СОДЕРЖАНИЕ

Номер 4, 2022

Позднедокембрийские риолит-гранитные вулкано-плутонические ассоциации Южного Улутау (Центральный Казахстан)
А. А. Третьяков, К. Е. Дегтярев, Н. А. Каныгина, В. П. Ковач, Б. В. Федоров 3

Становление позднемеловой субдукции на северо-востоке азиатского континента
В. Д. Чехович 35

Структурно-формационное районирование шельфа моря Лаптевых (Восточная Арктика)
А. Д. Дзюбло, О. В. Грушевская, А. Н. Обухов, А. Ю. Макарова 56

Тектоническая история палеозойского Таннуольского террейна Тувы в мезозое и кайнозое по данным трековой термохронологии апатита
Е. В. Ветров, J. De Grave, Н. И. Ветрова 76

Адакитовый магматизм – состав, петрогенезис, геодинамическая обстановка и аспект применения термина “адакит”
М. В. Лучицкая 92

Contents

Vol. 56, no. 4, 2022

Late Precambrian Rhyolite-Granite Volcanic-Plutonic Associations of Southern Ulutau (Central Kazakhstan)
A. A. Tretyakov, K. E. Degtyarev, N. A. Kanygina, V. P. Kovach, B. V. Fedorov 3

Initiation of Subduction beneath the Northeastern Asian Continent in the Late Cretaceous
V. D. Chekhovich 35

Structural-Formational Zoning of the Laptev Sea Shelf (Eastern Arctic)
A. D. Dzyublo, O. V. Grushevskaya, A. N. Obukhov, A. Y. Makarova 56

Tectonic History of the Paleozoic Tannuol Terrane of Tuva in the Mesozoic and Cenozoic: Insights from Apatite Fission Track Thermochronology
E. V. Vetrov, J. De Grave, N. I. Vetrova 76

Adakite Magmatism – Composition, Petrogenesis, Geodynamic Setting: An Overview
M. V. Luchitskaya 92

EDN: DIMYJS
ГЕОТЕКТОНИКА, 2022, № 4, с. 3–34

УДК 551.2/3

ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИЕ РИОЛИТ-ГРАНИТНЫЕ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ЮЖНОГО УЛУТАУ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)

© 2022 г. А. А. Третьяков[1, *], К. Е. Дегтярев[1], Н. А. Каныгина[1], В. П. Ковач[2], Б. В. Федоров[3]

[1]*Геологический институт РАН, Пыжевский пер., д. 7, 119017 Москва, Россия*
[2]*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, д. 2, наб. Макарова, 199034 Санкт-Петербург, Россия*
[3]*Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе, д. 23, ул. Миклухо-Маклая, 117997 Москва, Россия*
**e-mail: and8486@yandex.ru*

Поступила в редакцию 24.05.2022 г.
После доработки 06.06.2022 г.
Принята к публикации 25.06.2022 г.

В статье приведены результаты изучения позднедокембрийских эффузивных и плутонических пород Дюсембайской и Актасской вулкано-плутонических ассоциаций западной части Южного Улутау. Результаты изотопно-геохронологического U–Th–Pb изучения акцессорных цирконов (SHRIMP II) показали, что формирование риолит-гранитных ассоциаций происходило во второй половине тонийского периода неопротерозоя: ~830 млн лет (Дюсембайская) и ~800–790 млн лет (Актасская). Формирование родоначальных расплавов для эффузивных и плутонических пород обеих ассоциаций происходило в результате дегидратационного плавления метатоналитовых (метаграувакковых) комплексов раннедокембрийской континентальной коры во внутриплитной обстановке. Неопротерозойская эволюция Южного Улутау происходила в обстановке активной континентальной окраины. Комплексы восточной части Южного Улутау формировались в пределах энсиалической островной дуги, а западной – в области рифтогенного магматизма, при растяжении в тыловой области. Тонийский магматизм Южного Улутау, а также других террейнов Улутау-Моюнкумской группы является отражением их вхождения в структуру фундамента крупного вулкано-плутонического пояса, маркировавшего процессы субдукции океанической литосферы под северо-западную окраину суперконтинента Родиния

Ключевые слова: неопротерозой, риолиты, граниты, U–Pb-датирование, рифтогенез, субдукция, Тарим, Родиния

DOI: 10.31857/S0016853X22040087

ВВЕДЕНИЕ

Среди вулкано-плутонических поясов, являющихся одними из крупнейших структур Земли, могут быть выделены внутри- и окраинно-континентальные типы.

Происхождение окраинно-континентальных поясов связано с эволюцией надсубдукционных магматических систем, приуроченных к зонам конвергенции океанической и континентальной плит (пояса Андийской активной континентальной окраины). Формирование внутриконтинентальных поясов также может быть приурочено к конвергентным границам, сопровождающимся процессами коллизии (Альпийско-Гималийский пояс) или обусловлено развитием процессов рифтогенеза, сопровождающихся растяжением литосферы и подъемом мантийного диапира (пояса Восточно-Африканской рифтовой системы).

В строении разных типов вулкано-плутонических поясов участвуют магматические породы кислого состава, часто образующие вулкано-плутонические риолит-гранитные ассоциации. Они объединяют вулканические и интрузивные образования, обладающие сходными особенностями химического и изотопного составов, близкими оценками возраста, что свидетельствует об их связи с эволюцией одного родоначального расплава.

Риолит-гранитные ассоциации внутриконтинентальных поясов, как правило, являются крайними членами контрастных серий, в которых ассоциируют с магматическими породами

ультраосновного и основного составов повышенной щелочности. В этом случае кислые породы рассматриваются как результат мантийно-корового взаимодействия, вызванного андерплейтингом базитовых расплавов и образованием внутрикоровых очагов плавления [18, 57].

Кислые эффузивы и гранитоиды окраинно-континентальных поясов часто ассоциируют с породами основного и среднего составов известково-щелочной специфики, формируя дифференцированные серии [8, 45]. Происхождение кислых разностей в данном случае рассматривается как конечный результат эволюции расплавов, включающей их зарождение в надсубдукционной обстановке активной окраины с последующими процессами кристаллизационной дифференциации и ассимиляции [8, 45]. При этом проявление в тыловой и осевой зонах окраинно-континентальных поясов рифтогенных процессов может приводить к образованию и контрастных серий [15].

Вулкано-плутонические пояса докембрийского возраста представляют особый интерес, так как их комплексы являются источниками информации о развитии зон конвергенции и рифтогенеза, определявших палеотектоническую эволюцию и рост континентальной коры докембрийских суперконтинентов (Родиния, Нуна) [46, 47, 54].

В фанерозойское время в результате раскрытия океанов, распада суперконтинентов и неоднократных коллизионных событий произошла фрагментация крупных докембрийских структур, в том числе вулкано-плутонических поясов, а их комплексы подверглись значительным перемещениям, деформациям и метаморфизму.

В западной части Центрально-Азиатского пояса, охватывающей территории Казахстана, Кыргызстана и Северо-Западного Китая, докембрийские образования участвуют в строении различного размера террейнов, находящиеся среди нижнепалеозойских аккреционных и островодужных комплексов (рис. 1). В результате изучения мезо- и неопротерозойских комплексов террейны этой части пояса были разделены на две группы, имевшие различную тектоно-магматическую эволюцию в позднем докембрии: северо-восточную – Исседонскую (Кокчетавский, Ишкеольмесский, Актау-Джунгарский, Иссыкульский и Илийский террейны) и юго-западную – Улутау-Моюнкумскую (Улутауский, Каратау-Джебаглинский, Срединно-Тяньшаньский, Чуйско-Кендыктасский и Жельтавский террейны) [23]. Исследования последних лет показали, что фрагменты докембрийских вулкано-плутонических поясов участвуют в строении докембрийских террейнов обеих групп. Так в пределах террейнов Исседонской группы широко распространены рассланцованные риолиты, трахориолиты и гранитоиды, формирование которых было связано с эволюцией двух вулкано-плутонических поясов с возрастами ~ 1150 и ~ 900 млн лет [23, 34, 66]. Изотопно-геохимические особенности этих вулканитов и гранитов сближают их с гранитами А-типа и указывают на образование расплавов во внутриплитных обстановках при плавлении раннедокембрийской континентальной коры [1, 23].

Более молодые магматические комплексы участвуют в строении террейнов Улутау-Моюнкумской группы [23]. Здесь они представлены метаморфизованными, в том числе в высокобарических условиях, толщами кислых эффузивов и гранитоидами.

Геохронологические данные, полученные в последние годы, указывают на формирование этих пород в пределах неопротерозойского (830–770 млн лет) вулкано-плутонического пояса [23, 37, 60, 63]. Однако недостаточность геохронологических данных, а также слабая сохранность вулканогенных разрезов и значительные метаморфические преобразования затрудняют корреляцию вулканических и плутонических комплексов разных террейнов. Коровые Nd изотопно-геохимические характеристики пород кислого состава, отсутствие их пространственной и генетической связи с породами более основного состава часто не позволяют определить условия формирования расплавов, что затрудняет реконструкции геодинамических обстановок формирования комплексов неопротерозойского вулкано-плутонического пояса. Поэтому наиболее интересен для исследования – Улутауский террейн, расположенный на западе Центрального Казахстана, в строении которого участвуют неопротерозойские гранитоиды и вулканогенные толщи кислого состава, отличающиеся полнотой разрезов и слабой степенью метаморфизма.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ДОЭДИАКАРСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЮЖНОГО УЛУТАУ

Доэдиакарские комплексы Улутауского террейна представлены слабометаморфизованными вулканогенными, вулканогенно-осадочными и гранитоидными комплексами, которые наиболее широко распространены в его южной части (Южный Улутау). В восточной части Южного Улутау (Карсакпайская зона) развиты дифференцированные (базальт-андезит-риолитовые) вулканогенно-осадочные дифференцированные толщи, ассоциирующие с хемогенными железистыми кварцитами, сланцами и известняками (аралбайская, карсакпайская и белеутинская серии), структурно ниже которых располагается амфиболит-гнейсовый комплекс (балажездинская свита) (рис. 2, рис. 3) [13, 14].

