материка, а затем к его деформации и развороту Приколымского блока против часовой стрелки. Ширина Иньяли-Дебинского трога на севере (за пределами рассматриваемой территории) при этом сокращалась за счет приближения с востока Омупевского микроконтинента и субдукции под его западный край ранее образованной океанической литосферы с возникновением на этом континентальном основании Уяндино-Ясачненского вулканогенного пояса. На юго-восточном сужавшемся окончании трога его сокращение шло главным образом за счет коробления океанической литосферы и скупивания накопившихся в трого осадков. Продолжавшийся разворот Приколымского блока привел к сохранению океанического “зияния” на месте будущей Зырянской впадины и усложнению эпюры действовавших сил на юго-восточном фланге Иньяли-Дебинского трога. В рамках этого сценария находит объяснение клиновидная конфигурация Сугойского трога, зажатого между Приколымским и Омолонским микроконтинентами.

Косое взаимодействие блоков, участвовавших в коллизии, привело к образованию зон локального растяжения и развитию магматического процесса. Структурные, петрологические и геохимические данные заставляют рассматривать практически все коллизионные магматы не как результат увеличения мощности осадочных толщ [6 и др.], а как следствие декомпрессионного плавления мантийного и корового субстрата в зонах локального растяжения, развивавшихся на фоне общего сжатия.

Происходившее в поздней юре и раннем мелу коллизионное уплотнение северо-восточной окраины Евразийского материка не могло в полной мере компенсировать стремительное движение на запад плиты Кула. По этой причине уже в кимеридже фиксируется резкая активизация субдукционного процесса.

С этого момента, можно считать, началось формирование Охотско-Чукотского вулканического пояса. Оно явилось, таким образом, непосредственным продолжением тектоно-магматической активности в Кони-Мургальской островодужной системе. На первом этапе развития пояса субдуцирование продолжалось без изменения положения границы конвергирующих плит, т.е. в пределах ранее существовавшего глубоководного желоба. При этом из-за резко возросшей скорости океанической плиты значительная часть ранее сформировавшегося вулканического ареала оказалась областью интенсивного сжатия, исключавшего поступление расплавов к земной поверхности. А вулканический интервал, примыкающий к желобу, до конца юры охватывал всю фронтальную зону пояса, и только за ее пределами накапливалась вулканогенная моласса. Из-за локального перепополнения глубин быстро поступающим холодным и вязким материалом океанической литосферы и невозможности ее дальнейшего поглощения в раннем мелу произошел джампинг зоны субдукции со смещением глубоководного желоба в сторону океана приблизительно на 150 км. Следы его в виде цепочки вытянутых в субширотном направлении впадин (Хмитевская, ТИНРО, Шелиховская) глубиной до 13 км, заполненных кайнозойскими осадками, фиксируются ныне подо дном Охотского моря. В раннем мелу начинается "последжампинговая" история Охотско-Чукотского вулканического пояса.

Она знаменуется массовыми вулканическими излияниями, сопровождаемыми широкодифференцированными интрузиями и субвулканическими телами. Магматическая активность охватила всю фронтальную зону пояса³. Далее в тыл прослеживаются лишь узкие цепочки мелких интрузивных тел.

³ На схеме (см. рис. 4) показан лишь "тыл фронтальной зоны", поскольку часть ее скрыта под осадками Охотского моря.

зий, трассирующих поперечные трансензионные зоны.

В позднем мелу наиболее экстенсивно и интенсивно магматизм проявился в центральной и тыловой зонах пояса с наследованием интрузиями линейных поперечных структур. Самые поздние вулканы центральной зоны отличаются контрастным составом, отражающим начало рифтогенеза. К концу позднего мела Корякский и Охотоморский микроконтиненты блокировали Охотско-Чукотскую зону субдукции [5], что вызвало прекращение магматизма в Охотско-Чукотском вулканическом поясе и финальные складчато-надвиговые и сбросо-сдвиговые дислокации.

Кайнозойская эра ознаменовалась широким проявлением постколлизионного рифтогенеза – развитием глубоких (до 10 км) впадин на Охотоморском шельфе и севернее в пределах суши. С неогена по настоящее время в режиме континентальной денудации формируется современный горно-долинный рельеф региона.

Таким образом, в геодинамической истории Охотско-Колымского региона мы можем увидеть несколько усложненную аналогию цикла Уилсона: внутриплитный режим → раскол континента (его окраины) → появление микроконтинентов и разделяющих их морских бассейнов → субдукция → коллизия → субдукция → коллизия → внутриплитный режим.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гусев Г.С. Позиция редкометалльных месторождений в структурах плит главнейших металлогенических эпох // Отечественная геология. 1995. № 5. С. 49–54.
2. Дылевский Е.Ф. Зональность юго-восточной части Уяндино-Ясачненского вулканического пояса (Восточная Якутия) // Ассоц. изверж. горн. пород Сев.-Вост. СССР. Магадан: Кн. изд-во, 1988. С. 115–131.
3. Дылевский Е.Ф. Зональность Уяндино-Ясачненского вулканического пояса и его тектоническая природа (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 1994. № 4. С. 52–62.
4. Загрузина И.А. Магматические образования Штурмовского района // Магматизм Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1973. С. 133–147.
5. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 327 с.
6. Натанов Л.М., Ставский Л.П. Геодинамическая модель Северо-Востока СССР и ее использование для металлогенического анализа // Сов. геология. 1985. № 3. С. 70–78.
7. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, СО, 1984. 192 с.
8. Парфенов Л.М. Террейны и история формирования мезозойских орогенных поясов Восточной

- Якутии // Тихоок. геология. 1995. Т. 14. № 6. С. 32–43.
9. Соколов С.Д., Диденко А.Н., Григорьев В.Н. и др. Палеотектонические реконструкции Северо-Востока России: проблемы и неопределенности // Геотектоника. 1997. № 6. С. 72–90.
10. Ставский А.П. Тектоника Колымо-Индибирского региона: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук // Ротапринт ГИН, АН СССР. М., 1994. 24 с.
11. Ставский А.П., Гедько М.И., Данилов В.Г. Уяндино-Ясачненская островная дуга // Геологическое картирование вулcano-плутонических поясов. М.: Роскомнедра, Геокарт, МАНПО, 1994. 301 с.
12. Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 264 с.
13. Эйдлин Р.А., Шманенко Ю.С. Глубинная геодинамическая модель Центральноколымского сегмента земной коры // Отеч. геология. 1994. № 5. С. 41–50.

Рецензенты: Л.М. Парфенов, В.Е. Хаин,
С.Д. Соколов

Geodynamic History of the Okhotsk–Kolyma Region

I. I. Abramovich*, S. D. Voznesenskii**, and N. G. Mannafov**

*Karpinskii All-Russia Research Institute of Geology (VSEGEI),
Srednii pr. 74, St. Petersburg, 199026, Russia

**Magadangeologiya,
Proletarskaya ul. 14, Magadan, 686000, Russia

Analysis of large- and medium-scale geological mapping data and the results of special surveys enables an essential revision of the current understanding of the geodynamic history of the Okhotsk–Kolyma region. It also allows one to improve the maps of its tectonic zoning. Paleogeodynamic reconstructions suggest that the microcontinents recognized in the region should be interpreted not as exotic terranes but as the fragments of the Siberian continent that separated from it in the Devonian (Omolon, Okhotsk) and in the Late Permian (Omul'evka–Kolyma). Evidence of the latter event, which was associated with the opening of the In'yali–Debin Trough, is the extended Taskan belt of minor gabbro–dolerite intrusions. The In'yali–Debin Trough, previously interpreted as a fore-arc or back-arc basin, is here reconstructed as an intercontinental Red-Sea-type rift. The existence of a spreading axis and new oceanic crust formation within it is supported by the existence of a large block of mafic and ultramafic rocks, brought to the surface during collision, and the xenoliths of pyroxene–amphibole gneisses in the collisional granites. A pronounced transition from a fully differentiated to contrasting magmatism along the strike of the Uyandina–Yasachnaya volcanic belt suggests that the belt is a heterogeneous structure, an island arc in the northwest and a syncollisional rift zone in the southeast. The heterogeneity reflects the collisional block kinematics. Collisional granite emplacement results not from crustal merging and thickening as was previously believed, but from decompression melting within local extension zones in a general compressional setting. The Koni–Murgal island arc was formed largely upon the shelf of the Siberian continent and the microcontinents that were split off from it. The absence of oceanic crust in its rear allows viewing it as an ancient analog of the present-day Sunda Arc. The Okhotsk–Chukotka volcanic belt continues the evolution of the Koni–Murgal arc in a setting of a sharply accelerated plate convergence. The development of the Okhotsk–Chukotka after the Koni–Murgal volcanic belt reflects a change in subduction regime, induced by the oceanward jumping of the Benioff zone. By and large, the geodynamic history of the Okhotsk–Kolyma region reflects global geodynamics and, even if in a somewhat modified form, repeats the Wilson cycle: intraplate regime–breakup of a continental margin–accentuation of microcontinents and marine basins–subduction–collision–subduction–collision–intraplate regime.

УДК 551.24(569.1)

МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ПРИСДВИГОВОГО ГРАБЕНА ЭЛЬ ГАБ (СИРИЯ) И ПРОБЛЕМА ПРОПАГАЦИИ ЛЕВАНТИНСКОГО ТРАНСФОРМНОГО РАЗЛОМА

© 1999 г. М. Л. Копп, Ж. Аджамьян, К. Ильяс, Ф. Факиани, А. Хафез

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 19.01.98 г.

Происхождение грабена Эль Габ не может быть объяснено ни одним из наиболее распространенных механизмов образования присдвиговых бассейнов. Наиболее полно объясняет все наблюдаемые особенности структурного рисунка, макро- и мезоструктуры грабена ранее не рассматривавшаяся в литературе модель растяжения в точке разветвления затухающего сдвига. Особый вид присдвиговой впадины растяжения, возникающей в подобном месте, назван "веерным грабеном". Наличие подобных структур в зоне Левантинского разлома, в сочетании с данными о возрасте деформации, подтверждает идею о его пропагации к северу. Это, в свою очередь, снимает проблему компенсации недостающей амплитуды горизонтального смещения в северном сегменте сдвига: левосдвиговые деформации пластическая и хрупкого разрушения оказываются в едином парагенезе и лишь сменяют друг друга во времени и пространстве.

ВВЕДЕНИЕ

Грабен Эль Габ является примечательной чертой строения сирийского сегмента Левантинского (Левантского) трансформного разлома (рис. 1). Хотя грабен невелик по размеру, на материале его изучения удается поставить ряд важнейших вопросов, связанных с методикой изучения и классификацией присдвиговых бассейнов (рис. 2). Происхождение рассматриваемой структуры не может быть в полной мере описано ни одной из популярных моделей образования последних: рифтовой, пулл-апартовой, сдвигово-дуплексной и др., но зато есть основания связать ее генезис с ранее не рассматривавшимся механизмом локального растяжения на участке разветвления сдвига. Данные, приведенные в статье, независимо подтверждают высказанную ранее идею о пропагации Левантинского разлома [4, 8], что позволяет объяснить снижение к северу его сдвиговой амплитуды и снять недоуменные вопросы о том, как и где происходит компенсация перемещения.

Приуроченность к зоне Левантинского трансформного разлома и такая же, меридиональная, ориентировка издавна позволяли считать, что грабен Эль Габ, наравне со сходными структурами на юге (впадина Мертвого моря и др.), имеет рифтогенную природу или, во всяком случае, образовался при существенном участии поперечного к нему растяжения [4, 6, 8, 11, 17–19, 21]. Многие исследователи, исходя из ромбовидной формы приразломных впадин Леванта, считают их пулл-апартами, возникшими при растяжении в северо-восточном, а не широтном направлении [13, 16, 17, 22]. Линия трансформного разлома имеет

ступенчатую конфигурацию в плане, причем характер расположения изломов таков, что они представляют собой препятствия для движения по типу правого сдвига, но зато никак не будут мешать левому сдвигу и в этом случае превратятся в пулл-апартовые бассейны [19, 24].

Эта логичная конструкция наталкивается, однако, на ряд возражений, касающихся строения конкретных присдвиговых впадин. В частности, далеко не всегда (особенно в северном сегменте трансформного разлома) соблюдается обязательное для пулл-апартовых бассейнов равенство их длины и амплитуды сдвига. Например, длина грабена Эль Габ (45 км) заметно превышает доказанную амплитуду левого сдвига (не более 20 км) [4, 8, 13]. Не универсально и само представление о том, что приразломные впадины образовались при растяжении. Здесь проявилось и широтное сжатие, особенно характерное для близкого к Альпийскому поясу северного сегмента Левантинского разлома, где левый сдвиг происходит в обстановке транспрессии, а не транстензии.

Очевидно, что любые заключения о механизме формирования структур должны базироваться на знании сопутствующих полей напряжений. Нельзя сказать, что приразломные впадины Левантинского сдвига хорошо исследованы в данном отношении, хотя уже имеется ряд интересных работ по территории Израиля и Южного Ливана [14, 17, 23]. Что же касается грабена Эль Габ, то он, если не считать высококачественных геологических карт обрамления [6], со структурно-геологических позиций до сих пор не изучался.

