

**ФРАГМЕНТЫ ОКЕАНИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ В СТРУКТУРЕ КУРАЙСКОГО
И КАТУНСКОГО АККРЕЦИОННЫХ КЛИНЬЕВ ГОРНОГО АЛТАЯ**

Н.Л. Добрецов, М.М. Буслов, И.Ю. Сафонова, Д.А. Кох

*Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия*

Приведены новые данные о структурном положении и особенностях состава венд-раннекембрийской океанической коры Палеоазиатского океана, сохранившейся в раннекембрийских аккреционных призмах Горного Алтая. По вещественному составу и характеру соотношения вулканогенных, кремнистых, терригенно-кремнисто-карбонатных и карбонатных пород и геохимическим характеристикам базальтов выделяются образования срединно-океанических хребтов и океанических островов. Полученные данные свидетельствуют о том, что в венде—раннем кембрии формирование коры Палеоазиатского океана происходило при участии вулканизма срединно-океанических хребтов и горячих точек.

Изучение распространения палеоокеанических островов в структурах складчатых областей имеет важное значение, их детальное изучение позволит в полной мере реконструировать древние океаны и эндогенные процессы, приведшие к формированию их литосферы.

Венд—ранний кембрий, аккреционный клин, океаническая кора, Палеоазиатский океан, палеоокеанический остров, базальты MORB и OIB, Горный Алтай.

**FRAGMENTS OF OCEANIC ISLAND IN THE KURAI
AND KATUN' ACCRETIONARY WEDGES OF GORNY ALTAI**

N.L. Dobretsov, M.M. Buslov, I.Yu. Safonova, and D.A. Kokh

The paper presents new data on the structure and composition of the Vendian-Early Cambrian oceanic crust of the Paleo-Asian ocean, which has been fragmentally preserved in Early Cambrian accretionary prisms of Gorny Altai. Mid-ocean ridge and oceanic island basalts have been recognized based on their geochemical characteristics and the composition and geological relationships of volcanogenic and sedimentary units. Our data indicate that hot-spot and mid-ocean ridge volcanism was active at the early stages of the Paleo-Asian ocean evolution, in the period from Vendian to Early Cambrian.

The study of paleo-oceanic islands incorporated in accretionary-collisional belts is important for the reconstruction of ancient oceans and understanding of endogenous processes that led to the formation of the oceanic lithosphere.

Vendian-Early Cambrian, accretionary wedge, oceanic crust, Paleo-Asian ocean, paleo-oceanic island, MORB, OIB, Gorny Altai

ВВЕДЕНИЕ

Фрагменты палеоокеанической литосферы сохраняются в складчатых поясах, фиксируя наряду с более крупными фрагментами островных дуг реликты исчезнувших океанов. Чаще всего идентифицируются фрагменты разнотипных офиолитов [1—4]. В последние годы все чаще фиксируются случаи нахождения фрагментов океанических островов (симаунтов) в складчатых поясах разного возраста. Важно отметить, что среди этих фрагментов присутствуют не только базальты океанического типа, но и более крупные по размеру кремнисто-карбонатные породы, которые трудно отличить от аналогичных осадочных пород, например, преддуговых прогибов и окраинных морей.

Постановка проблемы связана с тем, что океанические острова и поднятия в современных океанах слагают значительные объемы, не уступающие по площади и объему островным дугам (рис. 1). Высота таких поднятий над дном океана варьирует от 1,5 до 5 км, мощность коры — от 10 до 35 км (как в островных дугах), площадь варьирует от отдельных гор около 100 км² до поднятий (типа поднятий Шацкого, Онтонг-Ява, Кергулен) с площадью до 100 тыс. км² и более. Поэтому фрагменты океанических поднятий, казалось бы, должны сохраняться достаточно часто в складчатых областях в сопоставимых объемах с фрагментами островных дуг. Их относительная редкость объясняется тем, что либо они исчезают бесследно в зоне субдукции, либо геологи не умеют их распознавать, особенно среди осадочных

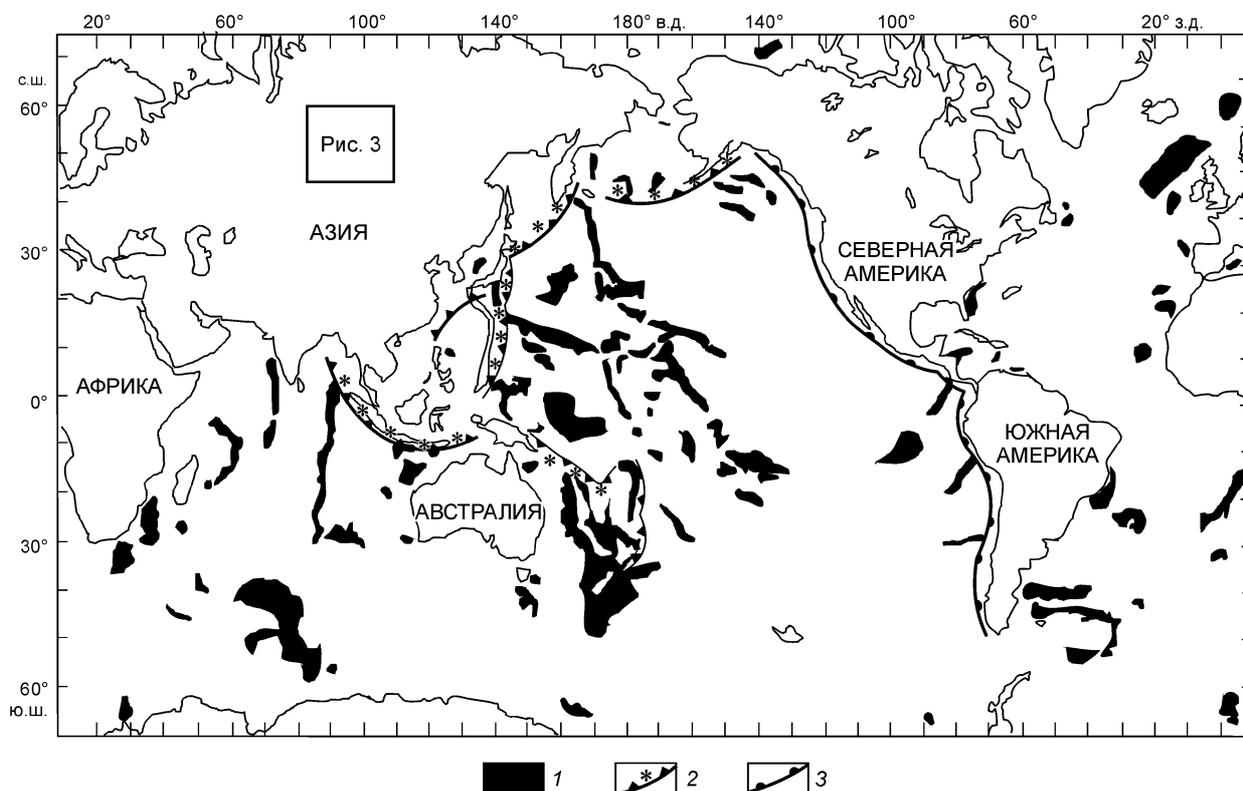


Рис. 1. Распределение океанических островов и плато в акватории Мирового океана ([42] с уточнениями).

1 — океанические острова и плато, 2 — островодужные системы, 3 — активные континентальные окраины.

и базальтово-осадочных террейнов иного геодинамического происхождения. Возможность сохранения фрагментов океанических поднятий в складчатых областях обсуждалась в работах [5, 6].

С некоторыми упрощениями можно выделить 4 варианта сохранения океанических поднятий в аккреционных клиньях.

1. При мощности океанической коры до 14 км и высоте поднятия над ложем океана < 2 км острова и поднятия исчезают бесследно в зоне субдукции либо оставляют шлейф небольших обломков и фрагментов в составе олистостром. Все примеры субдукции океанических поднятий, не вызывающие существенной реорганизации зоны субдукции и описанные в работах [7—9], относятся к этому случаю.

2. При мощности океанической коры 14—20 км и высоте поднятий 2—4 км в аккреционных клиньях сохраняются крупные фрагменты поднятий, чаще всего осадочные или базальтово-осадочные „верхушки“ поднятий; к ним относятся примеры, описанные В.Д. Чеховичем [6].

3. При мощности океанической коры 20—30 км поднятий высотой ≥ 4 км могут либо целиком, либо частично аккретировать к островной дуге. Возможности такой аккреции зависят от скорости субдукции, массы поднятия и реологических свойств пород [10, 11].

4. При мощности океанической коры > 30 км поднятия высотой ≥ 4 км в любом случае войдут в состав аккреционного клина, как правило, в виде относительно крупных террейнов. Примером их является террейн Акиоши в Японии и террейны Горного Алтая, описанные ниже.

Многолетнее изучение карбон-пермского террейна Акиоши [12] показало, что в его составе различаются мелководные рифовые известняки, венчающие разрез океанического поднятия, и склоновые фации осадков, представленные карбонатно-кремнистыми породами типа спикюлолитов, фациально замещающимися радиоляриями глубоководного подножия, и турбидитовыми кремнистыми и карбонатно-кремнистыми илами, реже туфопесчаниками и туффитами, обрамляющими склоны поднятий (рис. 2).

Палеогеографическая идентификация океанических осадочных пород основана: 1) на ограниченном распространении терригенного материала, 2) на одновременности накопления карбонатных и кремнистых толщ, которые накапливались на базальтах и перекрывались кремнистыми туфами с радиоляриями, 3) на наличии латеральной связи между массивными известняками и кремнями с радиоляриями через толщу обломочных известняков с прослоями кремней со спикюлами губок и толщу кремней, содержащую

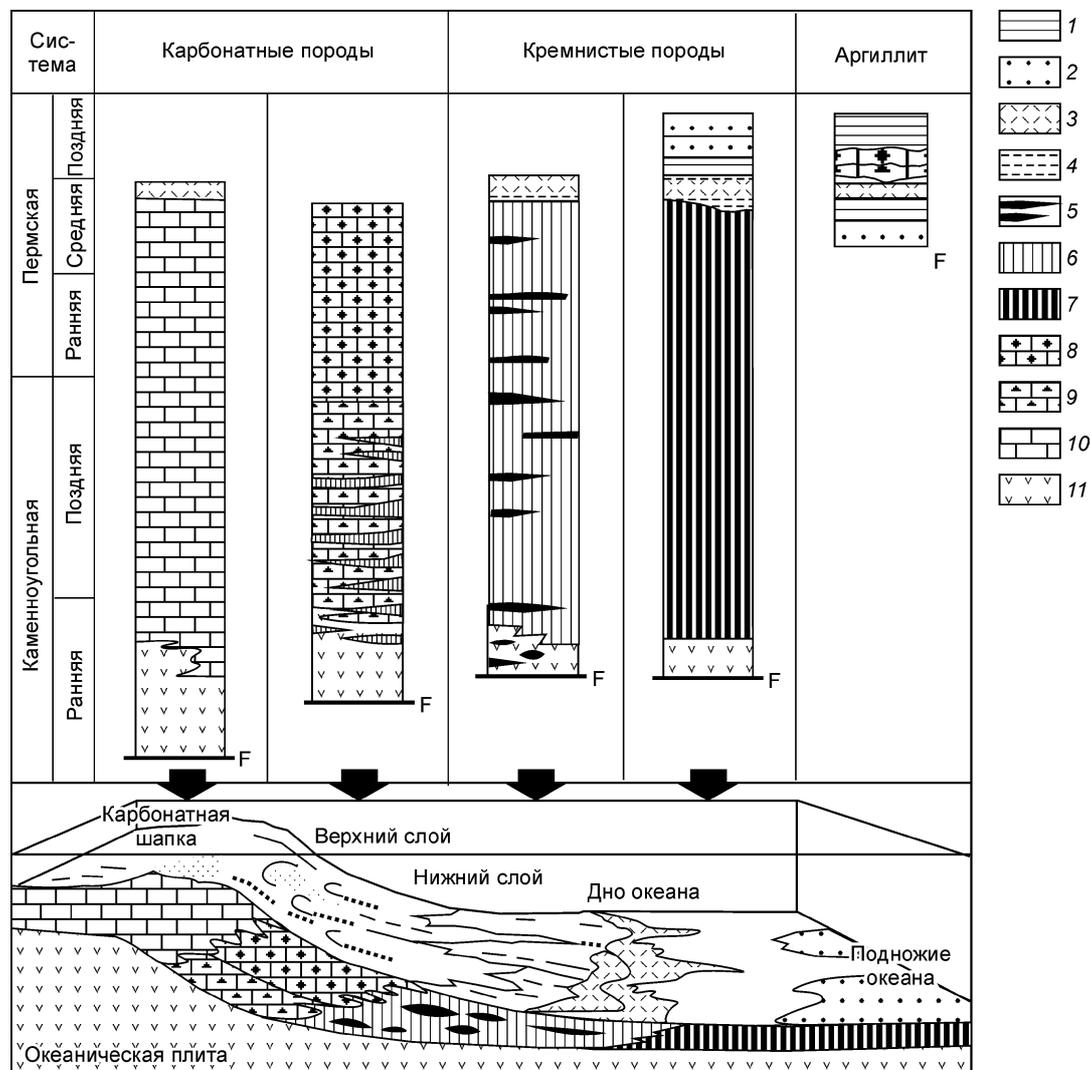


Рис. 2. Комплексные стратиграфические колонки, показывающие литологию, стратиграфию и возраст пород террейна Акиوشي и модель седиментации океанических пород [12].

1 — аргиллит; 2 — песчаник; 3 — кислый туф; 4 — кремнистые аргиллиты; 5 — перемещенные известняки; 6 — кремни со спикулами губок; 7 — радиоляритовый кремнь; 8 — известковый конгломерат; 9 — детритовый известняк; 10 — рифогенный известняк; 11 — базальтовые породы; F — разлом. На разрезе штрихами и крапом показано направление движения осадков.

сползшие при седиментации линзы известняков. Перечисленные образования отлагались одновременно и по латерали тесно связаны друг с другом.

Изложенные данные получены авторами за последние 10 лет в Алтае-Саянской области (Горный Алтай) и касаются структурного положения фрагментов океанических поднятий, их состава, строения, возраста, диагностических признаков, включая геохимию базальтов, состава и строения сопутствующих олистостром.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Южное обрамление Сибирского континента (рис. 3) представляет собой раннекаледонскую аккреционно-коллизийную структуру с фрагментами островных дуг вендско-раннекембрийского возраста, сформированных в результате закрытия Палеоазиатского океана [13—22]. В вендско-кембрийское время в зоне сочленения Палеоазиатского океана и Сибирского континента существовала протяженная островодужная система. В современной структуре Алтае-Саянской области и Монголии венд-кембрийские образования островных дуг, офиолитов и палеоокеанических островов слагают различные элементы раннекаледонских аккреционно-коллизийных структур, разделенных позднепалеозойскими сдвигами.