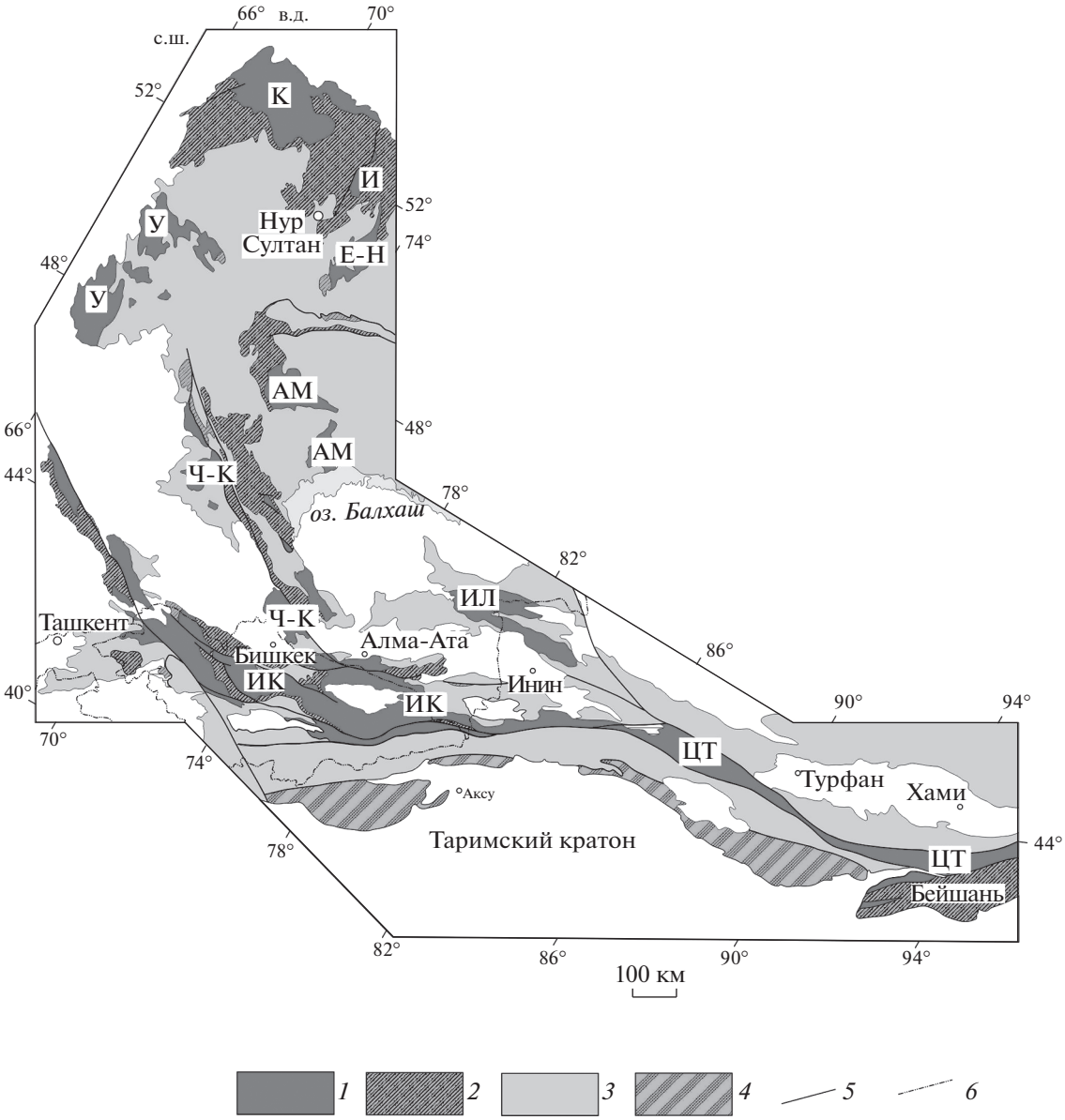


Рис. 1. Схема расположения докембрийских террейнов в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. Докембрийские террейны: К – Кокчетавский; И – Ишкеольмесский; Е-Н – Ерементау-Ниязский; АМ – Актау-Моинтинский; У – Улутауский; Ч-К – Чуйско-Кендыктасский; ИЛ – Илийский; ИК – Иссыккульский; ЦТ – Центрально-Тяньшаньский.
1 – докембрийские террейны; *2–4* – комплексы: *2* – нижнепалеозойские вулканогенно-осадочные, *3* – средне-верхнепалеозойские вулканогенно-осадочные, *4* – докембрийские и палеозойские Таримского кратона; *5* – крупные разрывные нарушения; 6 – государственная граница

В результате геохронологических исследований, проведенных в последние годы, были получены U–Pb оценки возраста зерен акцессорного циркона из кислых эффузивов аралбайской, белеутинской, карсакпайской серий, а также из метамагматических пород балажездинской серии, свидетельствующие о поздненеопротерозойском (~740–760 млн лет) времени формирования этих толщ [10–12].

Отличительной особенностью западной части Южного Улутау (Майтюбинская зона) является широкое распространение слабометаморфизованных кислых вулканитов и вулканогенно-осадочных пород (майтюинская и коксуйская серия), с которыми ассоциируют крупные массивы гранитоидов (жаункарский и актасский комплексы) (см. рис. 2, см. рис. 3). Структурно ниже майтюбинской серии располагается жийдинская серия, сложенная метаморфизованными вулканитами кислого и основного состава, рассланцованными терригенными и вулканогенно-осадочными породами. Толщи кислых вулканитов, входящие в

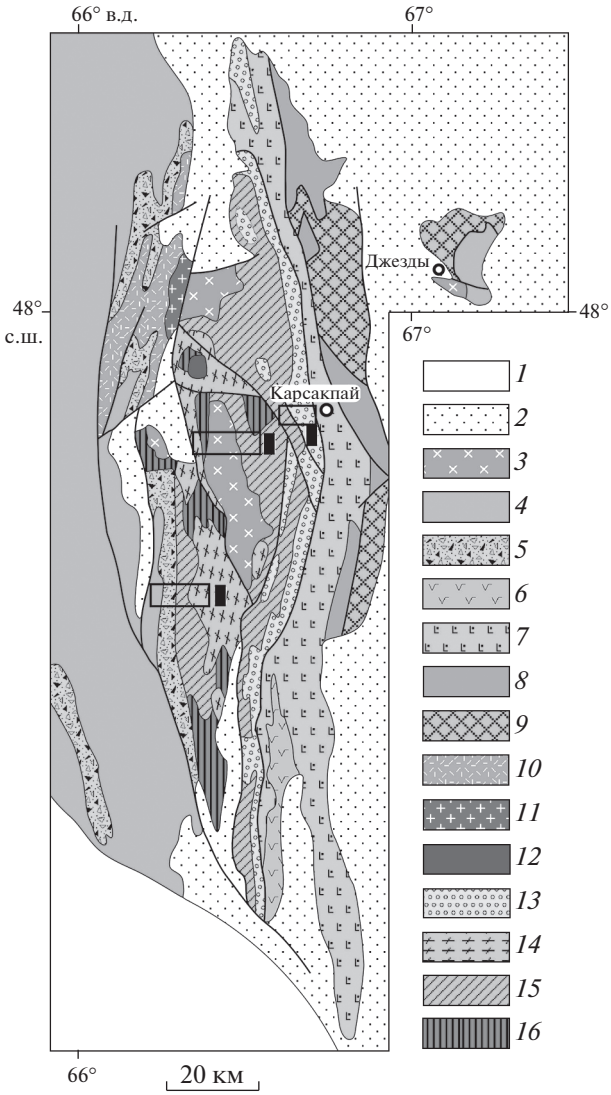


Рис. 2. Схема геологического строения Южного Улутау (по данным [13], с дополнениями).
Показаны (контур) районы детальных работ: 1 – район р. Дюсембай, 2 – район р. Коктал и р. Акырлысай, 3 – район р. Береке.
1 – мезозойско–кайнозойские отложения; *2* – девонские и каменноугольные вулканогенные толщи; *3* – палеозойские гранитоиды; *4* – нижнепалеозойские кремнисто-терригенные и терригенные толщи; *5* – эдиакарские вулканогенно-осадочные и грубообломочные толщи; *6–9* – неопротерозойские метаморфизованные вулканогенно-осадочные толщи восточной части Южного Улутау: *6* – белеутинская серия, *7* – карсакпайская серия, *8* – аралбайская серия, *9* – балажездинская серия; *10–15* – неопротерозойские метаморфизованные вулканогенно-осадочные толщи и плутонические комплексы западной части Южного Улутау (Майтюбинская зона): *10* – коксуйская серия, *11* – актасский гранитный комплекс, *12* – карсакпайский комплекс щелочных сиенитов, *13* – боздакская серия, *14* – жаункарский гранитный комплекс, *15* – майтюбинская серия, *16* – мезопротерозойские вулканогенные толщи жиидинской серии

состав майтюбинской серии перекрываются черносланцевыми, кварцито-сланцевыми и грубообломочными вулканогенно-осадочными толщами (кумолинская, уштобинская, боздакская и др. свиты) [2, 13]. Для гранитов жаункарского и актасского комплексов и кислых вулканитов коксуйской серии ранее были получены U–Pb оценки возраста, свидетельствующие о неопротерозойском (~800–830 млн лет) времени их формирования [5, 23].

В нашем исследовании представлены результаты геологических, геохронологических и изотопно-геохимических исследований неопротерозойских риолит-гранитных комплексов Майтюбинской зоны западной части Южного Улутау.

СТРОЕНИЕ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ И ПЛУТОНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

В западной части Южного Улутау могут быть выделены две ассоциации близких по возрасту вулканических и плутонических пород кислого состава: Дюсембайская и Актасская ассоциации.