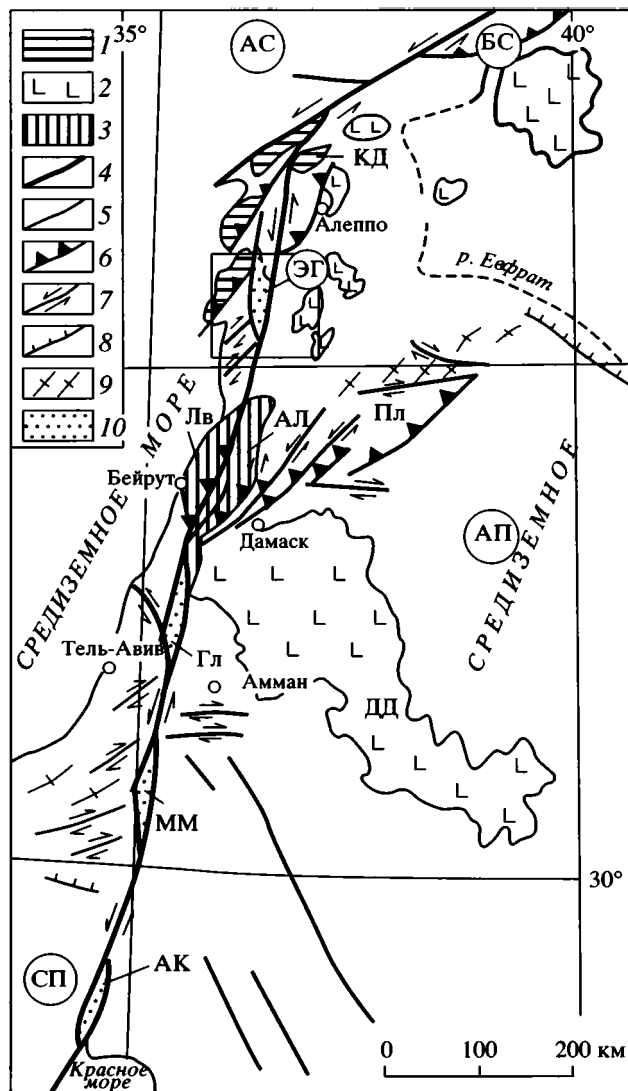


Рис. 1. Схема районирования запада Аравийской плиты. 1 – выходы верхнемеловых офиолитов, образующие мегантиклинали в неогене; 2 – неоген-четвертичные базальты; 3 – мегантиклинали; 4 – разломы Левантинской зоны; 5 – прочие разломы; 6 – надвиги; 7 – сдвиги; 8 – сбросы; 9 – складки; 10 – грабены. Буквами в кружках на схеме обозначены: АП – Аравийская кинематическая плита; АС – Альпийский пояс; БС – сутура Битлис; СП – Синайская кинематическая плита; АК – грабен Акаба; ЭГ – грабен Эль Габ. Буквами обозначены: АК – грабен Акаба; Ал – Антиливанская мегантиклиналь; Гл – Галилейский грабен; ДД – базальты Джебель Эд Друз; КД – офиолиты Курдаг; Лв – Ливанская мегантиклиналь; ММ – грабен Мертвого моря; Пл – Пальмирская складчатая зона.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ОСОБЕННОСТИ МАКРОСТРУКТУРЫ ГРАБЕНА

Тектоническое районирование. В пределах региона выделяются следующие главные тектонические единицы: 1) краевые структуры Альпий-

ского пояса, 2) Аравийская древняя платформа, 3) наложенная на обе предыдущие зона Левантинского трансформного разлома, разделяющая платформу на две кинематические плиты: Синайскую – на западе и Аравийскую – на востоке (рис. 1).

Аравийская платформа представлена антеклизой Алеппо, в своде которой фундамент находится на глубине 6 км. В находящемся южнее Пальмирском мезозойском авлакогене, ныне превращенном в складчатую зону, его кровля опускается до 10 км [12]. Мезозойско-палеогеновые осадки (мощность до 6 км) представлены эвапоритами триаса, доломитами юры-нижнего мела и белыми известняками и мергелями верхнего мела-палеогена. Неоген мощностью до 1 км сложен морскими песчано-глинистыми осадками среднего-верхнего миоцена (гельвет-тортон-мессиний) и изменчивыми по мощности и составу плиоценовыми молассовыми образованиями в фациях от морских до пролювиальных.

Альпийский складчатый пояс попадает на рассматриваемую территорию зоной офиолитов Курдаг-Бассит, обдущированных в маастрихте на край Аравийской платформы. Новейшие деформации офиолитового покрова, возникшие еще в предгельветское время, в позднем миоцене-плиоцене активизировались в связи с продвижением Аравийской плиты к северу; в зоне надвигов Латакия мезозойские офиолиты перекрывают гельвет-тортонские отложения [8].

Левантинский трансформный разлом проходит примерно посередине широкого (30–50 км) вала, состоящего из косо ориентированных к нему кулисных антиклиналей северо-восточного простирания – того же, что и неоструктуры офиолитовой зоны. На периклиналях складки “запечатаны” мессинскими, а в ряде мест – гельветскими отложениями. Следовательно, вал возник не позже конца миоцена (об этом же свидетельствуют геоморфологические данные [4] и определения возраста базальтов [9]) и первоначально представлял собой эшелонированную цепь складок, образовавшуюся в зоне простого левого сдвига. Никаких признаков существования в то время узкого разрыва посередине этой зоны нет. Разрыв образовался гораздо позже, так как смещает базальты плато Шин, имеющие возраст 6.2–4.8 млн. лет [9]. Возраст нижних горизонтов моласс последнего датируется как нижнеплиоценовый [2, 9]. Исходя из всех этих сведений можно уверенно предполагать [4, 8], что смещение по сирийскому отрезку разлома началось не ранее миоцена, но особенно интенсивным оно было в конце плиоцена-квартере.

Как левый сдвиг Левантинский разлом лучше всего выражен на юге сирийского сегмента, где он с амплитудой 20 км смещает базальты Шин. Здесь же отмечаются смещения четвертичного рельефа [8]. В северном направлении около города Мисьяф разлом расщепляется на две субпараллельные ветви,

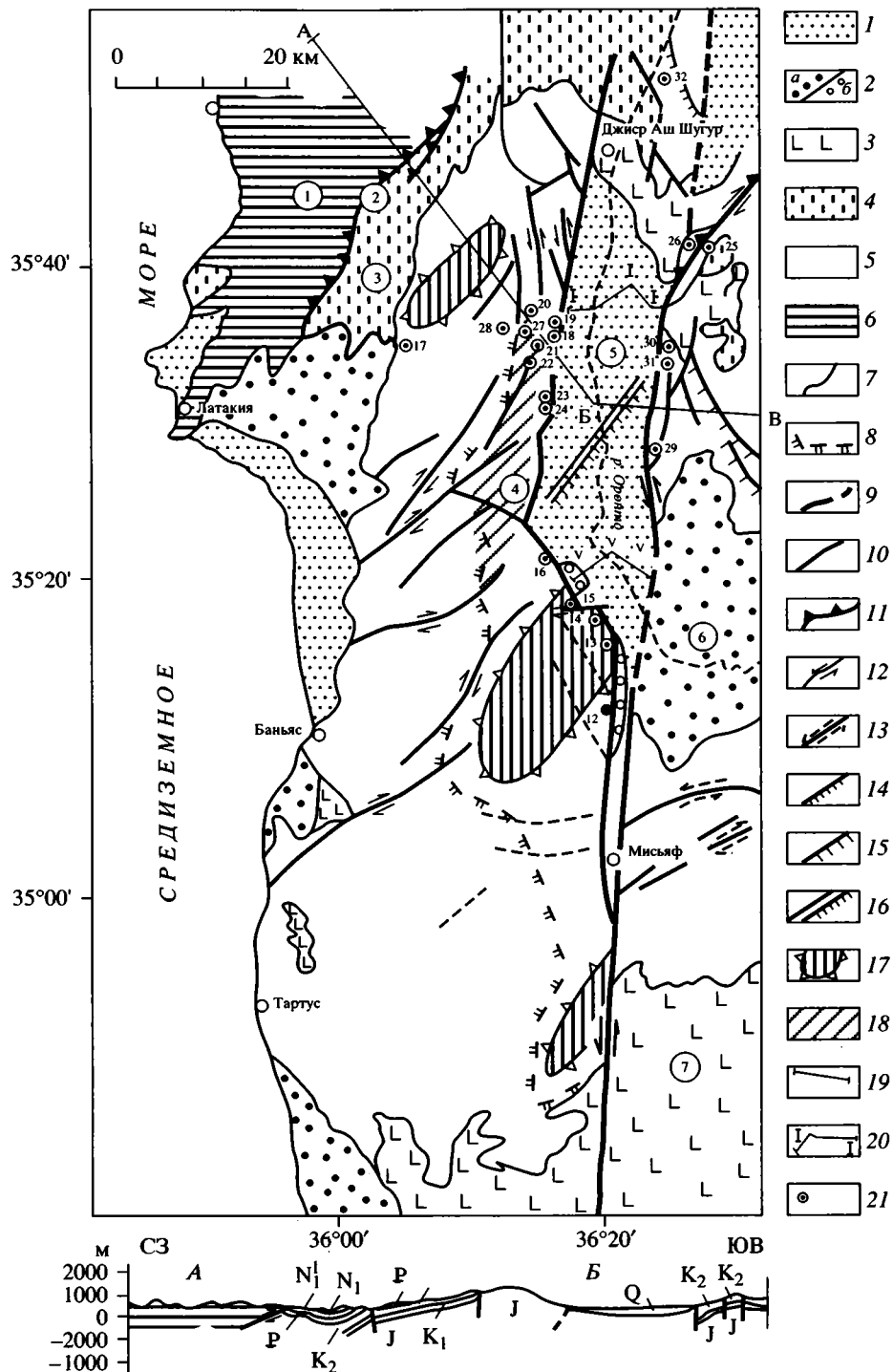


Рис. 2. Структурная схема и геологический профиль района грабена Эль Габ. Юрско-палеогеновые отложения расчленены по [6].

1 – четвертичные отложения; 2 – плиоценовые отложения: а – морские и озерные, б – пролювиально-коллювиальные; 3 – плиоцен-четвертичные базальты; 4 – средне-верхнемиоценовые отложения; 5 – юрско-палеогеновые отложения; 6 – офиолиты Бассит; 7 – геологические границы; 8 – генерализованная граница юры и мела (штрихи направлены в сторону меловых отложений); 9 – разломы Левантинской зоны (значки около линий обозначают кинематику); 10 – прочие разломы; 11 – надвиги; 12–13 – сдвиги: 12 – установленные, 13 – предполагаемые; 14–15 – сбросы: 14 – установленные, 15 – предполагаемые; 16 – разлом, погребенный под молассами, установленный по геофизическим данным; 17 – брахиантиклинали; 18 – свод Джебель Ансарий; 19 – линия геологического профиля; 20 – линии электрогравиразведочных профилей; 21 – мезотектонические станции. Цифрами в кружках обозначены: 1 – офиолитовый массив Бассит; 2 – надвиг Латакия; 3 – рамповый грабен Эль Кябир; 4 – горст-антиклиналь Джебель Ансарий; 5 – грабен Эль Габ; 6 – впадина Хама.