Для вулканических дуг Алтае-Саянской области характерна временная и пространственная закономерность в проявлении магматизма. Для ранних стадий (венд—ранний кембрий) характерен толеит-бони-

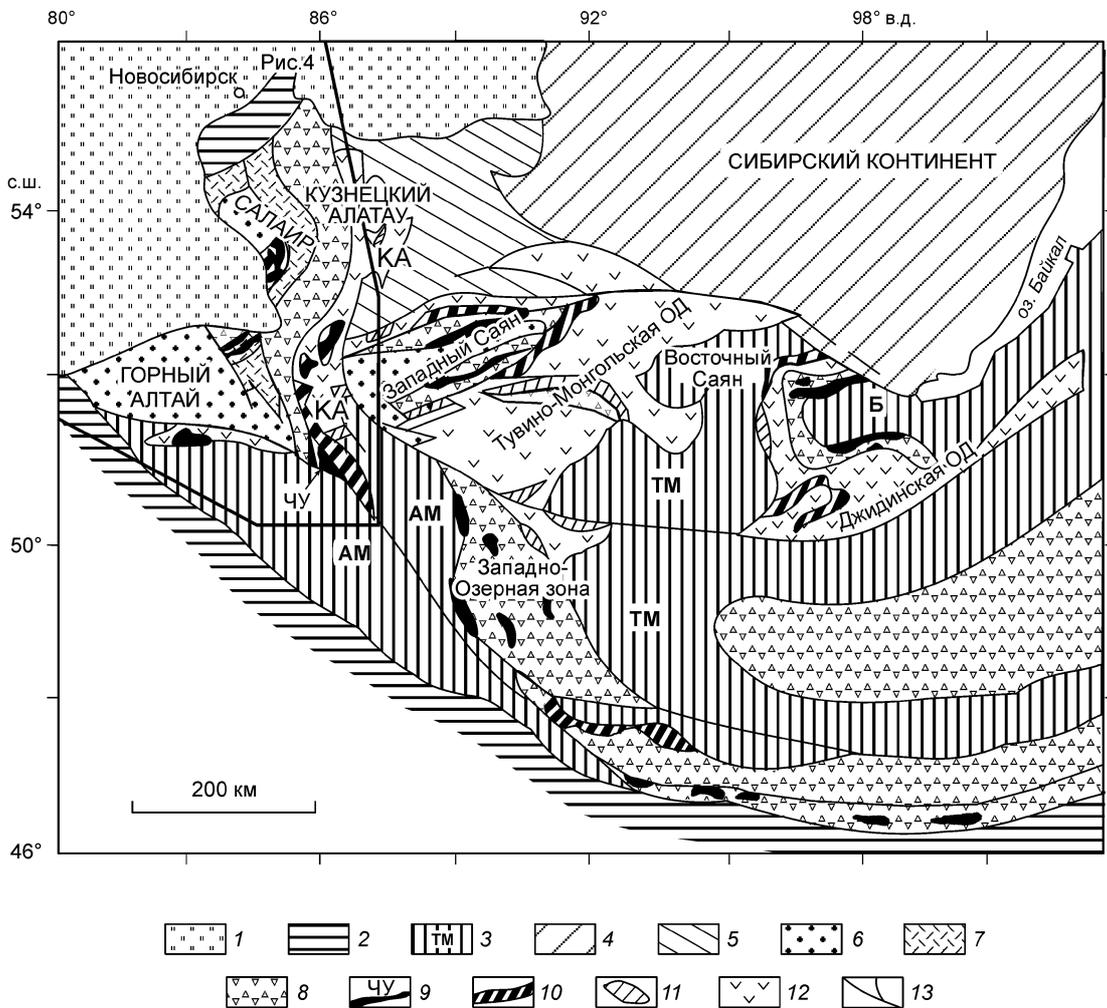


Рис. 3. Фрагменты венд-кембрийских островодужных систем в структуре обрамления Сибирского континента [18].

1 — кайнозойская депрессия; 2 — герциниды Обь-Зайсанской и Томь-Кольванской складчатых областей; 3 — микроконтиненты: Тувино-Монгольский (ТМ), Баргузинский (Б), Алтае-Монгольский (АМ); 4 — Сибирский континент; 5—12 — каледонские складчатые области: 5 — девонский бассейн, 6 — кембрийский преддуговой прогиб, 7 — кембрийские известково-щелочные магматические дуги, 8 — раннекембрийская аккреционная призма, 9 — вендские океанические офиолиты (ЧУ — Чаган-Узунский массив), 10 — островная дуга с бонинитовыми офиолитами, 11 — офиолиты задугового бассейна, 12 — островные дуги; 13 — разломы. КА — Кузнецко-Алтайская вендско-кембрийская островная дуга.

нитовый тип магматизма (типа Бонинских о-вов, Марианской дуги, дуги Тонга), для поздних стадий (кембрий) — толеитовый известково-щелочной и редко щелочной магматизм зрелых дуг (типа Японской, Курильской, Камчатской). По латерали в крупных фрагментах поздних островных дуг часто устанавливается зональность вулканизма от толеитового (иногда высокомагнезиального андезитового и базальтового составов) во фронтальных частях (через известково-щелочной в центре) до шошонитового в тылу [13, 21].

На примере Горного Алтая и Салаира (рис. 4) выделены три главные аккреционно-коллизийные стадии в эволюции Палеоазиатского океана: 1) раннесреднекембрийская, 2) позднекембрийско-раннеордовикская и 3) позднепалеозойская [13, 15, 16, 22, 23]. Первая и вторая стадии характеризуют эволюцию Кузнецко-Алтайской островодужной системы. В конце кембрия — начале ордовика островодужная система была аккрецирована к Сибирскому континенту, что выразилось общей складчатостью и раннеордовикским перерывом осадконакопления. Третья стадия отвечает времени коллизии Алтае-Монгольского террейна гондванской группы с Сибирским континентом и затем Сибирского и Казахстанского континентов при закрытии Палеоазиатского океана. В позднем палеозое в целом каледонская аккреционно-коллизийная структура Сибирского континента была разделена крупноамплитудными сдвигами на ряд сегментов и в результате сформировалась мозаично-блоковая структура Южной Сибири и Монголии [23].

В связи с поздними крупноамплитудными позднепалеозойскими сдвигами вышеперечисленные особенности латеральной зональности венд-кембрийской островодужной системы в современной струк-

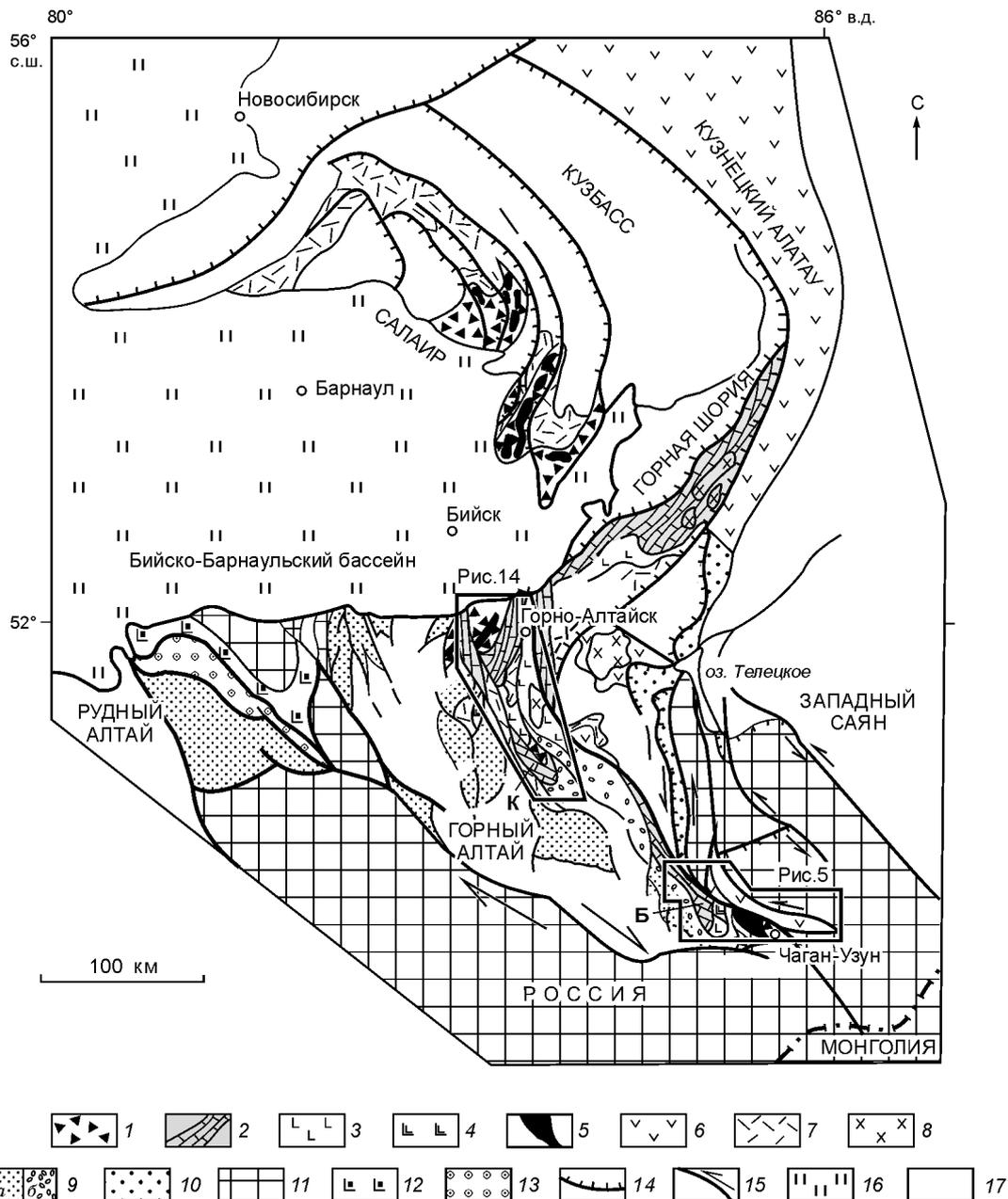


Рис. 4. Венд-кембрийские островодужные и океанические комплексы Горного Алтая.

1—5 — раннекембрийский аккреционный клин: 1 — олистостромы, 2 — океанические острова (К — Катунский, Б — Баратальский), 3 — базальты океанических островов, 4 — N-MORB, 5 — основные и ультраосновные породы; 6—10 — венд-кембрийская островная дуга: 6 — толеит-бонинитовые серии, 7 — известково-щелочные серии, 8 — массивы габбро, 9 — преддуговой бассейн (а — флиш, б — олистостромы), 10 — отложения окраинных морей; 11 — докембрийский Алтае-Монгольский террейн с перекрывающими ордовикско-девонскими породами; 12 — позднекембрийская—раннеордовикская океаническая кора; 13 — раннеордовикский преддуговой бассейн; 14 — надвиги; 15 — сдвиги. Отложения: 16 — неоген-четвертичные, 17 — вулканогенные палеозойско-мезозойские нерасчлененные.

туре Южной Сибири и Монголии распознаются фрагментарно. Наиболее полно они сохранились в западной части Алтае-Саянской складчатой области, в частности на Горном Алтае. В связи с этим информация по рассматриваемой теме будет представлена для Горного Алтая (см. рис. 4).

На Горном Алтае комплексы палеоокеанических островов (Катунский и Баратальский террейны) представлены пиллоу-лавами и ассоциирующими с ними кремнистыми, кремнисто-терригенно-карбонатными и карбонатными осадками. Баратальский террейн протяженностью более 120 км при ширине до 40 км

и Катунский размером 70×20 км входят в состав соответственно Курайской и Катунской раннекембрийских аккреционных призм, где чередуются с тектоническими пластинами олистостром и офиолитов.

Вулканогенные образования Катунского и Баратальского террейнов в нижних частях представлены лавами океанических толеитов, а в верхней — субщелочными высокотитанистыми базальтами, типичными для океанических островов [13, 24—26].

Фрагменты палеоокеанических островов, олистостромы, офиолиты и высокобарические породы наиболее полно представлены в Курайском аккреционном клине, что позволяет реконструировать детали палеогеодинамических процессов на ранних стадиях формирования складчатых структур Горного Алтая, которые развивались по аналогии с активной окраиной западной части Тихого океана [14, 22].

СТРОЕНИЕ КУРАЙСКОГО АККРЕЦИОННОГО КЛИНА

Раннекембрийский аккреционный клин (рис. 5) состоит из различных по составу и размерам тектонических пластин Баратальского террейна, включающих осадочно-базальтовые слои океанической коры и породы палеоокеанического острова. Они чередуются с олистостромами, океаническими офиолитами, серпентинитовыми меланжами, включающими в себя пластины и мелкие блоки эклогитов, гранатовых амфиболитов и барруазит-актинолитовых сланцев. Последние часто присутствуют в составе аккреционной призмы в виде крупных тектонических линз.

Баратальский палеоокеанический остров представлен латеральными фациями осадков океанических островов и подстилающими их базальтами. В отдельных пластинах реконструируются верхняя карбонатная и нижняя вулканогенная части, а также множество разнообразных по строению и составу обломочно-оползневых пород склоновых фаций и кремнистых пород подножия островов. Пластины пород палеоокеанического острова чередуются с линзами и пластинами олистостром, а также фрагментами экзотического террейна, представленного темно-серыми и черными сероводородными известняками.

В разрезе Курайская аккреционная призма (см. рис. 5) состоит из трех структурных единиц, погружающихся на юго-запад.

Верхняя структурная единица достигает по ширине выхода 15 км и ее слагающие тектонические пластины погружаются на юго-запад под углом $70\text{—}80^\circ$. Мощность тектонических пластин оценивается

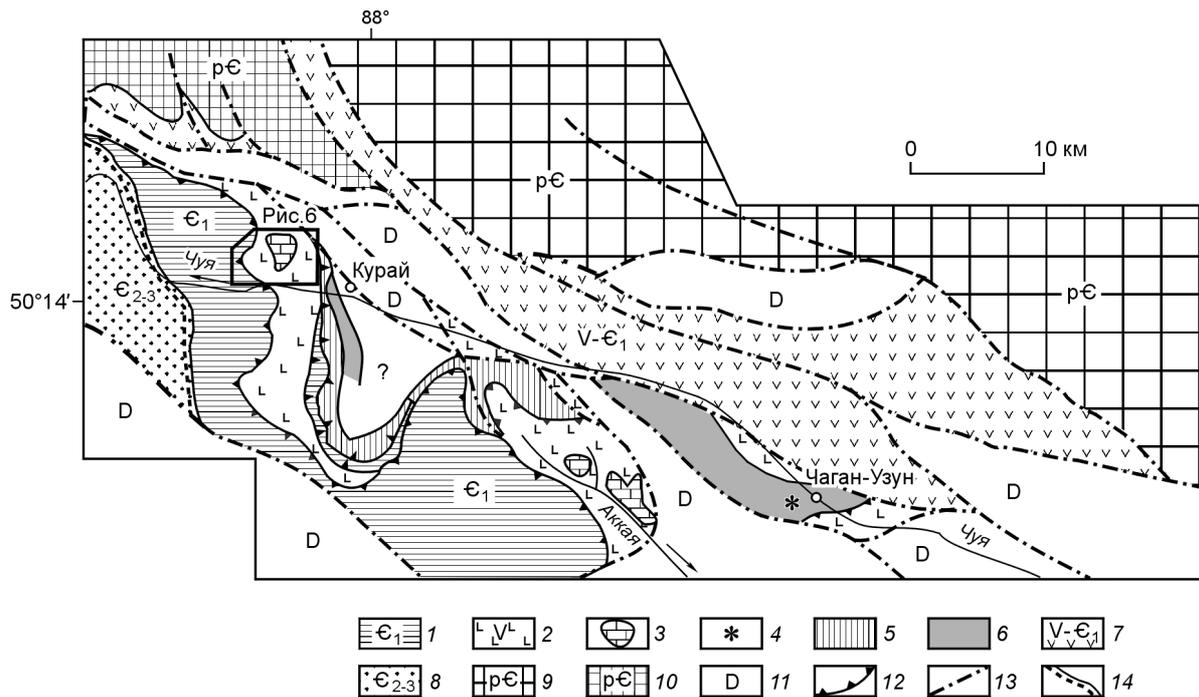


Рис. 5. Геологическая схема Курайского аккреционного клина.