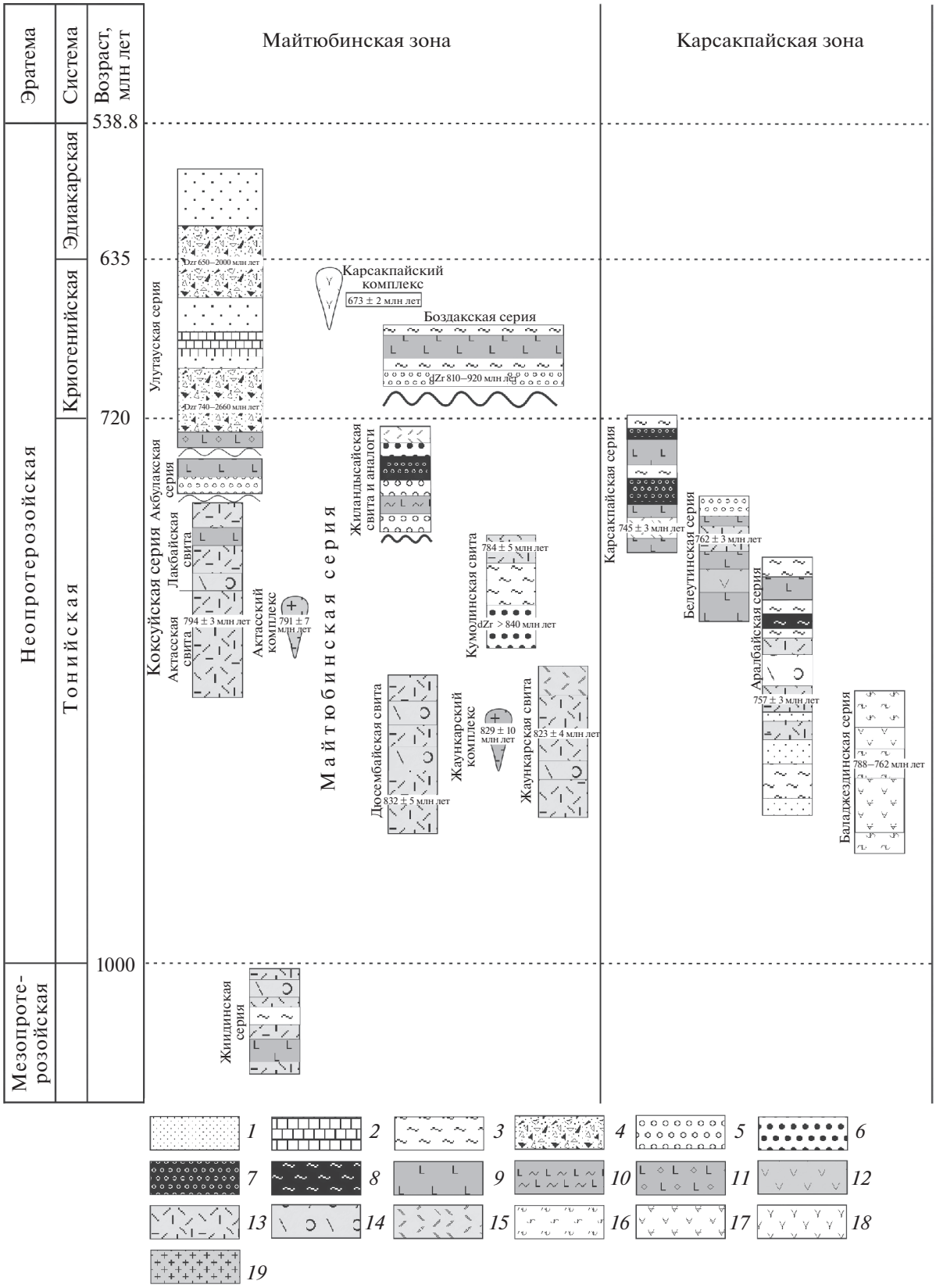
Дюсембайская ассоциация

Комплексы Дюсембайской ассоциации слагают большую часть Майтюбинской зоны, где к ним относятся кислые вулканиты дюсембайской, жаункарской и, вероятно, татпенской свит майтюбинской серии, а также гранитоиды жаункарского комплекса (см. рис. 2, см. рис. 3).

Породы дюсембайской свиты. Вулканогенные породы дюсембайской свиты были изучены в стратотипическом разрезе в верховьях р. Дюсембай (центральная часть Майтюбинской зоны). Здесь рассланцованные кислые эффузивы с флюидальной текстурой и туфы того же состава дюсембайской свиты (мощностью до 2000 м) слагают ядро крупной меридиональной антиформы (рис. 4).

Эти породы с неясными соотношениями подстилаются серицит-хлорит-кварцевыми сланцами и кварцито-сланцами, условно относящимися к верхам разреза жийдинской серии. На южной

Рис. 3. Схема корреляции докембрийских стратифицированных и плутонических комплексов различных зон Южного Улутау.
1 – песчаники; *2* – известняки; *3* – кварц–полевошпатовые сланцы, филлитовые сланцы; *4* – тиллитоподобные конгломераты; *5* – конгломераты; *6* – кварциты, кварцито-песчаники; *7* – железистые кварциты; *8* – железистые сланцы; *9* – базальты; *10* – туфоалевролиты и туффиты основного состава; *11* – туфоконгломераты основного состава; *12* – андезиты; *13* – риолиты; *14* – туфоконгломераты кислого состава; *15* – туфы кислого состава; *16* – сланцы и гнейсы; *17* – амфиболиты и амфиболовые сланцы; *18* – сиениты; *19* – гранитоиды


Эратема
Система
Возраст, млн лет
Майтюбинская зона
Карсакпайская зона
538.8
635
720
1000
Неопротерозойская
Мезопротерозойская
Эдиакарская
Криогенийская
Тониийская
Улутауская серия
Dzr 650–2000 млн лет
Dzr 740–2660 млн лет
Акбулакская серия
Коксуйская серия
Лакбайская свита
Актасская свита
794 ± 3 млн лет
Актасский комплекс
791 ± 7 млн лет
Карсакпайский комплекс
673 ± 2 млн лет
Боздакская серия
dZr 810–920 млн лет
Жиландысайская свита и аналоги
Майтюбинская серия
Кумолинская свита
784 ± 5 млн лет
dZr > 840 млн лет
Дюсембайская свита
832 ± 5 млн лет
Жаункарский комплекс
829 ± 10 млн лет
Жаункарская свита
823 ± 4 млн лет
Жиндинская серия
Карсакпайская серия
745 ± 3 млн лет
Белеутинская серия
762 ± 3 млн лет
Аралбайская серия
757 ± 3 млн лет
Балажездинская серия
788–762 млн лет
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19

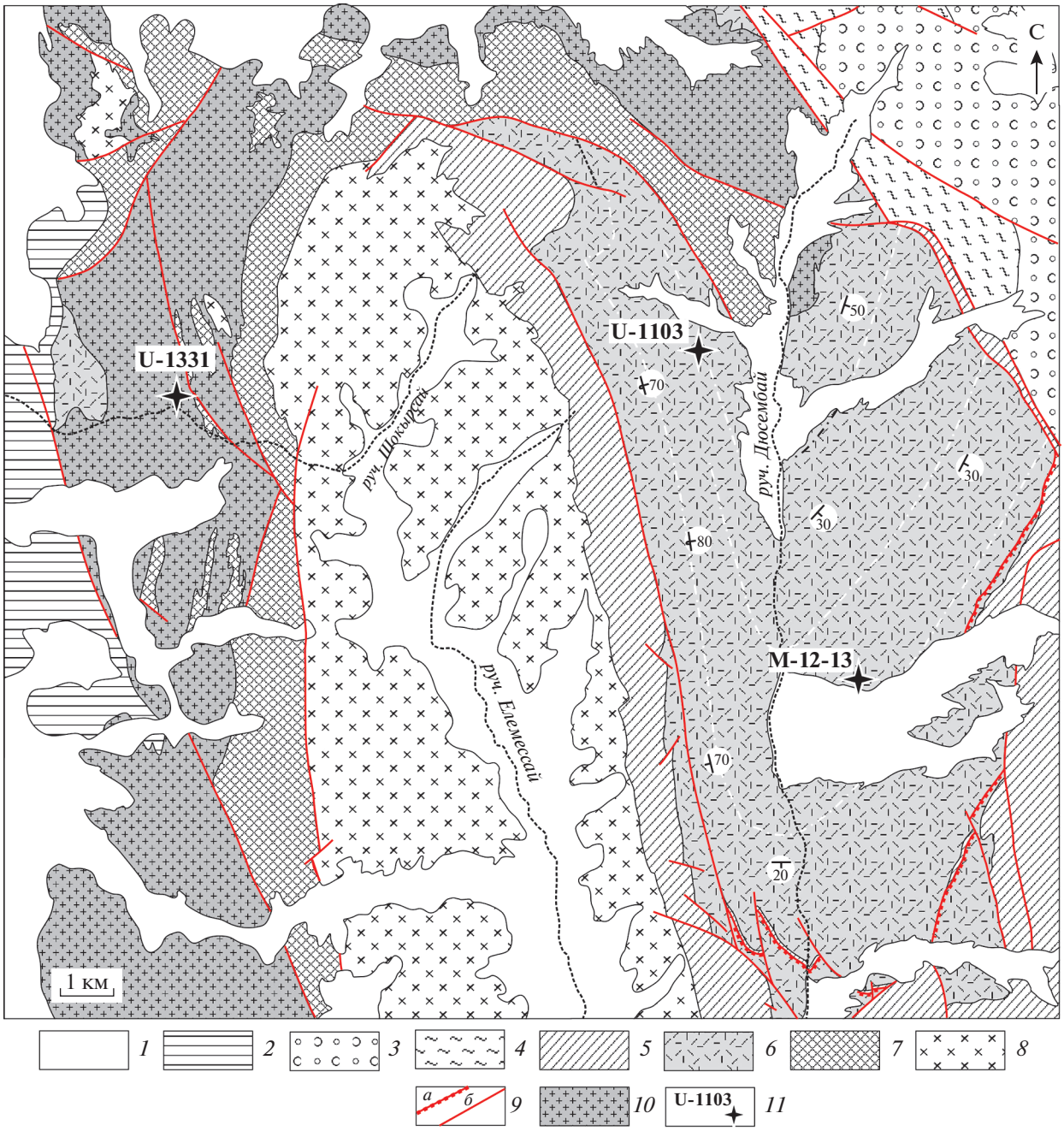


Рис. 4. Схема геологического строения участка детального изучения в районе р. Дюсембай.
1 – кайнозойские отложения; *2* – девонские и каменноугольные вулканогеннные и осадочные толщи; *3* – конгломераты, полевошпатовые сланцы, туфы, туфонконгломераты, эффузивы основного состава боздакской серии; *4* – кварциты, кварцито-песчаники, филлитовидные сланцы кумолинской свиты; *5* – конгломераты, серицит-полевошпатовые, кварц-биотит-серицитовые сланцы, мраморы, железистые и графитистые кварциты, туфы и эффузивы основного, кислого составов колдыбайшокинской и жиландысайской свит; *6* – эффузивы и туфы кислого состава дюсембайской свиты; *7* – кварцитовые и филлитовидные сланцы жиидинской серии; *8* – палеозойские гранитоиды; *9* – разрывные нарушения: *а* – надвиги, *б* – прочие; *10* – гранитоиды жаункарского комплекса (Северо-Сарысайский массив); *11* – места отбора и номера геохронологических проб

периклинали и восточном крыле антиформы породы дюсембайской свиты с несогласием перекрыты маломощной пачкой углеродистых кварцитов и кварцито-сланцев, выше которой, вероятно, с тектоническим контактом залегают рассланцованные кислые вулканиты, относимые к жаункарской свите.