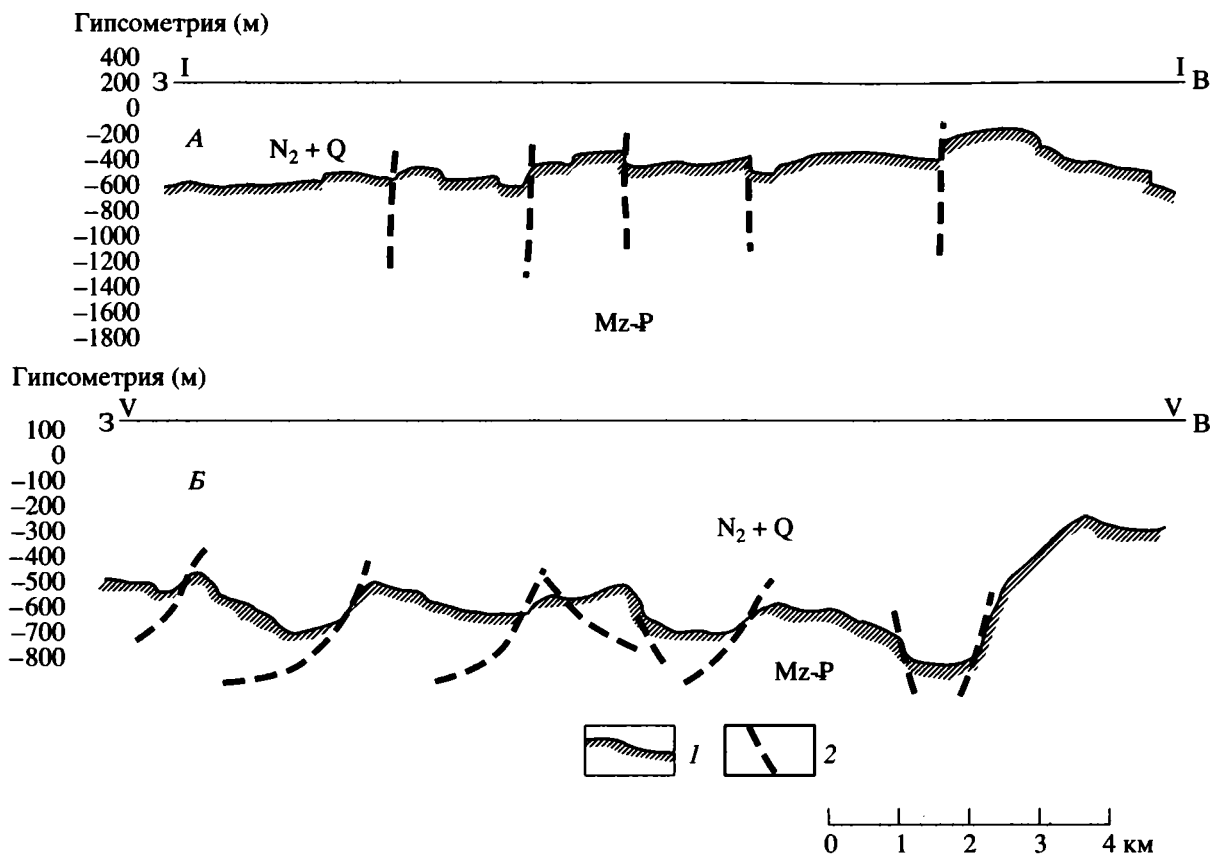


Рис. 3. Разрезы кровли доплиоценового фундамента грабена Эль Габ, по данным грави- и электроразведки (материалы М. Kazkaz): А – северная, В – южная части грабена. Расположение разрезов показано на рис. 2. 1 – кровля донеогеновых отложений, 2 – предполагаемые нами разломы

между которыми зажат клин более молодых, верхнемеловых, а на севере даже плиоценовых отложений, несогласно перекрывающих меловые отложения. Однако этот узкий грабен нельзя считать рифтом: судя по очень крутому и часто запрокинутому залеганию плиоценовых конгломератов поперек зоны разлома проявилось сжатие.

Грабен Эль Габ – геологическая характеристика. Около сел. Сахлие зона трансформного разлома испытывает очередное расщепление, сопровождающееся образованием грабена Эль Габ. Ширина грабена с юга на север уменьшается от 12–13 км до 9–10 км, длина составляет 45–50 км. Борта выражены крутыми уступами с высотой до 1.5 км (западный) и 0.8 км (восточный), а центральная часть – плоской аккумулятивной равниной, с руслом р. Оронто в середине. Судя по данным электро- и гравиразведки (материалы М. Казказа, 1987), мощность моласс максимальна (900 м) на юго-востоке грабена. Здесь обособляется треугольная в плане впадина, сужающаяся к северу (рис. 2–3). Утонение (до 300 м) континентальных толщ к северу может быть связано как с вырождением грабена, так и с его последовательным разрастанием в данном направлении. Факты

пропагации зафиксированы для более южных приразломных впадин [17, 25], тогда как для грабена Эль Габ приходится опираться только на предположения. По данным электроразведки конфигурация подошвы моласс неровная (см. рис. 3), причем на южных профилях (см. рис. 3, В), особенно в районе треугольной впадины на юге грабена, угадываются наклонные блоки, характерные для листрической тектоники.

Макроструктура грабена. Для решения вопроса о природе деформаций, создавших присдвиговую впадину Эль Габ, важно определить конфигурацию и знак ограничивающих ее разломов. Так, если впадина ромбовидна и основное сдвиговое смещение переходит с одного бока параллелограмма на другой, то тогда могут рассматриваться пулл-апартовая и сдвигово-дуплексные модели ее формирования. Если же эти правила не соблюдаются, нужно привлекать какие-то иные механизмы.

Для впадины Эль Габ соответствующие сведения противоречивы. Ромбовидная конфигурация отчетливо устанавливается на юге его, где отчетливо выражен бортовой разлом северо-западного простирания. Северная граница постепенная, гра-

бен разветвляется на две ветви горстом Джиср Эш Шугур. Вместе с тем, в поле выхода палеогена имеется серия малоамплитудных разрывов северо-западного простирания, которые могли обеспечить ступенчатое погружение борта грабена. Таким образом, представление о ромбовидной форме последнего можно принять, но в первом приближении, не забывая о нечеткости его северной границы. Сложнее обстоит дело с кинематикой бортовых разломов. По одной точке зрения, основной сдвиг с изгибом переходит на западный разлом, где наблюдаются особенно крупные смещения водотоков [8]. По противоположной [4], главный левый сдвиг произошел по восточному разлому (прямо надстраивающему главную трассу Левантинского сдвига), тогда как западный из них – это сброс.

По мнению авторов статьи, по особенностям макроструктуры доказываемая левосдвиговая природа восточного разлома. На космических снимках это очень ровная, плавно изогнутая (с выпуклостью к западу) четкая линия, к которой косо примыкают маркирующие горизонты восточного крыла (рис. 4). На северном отрезке, где линия дугообразного разлома отклоняется к северо-востоку, нами отмечена типичные для сдвигов эшелонированные крутошарнирные аксоноклинали. В строении западного бортового уступа нет ничего подобного. Его прямолинейная конфигурация нарушается рядом заметных угловатых неровностей амплитудой до 1–2 км (рис. 2, 4), контролируемых небольшими диагональными и поперечными сдвигами и сбросами. Представить, как могло происходить сдвиговое смещение вдоль такой иззубренной в плане поверхности, невозможно. Скорее всего такой зигзагообразный в плане тектонический шов является структурой типа “коленчатый вал” (колениобразное сочленение левых, правых сдвигов и взбросов), образовавшейся при сжатии.

В наличии субширотного сжатия поперек западного разлома еще более убеждает анализ макроструктуры западного плеча грабена в моноклинали Джебель Ансарийе. Здесь В.Г. Казьминым и его коллегами [6] открыт ряд диагональных разрывов северо-западного и северо-восточного простираний (см. рис. 2), которые, судя по направлению смещения моноклинали, должны быть левыми и правыми сдвигами соответственно. Особенно отчетливо выражены вторые из них, а около крупнейшего здесь разрыва Маркийе авторами зафиксированы правосдвиговые зеркала скольжения. Ступенчатые смещения по правым сдвигам привели к резкому сужению с юга на север моноклинали Джебель Ансарийе, параллельно с чем средний наклон слоев увеличивается в 1.5–2 раза (до 15–20°) и одновременно воздымается осевая часть хребта до высот 1.3–1.5 км. Характерно, что эта область наибольшего сужения моноклинали и

новейшего воздымания находится напротив максимально погруженной части грабена Эль Габ, что несомненно доказывает их сопряженность.

По данным наших полевых наблюдений, на восточном склоне Джебель Ансарийе присутствуют крутые (до 60–70°) обращенные к грабену флексуры, а кое-где (например, около сел. Джурин) – запрокинутые на восток мелкие складки и надвиги. Следовательно, распространенная точка зрения, что Джебель Ансарийе – это асимметричный горст, требует уточнения. Скорее, это асимметричная горст-антиклиналь с выжатым вверх ядром (рис. 5). Только к осевой части структуры приурочены крутопадающие взбросы и кливаж мезозойских мергелей. Западнее, в пределах пологой моноклинали западного крыла, уже нет ни того, ни другого и разрывы представлены лишь сдвигами и сбросами.

Таким образом, макротектонические данные свидетельствуют о том, что роль главного левого сдвига в Эльгабском сочленении вряд ли может быть отдана западному разлому: скорее всего, он характеризуется значительной вертикальной (взбросовой?) компонентой смещения. Больше напоминает левый сдвиг, по целому ряду признаков, восточный разлом. Эта точка зрения подтверждается и результатами дешифрирования космических снимков (см. рис. 4, А), на которых видно постепенное затухание западной ветви. Восточная же трассируется на север до хр. Курдаг.

РЕЗУЛЬТАТЫ МЕЗОТЕКТОНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Методика. В ходе работы замерено около 650 мезоструктур на 20 станциях во всех бортовых ограничениях грабена (см. рис. 2). Кинематический знак штриховки изображался на стереограммах (рис. 6) стрелкой при полюсе. Стрелки, направленные к краю круга, соответствуют сбросам, к центру его – взбросам, по касательной к кругу – сдвигам: по часовой стрелке – правым, против нее – левым. Главные оси напряжений определялись на стереограммах в соответствии с методиками, изложенными в работах [1, 7, 14]. Как видно на примере западного борта грабена Эль Габ, в зонах крупных разломов параллельными им оказываются трещины самой разной кинематики (рис. 6, А). Поэтому знак таких разломов приходилось выяснять исходя из ориентировки осей того поля напряжений, в котором находится линеамент соответствующего простирания.

Южная граница грабена образована изогнутым к северо-западу отклонением Левантинского сдвига. По сумме макротектонических признаков: приуроченность к этому месту широтного разлома, смещающего влево основной уступ, левосторонние смещения террас, с уверенностью

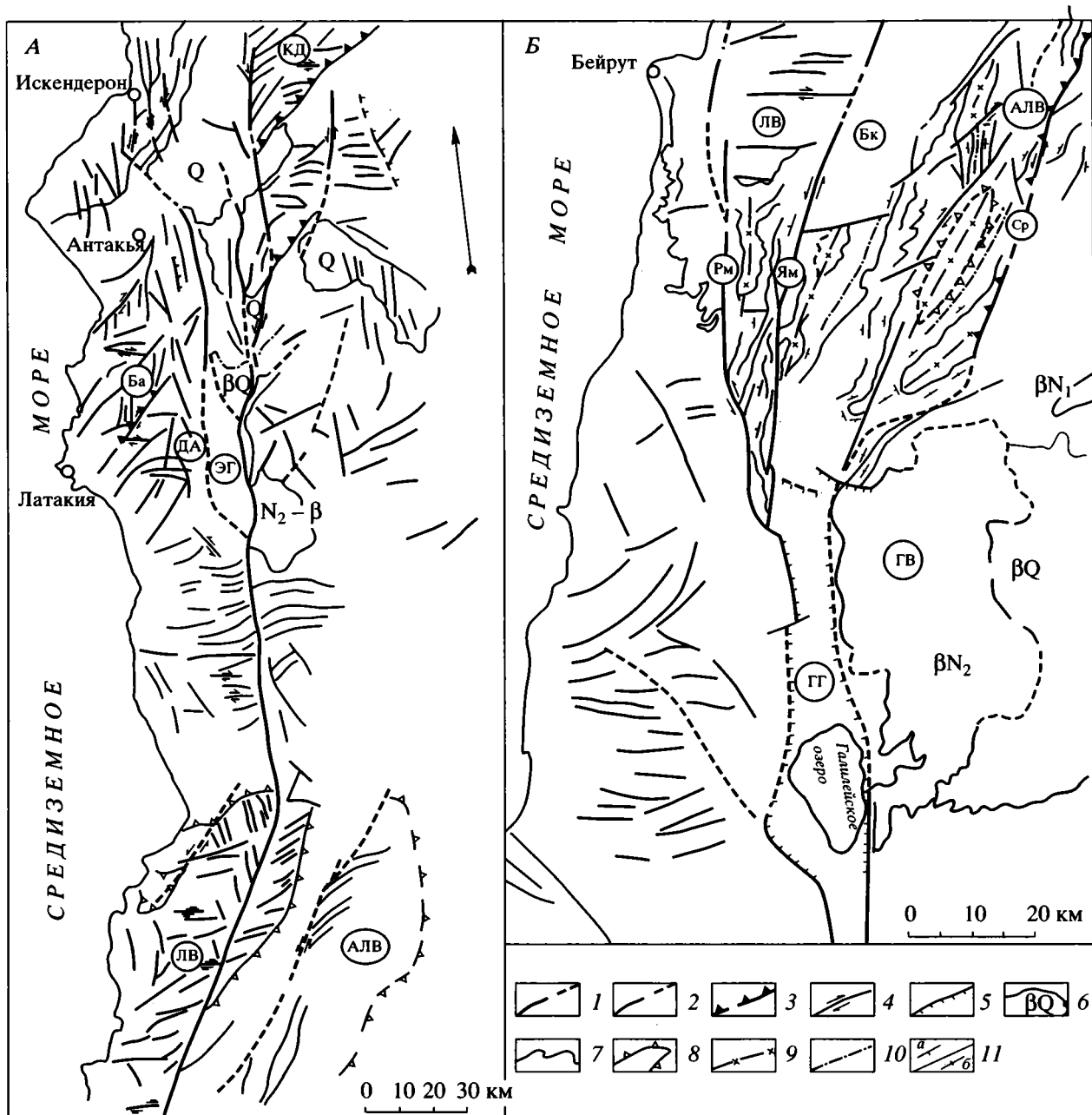


Рис. 4. Схемы дешифрирования космических снимков: А – мегантиклиналь Ливана – грабен Эль Габ – офиолитовый массив Курддаг. Б – Галилейский грабен – мегантиклинали Ливана и Анти-Ливана.