Структурная единица: 1 — верхняя: раннекембрийские олистостромы, нерасчлененные фрагменты океанического острова, океанического плато и экзотических террейнов черных известняков, 2, 3 — средняя, включающая Баратальский террейн: 2 — вендские пиллоу-лавы и вулканогенно-осадочные породы океанического острова, 3 — раннекембрийские серые рифогенные известняки и доломиты, 4—6 — нижняя: 4 — раннекембрийские эклогиты, 5 — раннекембрийские амфиболиты и голубые сланцы, 6 — докембрийские—раннекембрийские серпентиниты и офиолиты; 7 — венд-раннекембрийская Уйменско-Лебедская островная дуна; 8 — среднепозднекембрийский Ануйско-Чуйский преддуговой прогиб; 9, 10 — докембрийские террейны: 9 — Алтае-Монгольский, 10 — Телецкий; 11 — девонские вулканогенно-осадочные породы; 12 — кембрийские разломы; 13 — позднепалеозойские сдвиги; 14 — стратиграфический контакт.

в 12 км. Они представлены кремнисто-карбонатными породами палеоокеанических островов, олистостромовых комплексов (включая олистоплаки) и темно-серых (черных) сероводородных известняков неясного геодинамического происхождения. Породы Баратальского палеосимаунта представлены двумя типами: 1) светло-серыми и серыми часто брекчированными известняками, характеризующимися тонкой, часто ритмичной слоистостью. Местами слои состоят из серых кремней, глинисто-кремнистых сланцев, туфов и туффитов. Известняки содержат большое количество обломков моноклинного и ромбического пироксенов, эпидота и роговой обманки. Состав обломков свидетельствует о накоплении известняков вблизи активных вулканов, вероятно, в основании их подводного склона; 2) плохослоистыми серыми известняками и доломитами, являющимися рифовой „шапкой“ океанических островов.

Темно-серые и черные известняки резко отличаются от карбонатных пород палеоокеанического острова. Они обладают сероводородным запахом, мраморизованы, массивные и содержат тонкие прослои и линзы черных кремнистых пород. Характерно, что в черных известняках присутствуют [27] обломки граната, турмалина, силлиманита, ставролита и корунда, источником сноса которых могли быть континентальные метаморфические породы. Мы рассматриваем темно-серые и черные известняки как экзотический террейн, представляющий собой, вероятно, пассивную окраину или чехол одного из микроконтинентов гондванской группы [28], принесенный в зону субдукции совместно с корой Палеоазиатского океана.

Олистостромы и олистоплаки по составу соответствуют или кремнисто-карбонатным породам палеоокеанического острова, или экзотического террейна. Они могли быть сформированы во время погружения тел палеоокеанических островов и экзотического террейна в глубоководный желоб.

Верхняя структурная единица в основании разделена на разновеликие пластины, протягивающиеся на несколько десятков километров вдоль фронтальной границы. Пластины состоят из кремнисто-обломочной, карбонатной, полимиктовой олистостром, пластин кремнистых пород и вулканогенно-осадочных образований, неравномерно метаморфизированных в условиях зеленосланцевой фации. Мощность пакета пластин превышает 3 км.

В полимиктовой олистостроме преобладают крупные олистолиты длиной до первых десятков метров. Они образуют обычно глыбовые скопления с незначительной ролью тектонизированного матрикса и представлены в основном базальтами, туфами, туффитами, силицитами и разнообразными известняками. Матрикс олистостромы песчано-глинистый, преимущественно известковистый. В олистостромовой толще встречаются горизонты, слабо насыщенные крупноглыбовым материалом. Они сложены переслаивающимися полимиктовыми песчаниками, карбонатно-глинистыми сланцами и известняками, образующими тонкие (в несколько сантиметров) будинированные прослойки. В песчаниках и сланцах местами встречаются сравнительно хорошо окатанные гальки мраморизованных известняков, доломитов, миндалекаменных андезитобазальтов, диабазовых порфиринов, которые могли попасть в бассейн осадконакопления с островной дуги. Пластины кремнистых пород достигают по мощности многих десятков метров и представлены обычно серыми и темно серыми массивными породами с элементами слоистости или ритмично-слоистыми породами. Мощность ритмов достигает 5 см, а в их основании расположены угловато-обломочные кремнистые породы, сцементированные кремнистым веществом, которые через гравелиты сменяются слоистыми кремнями. Наличие в полимиктовой олистостроме обломочного материала, поступающего как с палеоокеанического острова, так и из островной дуги, позволяет предполагать обстановкой ее осадконакопления палеоокеанический желоб.

Средняя структурная единица состоит из вулканогенной и карбонатной толщ, олистостром и метаморфических пород (см. рис. 5, 6).

Вулканогенная толща представлена подушечными и вариолитовыми лавами с геохимическими характеристиками OIB и MORB, дайково-силловыми телами диабазов и габбро-диабазов, реже покровами миндалекаменных субщелочных андезитобазальтов.

Магматические породы комплекса переслаиваются с редкими прослоями и линзами мраморизованных известняков и доломитов, кремнистых пород и иногда вулканомиктовых песчаников.

Карбонатная толща сложена преимущественно слоистыми и массивными рифогенными известняками, переслаивающимися с хлоритизированными глинистыми породами и вулканомиктовыми песчаниками (редко граувакковыми). Карбонатная толща является рифогенной „шапкой“ палеоокеанического острова. Она через базальные конгломераты перекрывает исключительно вулканогенную толщу.

Олистостромы сильно варьируют по составу обломков и являются результатом обрушения фронтальной части Баратальского террейна при погружении его в зону субдукции. Типичные олистостромы по составу обломков, подразделяются на два типа. Матрикс олистостромы первого типа представлен преимущественно гравелитами и брекчиями, сложенными в большей мере кремнистыми породами, в небольшом количестве присутствуют базальты, карбонатные и тонкослоистые глинисто-карбонатные породы. Цемент гравелитов и брекчий кремнистый, глинисто- и карбонатно-кремнистый.

Среди гравелитов и брекчий встречаются олистолиты преимущественно кремнистых, а в единичных случаях базальтовых и карбонатных пород. Форма их уплощенная или угловатая, размер в поперечнике

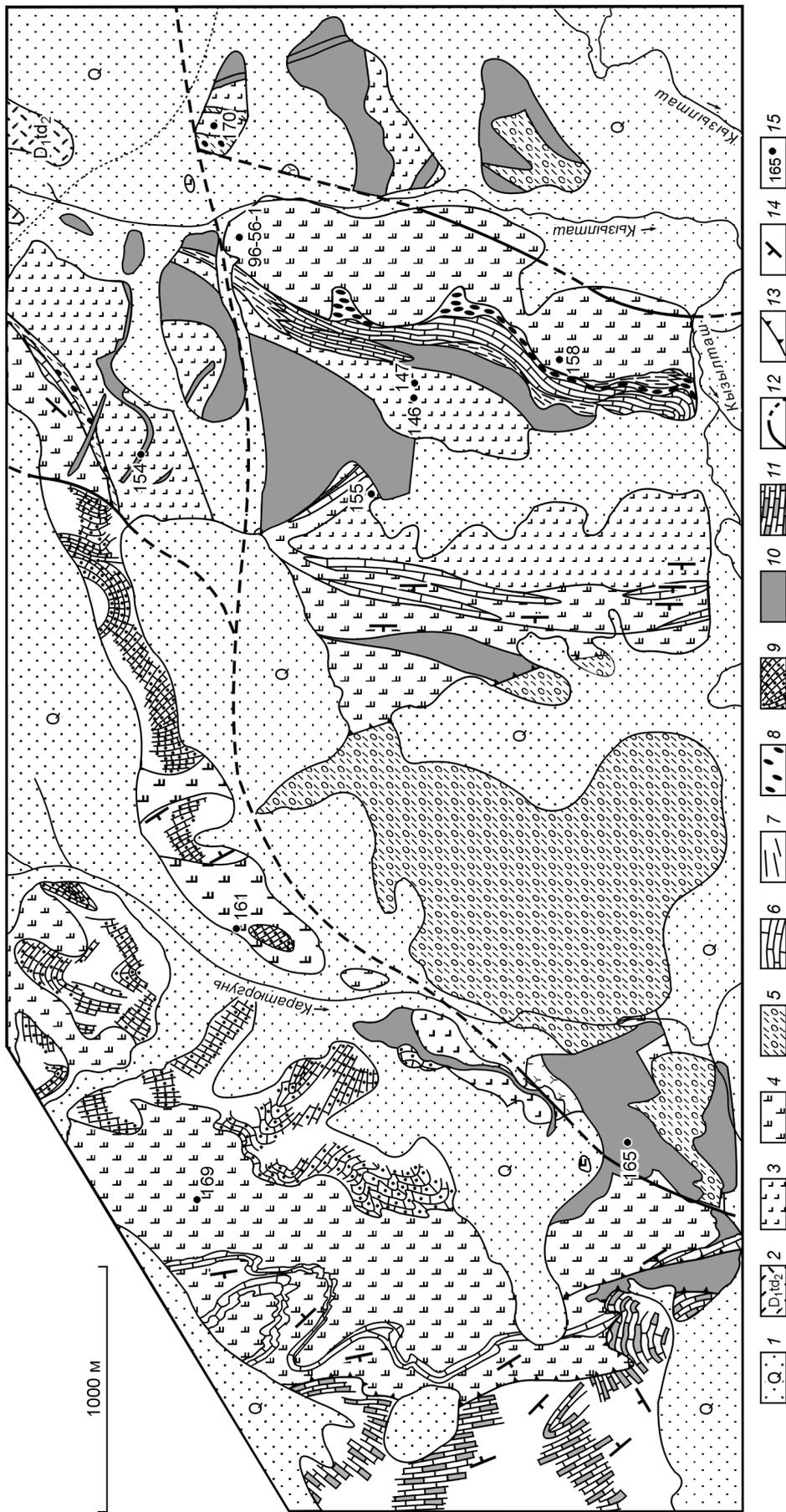


Рис. 6. Детальная геологическая схема участка Курайского аккреционного клина в бассейне р. Каратюргунь, к северо-западу от пос. Курай.

1 — четвертичные отложения; 2 — раннедевуонские вулканогенно-осадочные породы гажды-пюргуньской свиты; 3 — вендские(?) базальты типа N-MORB; 4 — 10 — позднедевонские комплексы пород Биратальского палеоокеанического острова; 4 — вулканогенная толща с OIB-базальтами, 5 — вулканогенно-осадочные породы склоновых фаций, 6 — 8 — осадочные образования склоновых фаций, перекрывающие базальты офиолитового разреза; 6 — карбонатные, 7 — кремнистые, 8 — конгломератовые; 9 — рифогенные известняки, 10 — субвулканические габбро-диабазы; 11 — докембрийские(?) сероводородные доломиты и известняки экзотического террейна, 12 — сдвиги; 13 — надвиги; 14 — элементы залегания слоистости; 15 — место отбора образцов.

достигает нескольких десятков, а длина — сотен метров. Олистострома первого типа могла формироваться в условиях подножия палеоокеанического острова.

Олистострома второго типа распространена более широко. Ее матриксом служат полимиктовые песчаники, гравелиты, глинистые, глинисто-мергелистые породы, андезитовые туфы. Обломочный материал самый разнообразный по размерам. Часто встречаются олистолиты и олистоплаки известняков и базальтов плоской формы с размерами по длине до сотен и мощностью до десятков метров. Вокруг них и особенно по простиранию хаотически расположены более мелкие обломки этих же пород. В основном размеры олистолитов составляют первые метры по длине при мощности до 1 м. Олистолиты сложены кремнистыми породами, известняками, доломитами, базальтами и андезитами. Олистострома второго типа могла формироваться в условиях аккреционного клина вблизи желоба.

Метаморфические породы слагают крупные тектонические пластины и представлены зелеными сланцами, амфиболитами и гранатовыми амфиболитами.

Вулканогенные, карбонатные и осадочные породы местами интенсивно тектонизированы и слагают разновеликие пластины, которые деформированы в простые складки субширотного простирания. Внутренняя структура в них различна и чаще всего дисконформна ограничениям. Среди вулканогенных и осадочных пород наблюдаются пластины кристаллических сланцев, которые принадлежат в большей мере к группе гранатовых амфиболитов и амфиболитов. Они образуют две не выдержанные по мощности пластины, мощность которых меняется по простиранию от 50 до 250 м. Пластины в основном погружаются на запад под углом около 70°. Породы в них интенсивно диафторированы и меланжированы. Местами в них обнаруживаются блоки крупнозернистых гранатовых амфиболитов, которые заключены среди зеленосланцевых диафторитов.

Для слабодиафторированных разновидностей гранатовых амфиболитов характерны гранаты зонального строения и пойкилитовой структуры с включением кварца, амфибола, сфена. По геохимическим характеристикам амфиболиты и гранатовые амфиболиты аналогичны базальтам N-MORB [13, 26].

Нижняя структурная единица представлена Чаган-Узунской чешуйчато-меланжевой зоной, которая подстилает верхнюю и среднюю структурные единицы. Мощность чешуйчато-меланжевой зоны превышает 3 км (см. рис. 5), расположена к югу от пос. Курай на левобережье р. Чуя и представлена полимиктовым и серпентинитовым меланжем. В строении полимиктового меланжа принимают участие блоки (размерами до нескольких метров) серпентинизированных пироксен-оливиновых порфиритов, диафторированных гранатовых амфиболитов (с реликтами эклогитов), амфиболитов. В матриксе находятся серпентинитовые сланцы и милониты по метаморфическим породам и базальтам.

Серпентинитовый меланж состоит из рассланцованных серпентинитов, в которые заключены глыбы размерами до первых метров массивных серпентинитов и светло-серых скрытокристаллических родинитов. Тела серпентинитов протягиваются в субмеридиональном направлении (см. рис. 5).

Чешуйчато-меланжевая структура вблизи пос. Чаган-Узун на левом берегу р. Чуя состоит из нескольких пакетов тектонических пластин.

1. Верхний пакет тектонических пластин сложен образованиями Чаган-Узунского перидотитового массива, общей мощностью до 3 км. Верхняя пластина сложена массивными ультрабазитами. В ее основании расположен серпентинитовый меланж с включениями протяженных чешуй метеолистостром, известняков, базальтов и субдукционных пород — амфиболитов, гранатовых амфиболитов, эклогитов. Эклогиты наблюдаются в виде реликтов среди гранатовых амфиболитов [14, 29]. К-Ar возраст амфиболов из эклогитов пакета верхней тектонической пластины составляет 535 млн лет, а амфиболов из секущих зон гранатовых амфиболитов — 487 млн лет. Близкий К-Ar возраст в 473 млн лет имеют амфиболы гранатовых амфиболитов, слагающих отдельные чешуи [14]. Ar-Ar возраст амфиболов из эклогитов тектонической пластины вблизи пос. Курай составляет 562 ± 11 , 625 ± 5 и 635 ± 10 млн лет [16].

2. Нижний пакет тектонических пластин сложен массивными и рассланцованными серпентинитами, которые содержат будинированные и деформированные дайки габбро, габбро-диабазов и диабазов. Кайма и выклинивающиеся зоны этих тел сложены родинитами. Перечисленные породы по простиранию на восток в правом борту р. Чуя превращены в меланж, который перекрыт здесь меланжем верхней пластины. Пластины представляют полный перевернутый разрез офиолитов, в котором габбровая зона редуцирована и замещается меланжем.