На крыльях антиформы и ее южном периклинальном замыкании кислые вулканиты с несогласием перекрываются вулканогенно-осадочными

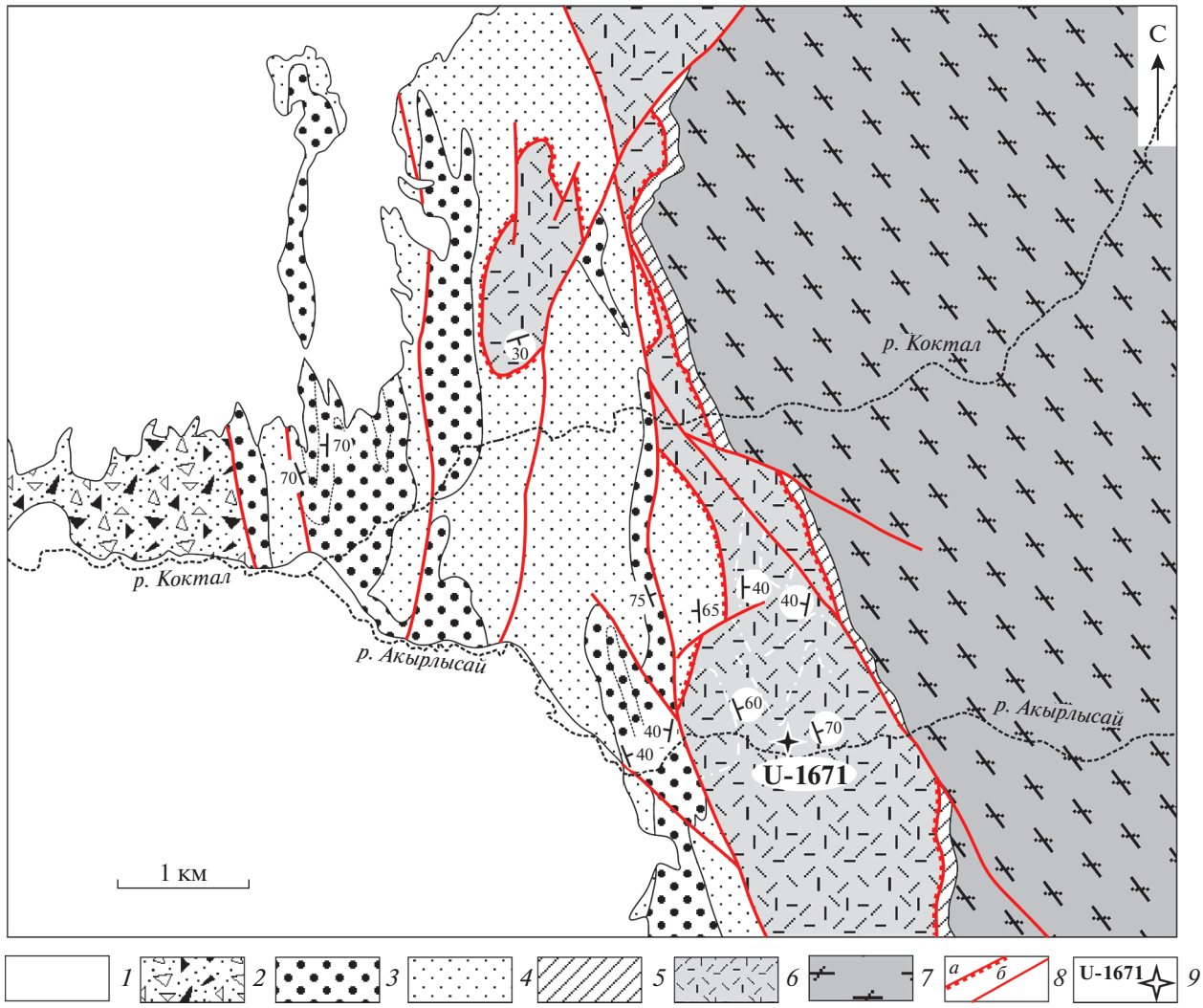


Рис. 5. Схема геологического строения участка детального изучения в районе р. Коктал и р. Акырлысай.
1 – кайнозойские отложения; *2* – тиллитоподобные конгломераты, филлитовидные сланцы сатанской свиты; *3–4* – уштобинская свита: *3* – кварциты, кварцито-сланцы, *4* – сецрито-кварцевые сланцы; *5–6* – жаункарская свита: *5* – кварциты и углеродистые сланцы, *6* – эффузивы и туфы кислого состава; *7* – гранитоиды жаункарского комплекса; *8* – разрывные нарушения: *а* – надвиги, *б* – прочие; *9* – места отбора и номера геохронологических проб

толщами пестрого состава (конгломераты, серицит-полевошпатовые, кварц-биотит-серицитовые сланцы, вулканиты основного и кислого составов, мраморы, железистые и графитовые кварциты), которые выделены как колдыбайшокинская и жиландысайская свиты [13].

Породы жаункарской свиты. Данные эффузивы изучены на западе Майтюбинской зоны в районе р. Коктал и р. Акырлысай, где непротерозойские комплексы участвуют в строении восточного крыла крупной синформы (рис. 5).

Наиболее низкое положение в структуре здесь занимают крупнозернистые рассланцованные граниты Жаункарского массива одноименного комплекса. Граниты с несогласием перекрываются маломощной (до 60 м) пачкой бластопсаммитовых кварцитов и углеродистых сланцев, которая является маркирующей и протягивается на большое расстояние [13].

Структурно выше (вероятно, с тектоническим контактом) залегают породы жаункарской свиты, представленные рассланцованными флюидальными кислыми эффузивами и туфами, часто с линзовидными фьямме, общей мощностью до 1500 м. Наиболее высокое положение в структуре занимают кварциты и кварцито-сланцы позднеопротерозойской уштобинской свиты, слагающие ядро синформы. Их контакты с эффузивами жаункарской свиты, скорее всего, также тектонические (см. рис. 5).

Кислые эффузивы, преобладающие в строении обеих свит, испытали метаморфические

преобразования, выраженные в формировании сланцеватой, местами полосчатой, текстуры. Основная масса в породах перекристаллизована и превращена в мелкозернистый лепидогранобластовый агрегат, состоящий из кварца, щелочного полевого шпата, кислого плагиоклаза, биотита, мусковита, хлорита, цоизита и рудного минерала.

Преобладающими среди вкрапленников являются ортоклаз и плагиоклаз (олигоклаз-андезит, оликоглаз-альбит), кварц, в подчиненном количестве – биотит, ильменит. Среди акцессорных минералов постоянно отмечаются апатит и циркон.

В породах нормальной щелочности минералы вкрапленников представлены ортоклазом и кварцем, в меньшем количестве присутствуют плагиоклаз (олигоклаз-альбит) и биотит. Среди акцессорных минералов постоянно отмечаются апатит и циркон.

Жаункарский гранитный комплекс. Он объединяет несколько интрузивов (Северо-Сарысайский, Куланбайский, Жаункарский, Жийдинский) развитых в осевой части Майтюбинской зоны и прорывающих вулканогенно-осадочные породы жийдинской серии, а также кислые эффузивы дюсембайской свиты. В строении интрузивов преобладают рассланцованные крупнозернистые, порфировидные лейкократовые граниты главной фазы внедрения. Менее распространенными являются среднезернистые лейкограниты поздней интрузивной фазы.

Актасская ассоциация

Комплексы Актасской ассоциация развиты в основном на западе Южного Улутау, где к ним относятся эффузивы коксуйской серии и граниты актасского комплекса. На востоке Майтюбинской зоны к этой ассоциации относятся кислые эффузивы верхов кумолинской свиты майтюбинской серии.

Породы коксуйской серии и гранитоиды актасского комплекса были изучены в северо-западной краевой части Майтюбинской зоны вблизи границы с эдиакарско-нижнепалеозойскими комплексами Байконурской зоны (см. рис. 2).

Породы коксуйской серии. В нижней части она сложена рассланцованными кислыми эффузивами и туфами. В верхней части она сложена эффузивами, туфами и ингимбритами риолитового состава с горизонтами песчаников и конгломератов (лакбайская свита). Общая мощность коксуйской серии достигает 1500 м.

Эффузивы коксуйской серии представлены рассланцованными риолитами с массивной, реже – флюидальной текстурой. Вкрапленники, образованные кварцем и ортоклазом, погружены в мелкозернистую лепидогранобластовую основную массу, состоящую и кварца, щелочного полевого шпата, кислого плагиоклаза, биотита и мусковита.

Граниты Актасского комплекса. Они слагают линейно вытянутые тела (Актасский и Угырлытауский интрузивы) протяженностью до 20 км при ширине не более 3 км, которые образованы в основном крупнозернистыми, иногда порфировидными, биотитовыми биотитовыми гранитами.

Породы кумолинской свиты. В основном она распространена на востоке Майтюбинской зоны. Нижняя часть свиты сложена чередованием кварцитов, кварцито-сланцев, с подчиненным количеством филлитов, в верхах разреза залегает пачка флюидальных кислых эффузивов и туфов мощностью до 300 м. Породы верхней части кумолинской свиты были изучены на левобережье р. Береке, где они слагают западное крыло крупной синклинали, где без видимого несогласия перекрываются валунными конгломератами и основными эффузивами боздакской серии (рис. 6).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Определение главных породообразующих элементов было выполнено рентгенофлуоресцентным методом с применением последовательного волнодисперсионного спектрометра S4 PIONEER фирмы “Bruker AXS” (Германия) с рентгеновской трубкой мощностью 4 кВт с Rh-анодом и Be-окном толщиной 75 мкм в лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН (г. Москва, Россия). Содержания рассеянных компонентов в породах были определены методом ICP MS в Аналитическом сертификационно-испытательном центре Института микроэлектроники и особо чистых материалов РАН (г. Москва, Россия).

Sm–Nd изотопные данные были получены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург, Россия). Навески около 100 мг растертых в пудру образцов, к которым был добавлен смешанный трассер 149Sm-150Nd, разлагали в тефлоновых бюксах в смеси HF, HNO_3 и $HClO_4$. РЗЭ были выделены посредством стандартной катионо-обменной хроматографии на колонках смолы BioRad AG1-X8 200–400 меш, а Sm и Nd – с помощью экстракционной хроматографии на колонках LN-Spec (100–150 меш).

Изотопные составы Sm и Nd были измерены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI в статическом режиме. Измеренные отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ нормализованы к $^{146}Nd/^{144}Nd = 0.7219$ и приведены к $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512115$ в Nd-стандарте JNdi-1. Уровень холостого опыта – 0.05–0.2 нг Sm и 0.1–0.5 нг Nd.