1 – разломы Левантинской зоны; 2 – прочие разломы; 3 – надвиги; 4 – сдвиги; 5 – сбросы; 6 – контуры плиоцен-четвертичных базальтов и рыхлых осадков; 7 – маркирующие горизонты; 8 – брахискладки; 9 – оси антиклиналей; 10 – оси синклиналей; 11 – элементы залегания; а – наклонное залегание, б – субвертикальное залегание. Буквами на схемах обозначены: АЛВ – Анти-Ливанская мегантиклиналь; Ба – офиолиты Бассит; Бк – мегасинклиналь (рампа) Бекаа; ГВ – Голландские высоты; ГГ – Галилейский грабен; ДА – горст-антиклиналь Джебель Ансарий; КД – офиолиты Курддаг; Лв – Ливанская мегантиклиналь; Рм – разлом Рум; Ср – разлом Серхайя; ЭГ – грабен Эль Габ; Ям – разлом Яммуне.

можно полагать, что левосдвиговое смещение “выплеснулось” и на южное ограничение грабена Эль Габ. Сложный характер поля деформаций устанавливается и по данным мезотектонических замеров (см. рис. 6, 3). Существенным элементом здесь является укорочение, направленное почти

вдоль и по диагонали к бортовому уступу. По ориентировке сжатия (рис. 7) устанавливается, что разломное смещение сопровождалось левосдвиговой составляющей: с растяжением на востоке, в месте наибольшего искривления сдвига, и сжатием на западе, где он приобретает субмеридиональное

простираение. Около южной границы грабена отчетливо проявляется и направленное поперек бортового уступа второстепенное горизонтальное сжатие, лучше всего выраженное на некотором удалении от грабена.

Западная граница грабена. Среди всех замеченных мезоструктур (рис. 6, Б) преобладают параллельные главному разлому (субмеридиональные). Наиболее широко распространенными оказались, как это ни странно, взбросовые зеркала скольжения (рис. 6, В), причем ориентированы они также в меридиональном направлении. Параллельно взбросам простирается кливаж (рис. 6, Г), вдоль плоскостей которого отмечались взаимопересекающиеся борозды скольжения. Кливаж субвертикален, надвиги же и взбросы наклонены под углами $40-80^\circ$ к западу, в сторону поднятого западного плеча грабена.

Сбросы распространены реже надвигов и образуют два максимума: широтного и меридионального простираений (рис. 6, Д). Первые, свидетельствующие о субмеридиональном растяжении, совместимы с меридиональными взбросами. Система коротких линейных элементов широтной ориентировки хорошо выражена на космических снимках горста Джебель Ансарийе (см. рис. 4, А). Вероятно, она формировалась при растяжении свода последнего; с участием субширотного сжатия, предопределившего ориентировку разрывов. Вместе с тем, существенная часть сбросов имеет меридиональную ориентировку, не соответствующую широтному сжатию западного борта грабена. Однако количественно такие сбросы уступают надвигам, и кроме того, у них, как и у надвигов, чаще поднято западное крыло. Последнее позволяет предполагать, что те и другие составляют единый парагенезис, образовавшийся при формировании тектонического уступа в обстановке горизонтального сжатия. Вывод подтверждается поясным рисунком распределения сбросовых и надвиговых полюсов на стереограммах (рис. 6, К-М), свидетельствующим о вращении в вертикальной плоскости. Криволинейные сбросо-взбросовые зеркала скольжения, ограничивающие вращающиеся блоки, наблюдались и в обнажении. Методика интерпретации таких поясов вращения в вертикальной плоскости разработана недостаточно. Уступы, формированию которых сопутствует вращение, могут образовываться разными способами и методическая схема, составленная нами, позволяет их различать (рис. 8). В наибольшей степени рисунки стереограмм западного уступа соответствуют ситуации взбрасывания с антитетическим вращением блоков по субвертикальным разломам (рис. 8, А). Такая деформация вполне совместима с субширотным сжатием борта грабена.

Наконец, сдвиги составляют наименее распространенную группу зеркал скольжения (рис. 6, Е). По имеющимся у нас данным, диагональные раз-

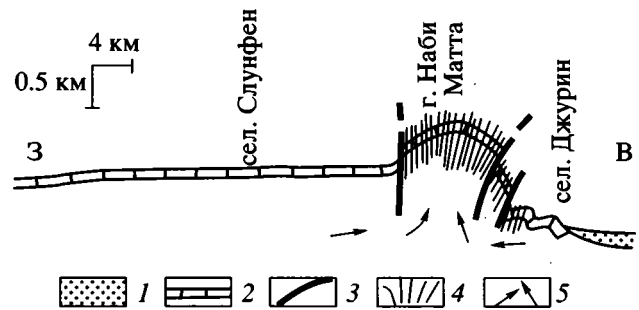


Рис. 5. Схематизированный разрез через горст-антиклиналь Джебель Ансарийе.

1 - плинцен-четвертичный чехол; 2 - слоистость в юре; 3 - разломы; 4 - кливаж; 5 - направления тектонических перемещений.

ломы, ограничивающие неровности линии бортового уступа, являются сдвигами. Их роль нарастает и по мере удаления от уступа к западу, в сторону моноклинали Джебель Ансарийе. Левые и правые сдвиги везде образуют два симметричных максимума, свидетельствующие об их формировании при широтном укорочении и меридиональном удлинении.

Таким образом, совокупность мезотектонических данных говорит о том, что западный борт грабена Эль Габ возник при широтном горизонтальном сжатии. Тем не менее почти на всех стереограммах все же присутствуют элементы поля деформаций меридионального левого сдвига: удлинение в северо-восточном, укорочение - в северо-западном направлениях, представленные кальцитовыми жилами северо-западной и взбросами северо-восточной ориентировки. Такой рассеянный, "фонный", характер проявления поля деформаций меридионального левого сдвига может свидетельствовать о его большей глубинности по сравнению с полем широтного сжатия.

Восточная граница грабена. В середине граничного разлома, где он ориентирован меридионально, доминирует поле деформаций, характеризующееся широтным укорочением и вертикальным удлинением. Здесь наиболее распространены связанные поясами вращения меридиональные взбросы и сбросы (рис. 6, Н), у которых, как и на западе, подняты крылья, смещавшиеся попутно росту основного уступа - восточные. К северу ориентировка мезоструктур меняется: возникает укорочение, направленное уже вдоль разлома (рис. 6, О). На отрезке, где последний приобретает северо-восточное простираение и где около него присутствуют присдвиговые складки, этот стиль деформаций становится господствующим.

Вышеотмеченное изменение ориентировки оси главного укорочения лучше, чем для западного борта, можно увязать с левым сдвигом по разлому, если считать соответствующие поля деформаций локальными присдвиговыми. Тектонофи-

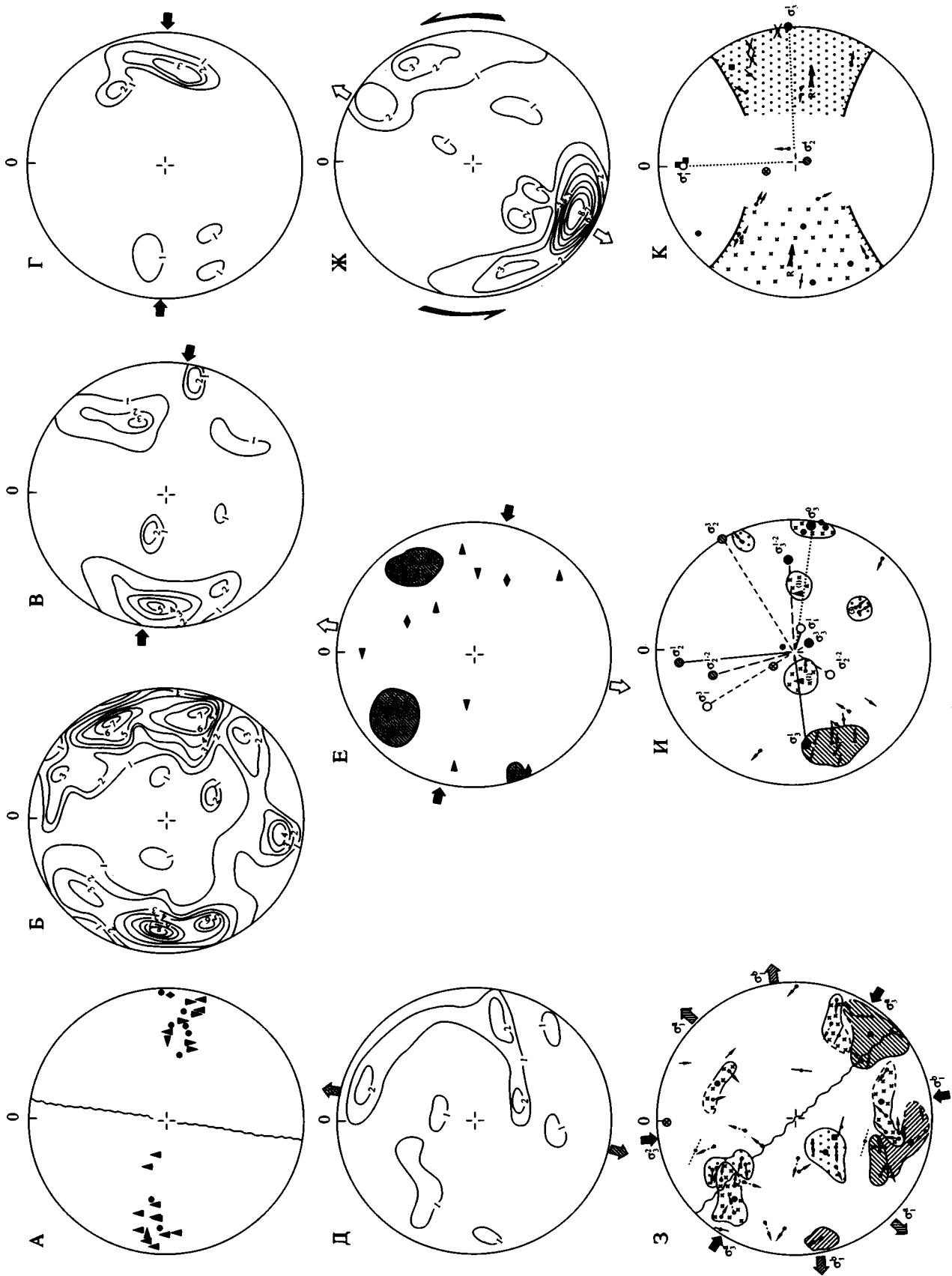


Рис. 6. Начало.