Комплекс пород верхней пластины включает эклогиты и гранатовые амфиболиты, сформировавшиеся при высоких давлениях (до 20 кбар) и температурах (до 660 °С), что соответствует глубине 60—80 км [30], а нижняя пластина, содержащая метагаббро, родиниты и безгранатовые амфиболиты, образовалась при более низких давлениях (2—3 кбар), что соответствует глубинам 6—8 км [29].

СОСТАВ БАЗАЛЬТОВ КУРАЙСКОГО АККРЕЦИОННОГО КЛИНА

Химический состав курайских metabазальтов представлен в таблице. Были проанализированы образцы, отобранные на участке вблизи пос. Курай, где картируются первичные взаимоотношения между

Породообразующие и редкие элементы базальтов из аккреционных клиньев

Компонент	Курайский											Катунский				N-MORB	OIB
	141	146	147	154	155	158	161	165	169	170	96-56-1	92-C-1	92-C-3	96-38-3	96-48-1		
SiO ₂ , мас.%	49,59	47,25	49,18	46,27	52,36	47,61	47,53	47,29	48,89	48,51	50,15	52,32	47,62	42,26	46,94	49,13	46,46
TiO ₂	1,23	1,84	1,75	2,36	1,84	1,54	1,78	1,65	0,43	1,45	1,511	2,26	2,4	1,51	3,07	1,17	3,01
Al ₂ O ₃	14,14	13,67	13,10	12,90	14,17	14,67	16,15	14,60	17,86	13,44	14,57	12,44	13,04	14,79	13,79	15,64	14,64
Fe ₂ O ₃	14,34	12,91	12,85	14,96	11,24	12,30	12,33	13,57	8,82	13,48	13,76	11,11	13,85	9,40	12,17	9,97	9,85
MnO	0,44	0,23	0,24	0,25	0,17	0,27	0,21	0,21	0,18	0,24	0,26	0,1	0,14	0,23	0,16	0,16	0,14
MgO	6,01	7,26	6,94	6,96	4,59	6,59	7,25	6,69	6,23	5,92	3,89	6,19	7,42	6,94	5,26	8,22	8,19
CaO	4,91	10,00	8,67	6,82	6,32	4,80	5,24	6,95	8,06	6,37	5,44	7,6	8,81	13,59	9,86	11,84	10,33
Na ₂ O	2,92	3,32	4,23	5,18	4,76	5,32	4,44	4,28	4,75	6,21	5,76	5,04	3,7	3,95	2,36	2,40	2,92
K ₂ O	1,50	0,29	0,36	0,49	0,70	0,54	0,44	0,44	0,90	0,21	0,71	0,68	0,41	0,46	1,55	0,20	0,84
P ₂ O ₅	0,13	0,18	0,18	0,23	0,21	0,45	0,43	0,37	0,40	0,10	0,58	0,29	0,31	0,17	0,28	0,12	0,37
П.п.п.	5,41	2,74	2,37	3,35	2,53	5,42	3,71	3,59	3,13	3,07	3,86	2,76	3,42	6,98	4,76	1,09	—
Сумма	100,63	99,68	99,87	99,78	98,89	99,51	99,51	99,63	99,65	99,90	100,54	99,78	99,86	100,27	100,22	—	—
La, г/т	4,6	5,7	2,8	6,5	5,9	7,5	8	7,2	20	3,2	11	9,5	11	11	17	2,50	37
Ce	12	16,5	7,4	15,5	18,6	18,6	20,6	16,6	42	8,5	25	24,5	36	25	32	7,50	80
Nd	7,7	13,2	5,3	12,3	13,7	12,8	15,6	11,4	19,9	6,8	16	15	24,5	16	18	7,30	38,5
Sm	2,75	4,4	2,1	4,7	4,6	4,3	4,2	3,6	4,1	2,65	5,2	47	5	3,8	5	2,63	10
Eu	1,1	1,7	0,83	1,65	1,75	1,8	1,88	1,77	1,3	1	2	1,4	1,72	1,2	2	1,02	3
Tb	0,62	1,09	0,5	0,94	1,11	0,74	0,8	0,74	0,41	0,57	1,1	—	5,2	—	4	0,67	1,05
Yb	3,2	5	2,15	3,4	4,7	2,7	2,9	2,8	1,4	2,7	3,8	0,82	1,05	0,7	0,8	3,05	2,16
Lu	0,56	0,8	0,35	0,6	0,77	0,4	0,43	0,41	0,22	0,48	0,55	1,9	2,2	2,1	2,1	0,46	0,3
Sc	32	41	45	38,6	31,3	24	29,3	27	24	38	19	0,29	0,31	0,3	0,26	40	—
Th	0,38	0,25	0,45	0,35	0,25	0,45	0,5	0,4	0,85	0,18	0,9	23,6	23	39	30	0,12	4
U	0,47	0,2	0,3	0,05	0,04	0,2	0,28	0,13	0,04	0,04	—	0,6	0,6	0,9	1,5	0,05	1,02
Hf	2,1	3,6	1,4	2,9	3,9	1,9	2,1	1,6	0,8	1,6	2	—	—	2,1	4	2,05	7,8
Ta	0,12	0,22	0,1	0,23	0,2	0,21	0,21	0,16	0,1	0,04	0,25	1,1	1,2	0,9	1,4	0,13	2,7
Ba	280	10	50	70	100	260	600	70	300	10	480	—	—	95	350	6,30	350
Co	39	53	47	52	38	38	39	40	24	51	42	—	—	40	56	—	—
Cr	10	100	251	40	25	75	8,5	7,5	10	9,5	—	—	—	100	100	250	—
Rb	34,2	3,1	5	5,46	6,84	6,27	6,45	5,8	17,5	2,79	15	6,5	2,56	5	25	0,56	31
Sr	289	211	255	148	171	327	475	514	852	201	560	120,4	267,8	300	800	90,00	660
Y	35,7	58	28	48,8	61	35,2	38,2	32,6	15,45	35,5	40	23,9	18,7	13	27	28,00	29
Zr	75	157	62	137	186	78	99	72	38,5	73	108	140,8	124,4	80	170	74,00	280
Nb	1,71	4,04	2,25	5,05	4,53	3,68	4,3	3,06	4	1,01	4,00	20,5	17,7	14	26	2,33	48
P ₂ O ₅ /TiO ₂	0,11	0,10	0,10	0,10	0,11	0,29	0,24	0,22	0,93	0,07	0,39	0,13	0,13	0,11	0,09	0,1	0,12
Zr/Nb	43,86	38,86	27,56	27,13	41,06	21,20	23,02	23,53	9,63	72,28	27,00	6,87	7,03	5,71	6,54	4,15	35,20
(Nb/La) _N	0,35	0,67	0,76	0,73	0,72	0,46	0,51	0,40	0,19	0,30	0,34	1,19	1,41	0,70	0,85	0,78	—
(La/Ta) _N	2,33	1,58	1,70	1,72	1,79	2,17	2,32	2,74	12,16	4,86	2,67	0,97	0,65	0,87	0,86	1,14	—
(La/Yb) _N	0,91	0,72	0,83	1,21	0,80	1,76	1,75	1,63	9,08	0,75	1,84	3,37	3,37	3,53	5,46	0,54	—

Примечание. Главные элементы даны для N-MORB по среднему толлитовому MORB [31], для OIB по среднему субшелочному оливиновому базальту [31]. Редкие элементы для N-MORB и OIB взяты из [35].

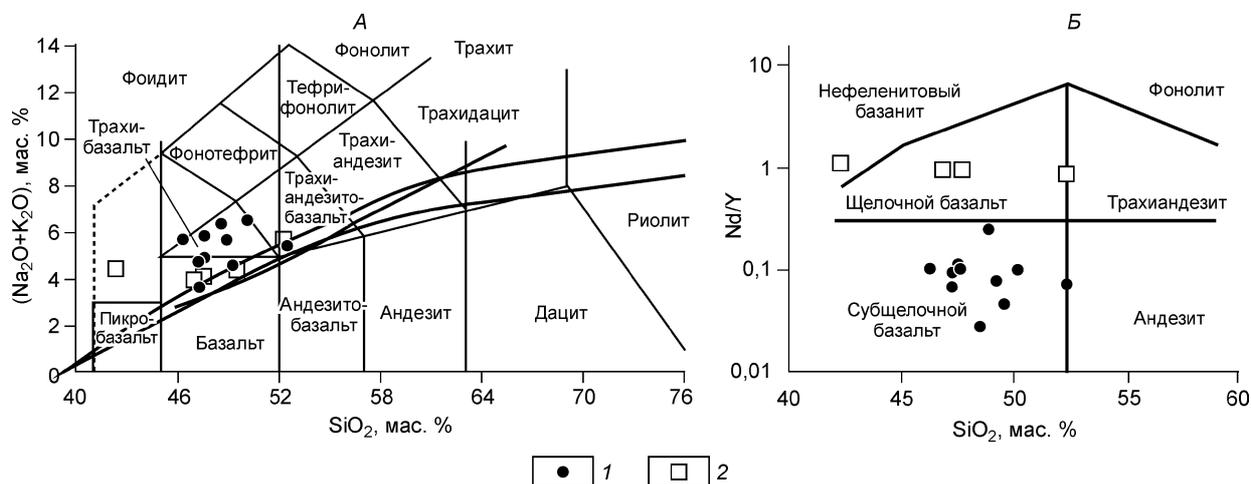


Рис. 7. Классификационные петрохимические диаграммы.

А — TAS-диаграмма; Б — Nb/Y—SiO₂ [32]. Метабазальты: 1 — курайские, 2 — катунские.

фациями отложений палеоокеанического острова: между карбонатной шапкой и вулканическим островом и между склоновыми фациями у его основания и базальтами океанической коры (см. рис. 6). Преобладают образцы мелкосреднезернистых миндалекаменных базальтов и базальтовых порфиритов. Миндалины заполнены кальцитом и хлоритом, порфировые включения представлены кристаллами плагиоклаза и клинопироксена. Структура основной массы вариолитовая или гиалопилитовая. Все эти породы имеют достаточно близкий химический состав и метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. По соотношению суммы щелочей и кремнезема (TAS) (рис. 7, А) точки составов попадают в поле базальтов и трахибазальтов, однако данная классификация не является надежной из-за подвижности калия и натрия при гидротермальных изменениях и метаморфизме в условиях морского дна. По соотношению Nb/Y и SiO₂ (см. рис. 7,Б) все образцы являются субщелочными базальтами. По увеличению FeO* с ростом FeO*/MgO можно предположить толеитовый тренд (рис. 8, А). Увеличение содержания TiO₂ с ростом FeO*/MgO не так очевидно, т. е. породы имеют промежуточные характеристики между океаническими и островодужными толеитами (см. рис. 8,Б). Содержания TiO₂ и P₂O₅ варьируют соответственно от 0,43 до 2,3 и от 0,1 до 0,58 мас. % (см. таблицу). При этом P₂O₅/TiO₂ > 0,15 для обр. 158, 161, 165, 169, 96-56-1 и < 0,15 для обр. 141—155 и 170. Содержание Al₂O₃ меняется в пределах 13—18 мас. %, что в среднем немного ниже, чем в островодужных толеитах. В целом по сравнению с островодужными толеитами (IAT), курайские метабазальты обеднены крупноионными литофильными элементами (LILE — K, Rb, Ba) и имеют близкие или немного завышенные содержания высокозарядных элементов (HFSE — Zr, Nb, U, Th, Hf). По концентрациям HFSE и LILE и отношению Zr/Nb можно выделить три группы пород. Породы первой (обр. 146, 154, 155) имеют химические характеристики N-MORB, т. е. обогащены HFSE, обеднены

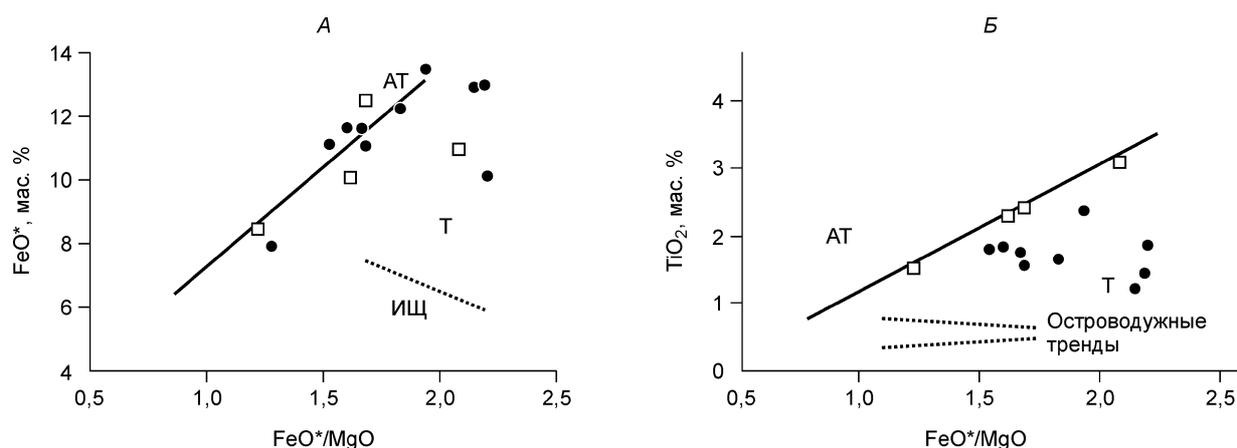


Рис. 8. Бивариантные диаграммы.

А — FeO*—FeO*/MgO; Б — TiO₂—FeO*/MgO. Поля: АТ — абиссальных толеитов, Т — толеитов, ИЩ — известково-щелочных вулканитов, приведены по [38]. Усл. обозн. см. на рис. 7.

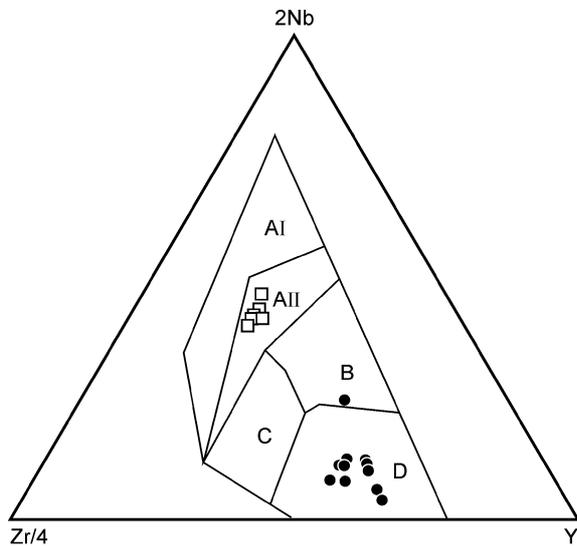


Рис. 9. Дискриминационная диаграмма $Zr/4-2Nb-Y$, по [43].

Поля: AI — внутриплитные щелочные базальты, AII — внутриплитные щелочные базальты и внутриплитные толеиты, B — E-MORB, C — внутриплитные толеиты и базальты океанических дуг, D — базальты океанических дуг и MORB. Усл. обозн. см. на рис. 7.

LILE и имеют повышенные значения Zr/Nb , **второй** (обр. 169, 96-56-1, 141, 147, 158, 161) ближе по составу к щелочным базальтам океанических островов и океанических плато и имеют повышенные LILE и пониженные HFSE и Zr/Nb . В **третью** группу входят породы промежуточного состава (обр. 165 и 170), которые мы интерпретируем как MORB переходного типа (см. таблицу) [31, 32]. На диаграмме $2Nb-Zr/4-Y$ (рис. 9) обр. 169 попадает в область между N-MORB и OIB, а все остальные образцы в поле N-MORB.