Точность определения концентраций Sm и Nd – ±0.5%, изотопных отношений $^{147}Sm/^{144}Nd$ – ±0.5%, $^{143}Nd/^{144}Nd$ – ±0.005% (2σ). При расчете величин εNd(t) и модельных возрастов TNd(DM)

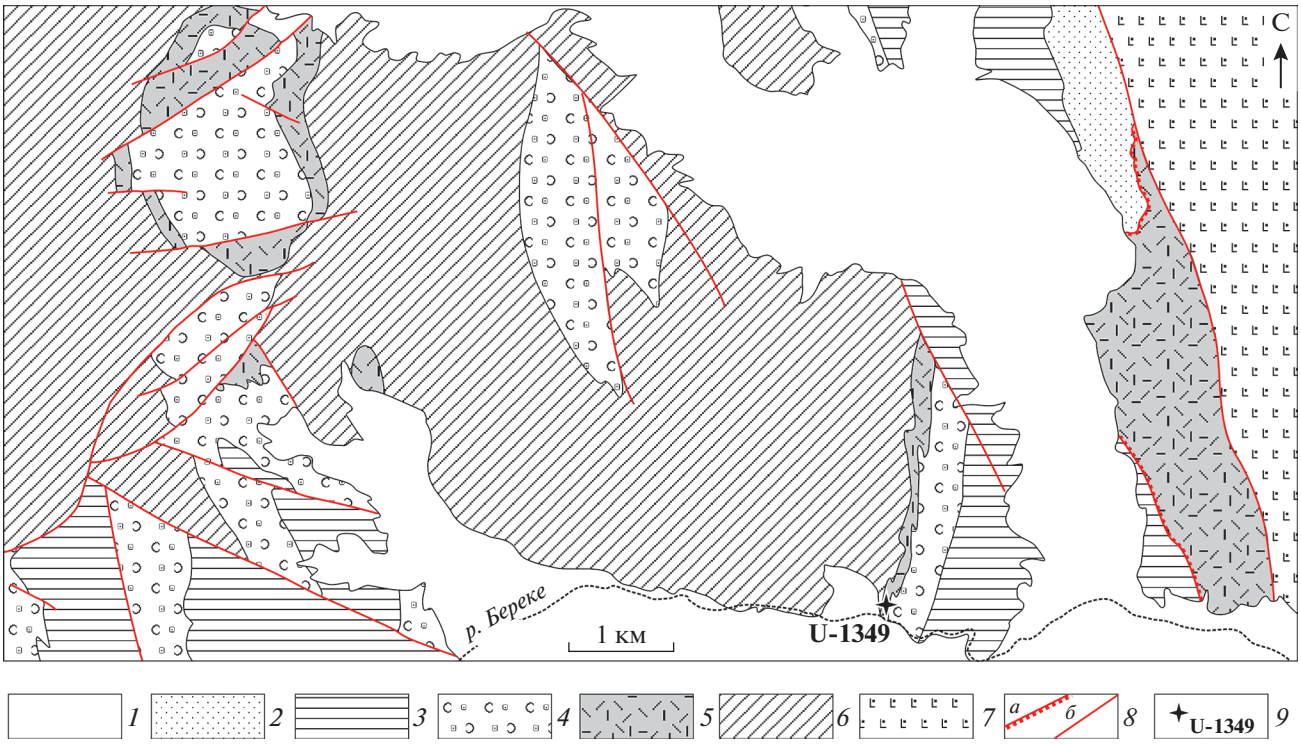


Рис. 6. Схема геологического строения участка в районе р. Береке.
1 – кайнозойские отложения; *2–4* – боздакская серия: *2* – кварциты, кварцито-сланцы, кварц-полевошпатовые сланцы, филлитовидные сланцы, *3* – кварц-серицит-хлоритовые сланцы, конгломераты, эффузивы основного и кислого составов, *4* – туффы и эффузивы основного состава; *5–6* – кумолинская свита: *5* – эффузивы кислого составов, *6* – кварциты и кварцито-сланцы; *7* – эффузивы и туфы основного состава карсакпайской серии; *8* – разрывные нарушения: *а* – надвиги, *б* – прочие; *9* – места отбора с номерами геохронологических проб

использованы современные значения однородного хондритового резервуара (CHUR) по [35] ($^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0.512638, $^{147}Sm/^{144}Nd$ = 0.1967) и DM по [32] ($^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0.513151, $^{147}Sm/^{144}Nd$ = = 0.21365).

Для обоснования возраста плутонических и вулканических пород были проведены U–Pb геохронологические исследования акцессорных цирконов. Выделение циркона из риолитов проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Зерна циркона были имплантированы в эпоксидную смолу вместе с зернами стандартных цирконов TEMORA и 91500, а далее сошлифованы приблизительно на половину их толщины и приполированы. Для выбора участков зерен циркона для локальных геохронологических исследований использовались микрофотографии, выполненные на сканирующем электронном микроскопе Camscan MX 2500S в режимах вторичных электронов и катодолюминесценции.

U–Pb (SIMS) геохронологические исследования цирконов выполнены на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург, Россия). Измерения изотопных отношений U и Pb проводились по традиционной методике, описанной в [70]. Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла ~2.5–4 нА, диаметр пятна (кратера) – ~15 × 10 мкм. Полученные данные обрабатывались с помощью программ SQUID [43] и ISOPLOT [42].

ДАННЫЕ U-Pb ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Комплексы Дюсембайской ассоциации

Для определения возраста кислых вулканитов дюсембайской свиты была отобрана проба U-1103 (47°46′34.80″ С; 66°31′52.10″ В) из риолитов в разрезе в верховьях р. Дюсембай (табл. 1).

Акцессорный циркон представлен идиоморфными кристаллами призматического и таблитчатого габитуса размером 50–200 мкм, с коэффициентом удлинения от 2 до 4. Кристаллы характеризуются хорошо проявленной магматической зональностью (рис. 7).

U–Pb геохронологические исследования были выполнены для 14 кристаллов циркона. Конкордантный возраст, рассчитанный по отношению

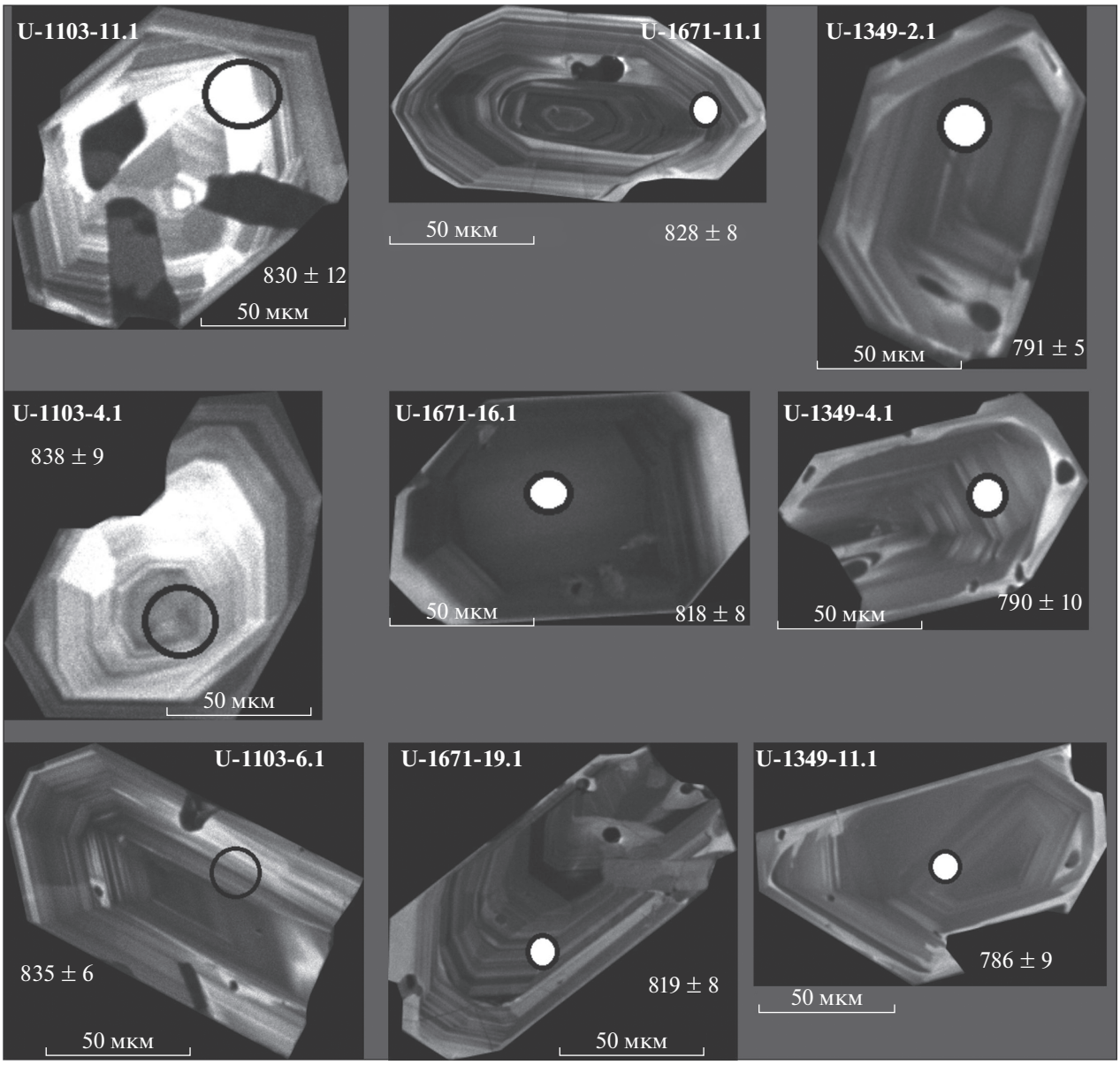


Рис. 7. Катодолюминесцентные изображения изученных цирконов из кислых эффузивов дюсембайской (U-1103), жаункарской (U-1671) и кумолинской (U-1349) свит.
Обозначены (кружки) участки датирования и конкордантный возраст, рассчитанный по отношению $^{206}Pb/^{238}U$.

Таблица 1. Характеристика проб, использованных для изотопно-геохронологических U–Pb исследований и полученные оценки возраста.

Образец	Северная широта	Восточная долгота	Расположение	Порода	Свита/Комплекс	Возраст (млн лет)
Дюсембайская вулкано-плутоническая ассоциация						
U-1103	47°46′34.80″	66°31′52.10″	р. Дюсембай	Риолит	Дюсембайская	836 ± 6
U-1671	47°22′57.10″	66°22′56.70″	р. Акырлысай	Трахидацит	Жаункарская	823 ± 5
U-1331	47°46′46.3″	66°24′47.2″	р. Шокырсай	Лейкогранит	Жаункарский	**829 ± 10**
Актасская вулкано-плутоническая ассоциация						
U-1349	47°50′31.29″	66°40′38.63″	р Береке	Риолит	Кумолинская	784 ± 5
TS-1180	47°55′32.0″	66°16′13.01″	р. Байконур	Трахириолит	Актасская	**797 ± 4**
U-9003	48°02′52.59″	66°19′15.04″	с. Актасс	Щелочной гранит	Актасский	**791 ± 7**

Примечание. Возраст, выделенный жирным шрифтом, получен авторами [9, 22].

$^{206}Pb/^{238}U$, составляет 836 ± 6 млн лет (рис. 8, а; табл. 2).

Ранее для рассланцованных вулканогенно-осадочных пород кислого состава дюсембайской свиты в верховьях р. Дюсембай (см. рис. 3, проба М-12-13) были получены оценки возраста зерен обломочного циркона. Среди них преобладают субидиоморфные кристаллы с хорошо выраженной магматической зональностью, имеющие возрасты в интервале 840–1010 млн лет с хорошо выраженными максимумами 846 и 904 млн лет. Также присутствуют немногочисленные зерна циркона округлой формы с плохо выраженной магматической зональностью с возрастами 1600–2200 млн лет [4].