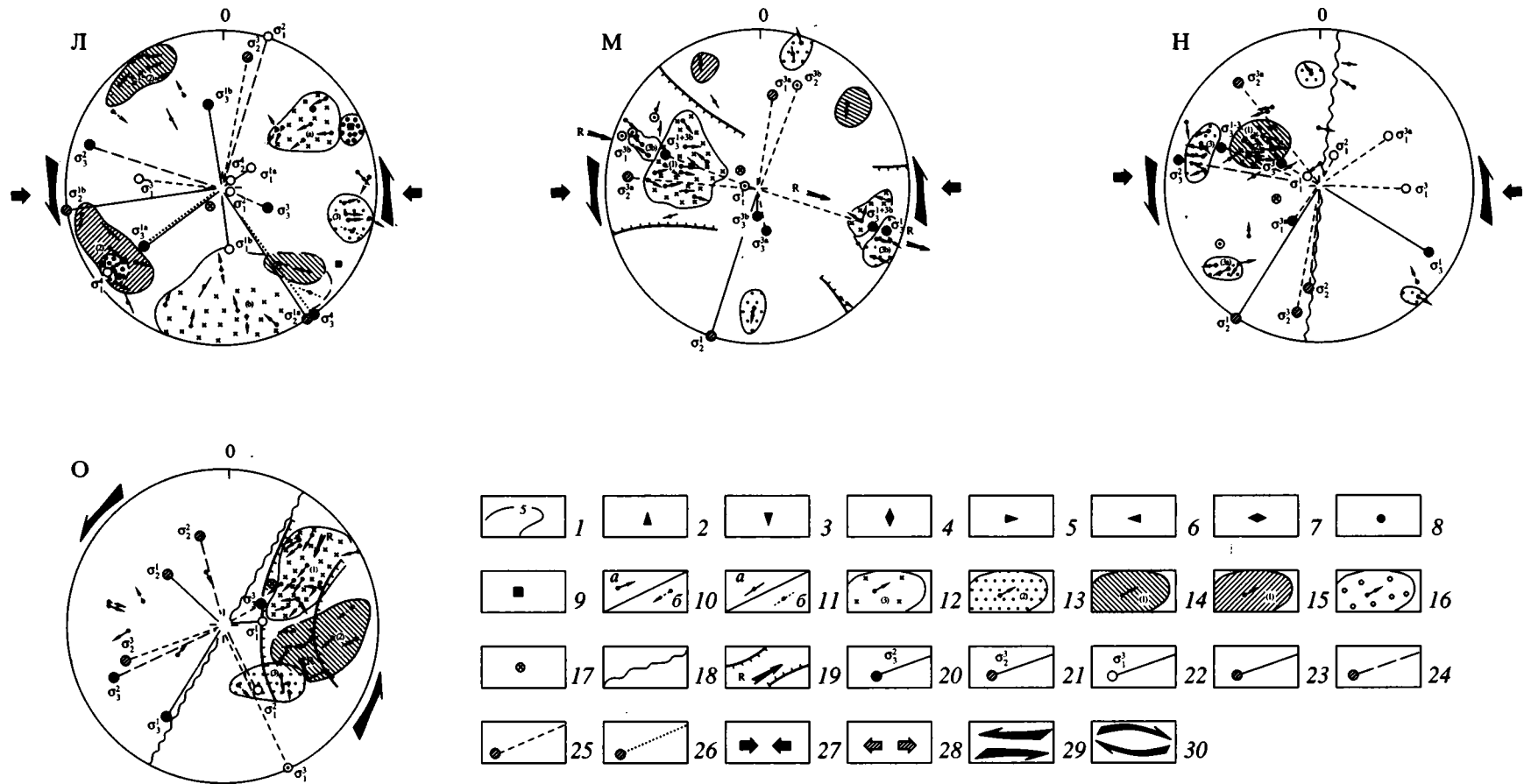


Рис. 6. Стереогаммы трещиноватости грабена Эль Габ: А – полюса мезоструктур, ориентированных параллельно западному борту грабена; Б–Ж – сводные диаграммы плотности трещиноватости западного борта грабена: Б – все замеренные мезоструктуры, В – взбросы и надвиги, Г – кливаж, Д – сбросы, Ж – жилы; З–О – станции замеров трещиноватости: З – № 15, И – № 20 (сел. Наби Джурин), К – № 22 (хр. Джебель Ансарийе к северо-западу от горы Наби Матта), Л – № 24 (сел. Шахта-Эль Хейдарийе), М – № 27 (гора Наби Матта), Н – № 31 (сел. Клейдин), О – № 25. Местоположение станций показано на рис. 2.

1 – изолинии плотности трещиноватости; 2–9 – полюса зеркал скольжения: 2 – взбросы и надвиги, 3 – сбросы, 4 – трещины со смещением по падению сместителя, 5 – правые сдвиги, 6 – левые сдвиги, 7 – трещины со смещением по простиранию сместителя, 8 – кливаж, 9 – жилы; 10 – векторы скольжения с отчетливо выраженной кинематикой (а – достоверные, б – предполагаемые); 11 – направления скольжения, с неотчетливо выраженной кинематикой (а – достоверные, б – предполагаемые); 12–16 – популяция трещин одного и того же кинематического типа с условным номером и усредненным вектором скольжения: 12 – взбросы и надвиги, 13 – сбросы, 14 – правые сдвиги, 15 – левые сдвиги, 16 – раздвиги; 17 – полюса слоистости; 18 – ориентировка регионального разлома, в зоне которого произведены замеры; 19 – пояса вращения с усредненным вектором скольжения; 20–22 – полюса главных осей напряжений (цифра сверху обозначает номер популяции мезоразрывов): 20 – максимального сжатия (σ_3), 21 – средней оси (σ), 22 – максимального растяжения (σ_1); 23–26 – проекции осей напряжений, определенные: 23 – по взбросам и надвигам, 24 – по сдвигам, 25 – по сбросам, 26 – по раздвигам; 27–28 – усредненные направления напряжений: 27 – горизонтального сжатия, 28 – горизонтального растяжения; 29 – направления регионального сдвига, установленные по мезотектоническим данным (встречные стрелки, приложенные к сдвигу, означают наличие компоненты сжатия), 30 – сдвиги с вращением.

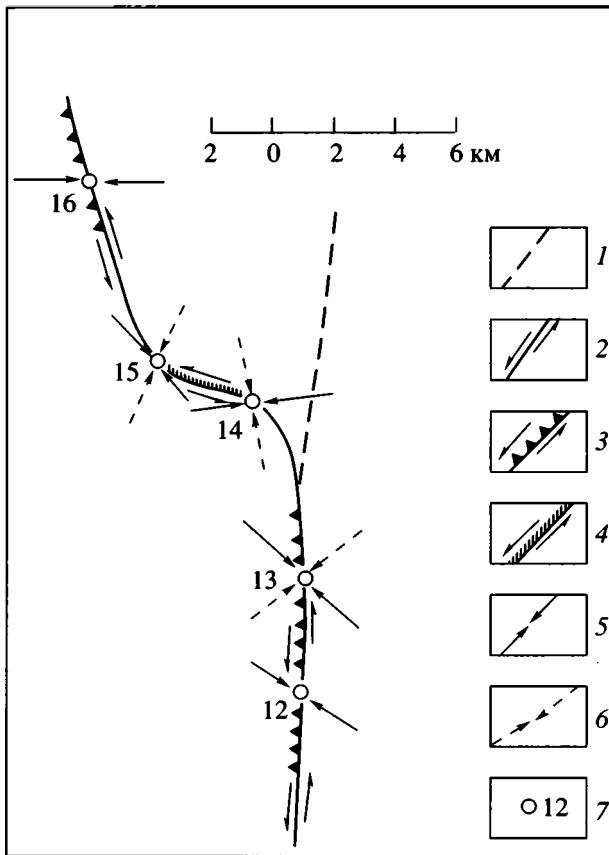


Рис. 7. Схема, иллюстрирующая ориентировку горизонтальной проекции оси максимального сжатия (минимального растяжения) σ_3 для южного борта грабена Эль Габ (местоположение станций наблюдения см. на рис. 2).

1 – разлом восточного ограничения грабена; 2–4 – магистральный отрезок Левантинского разлома и юго-западное ограничение грабена: 2 – левые сдвиги, 3 – левые сдвиги с компонентой взброса, 4 – левые сдвиги с компонентой сброса; 5 – горизонтальная проекция оси σ_3 , установленная уверенно; 6 – горизонтальная проекция оси σ_3 , установленная предположительно; 7 – станции замеров трещиноватости.

зическим моделированием установлено [5], что при возникновении разлома создавшее его поле напряжений деформируется таким образом, что на главном отрезке разлома ось сжатия становится поперечной, а в области затухания – продольной к нему (рис. 9). Именно это и наблюдается на востоке грабена Эль Габ. Многочисленные сбросы северо-западного простирания, свидетельствующие о северо-восточной ориентировке оси удлинения, откартированы в удаленной от бортового разлома части восточного плеча грабена [6], что служит подтверждением выдвинутой гипотезы.

Осевая часть грабена перекрыта молассами. Тем не менее редко в районе сел. Джуриин, Аль

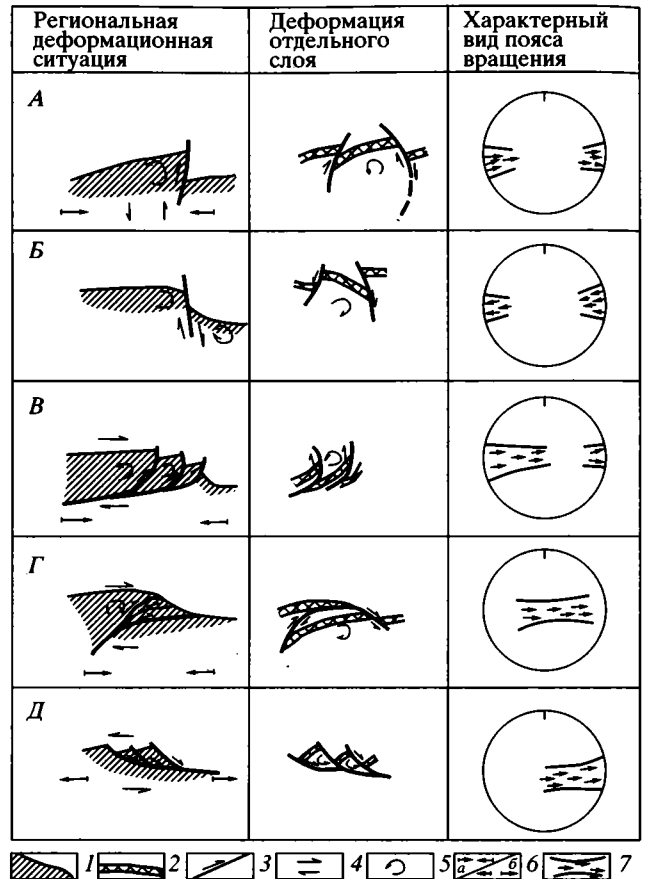


Рис. 8. Зависимость морфологии поясов вращения на стереограммах трещиноватости от деформационной обстановки (принципиальная схема): А – антитетический субвертикальный взброс (сброс), со сжатием поперек сместителя; Б – синтетический субвертикальный взброс (сброс): обстановка флексурного изгиба; В – антитетический надвиг; Г – синтетический надвиг; Д – антитетический сброс: обстановка горизонтального растяжения.

1 – тектонические блоки; 2 – слоистость; 3 – разломы (стрелка направлена в сторону активного смещения крыла); 4 – простой сдвиг; 5 – вращение блоков; 6 – направления горизонтального сжатия (а) и горизонтального растяжения (б); 7 – следы скольжения, образующие пояс вращения.

Хатиб на границе с рыхлым покровом, то есть вблизи центральной части грабена удастся проследить, как кливажированные, со взбросовым стилем мезоструктуры, юрские породы к востоку резко, иногда по разлому, сменяются породами того же возраста, переполненными жилами кальцита северо-западной ориентировки (см. рис. 6, Ж). Здесь поле деформаций принципиально отличается от такового в западном борту грабена наличием ярко выраженного растяжения и ориентировкой раздвигов, соответствующей полю деформаций меридионального левого сдвига. Максимумы жил образуют характерные “хвосты” на диаграммах, свидетельствующие о вращении жил против часо-

вой стрелки. Очевидно, последние возникли под острым углом к сдвигу, затем в процессе деформации развернулись против часовой стрелки до почти поперечного к нему простирания, попутно приоткрываясь, но достигнув положения, при котором растяжение начинает сменяться сжатием, приостанавливали свое развитие как раздвиги.

Обсуждение результатов. Мезотектонические наблюдения показывают, что оба борта грабена Эль Габ формировались в условиях субширотного сжатия, но судя по комплексу мезо- и макротектонических данных его природа неодинакова для западного и восточного плечей. Для последнего это сжатие связано с искажением материнского поля напряжений, генерировавшего меридиональный левый сдвиг, и очевидно, охватывало узкую зону последнего. Западное плечо грабена сжато на гораздо большую ширину – почти до Средиземного моря, хотя реализация сжатия при этом меняется: надвиговое поле деформаций, развитое около самого бортового уступа, к западу замещается сдвиговым на моноклинали Джебель Ансарийе. Поле деформаций левого сдвига для западного разлома выражено хуже, чем для восточного.

Центральная часть грабена, хотя об этом можно судить только по отдельным обнажениям, растянута, что предоставляет возможность объяснить широтное сжатие его западного плеча компенсацией такого расширения. Левый сдвиг северо-западного простирания вдоль южной границы грабена может замыкать блок, смещавшийся к западу с вращением. Однако признаков существенного широтного растяжения в центральной части грабена нет: ось максимального удлинения ориентирована в северо-восточном направлении.

АНАЛИЗ ВОЗМОЖНЫХ МОДЕЛЕЙ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАБЕНА

Для объяснения механизма формирования любого ромбовидного присдвигового грабена могут быть привлечены следующие обстановки (рис. 10): поперечное растяжение (рифт), поперечное сжатие (рампы), вертикальное проседание, диагональное присдвиговое растяжение (пулл-апарт), присдвиговое вращение (сдвиговый дуплекс) и горизонтальное растяжение на участке затухания сдвига.

Рифтовая модель предполагает (рис. 10, А), что все меридиональные разломы, ограничивающие грабен, должны быть сбросами или раздвигами, а разломы северо-западного простирания на севере и юге – правыми сдвигами. Вышеприведенные данные противоречат данному механизму. Горизонтальное растяжение присутствует в осевой зоне грабена, но оно ориентировано не субширотно, а в северо-восточном направлении. Меридиональные мезотектонические сбросы количественно уступают меридиональным надвигам.