Все базальты кроме обр. 169 и 96-56-1 имеют схожие, довольно плоские кривые распределения редко-

земельных элементов (REE) (рис. 10). В них отсутствует обогащение LREE, характерное для типичных базальтов горячих точек, и имеется $La_N=9-25$ и $(La/Yb)_N=0,15-1,9$. На кривых обр. 158, 161 и 165 отмечены небольшие положительные Eu-аномалии, что могло быть результатом кристаллизации плагиоклаза и его последующей флотации в промежуточных магматических камерах, расположенных ниже океанической коры, т. е. на глубине > 20 км, соответствующей 6—8 кбар. Наиболее дифференцированный базальт (обр. 169) характеризуется самыми высокими концентрациями LREE и самыми низкими HREE при $La_N=60$, $(La/Yb)_N=9,1$, а также отсутствием Eu аномалии. Для кривой обр. 96-56-1 характерны высокие LREE и средние HREE при $La_N=33$ и $(La/Yb)_N=1,9$, а также небольшой Eu-максимум.

Распределения содержаний редких элементов, нормированных по MORB, показывают, что по сравнению с MORB породы обеднены HFSE, кроме Nb, содержание которого близко к таковому для MORB (рис. 11). В целом распределения редких элементов близки таковым в океанических платобазальтах бассейна Науру [33]. По сравнению с MORB большинство образцов курайских базальтов обогащены некогерентными элементами, что позволяет предположить их связь с вулканизмом океанических островов [34]. Графики распределения для большинства образцов похожи друг на друга и соответствуют так называемым переходным MORB (T-MORB) [32]. Большинство образцов обеднено Cr, возможно, в связи с фракционированием из расплава хромшпинелидов, вероятно, в промежуточных камерах.

Спайдер-диаграммы (рис. 12) имеют „пилообразный“ облик и характеризуются обогащением всех элементов по отношению к хондриту [35]. Отмечается умеренное обеднение Nb и Ta по отношению к лантану $(Nb/La)_N < 1$; см. таблицу) в отличие от щелочных базальтов, сформированных в обстановке континентальных рифтов или океанических островов. Несмотря на Nb-Ta минимум, вряд ли можно предположить коровую контаминацию в процессе петрогенеза из-за низких содержаний Th (см. таблицу,

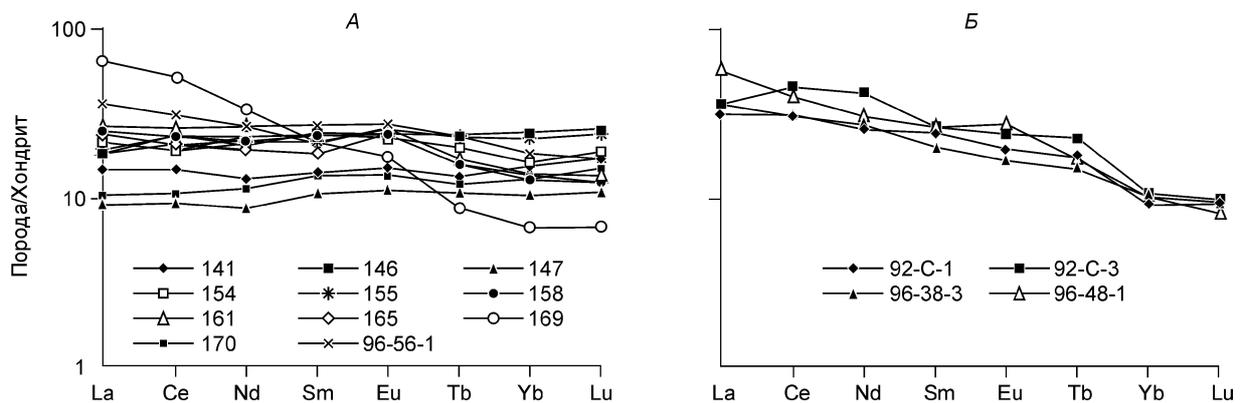


Рис. 10. Кривые распределений редкоземельных элементов, нормированные по хондриту, для метабазальтов: А — курайских, Б — катунских.

Нормировочные значения из [35].

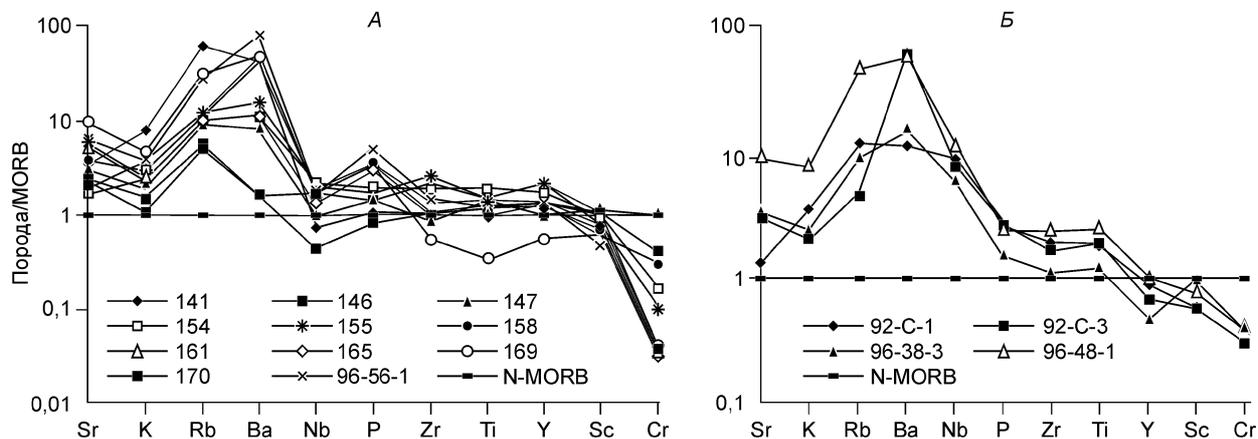


Рис. 11. Кривые распределения редких элементов, нормированные по MORB, для metabазальтов: А — курайских, Б — катунских.

Нормировочные значения из [35].

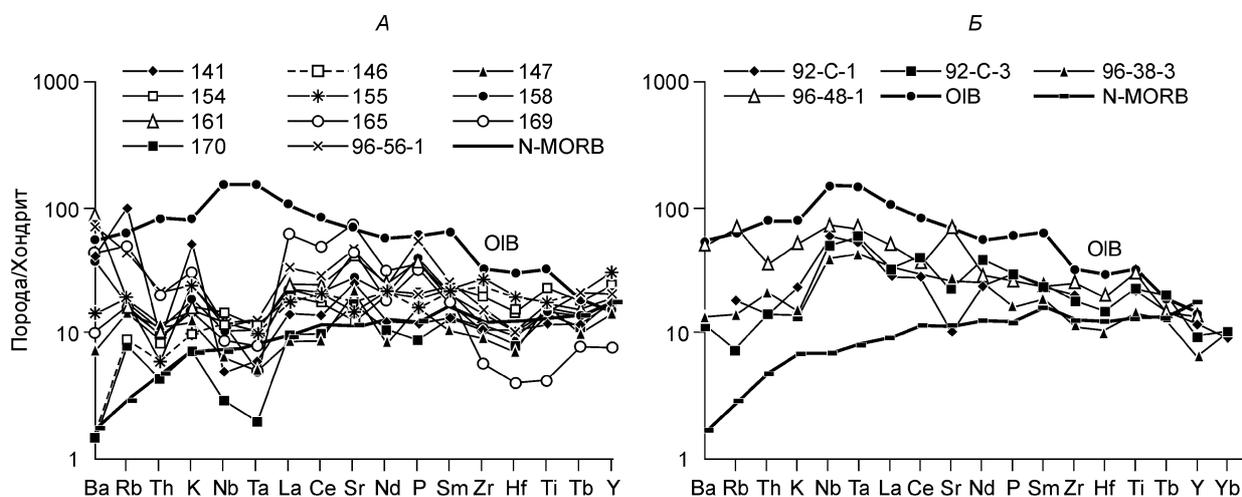


Рис. 12. Кривые распределения редких элементов, нормированные по хондриту, для metabазальтов: А — курайских, Б — катунских.

Нормировочные значения из [35].

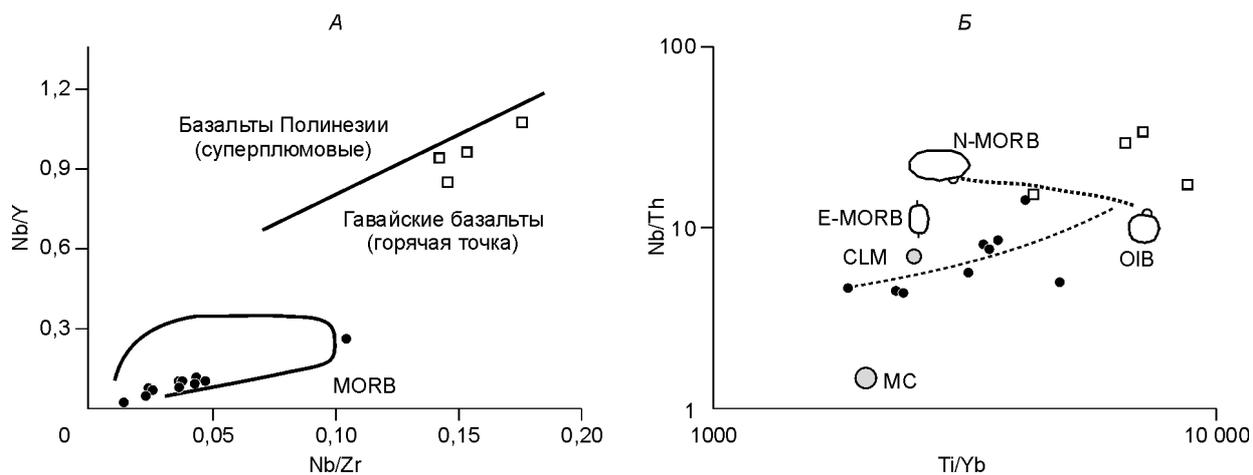


Рис. 13. Графики Nb/Zr—Nb/Y (А) и Ti/Yb—Nb/Th (Б) для курайских и катунских metabазальтов.

Значения для OIB и MORB взяты из [35], для средней коры (MC) и континентальной литосферной мантии (CLM) — из [36]. Усл. обозн. см. на рис. 7.

рис. 12). Образцы 169 и 96-56-1 также характеризуются небольшими Nb-Ta минимумами ($(\text{Nb/La})_N = 0,19$ и $0,34$ соответственно) и очень низкими концентрациями Th ($0,85$ и $0,9$ г/г соответственно). Скорее всего, имела место контаминация плюмового расплава компонентами нижней, мафической коры или литосферной мантии [35]. Кроме того, по достаточно высоким содержаниям щелочей и LILE и умеренному обеднению Nb можно предположить мантийный источник расплава, находящийся на уровне шпинелевой фации.

На диаграмме Nb/Y — Nb/Zr курайские базальты попадают в поле MORB за исключением обр. 169, который располагается ближе к полю OIB (рис. 13,А). На диаграмме Nb/Th—Ti/Yb (см. рис. 13,Б) точки составов образуют непрерывный тренд, протягивающийся от поля OIB до поля CLM (континентальная литосферная мантия), что позволяет предположить смешение расплавов или контаминацию пород веществом литосферной мантии.

Таким образом, полученные данные показывают, что курайские metabазальты имеют геохимические характеристики базальтов MORB и OIB с рядом специфических особенностей, приближающих их к платобазальтам океанических островов, формировавшихся при некотором фракционировании в промежуточных камерах (по содержанию Eu, Cr, Nb-Ta и др.).

СТРОЕНИЕ КАТУНСКОГО АККРЕЦИОННОГО КЛИНА

Катунский аккреционный клин (рис. 14) расположен к северу от Курайского и прослеживается вдоль р. Катунь от устья р. Устюба (на севере) до р. Эдиган (на юге) на расстояние более 120 км (см. рис. 4). Палеосимаунт представлен тремя типами пород, слагающими тектонические пластины. Породы **первого типа** сложены темно-серыми углеродистыми известняками, черными силицилитами, глинистыми и глинисто-кремнистыми сланцами, доломитами, часто обломочными, редкими маломощными потоками базальтов. Осадочные породы доминируют в разрезе над вулканитами. Породы **второго типа** представлены высоко- и низкотитанистыми толеитовыми и щелочными базальтами, их кластолавами и лавокластитами, с высокоуглеродистыми кремнистыми, карбонатными и глинистыми отложениями. Породы **третьего типа** — это слоистые рифогенные известняки и доломиты, содержащие прослои туфов. Мы рассматриваем перечисленные тектонические пластины как фрагменты ранее единого комплекса карбонатных, кремнистых, терригенных, вулканокластических и вулканогенных пород палеоокеанического острова. Первый тип — это преимущественно склоновые фации, второй и третий — представлены породами основания океанического острова и его карбонатной шапки. Породы Катунского палеосимаунта изменены слабее, чем породы Баратальского палеосимаунта, и поэтому в них часто отмечаются подводно-оползневые складчатые и брекчиевидные текстуры, особенно среди карбонатных и кремнистых пород лавовых потоков. Фрагменты палеоокеанических островов чередуются с олистостромами двух типов. Первый тип олистостром образован при разрушении Катунского палеосимаунта и состоит только из его обломков, представленных базальтами, кремнями и известняками; второй состоит из этих же пород, но включает гальки и глыбы андезитов, андезитобазальтов, известняков, поступивших в глубоководный желоб с островной дуги. Среди олистостром встречаются линзы валунных конгломератов, состав которых соответствует породам островной дуги.

Вулканиды венда—раннего кембрия Катунского палеосимаунта представлены маломощными потоками толеитовых базальтов, являющихся реликтами океанической коры, и крупными вулканическими постройками, сложенными щелочными базальтами. Вулканиды первого типа — преимущественно толеитовые базальты типа N-MORB, в основном афировые. Иногда фиксируется присутствие мелких вкрапленников оливина и клинопироксена. Вулканиды второго типа представлены главным образом оливиновыми и щелочными оливиновыми базальтами. Последние часто содержат мелкие (до 1—2 см) ультраосновные нодулы. Базальты в основном афировые, реже плагиопорфировые (до 10 % вкрапленников плагиоклаза). В основной массе с интергранулярной структурой диагностируются оливин, плагиоклаз и пироксен. Оливиновые базальты преимущественно афировые. Оливин-плагиоклаз-пироксен-порфировые породы — гавайиты ($\text{MgO} = 3—5 \%$) — содержат до 10—15 % вкрапленников оливина. Фенокристаллы (размером до 8 мм) погружены в стекловатую основную массу.

Катунская зона является наиболее палеонтологически изученной. Здесь в породах палеосимаунта обнаружены многочисленные находки микрофитолитов, известковистых водорослей и спикул губок, которые характеризуются возрастом верхний венд—ранний кембрий [37]. Детальное описание разрезов и списки палеонтологических находок опубликованы в статье А.А. Терлеева [37]. В настоящем разделе мы даем краткую характеристику строения, состава и палеонтологии Катунского палеоокеанического острова с учетом этой работы.

Рассмотрим структуру и состав Катунского палеоокеанического острова на примере отдельных участков: Эдиганского, Еландинского и Чепошского, расположение которых показано на рис. 14.