Для установления возраста пород жаункарской свиты была отобрана проба U-1671 (47°22′57.10″ С; 66°22′56.70″ В) из трахидацитов на правом берегу р. Акырлысай (см. табл. 1). Акцессорный циркон представлен идиоморфными кристаллами призматического, дипирамидального и реже таблитчатого габитуса размером 100–200 мкм, с коэффициентом удлинения от 2 до 4 (см. рис. 7).

Кристаллы характеризуются хорошо проявленной магматической зональностью. U–Pb геохронологические исследования были выполнены для 19 кристаллов циркона. Конкордантный возраст, рассчитанный по отношению $^{206}Pb/^{238}U$, составляет 823 ± 5 млн лет (см. рис. 8, б; см. табл. 2).

Таким образом, полученные данные свидетельствуют, что возраст кислых вулканитов дюсембайской и жаункарской свит в пределах ошибок совпадает и составляет 825–830 млн лет. Учитывая близкое строение и особенности состава пород, их отнесение к различным свитам, скорее всего, связано с приуроченностью к нескольким тектоническим пластинам, занимающим различное структурное положение.

Для гранитоидов Северо-Сарысайского массива жаункарского комплекса ранее была получена оценка возраста 829 ± 10 млн лет [9] (см. рис. 4, проба U-1331).

Комплексы Актасской ассоциации

Для определения возраста кислых вулканитов верхней части разреза кумолинской свиты из риолитов на левом берегу р Береке была отобрана проба риолитов U-1349 (47°50′31.29″ С; 66°40′38.63″ В) (см.

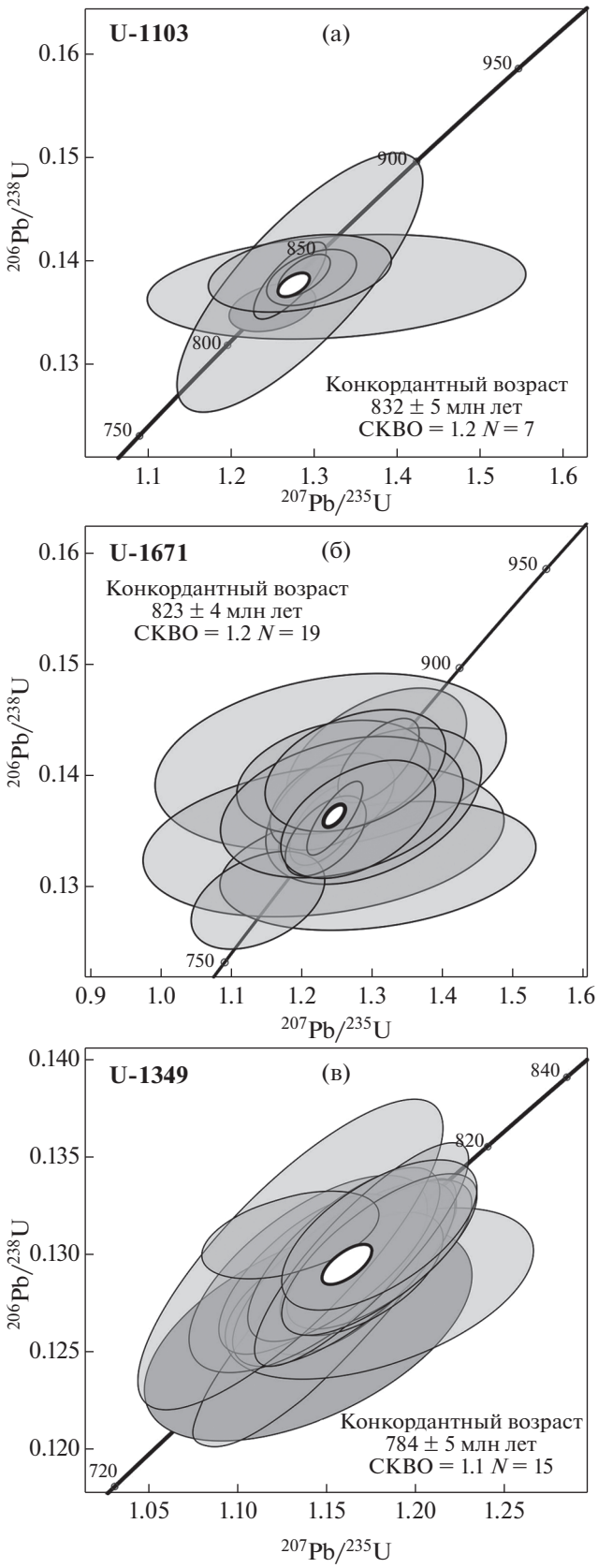


Рис. 8. Диаграмма с конкордией для цирконов дюсембайской, жаункарской и кумолинской свит.
(а) – Образец U-1103 цирконов из риолитов дюсембайской свиты;
(б) – образец U-1671 цирконов из трахидацитов жаункарской свиты;
(в) – образец U1349 цирконов из риолитов кумолинской свиты.

Таблица 2. Результаты геохронологических U–Pb-исследований акцессорных цирконов.

№ анализа	^{206}Pbc %	Содержание, мкг/г			Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет	
		^{206}Pb*	U	Th	^{232}Th/^{238}U	^{207}Pb*/^{206}Pb*	^{206}Pb*/^{238}U	^{207}Pb*/^{235}U		^{206}Pb/^{238}U	^{207}Pb/^{206}Pb
U-1671											
1.1	0.00	15	128	163	1.32	0.0654 ± 1.5	0.1364 ± 1.2	1.231 ± 1.9	0.62	824 ± 9	788 ± 32
10.1	0.07	19.5	161	169	1.09	0.0672 ± 1.4	0.1413 ± 1.1	1.308 ± 1.8	0.60	852 ± 9	843 ± 30
11.1	0.04	26.3	223	286	1.32	0.0666 ± 1.2	0.1370 ± 1.0	1.258 ± 1.6	0.66	828 ± 8	825 ± 25
12.1	0.04	33.2	285	225	0.82	0.0664 ± 1.1	0.1353 ± 1.1	1.238 ± 1.5	0.70	818 ± 8	819 ± 23
13.1	0.00	2.76	23	23	1.04	0.0668 ± 3.5	0.1416 ± 1.8	1.305 ± 4.0	0.46	854 ± 15	833 ± 74
14.1	0.02	59.3	507	312	0.64	0.0664 ± 0.8	0.1361 ± 1.0	1.246 ± 1.3	0.77	823 ± 8	818 ± 17
15.1	0.81	2.09	18	18	1.03	0.0666 ± 8.2	0.1341 ± 2.1	1.230 ± 8.5	0.25	811 ± 16	825 ± 170
16.1	0.07	19.3	166	165	1.03	0.0654 ± 1.5	0.1353 ± 1.1	1.220 ± 1.8	0.59	818 ± 8	787 ± 31
17.1	0.88	3.19	28	36	1.34	0.0719 ± 6.7	0.1318 ± 1.8	1.307 ± 7.0	0.26	798 ± 13	984 ± 140
18.1	0.00	1.83	16	15	0.97	0.0688 ± 4.3	0.1372 ± 2.1	1.301 ± 4.8	0.44	829 ± 17	892 ± 89
19.1	0.06	21.7	186	99	0.55	0.0660 ± 1.4	0.1355 ± 1.1	1.233 ± 1.7	0.62	819 ± 8	806 ± 29
2.1	0.22	5.71	52	74	1.49	0.0641 ± 3.1	0.1287 ± 1.4	1.137 ± 3.4	0.41	781 ± 10	744 ± 66
3.1	0.08	17.2	149	146	1.02	0.0665 ± 1.6	0.1345 ± 1.1	1.233 ± 1.9	0.58	814 ± 9	821 ± 33
4.1	0.18	7.29	62	63	1.06	0.0655 ± 2.6	0.1376 ± 1.3	1.242 ± 2.9	0.45	831 ± 10	790 ± 55
5.1	0.44	5.17	43	43	1.03	0.0645 ± 4.3	0.1398 ± 1.5	1.244 ± 4.5	0.33	843 ± 12	759 ± 90
6.1	0.49	2.57	22	23	1.10	0.0664 ± 5.3	0.1371 ± 1.9	1.256 ± 5.6	0.33	828 ± 15	821 ± 110
7.1	0.30	4.35	36	44	1.25	0.0659 ± 3.8	0.1404 ± 1.6	1.275 ± 4.1	0.38	847 ± 12	803 ± 79
8.1	0.00	3.53	30	42	1.45	0.0682 ± 3.1	0.1360 ± 1.6	1.279 ± 3.5	0.46	822 ± 13	875 ± 65
9.1	0.77	1.78	15	13	0.90	0.0638 ± 7.9	0.1412 ± 2.3	1.240 ± 8.2	0.28	851 ± 18	736 ± 170
U-1103											
5.1	0.00	44	378	182	0.50	0.0670 ± 1.6	0.1355 ± 0.7	1.250 ± 1.7	0.41	819 ± 5	835 ± 33
11.1	0.00	4.78	41	62	1.57	0.0701 ± 6.8	0.1375 ± 1.5	1.327 ± 7.0	0.21	830 ± 12	929 ± 1409
2.1	0.00	29	245	291	1.23	0.0675 ± 2.9	0.1379 ± 3.7	1.284 ± 4.7	0.79	833 ± 29	854 ± 59
10.1	0.00	81.1	684	691	1.04	0.0667 ± 0.9	0.1381 ± 1.1	1.271 ± 1.4	0.79	834 ± 9	829 ± 18
6.1	0.00	32.2	271	523	1.99	0.0680 ± 1.5	0.1384 ± 0.8	1.297 ± 1.7	0.48	835 ± 6	868 ± 31
3.1	0.00	128	1075	558	0.54	0.0674 ± 0.8	0.1386 ± 0.6	1.288 ± 1.0	0.64	837 ± 5	849 ± 16
4.1	0.00	9.7	81	169	2.15	0.0670 ± 3.3	0.1388 ± 1.1	1.283 ± 3.5	0.33	838 ± 9	839 ± 68
U-1349											
15.1	1.03	79.3	732	766	1.08	0.0653 ± 2.8	0.1261 ± 1.6	1.136 ± 3.3	0.53	766 ± 13	785 ± 58
13.1	0.00	73.9	678	435	0.66	0.0659 ± 1.3	0.1268 ± 2.2	1.153 ± 2.6	0.86	770 ± 16	804 ± 27
5.1	0.04	108	976	821	0.87	0.0657 ± 1.1	0.1284 ± 0.9	1.162 ± 1.5	0.64	779 ± 7	796 ± 24
12.1	1.18	90.2	817	821	1.04	0.0664 ± 2.6	0.1284 ± 1.4	1.175 ± 3.0	0.46	779 ± 10	818 ± 55
7.1	0.27	94.5	855	714	0.86	0.0656 ± 1.5	0.1287 ± 1.5	1.165 ± 2.2	0.70	780 ± 11	795 ± 32
6.1	0.19	117	1058	944	0.92	0.0642 ± 1.3	0.1292 ± 1.3	1.143 ± 1.8	0.71	783 ± 10	747 ± 27
1.1	0.25	69.5	626	470	0.78	0.0638 ± 1.8	0.1292 ± 1.6	1.137 ± 2.4	0.66	783 ± 12	736 ± 38
3.1	0.00	78.1	703	572	0.84	0.0657 ± 1.3	0.1293 ± 1.1	1.172 ± 1.6	0.62	784 ± 8	798 ± 27
11.1	0.03	80.9	726	579	0.82	0.0662 ± 1.3	0.1297 ± 1.2	1.183 ± 1.8	0.69	786 ± 9	811 ± 27
14.1	0.03	78.9	706	518	0.76	0.0645 ± 1.3	0.1300 ± 1.4	1.156 ± 1.9	0.74	788 ± 11	759 ± 27
9.1	0.34	79.8	714	517	0.75	0.0633 ± 1.8	0.1300 ± 2.5	1.134 ± 3.1	0.81	788 ± 19	717 ± 39
8.1	0.05	109	976	878	0.93	0.0651 ± 1.2	0.1300 ± 1.8	1.167 ± 2.1	0.84	788 ± 13	777 ± 24
4.1	0.12	87.2	778	697	0.92	0.0659 ± 1.3	0.1304 ± 1.3	1.185 ± 1.9	0.70	790 ± 10	803 ± 28
2.1	0.25	88.8	791	692	0.90	0.0629 ± 1.6	0.1306 ± 0.7	1.134 ± 1.8	0.41	791 ± 5	706 ± 34
10.1	0.15	78.8	700	495	0.73	0.0653 ± 1.5	0.1310 ± 1.2	1.179 ± 1.9	0.62	793 ± 9	784 ± 31