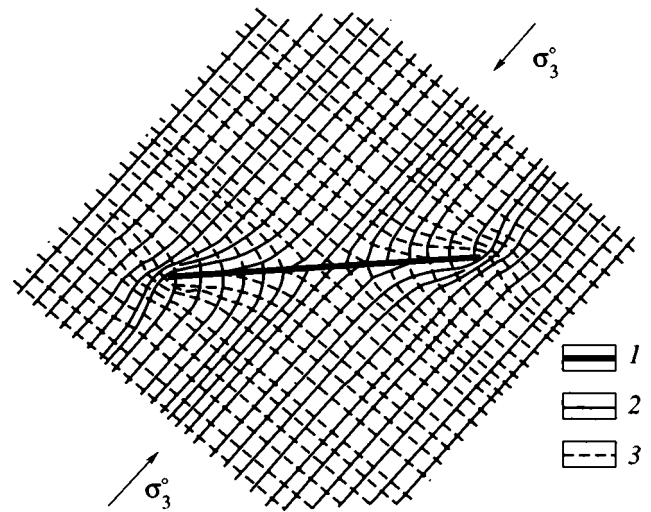


Рис. 9. Схема, иллюстрирующая искажение поля напряжений, генерировавшего разрыв после возникновения последнего, по [5].

1 – разрыв, 2 – ось максимального сжатия σ_3 , 3 – ось максимального растяжения σ_1 .

Рамповая модель означает наличие взбросо-надвиговой составляющей смещения у меридиональных разломов (рис. 10, Б). Признаки этого имеются, особенно для западного борта. Уступы северо-западного простирания в таком поле напряжений должны быть левыми сдвигами, что надежно фиксируется для южного из них. Однако рамповая модель не способна объяснить растяжение в центре грабена и обязательно должна быть увязана с левым сдвигом.

Модель вертикального проседания могла проявиться в формировании крутых флексур, имеющих на юге грабена (рис. 10, В), но она также не объясняет левого сдвига по бортовым разломам. Кроме того, подобному представлению противоречат мезотектонические данные о характере сбросо-надвиговых поясов вращения, свидетельствующие об антитетическом подвороте западного плеча грабена (сравните рис. 8, А и 8, Б).

Пулл-апартная модель. Учитывая данные об ориентировке жил, она может рассматриваться для центральной части грабена (рис. 10, Г, Д). Вместе с тем, малая амплитуда сдвига (не более 20 км) недостаточна для полного пулл-апартного раскрытия (рис. 10, Г) сорокакилометрового зияния (рис. 10, Г), поэтому может рассматриваться только вариант частичного растяжения (рис. 10, Д). Следующий контраргумент – неотчетливое северное ограничение грабена и недостаточно ясный кинематический тип бортовых разломов. Как известно, классическая пулл-апартная модель требует правильной ромбовидной конфигурации впадины, кулисного расположения ограничивающих ее сдвигов и их одинаковой

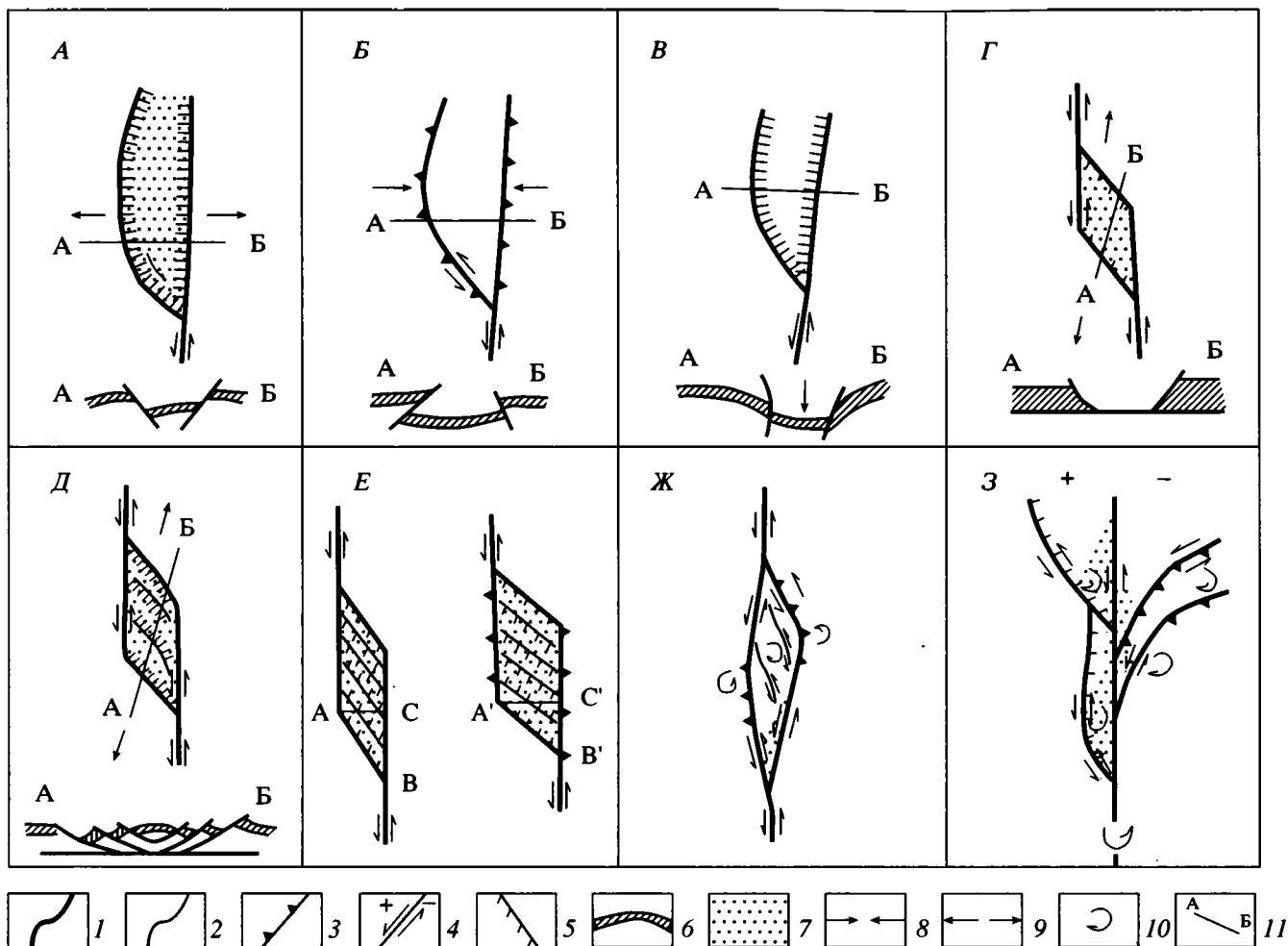


Рис. 10. Модели формирования присдвиговых грабенов: А – рифт; Б – рампы; В – флексурный изгиб (вертикальное проседание); Г – классический пулл-апорт (полный разрыв растягиваемого слоя коры; ширина грабена в ходе деформации не меняется); Д – пулл-апорт с неполным разрывом слоя коры; Е – пулл-апорт, расширяющийся в ходе деформации (слева – до деформации, справа – после деформации); Ж – сдвиговый дуплекс; З – сдвиговый веер.

1 – разломы ограничения грабена; 2 – прочие разломы; 3 – взбросы и надвиги; 4 – сдвиги (плюс обозначает квадрант сжатия, минус – квадрант растяжения); 5 – сбросы; 6 – слоистость; 7 – области растяжения; 8 – направление горизонтального сжатия; 9 – направление горизонтального растяжения; 10 – направление вращения блоков; 11 – направления разрезов, схематически иллюстрирующих стиль деформации внутри грабена.

амплитуды. В нашем же случае есть основание считать, что главный сдвиг ушел не на запад, а продолжает основную линию Левантинского разлома.

Наконец, пулл-апартная модель объясняет формирование только центральной части грабена Эль Габ. Для истолкования же структуры его бортов приходится искать механизм трансформации горизонтального растяжения в сжатие. Таким может быть расширение пулл-апартного грабена в результате его скашивания в зоне сдвига (см. рис. 10, Е), что подтверждено вращением жил. Легко видеть однако, что подобное искажение плановой конфигурации присдвигового грабена заметно расходится с образом классическо-

го пулл-апартного бассейна, жестко ограниченного параллельными сдвигами.

Модель сдвигового дуплекса требует обязательного левого сдвига вдоль разломов меридионального и северо-западного направлений (рис. 10, Ж). При этом, хотя основное вращение в зоне левого сдвига будет направлено против часовой стрелки, блок, заключенный внутри дуплекса, поворачивается в противоположном направлении. В результате этот блок, работая как эксцентрик, вызывает ассиметричную деформацию стенок. Таким механизмом может быть объяснено сжатие и воздымание южной части Джебель Ансарийе, а также формирование против нее треугольной впадины на юго-востоке грабена. Важными под-

тверждениями поворота являются левый сдвиг вдоль южного уступа, северо-западного простирания, и его плавный изгиб, свидетельствующий о вращении. Вместе с тем, модель сдвигового дуплекса не в состоянии объяснить погружения грабена в целом и рассматривать ее можно только с каким-то иным способом формирования впадины. Кроме того, к данной модели адресуются те же возражения, что и к пулл-апартовой: неопределенность северной границы грабена и слабое проявление левого сдвига по западному разлому.

Модель сдвигового веера ранее не использовалась для объяснения генезиса присдвиговых впадин (рис. 10, З), хотя расщепление сдвигов – факт известный [15]. Особенно важно разобраться с тем влиянием, которое оказывает на структурный рисунок вращение блоков. На участке главной трассы сдвига, где его горизонтальная амплитуда наращивается либо не падает, вращение крыла может быть только попутным смещению, то есть синтетическим (для левого сдвига против часовой стрелки). Там, где разлом теряет амплитуду, знак вращения противоположен. Суть любого сдвигового веера – распространение деформации по латерали, а не вдоль разлома, что обеспечивается только антитетическим (для левого сдвига по часовой стрелке) типом вращения крыла [3]. При этом морфология оперяющих сдвигов будет принципиально различаться для квадрантов сжатия и растяжения. В первом из них антитетическое вращение восточного крыла меридионального сдвига будет аппроксимироваться выпуклой к северу конфигурацией оперяющего разрыва, тогда как во втором – наоборот, к югу. Если разветвление начинается постепенно (рис. 10, З, внизу), здесь могут присутствовать достаточно длинные узкие грабены.

Структуры растяжения (сбросы, жилы) везде будут ориентированы в соответствии с полем деформаций левого сдвига, то есть в северо-западной направлении, но их концентрация на площади зависит от многих факторов, и прежде всего – от знака вращения блоков. Поскольку последнее направлено по часовой стрелке, максимум растяжения придется на южные части последних и образующиеся в результате впадины-сфенохазмы приобретут треугольную форму. Сильнее всего растяжение проявится для самых южных ветвей веера (см. рис. 10, З), тесно сближенных с основным сдвигом. Узкий блок, заключенный между ними, в наибольшей степени проявляет свойства эксцентрика.

Модель сдвигового веера объясняет многие особенности морфологии и деформации грабена Эль Габ. Его прогибание может быть связано с приуроченностью к квадранту растяжения на участке затухания крупного сдвига, а образование треугольной впадины на юго-востоке увязывается с

вращением по часовой стрелке центрального блока, которое, в свою очередь, обуславливает компенсационное сжатие мегантиклинали Джебель Ансарийе, особенно сильное на юге. Рассматриваемый механизм не сталкивается с необходимостью считать западный разлом грабена основным сдвигом в кулисном сочленении. Напротив, он лучше увязывается с имеющимися данными о приоритете восточного сдвига. Становится понятной продольная асимметрия грабена: его расширение к югу, четкость южной границы и распыленность северной, характерная криволинейная форма в плане южной границы, свидетельствующая о вращении центрального блока. Наконец, разветвление Левантинского разлома хорошо видно на геологических картах [6] и космических снимках (см. рис. 4, А).

Подчеркивая преимущество рассматриваемой модели перед пулл-апартовой и сдвигово-дуплексной, добавим, что она включает и предусматриваемые последними элементы деформации – северо-западную ориентировку раздвигов, левый сдвиг по ограничивающим грабен разломам северо-западного простирания и вращение по часовой стрелке блока внутри грабена.

Если верно вышеизложенное, это позволяет поставить вопрос о выделении нового вида присдвигового бассейна – **“веерного грабена”**, образующегося в квадранте растяжения на участке разветвления сдвига.

Данные, приведенные в статье, позволяют иначе взглянуть на природу Галилейского грабена, который также рассматривается в качестве обыкновенного рифта либо пулл-апарта [16, 17, 19]. В пользу последнего действительно может свидетельствовать перескок линии трансформного разлома влево. Однако здесь также происходит его веерообразное расщепление, связанное с частичным затуханием в районе Ливана [24]. На космических снимках прекрасно видны черты структурного родства Галилейского и Эльгабского разветвленных сдвигов: трехступенчатое расширение веера, характерные дугообразные изгибы оперяющих сдвигов, свидетельствующие об антитетическом вращении крыльев, продольная асимметрия грабенов, выражающаяся в большей отчетливости их южной границы по сравнению с северной, и их расширении к югу (рис. 4, Б). Таким образом, впадина Галилейского озера представляет собой еще один веерный грабен, образовавшийся на участке бифуркации трансформного разлома. Как Эльгабский, так и Галилейский вееры связаны с резким падением амплитуды сдвига около пересекаемых им структур сжатия: фронтальных складок Альпийского пояса и Пальмирской складчатой зоны соответственно.