Эдиганский участок (рис. 15) расположен на правобережье Катунь, в водораздельной части ее правых притоков, Эдиган и Чеба. Здесь образования палеоокеанического острова формируют монокли-

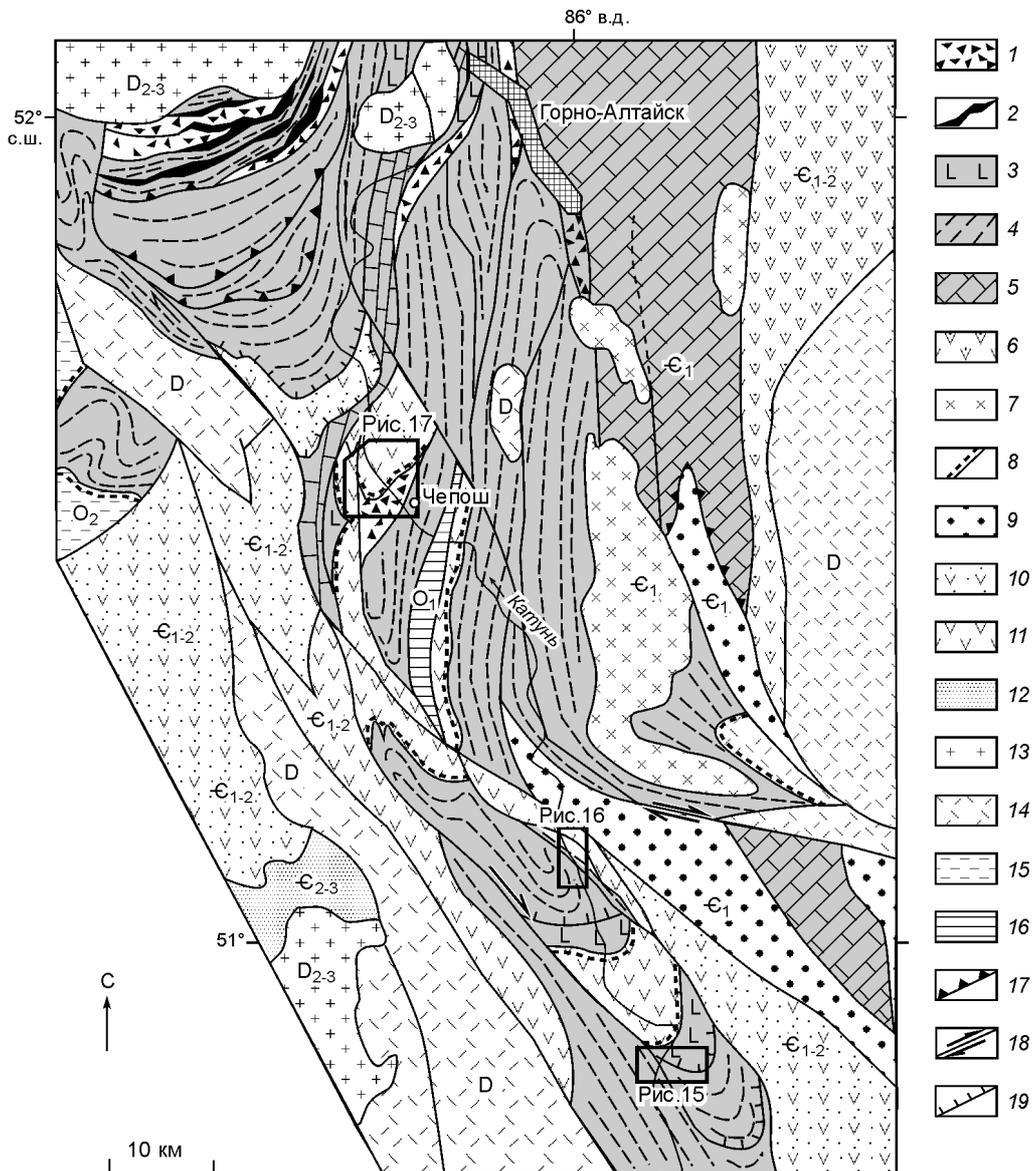


Рис. 14. Геологическая схема Катунского аккреционного клина с большим фрагментом Катунского океанического острова.

1—5 — раннекембрийский аккреционный клин: 1 — олистостромы, 2 — серпентинитовый меланж, 3 — венд-раннекембрийские базальты палеоокеанических островов, 4 — венд-раннекембрийские образования склоновых фаций, 5 — раннекембрийские рифогенные известняки и доломиты (карбонатные шапки); 6—8 — раннесреднекембрийская островная дуга: 6 — андезитобазальты и их туфы, 7 — габброидные массивы, 8 — базальные конгломераты шашкунарской свиты; 9—11 — преддуговой прогиб, раннесреднекембрийские: 9 — турбидиты и андезитобазальтовые туфы, 10 — турбидиты, базальты и их туфы, 11 — поздневендские базальты и туфы палеоокеанического острова; 12 — турбидиты; 13 — среднепозднедевонские гранитоиды; породы: 14 — девонские вулканогенно-осадочные, 15 — среднеордовикские терригенно-карбонатные, 16 — раннеордовикские осадочные, 17 — раннекембрийские сбросы; позднепалеозойские: 18 — сдвиги, 19 — надвиги.

нальную структуру, в строении которой участвуют поздневендско-раннедокембрийские кремнисто-осадочные (эсконгинская свита) и вулканогенные образования (манжерокская свита) палеоокеанического острова.

По А.А. Терлееву [37] разрез эсконгинской свиты (см. рис. 15, линия I—II) состоит из 16 пачек:

	Мощность, м
1. Тонко переслаивающиеся черные известняки, кремнисто-глинистые черные сланцы и зеленовато-серые туфоалевролиты	60
2. Пачка темно-серых и серых доломитов, чередующихся с ранее описанными породами и включающими линзовидные тела доломитов и кварцитов	200

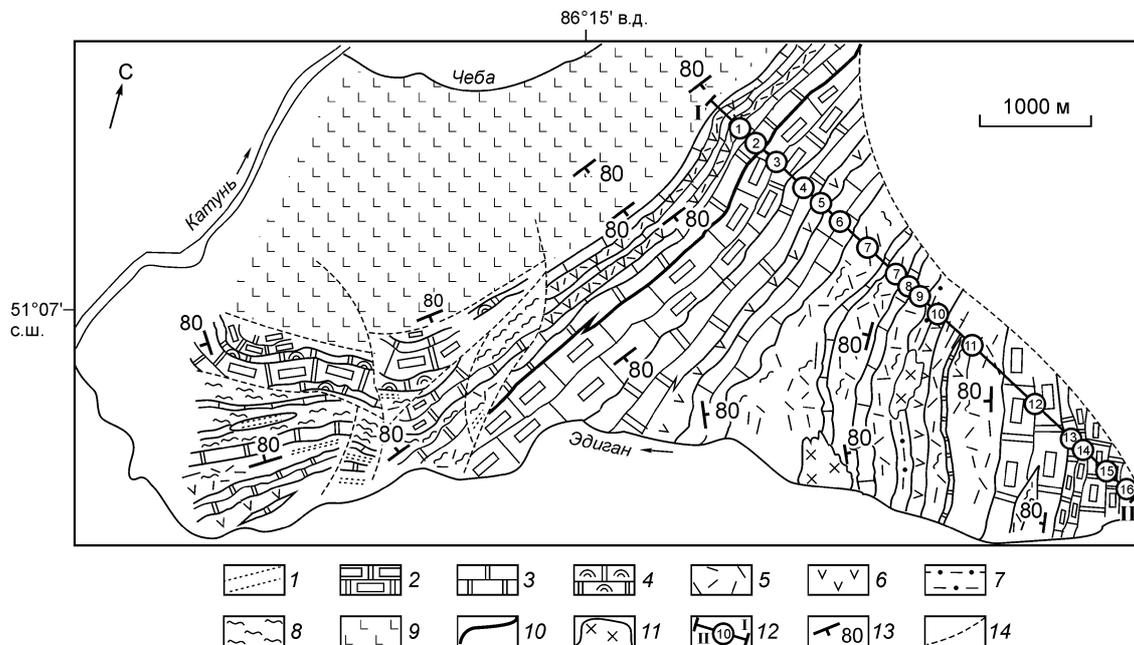


Рис. 15. Схема Едиганского участка Катунского палеоокеанического острова (по [37] с изменениями).

1—8 — эсконгинская свита: 1 — аргиллиты, 2 — доломиты, 3 — известняки, 4 — строматолиты, 5 — туфы, 6 — базальтовые порфириды, 7 — песчаники, 8 — кремни; 9 — базальты океанических островов манжерокской свиты; 10 — граница докембрия и кембрия; 11 — интрузии габбро; 12 — линия разреза и номера пачек; 13 — элементы залегания; 14 — разломы.

3. Доломиты темно-серые, серые массивные и слоистые, реже известняки и туфосланцы	60
4. Переслаивание тонкопосчатых темных известняков и алевролитов. Встречаются кварциты и линзы доломитов	60
5. Доломиты серые, темно-серые, тонкослоистые и массивные, реже со строматолитовой слоистостью, микрофитолитовые (<i>Osagia</i> sp., <i>Nubecularites catagraphus</i> Reitl.) и брекчированные. Им подчинены темные известняки, черные и зеленовато-серые туфоалевролиты, аргиллиты, кварциты. Для пачки характерны латеральные переходы карбонатных пород в терригенные и консидементационная слоистость. Широко распространены оползневые текстуры с образованием тел карбонатов и аргиллитов неправильной и линзовидной формы	450
6. Переслаивание терригенных и карбонатных пород. Терригенные породы представлены глинистыми, глинисто-кремнистыми и хлоритовыми сланцами, мелкообломочными туфами базальтовых порфиритов, силицилитами. Им подчинены серые, темно-серые слоистые известняки, доломитовые известняки, реже доломиты	400
7. Зеленовато-серые и зеленые массивные и рассланцеванные эффузивы, туфопесчаники и алевролиты, реже гравелисты. Элементы градационной слоистости в песчаниках показывают нормальное падение на северо-запад	180
8. Переслаивание различных сланцев и темно-серых слоистых известняков	140
9. Серые, темно-серые массивные и тонкопосчатые, нередко с терригенной примесью известняки и доломиты. Широко встречаются микрофитолиты (<i>Osagia</i> sp.)	100
10. Породы, аналогичные описанным для пачки 6. Более широко развиты силицилиты	140
11. Серые, темно-серые массивные и тонкослоистые известняки. Встречаются отдельные тонкие слои хлоритовых сланцев и силицилитов	160
12. Зеленовато-серые, преимущественно массивные, базальтовые порфириды	60
13. Серые, темно-серые, массивные и тонкослоистые, иногда обломочные доломиты с прослоями (обычно 1—5 см) силицилитов. Встречаются тонкие пласти известняков и сланцев	120
14. Осадки, подобные пачке 10. Встречены спикюлы губок отрядов Monaxonellida, Tetraxonida и известковые водоросли <i>Eiphyton</i> sp.	300
15. Серые, темно-серые, массивные и плитчатые доломиты, нередко обломочные и микрофитолитовые с <i>Osagia tenuilamellata</i> Reitl	140
16. Переслаивание серых, темно-серых известняков, доломитов с эффузивами, туфосланцами и кварцитами	200

Общая мощность эсконгинской свиты превышает 3 тыс. м. Учитывая крутое залегание контакта (80—85°) и наличие опрокинутых слоев, мы предполагаем, что кремнисто-осадочные образования (эсконгинская свита) перекрывают вулканогенные (манжерокская свита). В разрезе I—II (см. рис. 15) среди

Рис. 16. Схема Еландинского участка Катунского палеоокеанического острова (по [37] с изменениями).

1 — базальты и линзы известняков манжерокской свиты, 2 — венд-раннекембрийские базальты, известняки и кремни склоновых фаций эсконгинской свиты, 3 — поздневендско-раннекембрийские рифогенные доломиты, 4 — раннесреднекембрийские базальты и туфы, 5 — разломы, 6 — элементы залегания.

терригенно-карбонатных пород А.А. Терлевым выявлены известковистые водоросли рода *Kordephyton Rad. et larites punctatus Reitl.*, *N. Catagraphus Reitl.*, *Osagia sp.*, *Vesicularites flexuosus Reitl.*, *Glebosites sp.*, *Korilophyton inopenatus Voron.*, спикулы губок *Protospongia sp.*, *Chancelloria sp.* Также встречаются темно-серые, серые, строматолитовые и микрофитолитовые массивные и тонкослоистые доломиты, известняки с водорослевыми биогермами до 1,5 м по высоте. По простиранию строматолитовые доломиты нередко переходят в обломочные. Обломки размером до первых метров, обычно первые десятки сантиметров, представлены теми же строматолитовыми и микрофитолитовыми доломитами и известняками. В них обнаружены известковые водоросли *Epiphyton sp.*, *Korilophyton sp.*, микрофитолиты *Osagia tenuilamellata Reitl.*, *O. columnata var. ovsianica Yaksch.*, *O. aff. Columnata var. baicalica Yaksch.*, *O. donatella Korol.*, *Nubecularites alicarius Yaksch.*, *Ambigolamellatus horridus Z. Zhur.*, *Volnatella zonalis Nar.*, *Confetra sp.*, *Vesicularites sp.*

Еландинский участок расположен на правом берегу Катунь в районе руч. Чечкиш (рис. 16). Здесь наибольший интерес представляют раннекембрийские рифогенные доломиты, рассматриваемые нами как образования вершины палеоокеанического острова. Доломиты налегают на вулканогенные породы манжерокской свиты. В основании доломитов наблюдается не выдержанный по мощности прослой осадочных брекчий, состоящий из обломков (валунов и галек) эффузивов.

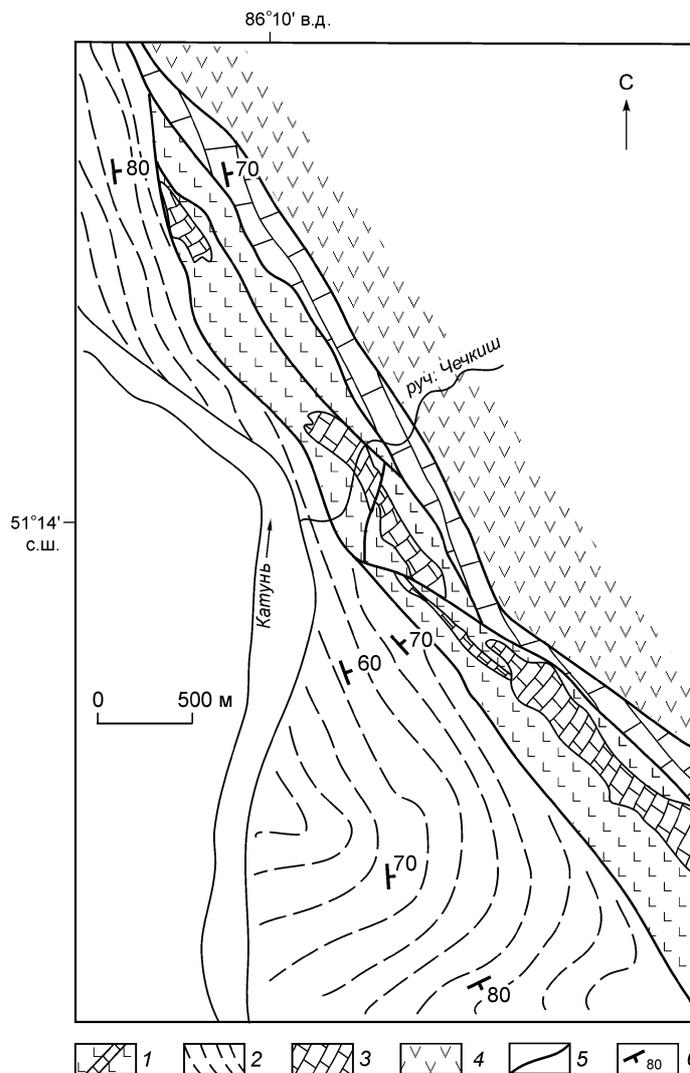
Доломиты светло-серые, серые тонкослоистые строматолитовые, массивные и обломочные. Максимальная мощность их 250 м. Они содержат микрофитолиты *Nubecularites punctatus Reitl.*, *N. catagraphus Reitl.*, *Osagia sp.*, *Vesicularites flexuosus Reitl.*, *Ves. lobatus Reitl.*, *Ves. bothrydiophormis (Krasn.)*, *Ves. reticulatus Varozh.*, *Ves. igaricus Milstein.*, *Ves. compositus Z. Zhur.*, *Ves. pussilus Zabr.*, *Nubecularites uniformis Z. Zhur.*, *Ambigolamellatus horridus Z. Zhur.*, *Radiosus sphaericus Z. Zhur.*, *Volvatella vadosa Z. Zhur.*, *Glebosites gentiles Z. Zhur.*, *Osagia tenuilamellata Reitl.*, *Vesicularites textus Klingler.*

Микрофитолиты *N. ubeculantes*, *N. catagraphus* и водоросли *Girvanella sp.* позволяют определить возраст доломитов в интервале поздний венд—ранний кембрий [37].