Примечание. ^{206}Pbc – обыкновенный Pb; ^{206}Pb* – радиогенный Pb; Rho – коэффициент корреляции ошибок ^{207}Pb/^{235}U – ^{206}Pb/^{238}U. Ошибка измерений изотопных отношений дана в процентах на уровне 1σ.

табл. 1). Акцессорный циркон представлен идиоморфными кристаллами короткопризматического, дипирамидального и реже таблитчатого габитуса размером 80–200 мкм, с коэффициентом удлинения от 1 до 2.

Кристаллы характеризуются хорошо проявленной магматической зональностью (см. рис. 7). U–Pb геохронологические исследования были выполнены для 15 кристаллов циркона. Конкордантный возраст, рассчитанный по отношению $^{206}Pb/^{238}U$, составляет 784 ± 5 млн лет (см. рис. 8, в; см. табл. 2).

Для вулканитов коксуйской серии (актасская свита) и прорывающих их гранитодов актасского комплекса ранее были получены оценки возраста кристаллизации – 794 ± 3 млн лет и 791 ± 7 млн лет, соответственно [23].

Морфологические особенности изученных кристаллов циркона указывают на их магматическое происхождение, а полученные оценки возраста отражают возраст кристаллизации магматических пород Дюсембайской и Актасской ассоциаций. На основании анализа полученных данных мы полагаем, что формирование этих ассоциаций происходило на протяжении близких, но различных временных интервалах второй половины тонийского периода неопротерозоя: ~830 млн лет (Дюсембайская) и ~800–790 млн лет (Актасская).

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОРОД ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ

Породы Дюсембайской ассоциации. По содержанию SiO_2 и $Na_2O + K_2O$ эффузивы дюсембайской и жаункарской свит соответствуют трахитам – трахидацитам – риолитам, к последним близки и гранитоиды жаункарского комплекса (рис. 9; табл. 3). Породы характеризуются умеренной и повышенной глиноземистостью (ASI 0.86–1.24) и высокой железистостью ($FeO^*/(FeO^* + MgO)$ 0.77–0.96) и невысокими значениями индекса агпаитности (Ka – 0.63–0.97) (рис. 10; см. табл. 3).

С ростом содержаний SiO_2 в породах уменьшаются концентрации TiO_2, Al_2O_3, FeO, MgO, P_2O_5. Между SiO_2 и щелочами не наблюдается отчетливой корреляции, при этом сумма $Na_2O + K_2O$ уменьшается с ростом кремнезема (рис. 11).

Все породы имеют близкие характеристики распределения микроэлементов. По мере увеличения SiO_2 в вулканитах и гранитах проявляется европиевая аномалия: от положительной – в трахитах и трахидацитах (Eu/Eu* 0.9–1.6), до отрицательной – в риолитах (Eu/Eu* 0.1–0.8) и гранитах (Eu/Eu* 0.2–0.5). В этом же направлении увеличивается деплетированность пород Ba, Sr.

Для пород характерно обогащение U, Th, Zr, Y и дифференцированный спектр распределения РЗЭ ($(La/Yb)_n$ = 3–23) (рис. 12).

Породы Актасской ассоциации. По содержаниям SiO_2 – $Na_2O + K_2O$ эффузивные породы актасской, лакбайской, кумолинский свит попадают в области трахидацитов и риолитов, а гранитоиды актасского комплекса – в область от трахитов до риолитов (см. рис. 9; см. табл. 4). Для пород характерна умеренная и высокая глиноземистость (ASI 0.92–1.34), высокая железистость ($FeO^*/(FeO^* + MgO)$ 0.77–0.96) и значения индекса агпаитности (Ka – 0.74–1) (см. рис. 10; табл. 4). Рост содержаний SiO_2 в породах сопровождается уменьшением концентрации TiO_2, Al_2O_3, FeO, MgO, P_2O_5, Na_2O и ростом K_2O (см. рис. 11).

Эффузивы и гранитоиды обладают близкими особенностями распределения элементов-примесей. При увеличении SiO_2 в породах увеличивается деплетированность Eu, Ba, Sr. Для данных пород характерно обогащение U, Th, Zr, Y и дифференцированный спектр распределения РЗЭ ($(La/Yb)_n$ = 4–15) (рис. 13).

Для вулканитов актасской свиты и гранитоидов актасского комплекса характерны широкие вариации εNd (+1.4–4.9) и значений модельного возраста (tNd(DM) = ~1.31–1.76 млрд лет) (рис. 14; табл. 5).

Для гранитоидов жаункарского комплекса характерны отрицательные значения εNd (–11) и раннедокембрийские значения модельного возраста (tNd(DM) = ~2.5 млрд лет) (см. рис. 14; см. табл. 5).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Нами проведены геологические, геохронологические и изотопно-геохимические исследования, которые позволили выделить в западной части Южного Улутау (Майтюбинская зона) две неопротерозойские (позднетонийские) вулкано-плутонические ассоциации, включающие толщи кислых вулканитов и гранитоиды, – Дюсембайскую (~830 млн лет) и Актасскую (800–790 млн лет).

Обстановки формирования и источники пород

Разновозрастные эффузивы и гранитоиды обладают близкими особенностями химического состава, характерными для гранитов А-типа. Они преимущественно принадлежат умерено- и высокоглиноземистой, железистой сериям (см. рис. 10). По соотношениям $CaO/(FeO^* + MgO + TiO_2)$ к $CaO + Al_2O_3$, а также FeO^*/MgO к Zr + + Nb + Ce + Y наименее дифференцированные разности располагаются в поле гранитов А-типа, что подтверждает обогащение пород U, Th, Zr, Y и незначительное обеднение Nb, Ta на фоне рез-

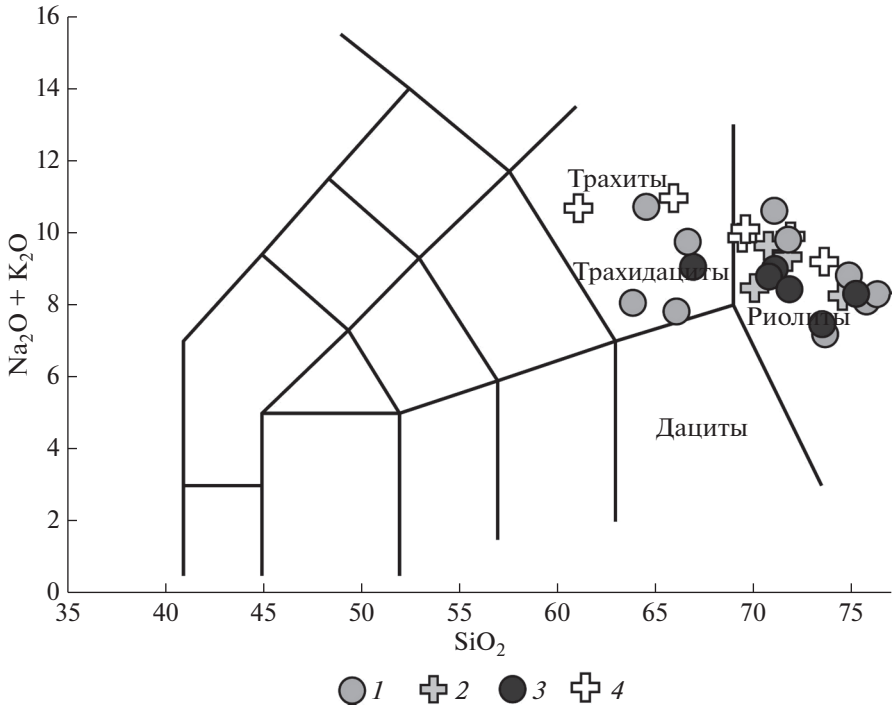


Рис. 9. Диаграмма SiO_2–$Na_2O + K_2O$ для магматических пород Дюсембайской и Актасской вулкано-плутонических ассоциаций (по данным [38]).
1 – эффузивы дюсембайской и жаункарской свит; *2* – гранитоиды жаункарского комплекса; *3* – эффузивы актасской и кумолинской свит; *4* – гранитоиды актасского комплекса

кого обеднения пород Ba, Sr, P, Eu, Ti [25, 67] (см. рис. 14, см. рис. 15). Расчетные температуры насыщения родоначальных для них расплавов цирконием (T_{Zr} среднее 800°C (~830 млн лет) и 840°C (~790 млн лет)) указывают на высокотемпературный режим их образования, что является характерной чертой А-гранитов железистого типа, а соотношения Rb–Y + Nb предполагают формирование расплавов в обстановке внутриплитного растяжения (см. рис. 15) [47, 50, 69].

Линейные зависимости между SiO_2 и петрогенными оксидами, проявленные в породах обеих ассоциаций, являются результатом фракционной кристаллизации.

Снижение $Na_2O + K_2O$ с ростом SiO_2, положительные линейные зависимости между Ba и Sr и отрицательные между Ba и Rb отражают удаление из расплава щелочного полевого шпата (см. рис. 11).