РАЗРАСТАНИЕ ЛЕВАНТИНСКОГО РАЗЛОМА И ПРОБЛЕМА ТРАНСФОРМАЦИИ РАСКРЫТИЯ КРАСНОГО МОРЯ

Наличие участков расщепления Левантинского разлома подтверждает идею о его пропагации к северу [4, 8]. В пользу этого свидетельствует и направленные туда же омоложение базальтов [2, 9].

Возникнув в раннем миоцене в связи с начальным рифтогенезом в Красном море [20], Левантинский разлом быстро распространился к северу до Ливана, где он увяз в осадках Пальмирского авлакогена и разветвился. На участке торможения восточного крыла сдвига начали расти мегантиклинали Ливана и Антиливана. В позднемiocен-раннеплиоценовую фазу раскрытия Красного моря образовался сирийский отрезок разлома. Его возникновение готовилось воздыманием свода и вулканизмом плато Шин (6.2-4.8 млн. лет), но сам разлом проявился только в начале плиоцена, когда были смещены базальты Шин и стали отлагаться молассы грабена Эль Габ. Молодые базальты Джиср Эш Шугура (1.3–1.1 млн. лет, [9]) могут соответствовать времени заложения наиболее северного магистрального ствола разлома, проникающего до хр. Курддаг. Эта третья по счету фаза пропагации совпадает с раннечетвертичным эпизодом активизации спрединга в Красном море [20]. Таким образом, в качестве единого целого Левантинский разлом оформился только в квартере. В конце миоцена-раннем плиоцене обозначился его резкий коленообразный излом в районе Ливана. В кинематическом отношении это изгиб задерживающего типа, обусловивший смятие и левосторонний простой сдвиг запада Аравийской плиты [4].

Некоторые исследователи отмечали снижение горизонтальной амплитуды Левантинского разлома в сирийском сегменте [4, 8, 13]. Если добавить отсутствие здесь сдвига вплоть до конца миоцена, дополнительно усложняется и так запутанная проблема трансформации более чем 100-километрового раскрытия Красного моря. При этом не представляются удачными попытки объяснить снижение амплитуды гипотетическим отгибанием трансформного разлома в море [19], либо на северо-восток через всю Аравийскую платформу [8, 18], а также поддвигом в Пальмирской зоне: первая – из-за отсутствия прямых данных, подтверждающих подобные варианты изменения трассы разлома, вторая – из-за небольшого размера поперечного укорочения Пальмирид [15]. Мало что добавит в общий баланс масс и точка зрения о рассредоточении сдвиговой деформации внутрь Аравийской плиты в результате огибания ею препятствия – изгиба Левантинского разлома – хотя происхождение всего ансамбля внутриплитных структур она объясняет достаточно полно.

Остается предполагать, что трансформное смещение аккомодируется пластической деформацией по типу простого сдвига. Сам же трансформный разлом, картируемый на поверхности, представляет собой лишь усложнение широкой зоны скашивания и, по сравнению с ней, имеет существенно меньшую амплитуду и запаздывающий тип развития. Размер горизонтального смещения в зоне простого сдвига оценить не так-то просто, но, судя по длительности (начиная с миоцена [10, 17, 25]) проявления этой деформации, он может быть значительным. По нашему мнению, левым простым сдвигом может быть вызвано доказанное палеомагнитными данными скашивание блоков против часовой стрелки в Израиле – Южном Ливане [23]. Правда, это вращение связывается [23] с деформацией чистого сдвига в связи с широтным сжатием западного крыла трансформного разлома. Однако там же сообщается о существенно большем (40–50°) повороте правых сдвигов по сравнению с левыми (15–25°), что как раз хорошо укладывается в концепцию простого сдвига.

В пределах сирийского сегмента трансформной зоны деформация простого сдвига засвидетельствована эшелонированным строением мегавала, к которому приурочен Левантинский сдвиг, и наличием антитетических правых сдвигов к западу от последнего. Палеомагнитные данные по Сирии пока отсутствуют, но тем не менее эти разломы занимают там то же структурное положение, что и правые сдвиги Израиля и Южного Ливана и обладают той же развернутой – северо-восточной ориентировкой. Важно отметить, что как эшелонированные складки, так и антитетические правые сдвиги в Сирии сформировались до трансформного разлома: первые “запечатаны” гельветскими отложениями, а вторые – плиоценовыми. Средняя ширина зоны простого сдвига в сирийском сегменте трансформного разлома, если исключить участок ее аномального расширения в Пальмиридах [4], составляет 40–50 км. Ширина же присдвиговой зоны вязкого волочения не превышает 1–2 км. Следовательно, образование трансформного разлома привело к охрупчиванию его крыльев и прекращению деформации простого сдвига.

ВЫВОДЫ

Материал, приведенный в статье, показывает, что происхождение грабена Эль Габ не может быть полноценно охарактеризовано ни одним из известных вариантов образования присдвиговых впадин. Наиболее адекватно объясняет все особенности макро- и мезоструктуры грабена ранее не рассматривавшаяся в литературе модель растяжения в точке разветвления затухающего сдвига. Особый вид присдвигового бассейна, возникающего в подобном месте, назван “веерным грабеном”. Данный вариант деформации совместим с

пулл-апартовым, сдвигово-дуплексным и даже рамповым механизмами, которые способны проявиться в разных местах сдвигового веера.

Аналогом грабена Эль Габ является грабен Галилейского озера, возникший в другом месте разветвления сдвига – перед Ливаном. Наличие подобных структур в сочетании с данными о возрасте моласс и базальтов подтверждает идею пропагации трансформного разлома к северу. Последний представляет собой лишь поверхностное выражение широкой (до 50 км) и более древней (заложившейся в начале миоцена) пластической зоны скашивания, аккомодировавшей относительное смещение Аравийской и Синайской плит. Это, в свою очередь, снимает проблему компенсации недостающей амплитуды смещения в северном сегменте сдвига: левосдвиговые деформации пластическая и хрупкого разрушения оказываются в едином парагенезе и лишь сменяют друг друга во времени и пространстве.

Полевые работы выполнены на средства Геологического института РАН и Министерства нефти и минеральных ресурсов Сирии. Участие в программах "Peri-Tethys" (грант № 95-41) и РФФИ (гранты № 96-05-65870 и 97-07-90074) помогло глубже проанализировать собранный материал. Авторы консультировались с Е.В. Девяткиным, А.Е. Додоновым, Н.В. Короновским, Ю.Г. Леоновым и Е.В. Шарковым, а Л.М. Расцветаев любезно помог при интерпретации стереограмм трещиноватости.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Гущенко О.И.* Определение тектонических полей напряжений методом кинематического анализа структур разрушения (в связи с прогнозом сейсмической опасности) // Природа и методол. опред. тектон. напряж. в верх. части земн. коры. Апатиты: Изд-во Кольского филиала АН СССР, 1982. С. 35–52.
2. *Девяткин Е.В., Додонов А.Е., Шарков Е.В.* Рифтовая впадина Эль Габ: структура, стратиграфия, история развития (Сирия) // Стратиграфия и геологическая корреляция. 1997. Т. 5. № 4. С. 55–67.
3. *Копп М.Л.* Структурные рисунки, связанные с продольными перемещениями внутри складчатых поясов (на примере Средиземноморско-Гималайского пояса) // Геотектоника. 1991. № 1. С. 15–27.
4. *Копп М.Л., Леонов Ю.Г., Аджамян Ж.* Деформации запада Аравийской плиты как результат сдвиговых перемещений по Левантскому разлому // Геотектоника. 1994. № 3. С. 61–76.
5. *Осокина Д.Н.* Моделирование тектонических напряжений, обусловленных разрывами и неоднородностями в земной коре // Экспериментальная тектоника: методы, результаты и перспективы. М.: Наука, 1989. С. 163–196.
6. *Поникаров В.П., Казьмин В.Г., Козлов В.В. и др.* Геология и полезные ископаемые зарубежных стран. Сирия. Л.: Недра, 1969. Вып. 18. 216 с.
7. *Расцветаев Л.М.* Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Пробл. структурно-геол. и физико-тектон. процессов. М.: Геологический ин-т АН СССР, 1987. С. 173–235.
8. *Трифонов В.Г., Трубихин В.М., Аджамян Ж. и др.* Левантская зона разломов на северо-западе Сирии // Геотектоника. 1991. № 2. С. 63–75.
9. *Шарков Е.В., Чернышев И.В., Девяткин Е.В. и др.* Геохронология позднекайнозойских базальтов Западной Сирии // Петрология. 1994. Т. 2. № 4. С. 439–448.
10. *Bartov Y., Steinitz G., Eyal M., Eyal Y.* Sinistral movement along the Gulf of Akaba – its age and relation to the opening of the Red Sea // Nature. 1980. V. 285. P. 220–222.
11. *Ben Avraham Z., Zoback M.D.* Transform-normal extension and asymmetric basins: an alternative to pull-apart models // Geology. 1992. V. 18. P. 1235–1239.
12. *Chaimov T.A., Barazangi M., Al-Saad D. et al.* Crustal shortening in the Palmyride fold belt, Syria, and implication for movement along the Dead Sea fault system // Tectonics. 1990. V. 9. № 6. P. 1369–1386.
13. *Darkal A.N., Krauss M., Ruske R.* The Levant fault zone Z. geol. Wiss. Berlin. 1990. Bd. 18. H. 6. S. 549–562.
14. *Eyal Y., Reches Z.* Tectonic analysis of the Dead Sea rift region since Late Cretaceous based on mesostructures // Tectonics. 1983. V. 2. № 2. P. 167–185.
15. *Freund R.* Kinematics of transform and transcurrent faults // Tectonophysics. 1974. V. 21. № 1/2. P. 93–134.
16. *Freund R., Garfunkel Z., Zak J. et al.* The shear along the Dead Sea rift. Phil. Trans. Roy. Soc. London. 1970. A. V. 267. P. 107–130.
17. *Garfunkel Z.* Internal structure of the Dead Sea leaky transform (rift) in relation to plate kinematics // Tectonophysics. 1981. V. 80. P. 81–108.
18. *Giannerini G., Campredon R., Feraud G., Abou Zakhem B.* Deformations intraplaques et volcanisme associe: exemple de la bordur NW de la plaque Arabique au Cenozoique. Bull. Soc. geol., France, Ser. 8. 1988. t. IV. № 6. P. 937–947.
19. *Girdler R.W.* The Dead Sea transform fault system // Tectonophysics. 1990. V. 180. № 1. P. 1–13.
20. *Hempton M.R.* Constraint on Arabian plate motion and extensional history of the Red Sea // Tectonics. V. 6. № 6. P. 687–705.
21. *Quennel A.M.* The western Arabia rift system. The geological evolution of the East Mediterranean // Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. № 17. 1984. P. 775–788.
22. *Reches Z.* Mechanical aspects of push-apart basins and push-up swells with applications to the Dead Sea transform // Tectonophysics. 1987. V. 141. № 1/3. P. 75–88.

23. *Ron H., Eyal V.* Intraplate deformation by block rotation and mesostructures along the Dead Sea transform, northern Israel // *Tectonics*. 1985. V. 4. № 1. P. 85–105.
24. *Walley C.D.* A braided strike-slip model for the northern continuation of the Dead Sea fault and its implications for Levantine tectonics // *Tectonophysics*. 1988. V. 145. P. 63–72.
25. *Zak J., Freund R.* Asymmetry and basin migration in the Dead Sea rift // *Tectonophysics*. 1981. V. 80. P. 27–38.