Чепошский участок (рис. 17) расположен в бассейне Катунь между пос. Усть-Сема и пос. Чепош (см. рис. 14). Здесь образования палеоокеанического острова в форме многочисленных тектонических пластин чередуются с меланжированными олистостромами двух типов. Чешуйчатая структура несогласно через базальные конгломераты перекрывается раннекембрийскими (санаштыгольский горизонт)—среднекембрийскими осадочно-вулканогенными образованиями развитой островной дуги [13].

В правом борту р. Катунь нами описан следующий разрез (см. рис. 17, линия I—II), представляющий собой набор тектонических пластин. В его строении участвуют породы палеоокеанического острова и меланжированные олистостромы.

1. Тектоническая пластина, состоящая из олистостром первого и второго типов. Олистострома первого типа кремнисто-карбонатно-базальтовая, состоящая из олистолитов, включенных в матрикс брекчий и песчаников. В ее строении участвуют олистолиты, достигающие размеров нескольких десятков



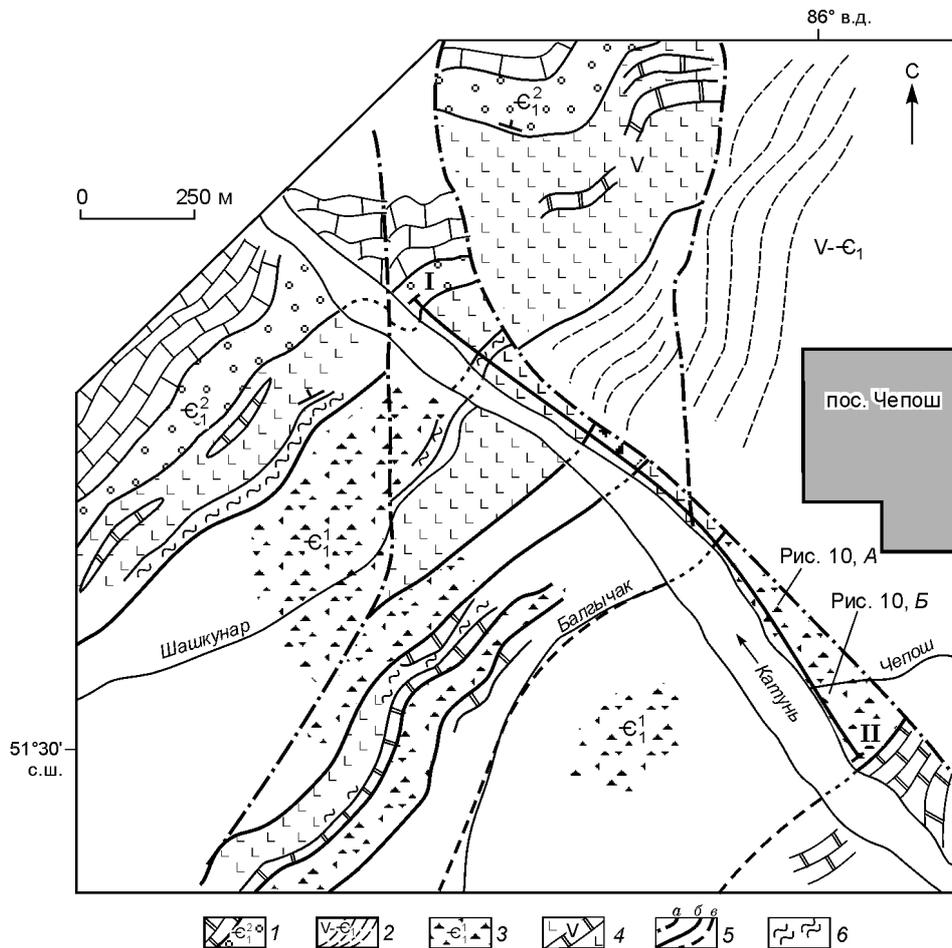


Рис. 17. Схема Чеповского участка Катунского палеоокеанического острова (по [37] с изменениями).

1 — раннекембрийские известняки и конгломераты шашкунарской свиты; 2 — венд-раннекембрийские базальты, известняки и кремни склоновых фаций эсконгинской свиты; 3 — раннекембрийские олистостромы и меланжи; 4 — вендские базальты и линзы известняков манжерокской свиты; 5 — разломы: *a* — позднепалеозойские, *б* — раннекембрийские, *в* — оперяющие; *б* — кремнистые породы.

сантиметров (рис. 18, А). Большие тела олистолитов, состоящие из базальтов, карбонатных пород или их сочетания, имеют длину до первых сотен метров и мощность до десятков метров.

Олистострома второго типа, полимиктовая, состоящая из олистолитов и мелких обломков кремнисто-карбонатно-базальтового состава и хорошо окатанных валунов и галек, представленных андезитобазальтами, андезитами, туфами, песчаниками, алевролитами, серыми слоистыми известняками. На рис. 18, А, Б показаны зарисовки обнажений вдоль р. Катунь, в устье р. Чепош и ниже нее: рис. 18, А — олистострома с обломками океанической коры, на рис. 18, Б — полимиктовая олистострома с валунами и гальками андезитов и осадочных пород в песчано-алевролитовом цементе, состоящем из обломков эффузивов, кремней и карбонатных пород. Размеры валунов достигают 20 см. Общая мощность тектонических пластов превышает 300 м. Оба типа олистостром расчленены и имеют характерную линейность.

2. Зона интенсивных деформаций, представленная зелеными сланцами с блоками базальтов, кремней и доломитов, мощность до 2—3 м.

3. Тектоническая пластина кремнисто-карбонатно-вулканогенных пород мощностью в 120 м.

4. Зона деформаций, аналогичная № 2.

5. Олистострома первого типа мощностью 8—10 м.

6. Зона деформаций, аналогичная № 2.

7. Тектоническая пластина пиллоу-лав мощностью до 150 м.

8. Зона зеленых сланцев по базальтам мощностью 1—2 м.

9. Тектоническая пластина черных кремней мощностью до 6 м.

10. После закрытой территории в 80 м выходы базальтокарбонатных пород мощностью до 6 м.

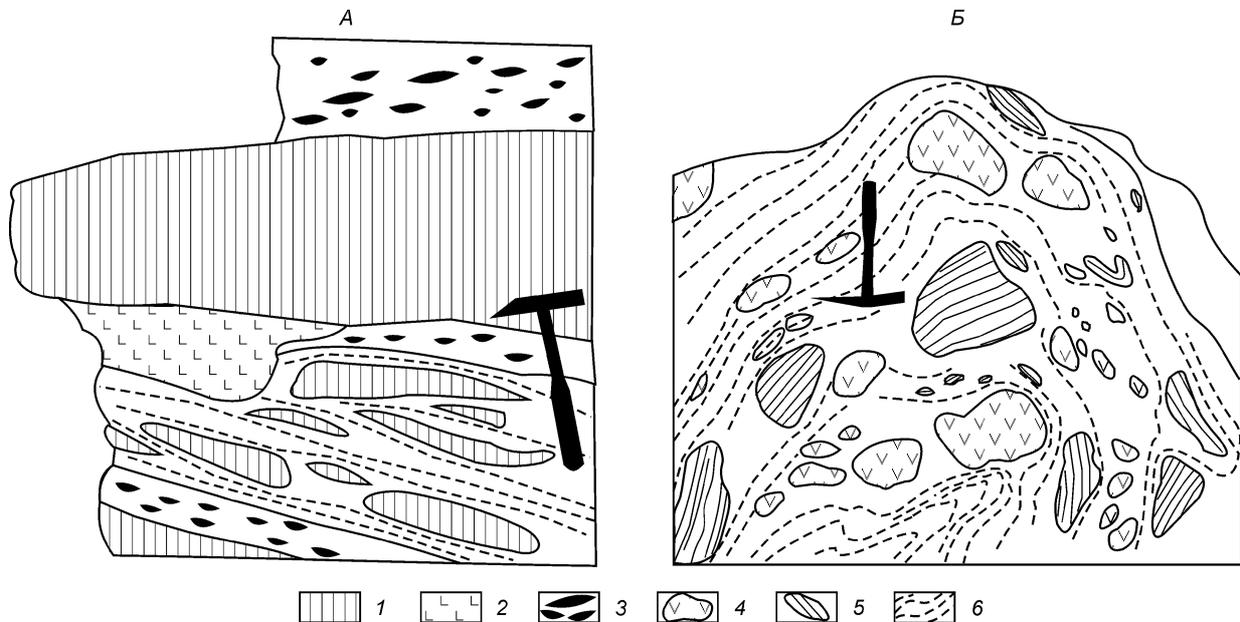


Рис. 18. Два типа тектонизированных конгломератовых олистостром на правом берегу Катун, в районе пос. Чепош (см. рис. 14, 17):

А — олистострома; *Б* — полимиктовая конгломератовидная олистострома. 1 — кремни, 2 — океанические базальты, 3 — брекчии с фрагментами океанических базальтов, 4 — валуны и галька андезитов и андезитобазальтов, 5 — валуны и галька осадочных пород: кремней, песчаников, алевролитов и туфов, 6 — слоистость в песчано-глинистом цементе.

Образования аккреционного клина несогласно перекрываются базальными конгломератами карбонатной шашкунарской свиты, которая начинает разрез раннесреднекембрийской островной дуги. В валунах и гальках широко представлены породы, переотложенные из аккреционной призмы и островной дуги: базальты, андезиты, доломиты, известняки и кремни. Островодужные дайки пироксен-плагиоклазовых порфиритов, диабазов и габбро прорывают тектонические пластины аккреционной призмы, конгломераты и карбонатные породы шашкунарской свиты. Они являются комагматами эффузивов усть-семиной свиты, широко развитых в Катунской зоне (см. рис. 14).

Раннесреднекембрийские образования развитой островной дуги не подвержены зеленокаменному преобразованию и меланжированию в отличие от пород аккреционного клина, что свидетельствует о крупной тектонической перестройке в раннем кембрии (предшашкунарская фаза).

Таким образом, возраст образований Катунского палеоокеанического острова по находкам известковистых водорослей и спикул губок определяется как верхний венд—ранний кембрий [37]. Они несогласно перекрываются островодужными отложениями конца раннего—среднего кембрия.

Характерно, что рифогенные известняки и доломиты с прослоями туфов, рассматриваемые нами как рифогенные постройки вершин океанических островов, содержат обильное количество микрофитолитов и известковистых водорослей раннекембрийского возраста. В породах склоновых фаций (есконгинская свита) Катунского палеоокеанического острова в брекчированных доломитах встречаются микрофитолиты, спикулы губок и известковистые водоросли.

На многих участках Катунской зоны (см. рис. 6) хорошо видно стратиграфическое налегание через базальные конгломераты вулканогенно-осадочных образований развитой островной дуги раннего—среднего кембрия на различные структурные элементы аккреционной призмы. Вулканогенно-осадочные образования характеризуются известково-щелочным типом вулканизма и содержат фауну археоциат, брахиопод и радиолярий (санаштыгольского горизонта нижнего—среднего кембрия) [13].

Вулканогенные, карбонатно-кремнистые и карбонатные образования палеоокеанических островов прослеживаются к СВ от Катунского террейна в Горную Шорию, где формируют структуру размером 40 × 250 км. В СЗ части Катунского аккреционного клина наряду с тектоническими пластинами палеосимаунтов и олистостром встречаются узкие тела серпентинитового меланжа и пластины N-MORB базальтов [13]. Меланж состоит из сланцев хризотил-антигоритового состава, включающих глыбы гипербазитов, пироксенитов и габброидов.

СОСТАВ БАЗАЛЬТОВ КАТУНСКОГО АККРЕЦИОННОГО КЛИНА

Валовые анализы образцов толеитовых и щелочных базальтов из отложений Катунского аккреционного клина приведены в таблице. Породы подверглись низкотемпературному региональному метаморфизму зеленосланцевой фации. Пиллоу-лавы состоят из обогащенного клинопироксеном ядра и богатой кремнисто-карбонатным веществом измененной внешней зоны. Клинопироксен частично или полностью замещен хлорит-эпидотовым агрегатом, а основная масса базальтов состоит из актинолита, эпидота, хлорита и альбита. Катунские метабаза́льты можно классифицировать с помощью соотношения суммы щелочей к кремнезему (см. рис. 7, А), где точки составов попадают в поле базальта, трахиандезитобазальта и базанита, и по соотношению Nb/Y и SiO_2 , также показывающему, что три образца из изученных являются щелочными базальтами и один — нефеленитовым базанитом (см. рис. 7, Б). Для данных пород характерно наличие четкого тренда обогащения пород железом в ходе фракционирования, причем содержание титана при этом тоже увеличивается с ростом FeO^*/MgO (см. рис. 8, А, Б). Такие тренды напоминают таковые для сильно дифференцированных толеитовых серий [38]. В целом, катунские и курайские базальты имеют близкие содержания TiO_2 (см. таблицу) и величины FeO^*/MgO , меняющиеся в пределах 1,25—2,1 и соответствующие средней степени дифференциации (см. рис. 8, Б). Поскольку натрий, калий и другие низкозарядные элементы являются наиболее подвижными при вторичных изменениях [39], то для определения магматической природы пород и петрогенетических построений также использовались только высокозарядные и редкоземельные элементы.

Содержания TiO_2 и P_2O_5 варьируют от 1,52 до 3,07 и от 0,17 до 0,31 мас.% соответственно, а Al_2O_3 меняется от 12,4 до 14,8 мас.%, что в среднем намного ниже, чем в толеитах островных дуг (IAT). Как и курайские базальты катунские основные вулканиды слегка обеднены LILE и обогащены HFSE, Cr и Mg по сравнению с IAT (см. таблицу) [31]. При этом они имеют высокие значения K/Rb, K/Ba и Zr/Nb и средние Nb/Zr (0,14—0,18) и Nb/Y (0,86—1,08) (см. рис. 13, А). На диаграмме $2Nb-Zr/4-Y$ (см. рис. 9) точки составов попадают в область базальтов плюмового типа, т. е. внутриплитных базальтов типа щелочных базальтов гавайской системы.