Рецензенты: Ю.Г. Леонов, Н.В. Короновский

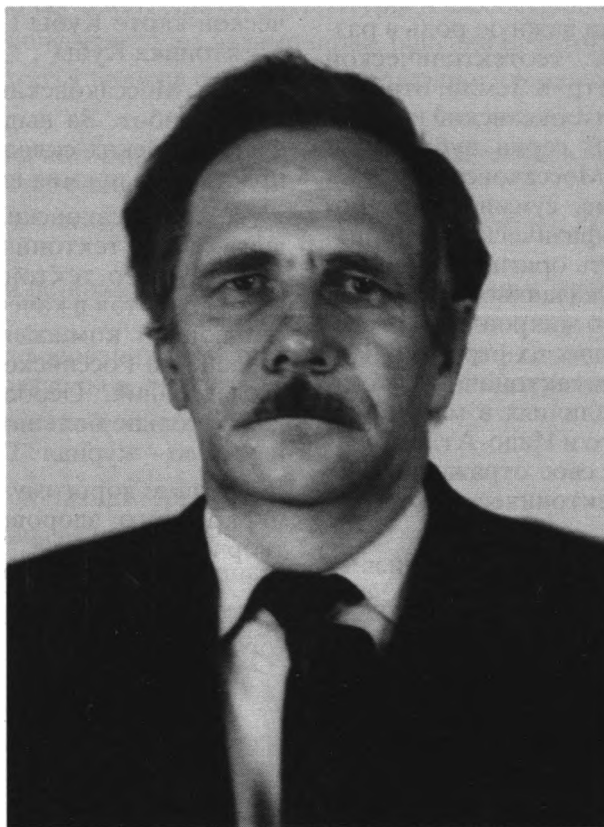
Mechanism of Formation of the El Ghab Wrench Graben (Syria) and the Levant Transform Fault Propagation

M. L. Kopp, Zh. Adzhamyan, K. Il'yas, F. Fakiani, and A. Khafez

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

None of the usual wrench basin formation mechanisms can account for the origin of the El Ghab graben. All details of the observed structural pattern, macro- and mesoscale structures of the graben may be best attributed to a model of extension in a splay-out zone of a dying wrench fault, which has never been discussed in literature before. This peculiar type of an extensional wrench extension basin, initiated in the structural position mentioned above will be denoted as "a fan graben". The occurrence of such structures in the Levant fault zone together with data on the timing of deformations confirms the northward propagation of the Levant fault. The latter, in its turn, settles the problem of uncompensated horizontal displacement amplitude in the northern segment of the wrench fault, considering that the left-slip ductile and brittle deformations are paragenetic and alternating with space and time.

АЛЕКСАНДР АЛЕКСАНДРОВИЧ МОССАКОВСКИЙ (К 70-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ)



Исполнилось 70 лет заместителю главного редактора журнала “Геотектоника”, заведующему Лабораторией геодинамики фанерозоя Геологического института РАН, доктору геолого-минералогических наук, профессору А.А. Моссаковскому.

Видный ученый в области геотектоники и региональной геологии, Александр Александрович Моссаковский внес большой вклад в изучение структуры и проблем тектонического развития складчатых поясов Земли. Выдающиеся значения имели исследования А.А. Моссаковского по геологии Алтая, Саян, Монголии и Кубы. Новаторские разработки, касающиеся региональной геодинамики и магматизма, позволили ему сформулировать ряд фундаментальных положений сравнительной тектоники, существенно продвинувших общее понимание процессов формирования складчатых сооружений фанерозоя.

А.А. Моссаковскому принадлежат научные труды по нескольким направлениям современной геотектоники. В первую очередь следует отметить исследования связей тектоники и магматизма (особенно орогенного), которые привели к созданию принципиально новой модели образования вулканоплутонических поясов как зон взаимодействия палеоконтинентов и палеоокеанов. Этому вопросу посвящена широко известная монография “Орогенные структуры и вулканизм палеозойд Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры”.

Другое важное направление исследований А.А. Моссаковского – выявление в пределах современных континентов фрагментов палеоокеанических бассейнов, выяснение особенностей их развития и преобразования в покровно-складчатые системы. Эти работы были выполнены А.А. Моссаковским и коллективом его сотрудников на примере складчатых сооружений Цен-

тральной Азии, Казахстана и Урала. Региональные и обобщающие работы на эту тему, опубликованные в 80–90-е годы, позволили сформулировать основные положения о Палеоазиатском океане (Палеопацифике) и океане Палеотетис как типовых структурах фанерозоя, выявить главные различия в их строении (мозаичный и линейный стили) и геодинамической эволюции (аккреционно-автохтонный и коллизионно-аллохтонный механизмы).

Эти исследования сыграли важную роль в разработке фундаментальной геотектонической концепции об общей асимметрии Земли, отражением которой является ее Тихоокеанский и Индо-Атлантический сегменты. В серии публикаций (Ю.М. Пушаровский, А.А. Моссаковский и др.), посвященной этой проблеме, суммированы новейшие геологические и геофизические материалы, позволившие предложить оригинальную модель глубинного строения указанных сегментов, разработать представления о микроплитных системах в качестве разделяющих их структур. Все это легло в основу общей геотектонической концепции о существенных различиях в мантийной геодинамике Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов, нашедшей свое отражение в их строении и особенностях тектонического развития.

Александр Александрович Моссаковский внес большой вклад в развитие отечественной тектонической картографии: при его активном участии

создавались Тектоническая карта Северной Евразии (1 : 5000000), Тектоническая карта Монголии (1 : 1500000) и др. Особо следует отметить роль А.А. Моссаковского в изучении геологии Кубы. Возглавляя группу геологов Геологического института РАН, он выдвинул принципиально новые идеи о геологическом строении острова. Результаты этих исследований отражены на Геологической карте Кубы (1 : 250000), Тектонической карте Кубы (1 : 500000) и в монографии “Тектоника Кубы”.

А.А. Моссаковский опубликовал более 140 научных работ. За выдающийся вклад в изучение фанерозойских складчатых поясов Евразии ему присуждена премия им. Н.С. Шатского (1994).

А.А. Моссаковский – член Комиссии по международным тектоническим картам, член Межведомственного тектонического комитета. Много лет он работал в качестве эксперта Высшей аттестационной комиссии по присуждению ученых степеней и Российском фонде фундаментальных исследований. Особенно следует отметить исключительно большой вклад юбиляра в наше общее дело – журнал “Геотектоника”.

Желаем дорогому Александру Александровичу крепкого здоровья, благополучия и новых творческих успехов.

Редколлегия

ПРАВИЛА ПРЕДСТАВЛЕНИЯ СТАТЕЙ В ЖУРНАЛ “ГЕОТЕКТОНИКА”

1. Работа должна быть представлена на русском или английском языках. Объем статей не должен превышать 32 страниц, включая текст, список литературы и иллюстрации.

2. Текст рукописи представляется в трех экземплярах, рисунки и фотографии – в трех экземплярах.

3. Конструкция статьи. Статья должна содержать следующие элементы:

а) Заглавие.

б) Фамилии и инициалы авторов; полные названия учреждений, в которых выполнена работа, с указанием города и почтового индекса.

в) Резюме, в котором должны быть изложены главные выводы. Размер резюме – не менее 200 и не более 400 слов.

г) Введение, в котором необходимо указать цель исследования. Здесь же уместны исторические сведения.

д) Описание метода исследования (если он не стандартен) и фактического материала. Необходимо разбить описание на разделы и снабдить их заголовками и подзаголовками.

е) Результаты исследования и их обсуждение.

ж) Заключение.

з) Список цитированной литературы.

и) Таблицы (на отдельных страницах).

к) Подписи к рисункам (с новой страницы).

4. Первый экземпляр текста статьи должен быть подписан авторами. На отдельном листе необходимо указать фамилию, почтовый адрес, номера телефона и телекса автора, с которым редакция будет поддерживать связь.

5. Требования к тексту рукописи.

а) Рукопись необходимо печатать через два интервала, оставляя слева поля 4 см, на машинке с нормальным шрифтом или на компьютере шрифтом № 12. Обязательно представление первого экземпляра машинописи.

б) Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции. В русской транскрипции даются и названия зарубежных географических пунктов.

в) Список цитируемой литературы составляется по алфавиту: сначала – русскому, затем – латинскому. В списке литературы приводятся фамилии и инициалы всех авторов, название статьи и журнала, год издания, том, выпуск, номера страниц; для книг – название работы, издательство, место и год издания, количество страниц. В случае приведения в списке литературы иностранных монографий и статей из сборников, переведенных на русский язык и изданных в России, необходимо после русского названия и фамилий авторов повторить оригинальное название научного труда и фамилий его авторов на иностранном языке. Ссылки на литературу в тексте даются в квадратных скобках, где указывается номер работы в списке литературы.

г) Обозначения греческими буквами и формулы вписываются черными чернилами. Необходимо делать четкое различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая прописные буквы двумя черточками снизу, а строчные – сверху. Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие – красным карандашом.

6. Требования к рисункам.

а) Рисунки должны быть четкими, вычерчены черной тушью или хорошо отпечатаны на черно-белом принтере.

б) Фотографии, иллюстрирующие текст, должны быть хорошего качества и отпечатаны на глянцевого бумаги.

в) В статье должна быть обзорная карта, на которой показан район исследований и положение других рисунков.

г) На всех рисунках (картах, профилях, зарисовках) должны быть указаны линейный масштаб и ориентировка, на картах обязательно показывать географические координаты. Сейсмические профили должны иметь вертикальный масштаб в километрах.

д) Необходимо позаботиться о том, чтобы статья была понятна не только специалистам по описываемому району: на рисунках обозначить все упоминаемые в тексте тектонические структуры, пункты, свиты. Не следует нагружать рисунки ненужными названиями.

е) Максимальный размер рисунка в журнале 17×23 см. Можно представить рисунки (до 60 см по диагонали), которые будут уменьшены при воспроизведении; нагрузка на рисунках должна допускать уменьшение до указанного выше размера.

ж) На обороте каждой иллюстрации подписывается номер рисунка, фамилия автора, название статьи, в случае необходимости указывается верх и низ. Все обозначения на рисунках необходимо разъяснить в подписях.

з) В тексте обязательны ссылки на все рисунки. Места размещения рисунков, таблиц должны быть указаны на полях рукописи.

7. К рукописи необходимо приложить на отдельном листе, отпечатанными в одном экземпляре:

а) Расшифровку аббревиатур – как русских, так иноязычных.

б) В латинской транскрипции: фамилии всех авторов статьи; адреса иностранных соавторов; названия иностранных геологических объектов (разломов, террейнов, массивов и т.п.); малоизвестные иностранные географические названия; фамилии иностранных исследователей, которые упомянуты в тексте без библиографической ссылки.

в) На английском языке: желательный автору перевод терминов, имеющих несколько английских эквивалентов, перевод новых терминов.

г) На русском языке в именительном падеже: географические названия, по которым названы местные стратиграфические подразделения и другие геологические объекты (например: Тундровка – тундровская свита, Иваново – Ивановский разлом).

8. Редакция высылает авторам отредактированный текст для проверки. Дальнейшее прохождение рукописи контролируется редакцией.

9. Авторы получают 5 оттисков опубликованной статьи.

УВАЖАЕМЫЕ ПОДПИСЧИКИ ЖУРНАЛОВ ИЗДАТЕЛЬСТВА “НАУКА”

Подписка на академические журналы издательства “Наука” в I полугодии 2000 г. будет проводиться по той же схеме, по которой она велась в предыдущем полугодии, – по ценам Объединенного Каталога Почты России “Подписка-2000” (т. 1) в отделениях связи, а также по специальным (сниженным) ценам.

Специальные (сниженные) цены предоставляются государственным научно-исследовательским организациям Российской академии наук, а также их сотрудникам. В связи с недостаточностью бюджетного финансирования подписка для других учреждений и их специалистов будет осуществляться на общих основаниях.

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

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

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

Лицам и организациям, сохранившим право подписки по специальным ценам, в соответствии с настоящими условиями, достаточно будет при оформлении подписки на I полугодие 2000 г. лишь подтвердить заказ, указав в письме номер своего кода, присвоенного АПР при предыдущем оформлении подписки.

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

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

Поздно поданная заявка будет оформляться только с соответствующего месяца.

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

Международная академическая издательская компания (МАИК) "Наука/Интерпериодика" информирует о начале конкурса на лучшие публикации 1999 года в издаваемых ею журналах. Лауреатам конкурса будут присуждены 55 Премий, из которых 5 – Главных. Размер и порядок распределения Премий по сравнению с прошлыми годами не изменен.

Премии присуждаются авторам наиболее оригинальных работ, впервые публикуемых в журналах МАИК, а также авторам циклов работ, впервые публикуемых преимущественно в этих журналах.

Приоритетным правом выдвижения кандидатов на Премии обладают редколлегии журналов.

Право выдвижения кандидатов на Премии имеют также:

- члены РАН, в том числе иностранные;
- отделение РАН по профилю журнала;
- институт, где работает автор (авторы) публикации;
- издательство МАИК.

Премии 1999 года присуждаются за отдельные публикации этого года или за совокупность публикаций в течение 3 лет, включая год, за который присуждаются Премии (1999).

На соискание Премий выдвигаются работы, опубликованные в номерах журналов, **вышедших в свет с октября 1998 года по сентябрь 1999 года включительно.**

Выдвижения кандидатов на Премии оформляются представлениями рекомендующих с приложением публикации, обоснования (на 1 стр.) и отзывов. Эти материалы принимаются **редакциями** журналов, с последующей передачей членам Комиссии по присуждению Премий, до **15 декабря 1999 года.**

Окончательное решение по присуждению Премий возлагается на Комиссию.

Необходимым условием приема на конкурс материалов является четкое написание фамилии, имени и отчества каждого кандидата, а также названия статьи или цикла статей на русском и английском языках.

На соискание Премий могут быть выдвинуты как российские, так и иностранные авторы (соавторы). Допускается повторное присуждение Премий.

Более подробно об условиях конкурса вы можете узнать в редакциях издаваемых МАИК журналов.