Кривые распределения REE показывают, что породы явно обогащены LREE (см. рис. 10) с $La_N = 30-54$, $(La/Yb)_N = 3,3-5,4$. Небольшой Eu максимум имеется только на кривой обр. 96-48-1. По распределению нормированных к MORB редких элементов (см. рис. 11) видно, что HFSE в изученных образцах выше, чем в базальтах срединно-океанических хребтов. Для них также не характерно наличие отрицательных аномалий по Nb, Ta и Ti. На спайдер-диаграммах (см. рис. 12) для катунских базальтов отмечаются небольшие аномалии по Nb и Ta относительно La ($(Nb/La)_N > 1$). На графиках в координатах Nb/Y—Nb/Zr и Ti/Yb—Nb/Th точки составов попадают в поле гавайской системы океанических островов (см. рис. 13, А, Б) [35]. Таким образом, по перечисленным выше геохимическим характеристикам, катунские океанические базальты схожи со многими щелочными базальтами океанических островов, образованными без контаминации коровым материалом (см. таблицу) [31, 40—43]. Катунские метабаза́льты относятся к внутриплитным вулканическим сериям, излившимся в обстановке океанического острова, возможно, связанного с действием горячей точки или мантийного плюма при низкой степени плавления мантийного источника. Базальты типа MORB в выборке не представлены, так как речь идет об опробованном останце основания палеосимаунта.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Таким образом, Горный Алтай является хорошо сохранившимся геологическим объектом, где зафиксирована венд-кембрийская история формирования аккреционного клина. Здесь реконструируются процессы, происходившие при формировании океанической коры Палеоазиатского океана, а также в зоне субдукции при столкновении системы крупных палеоокеанических островов с островной дугой.

В венд-раннекембрийское время субдукция Палеоазиатского океана под Сибирский континент привела к заложению вендской Уйменско-Лебедской примитивной островной дуги. Внутри океана действуют горячие точки, приведшие к образованию океанических поднятий и островов.

В целом, как свидетельствует опыт изучения палеовулканических построек в Тихоокеанском складчатом обрамлении Евразии и их современных аналогов [5—8, 12, 44], следует выделять два типа структур, сформированных над горячими точками: палеоокеанические острова и подводные океанические плато. В древних складчатых областях фрагменты палеоокеанических островов и подводных океанических плато могут чередоваться в составе тектонических пластин аккреционно-коллизийных зон, поэтому возникают трудности в определении геодинамической природы тех или иных базальтовых, базальтово-осадочных и осадочных террейнов. К тому же в строении аккреционно-коллизийных зон участвуют террейны и другого геодинамического происхождения, например, островодужные или гондванской группы (например, карбонатные породы экзотического террейна в Курайском аккреционном клине). Так,

сложность геологического строения Катунского аккреционного клина привела к тому, что разновозрастные и различные по геодинамическому происхождению магматические породы (островодужные, срединно-океанических хребтов и горячих точек) были объединены в одну серию и проинтерпретированы как образования задуговых бассейнов с отложениями изолированных впадин вулканических поднятий [45].

Характерной чертой в формировании океанических островов являются мощные осадки склоновых фаций. Для описанных выше Катунского и Баратальского террейнов мощность склоновых фаций оценивается более чем в 3 км (например, эсконгинская свита Эдиганского участка), что позволяет оценить высоту палеоокеанических островов более 4—5 км. Для формирования океанических островов также характерны две стадии: активная с формированием вулканических построек и пассивная с погружением вулканического острова и формированием атолла с характерными рифовыми фациями карбонатной шапки. Эти стадии хорошо распознаются и в породах Катунского и Баратальского палеоокеанических островов.

В целом состав пород Катунского и Баратальского палеоокеанических островов фиксирует эволюцию их осадконакопления в условиях открытого океанического бассейна. Океанические породы реконструируются как мелководные рифовые комплексы палеоокеанического острова, имеющего базальтовое основание, склоновые карбонатно-кремнистые фации пород, глубоководные кремнистые осадки и брекчии подножия палеоокеанических островов.

Геохимическое изучение базальтоидов показало, что изученные толеитовые, субщелочные и щелочные базальты являются дериватами вещества верхней и нижней мантии и могут свидетельствовать об эволюции вулканизма горячих точек. По распределению REE выделяется два типа пород: обогащенные LREE (OIB), переходные и близкие к MORB (см. рис. 10). Распределение REE зависело от степени дифференциации базальтов и(или) от степени частичного плавления вещества в мантийном резервуаре. Это подтверждается сильными вариациями LREE по отношению к хондриту (25—65 для Курайской зоны и 35—55 для Катунской) и меньшими вариациями HREE (6—13 для Курайской и Катунской зон). Породы с характеристиками OIB близки к щелочным и толеитовым базальтам известных океанических островов и океанических платобазальтов [31, 41]. Фрагменты океанической коры присутствуют во многих складчатых аккреционных поясах, например, в меловом поясе Идонаппу области Урукава на юге центральной части о. Хоккайдо (Япония), зеленокаменные породы которого близки к изученным вулканогенным образованиям аккреционных клиньев Горного Алтая по соотношению Nb/Y и SiO₂; FeO, MgO и TiO₂, а также по содержанию TiO₂, Al₂O₃ и P₂O₅ [32].

Полученные данные свидетельствуют о том, что в период от венда до среднего кембрия формирование коры Палеоазиатского океана происходило при участии вулканизма срединно-океанических хребтов и горячих точек. В результате внутриплитного океанического вулканизма на дне океана образовались океанические подводные горы и острова, сложенные базальтами, известняками и кремнисто-терригенными породами.

На примере Горного Алтая хорошо видно, что фрагменты океанической коры, сохранившиеся в составе аккреционных призм, представлены базальтами и осадочными породами палеоокеанических островов и, в меньшей степени, базальтами срединно-океанических хребтов. Остальная часть офиолитов практически полностью исчезла в зоне субдукции. Таким образом, изучение распространения палеоокеанических островов в структуре складчатых областей очень важно, так как детальное геохимическое, геохронологическое, литологическое, палеонтологическое и палеомагнитное изучение позволит в полной мере реконструировать древние океаны и эндогенные процессы, приведшие к формированию их литосферы.

Работа выполнена при поддержке гранта НШ-1247.2003.01 и РФФИ (проекты № 03-05-64563 и № 03-05-64668).

ЛИТЕРАТУРА

1. Coleman R.G. Ophiolites // Berlin, Springer-Verlag, 1977, 262 p.
2. Добрецов Н.Л., Молдованцев Ю.Е., Казак А.П. Петрология и метаморфизм древних офиолитов. Новосибирск, Наука, 1977, 201 с.
3. Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П. Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск, Наука, 1985, 195 с.
4. Nicolas A. Structure of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere. Kluwer Acad. Publ., Netherlands, 1989, 367 p.
5. Cloos M. Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis: subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges and islands // Geol. Soc. Amer. Bull., 1993, № 105(6), p. 715—737.
6. Чехович В.Д. Об аккреции океанических поднятий // Геотектоника, 1997, № 4, с. 69—79.

7. **Masson D.G., Parson L.M., Milson J.** Subduction of island at the Java trench: A view with long-range sidescan sonar // *Tectonophysics*, 1990, № 185, p. 51—65.
8. **Collot J.-Y., Fisher M.A.** The collision zone between the d'Entrecasteaux Ridge and New Hebrides island arc // *J. Geophys. Res.*, 1995, № 96, p. 4457—4478.
9. **Von Huene R., Scholl D.W.** Observation at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion and the growth of continental crust // *Rev. Geophys.*, 1991, № 29, p. 279—316.
10. **Dobretsov N.L., Kirdyashkin A.G.** Subduction zone dynamics: models of accretionary wedge // *Ofioliti*, 1992, № 18(1), p. 61—81.
11. **Добрецов Н.Л.** Процессы коллизии в палеозойских складчатых областях Азии и механизмы экзугумации // *Петрология*, 2000, т. 8, № 5, с. 451—476.
12. **Kanmera K., Sano H.** Collisional collapse and accretion of Late Paleozoic Akiyoshi island // *Episodes*, 1991, № 14, p. 217—223.
13. **Buslov M.M., Berzin N.A., Dobretsov N.L., Simonov V.A.** Geology and Tectonics of Gorny Altai. Guide-book of excursion, IGCP Project 283. Novosibirsk. United Institute of Geology, Geophysics and Mineralogy Publ., 1993, 122 p.
14. **Буслов М.М., Ватанабе Т.** Внутрисубдукционная коллизия и ее роль в эволюции аккреционного клина (на примере Курайской зоны Горного Алтая, Центральная Азия) // *Геология и геофизика*, 1996, т. 37, № 1, с. 82—93.
15. **Buslov M.M., Saphonova I.Yu., Watanabe T. et al.** Evolution of the Paleo-Asian ocean (Altai-Sayan region, Central Asia) and collision of possible Gondwana-derived terranes with the southern marginal part of the Siberian continent // *J. Geosci.*, 2001, v. 5, p. 203—224.
16. **Buslov M.M., Watanabe T., Saphonova I.Yu. et al.** A Vendian-Cambrian island arc system of the Siberian continent in Gorny Altai (Russia, Central Asia) // *Gondwana Research*, 2002, № 5, p. 781—800.
17. **Berzin N.A., Dobretsov N.L.** Geodynamic evolution of southern Siberia in Late Precambrian — Early Paleozoic time // *Reconstruction of the Paleo-Asian ocean / R.G. Coleman (Ed.)*. Utrecht, VSP International Sci. Publ. (Netherlands), 1994, p. 53—70.
18. **Dobretsov N.L., Berzin N.A., Buslov M.M.** Opening and tectonic evolution of the Paleo-Asian Ocean // *Int. Geol. Rev.*, 1995, № 35, p. 335—360.
19. **Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Natapov L.M.** Geology of the USSR: A Plate Tectonic Synthesis (Geodynamic Monograph Series). Washington, American Geophysical Union, 1990, 242 p.
20. **Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л. и др.** Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // *Геология и геофизика*, 1994, т. 35, № 7—8, с. 8—28.
21. **Симонов В.А., Добрецов Н.Л., Буслов М.М.** Бонинитовые серии в структурах Палеоазиатского океана // *Геология и геофизика*, 1994, т. 35, № 7—8, с. 182—199.
22. **Watanabe T., Buslov M.M., Koitabashi S.** Comparison of arc-trench systems in the Early Paleozoic Gorny Altai and the Mesozoic-Cenozoic of Japan // *Reconstructions of the Paleo-Asian ocean / R.G. Coleman (Ed.)*. Utrecht, VSP International Sci. Publ. (Netherlands), 1994, p. 160—177.
23. **Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В. и др.** Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // *Геология и геофизика*, 2003, т. 44, № 1—2, с. 49—75.
24. **Гусев Н.И.** Вулканические образования восточной части Горного Алтая // *Геология и геофизика*, 1985, № 5, с. 28—35.
25. **Гусев Н.И.** Петрохимические особенности арьджанской свиты юго-восточной части Горного Алтая // *Магматизм и эндогенная металлогения западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новокузнецк*, 1987, с. 75—77.
26. **Гусев Н.И.** Реконструкция геодинамических режимов докембрийского и кембрийского вулканизма в юго-восточной части Горного Алтая // *Палеогеодинамика и формирование продуктивных зон Южной Сибири*. Новосибирск, ОИГГМ СО АН СССР, 1991, с. 32—54.
27. **Зыбин В.А.** О стратотипе баратальской серии Горного Алтая // *Геологическое строение и полезные ископаемые Алтайского края (Тез. докл.)*. Бийск, 1985, с. 3—5.
28. **Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.** Центральнo-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // *Геотектоника*, 1993, № 6, с. 3—33.
29. **Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Куренков С.А.** Океанические и островодужные офиолиты юго-восточной части Горного Алтая // *Геология и геофизика*, 1992, № 12, с. 3—14.
30. **Ota T., Buslov M.M., Watanabe T.** Metamorphic evolution of Late Precambrian eclogites and associated metabasites, Gorny Altai, southern Russia // *Int. Geol. Rev.*, 2002, № 44, p. 837—858.
31. **Фролова Т.И., Бурикова И.А.** Магматические формации современных геотектонических обстановок. М., Изд-во Моск. ун-та, 1997, 319 с.

32. **Ueda H., Kawamura M., Niida K.** Accretion and tectonic erosion processes revealed by the mode of occurrence and geochemistry of greenstones in the Cretaceous accretionary complexes of the Itonappu zone, southern central Hokkaido, Japan // *The Island Arc*, 2000, № 9, p. 237—257.
33. **Saunders A.D.** Geochemistry of basalts from the Nauru basin, Deep Sea Drilling Project Legs 61 and 89: Implications for the origin of oceanic flood basalts // *Initial Reports of the Deep Sea Drilling project / R. Moberly, S.O. Schlanger et al. (Eds.). U.S. Government Printing Office, Washington DC, 1986, v. 89, p. 499—517.*
34. **Pearce J.A.** Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries // *Andesites. R.S. Thorpe (Ed.). Wiley, Chichester, 1982, p. 525—548.*
35. **Sun S. and McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the Ocean Basins / A.D. Saunders and M.J. Norry (Eds.). Geol. Soc. London. Spec., 1989, Pub. 42, p. 313—345.*
36. **Li X., Li Zh.-X., Zhou H. et al.** U-Pb zircon geochronology, geochemistry and Nd isotopic study of Neoproterozoic bimodal volcanic rocks in the Kandigan Rift of South China: implications for the initial rifting of Rodinia // *Prec. Res.*, 2002, v. 113, p. 135—154.
37. **Терлеев А.А.** Стратиграфия венд-кембрийских отложений Катунской антиклинали (Горный Алтай) // *Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири (Под ред. В.В. Хоментовского). Новосибирск, ОИГТИМ СО АН СССР, 1991, с. 82—106.*
38. **Myashiro A.** The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1973, № 19, p. 218—224.
39. **Humphris S.E. and Thompson G.** Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1978, v. 42, p. 107—125.
40. **Garcia M.O., Frey F.A. and Grooms D.G.** Petrology of volcanic rocks from Kaula Island, Hawaii: implications for the origin of Hawaiian protoliths // *Contrib. Miner. Petrol.*, 1986, v. 94, p. 461—471.
41. **Фролова Т.И., Бурикова И.А.** Платобазальтовый магматизм и океанообразование // *Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы. М., ИФЗ РАН, 2002, с. 30—48.*
42. **Nur A., Ben-Avraham A.** Oceanic plateaus, the fragmentation of continents and mountain building // *J. Geophys. Res.*, 1982, № 87, p. 3644—3662.
43. **Meschede M.** A method of discriminating between different types of Mid-Oceanic Ridge Basalts and continental tholeiites with the Nb—Zr—Y diagram // *Chem. Geol.*, 1986, № 56, p. 207—218.
44. **Ханчук А.И., Никитина А.П., Панченко И.В. и др.** Палеозойские и мезозойские гайоты Сихотэ-Алиня и Сахалина // *Докл. АН СССР*, 1989, т. 307, № 1, с. 186—190.
45. **Гибшер А.С., Есин С.В., Изох А.Э. и др.** Диопсидсодержащие базальты кембрия чеповской зоны Горного Алтая: модель фракционирования гибридных магм в промежуточных магматических камерах // *Геология и геофизика*, 1997, т. 38, № 11, с. 1760—1772.

*Рекомендована к печати 2 февраля 2004 г.
В.А. Верниковским*

*Поступила в редакцию 11 августа 2003 г.,
после доработки — 20 января 2004 г.*