Фракционирование щелочного полевого шпата представляется ведущим фактором эволюции кислых расплавов А-типа [25, 26], что подтверждает и деплетированность наиболее кислых разностей Eu/Eu*, Ba, Sr.

Разное поведение Zr относительно SiO_2 предполагает удаление акцессорных минералов (циркона) в породах Дюсембайской (~830 млн лет) и накопление в вулканитах и гранитах Актасской (800–790 млн лет) ассоциаций на завершающих стадиях дифференциации расплавов.

Отрицательная корреляция SiO_2 и Zr свидетельствуют о фракционировании циркона. Соответственно расчетная температура по насыщению цирконом 740–850°C ниже температуры исходного расплава. Эти данные характеризуют эффузивы и гранитоиды как продукты эволюции близких по составу расплавов.

Кислые магматические породы с характеристиками А-типа обычно рассматривают при плавлении пород континентальной коры, или как результат мантийно-корового взаимодействия, а также – в качестве пород мантийного происхождения [16, 19–21, 25, 26, 29, 64]. В двух последних вариантах предполагается, что кислые породы являются крайними дифференциатами мантийных расплавов или дифференциатов, испытавших ассимиляцию коровыми расплавами. В этих случаях кислые разности, как правило, находятся в ассоциации с базальтами, трахибазальтами, реже – породами среднего состава, образуя бимодальные серии [15].

В таких ассоциациях кислые эффузивы и их плутонические аналоги обладают щелочно-салической спецификой состава. Присутствие темноцветных щелочных минералов, высокий индекс агпаитности характерен для щелочных риолитов,

Таблица 3. Содержание главных (мас. %) и малых элементов (г/т) в эффузивных и плутонических породах Дюсембайской ассоциации.

Компонент	Дюсембайская свита				Жаункарская свита							Жаункарский гранитный комплекс			
	U 1102	U1102/1	U1103	U1104	U1666	U1667	U1668	U1670	U1671	U1326	U9005	U1325	U1331	U9006	U9008
SiO_2 (%)	63.92	66.11	76.98	73.68	66.68	77.89	71.79	75.78	64.57	74.88	71.09	70.08	74.56	71.77	70.79
TiO_2 (%)	0.61	0.41	0.08	0.14	0.38	0.15	0.35	0.22	0.42	0.12	0.12	0.22	0.24	0.20	0.22
Al_2O_3 (%)	17.89	17.32	12.03	14.44	15.41	11.03	13.94	11.80	16.25	12.83	15.54	15.10	12.54	14.86	15.12
Fe_2O_3 (%)	1.24	0.19	0.10	0.20	3.12	1.37	2.30	1.83	3.25	1.80	0.38	1.63	1.04	1.29	0.58
FeO (%)	2.87	3.55	1.26	2.07	0.14	0.12	0.18	0.50	0.46	0.20	1.15	1.32	1.29	1.20	1.84
MnO (%)	0.06	0.05	0.01	0.04	0.10	0.05	0.05	0.04	0.12	0.03	0.04	0.06	0.04	0.02	0.04
MgO (%)	1.22	0.16	0.01	0.19	0.42	0.27	0.33	0.33	0.60	0.12	0.31	0.82	0.35	0.43	0.61
CaO (%)	3.16	2.56	0.68	1.11	2.56	1.03	0.52	0.58	2.13	0.52	0.45	0.71	0.81	0.42	0.55
K_2O (%)	3.73	3.46	4.97	1.72	4.86	3.42	6.00	4.77	5.88	4.98	5.76	5.21	4.78	4.92	4.64
Na_2O (%)	4.43	4.36	3.38	5.47	4.89	3.70	3.81	3.33	4.84	3.84	4.85	3.26	3.47	4.41	5.00
P_2O_5 (%)	0.20	0.10	0.01	0.04	0.11	0.04	0.08	0.06	0.18	0.01	0.03	0.08	0.07	0.06	0.06
ппп (%)	0.52	1.21	0.38	0.87	1.32	0.91	0.64	0.71	1.26	0.65	0.58	1.37	0.68	0.96	0.90
Сумма	*99.85*	*99.48*	*99.89*	*99.97*	*99.98*	*99.99*	*99.98*	*99.94*	*99.95*	*99.98*	*100.29*	*99.86*	*99.86*	*100.54*	*100.34*
$Na_2O + K_2O$	8.16	7.82	8.35	7.19	9.75	7.13	9.81	8.10	10.71	8.82	10.61	8.46	8.24	9.33	9.64
K_2O/Na_2O	0.84	0.79	1.47	0.31	0.99	0.92	1.57	1.43	1.21	1.30	1.19	1.60	1.38	1.12	0.93
(Na + K)Al	0.63	0.63	0.91	0.75	0.86	0.89	0.92	0.90	0.88	0.91	0.91	0.73	0.87	0.85	0.88
FeO*	3.99	3.72	1.35	2.25	2.94	1.36	2.25	2.15	3.38	1.82	1.49	2.79	2.23	2.36	2.36
FeO*/(FeO* + MgO)	0.77	0.96	0.99	0.92	0.88	0.83	0.87	0.87	0.85	0.94	0.83	0.77	0.87	0.85	0.79
ASI	1.06	1.12	0.99	1.13	0.86	0.95	1.02	1.01	0.90	1.02	1.04	1.24	1.02	1.12	1.07
MALI	5.00	5.26	7.67	6.08	7.19	6.10	9.29	7.52	8.59	8.30	10.17	7.75	7.44	8.91	9.09
Sc	–	–	–	–	8.29	2.62	7.55	4.45	4.61	–	3.41	–	–	4.57	4.6
V	39.90	22.30	7.01	8.82	15.52	3.26	9.84	12.80	9.14	6.38	11.61	18.00	14.70	9.27	9.3
Cr	23.30	24.90	23.00	22.70	9.91	20.63	15.07	5.27	2.77	54.50	19.76	23.60	22.00	14.35	14.4
Co	4.56	3.18	0.58	0.95	1.57	1.08	1.78	1.39	1.84	0.73	2.11	2.86	2.68	3.36	3.4
Ni	12.80	14.30	8.09	13.90	6.13	11.19	10.24	3.73	1.57	23.10	8.62	8.75	9.25	15.44	15.4
Cu	7.76	10.90	8.94	11.80	2.88	1.71	2.59	1.18	3.02	19.40	12.50	15.50	13.20	19.71	19.7
Zn	61.70	81.00	65.20	59.50	29.90	20.93	30.34	26.44	53.04	81.70	38.97	128	64.60	34.85	34.8
Ga	17.40	20.30	18.40	16.70	14.01	7.80	12.48	15.56	13.82	19.20	14.43	18.70	16.80	12.54	12.5
Rb	90.90	104	218	48.70	74.96	85.95	123.04	204.44	85.91	174	122.87	185	137	88.19	88.2
Sr	574	378	28.30	37.10	249.26	124.54	131.43	59.90	254.51	10.60	67.80	79.60	113	81.67	81.7
Y	25.70	28.00	51.50	26.70	21.30	19.19	27.87	80.20	21.76	40.50	21.30	26.30	37.10	31.79	31.8

Таблица 3. Окончание

Компонент	Дюсембайская свита				Жаункарская свита							Жаункарский гранитный комплекс			
	U 1102	U1102/1	U1103	U1104	U1666	U1667	U1668	U1670	U1671	U1326	U9005	U1325	U1331	U9006	U9008
Zr	280	335	93.80	121	344.46	88.23	234.07	201.40	468.64	242	127.72	176	279	138.32	138
Nb	19.00	20.10	24.50	17.10	11.96	12.84	16.84	19.27	11.80	22.10	17.92	17.50	17.80	18.10	18.1
Mo	0.86	0.68	1.18	0.71	0.33	0.42	0.60	0.69	0.61	1.07	3.88	0.86	1.96	1.62	1.6
Cs	3.05	2.75	2.28	1.01	2.32	2.62	1.59	1.60	1.48	2.72	0.78	1.33	0.54	0.42	0.42
Ba	1320	1080	90.40	269	4307.20	840.30	1829.64	338.97	2917.13	63.30	438.38	444	888	498.95	499
La	58.90	62.40	18.10	49.80	65.53	44.86	80.70	99.41	84.86	80.60	21.79	47.40	71.90	34.07	34.1
Ce	109	113	44.40	97.50	114.17	85.08	141.35	196.93	149.94	150	48.83	81.30	137	68.03	68.0
Pr	12.50	13.00	6.99	11.40	11.23	8.27	15.75	20.36	14.39	16.90	6.01	8.77	15.10	7.84	7.8
Nd	46.10	49.20	32.70	44.60	43.03	30.94	54.85	68.86	54.29	63.30	23.52	33.40	51.00	29.81	29.8
Sm	7.61	7.41	10.80	7.34	6.60	5.28	8.88	12.69	7.52	10.70	4.95	5.80	8.46	5.93	5.9
Eu	2.07	2.05	0.29	0.58	3.05	0.67	1.92	0.78	3.26	0.12	0.41	0.79	1.12	0.47	0.47
Gd	6.83	6.18	11.90	6.60	4.98	4.04	6.81	11.05	5.38	9.10	4.62	4.87	7.45	6.00	6.0
Tb	0.86	0.91	2.07	0.85	0.70	0.61	0.98	1.92	0.77	1.26	0.82	0.70	1.04	1.05	1.1
Dy	5.16	5.31	13.10	5.27	3.97	3.49	5.57	11.81	4.27	7.30	4.32	4.55	6.32	5.49	5.5
Ho	0.99	1.07	2.20	0.93	0.77	0.67	1.04	2.52	0.83	1.47	0.88	0.86	1.40	1.09	1.1
Er	2.45	2.72	4.88	2.68	2.32	2.03	3.08	7.49	2.53	4.11	2.67	2.58	3.53	3.48	3.5
Tm	0.39	0.44	0.71	0.43	0.33	0.28	0.44	1.05	0.37	0.63	0.38	0.45	0.66	0.50	0.50
Yb	2.28	2.85	4.21	2.33	2.19	2.00	2.97	6.55	2.51	3.89	2.79	2.43	3.93	3.36	3.4
Lu	0.33	0.38	0.50	0.31	0.34	0.29	0.44	0.90	0.38	0.58	0.41	0.39	0.50	0.50	0.50
Hf	7.43	8.07	5.70	5.18	7.24	3.01	6.14	6.33	9.34	7.79	4.87	5.30	8.07	4.97	5.0
Ta	1.23	1.41	2.04	1.39	0.66	0.81	0.98	1.54	0.66	1.64	1.42	1.59	1.30	1.48	1.5
W	1.14	1.32	1.12	1.05	1.79	0.66	0.87	0.85	1.14	1.22	0.88	1.76	1.08	0.53	0.53
Pb	42.90	35.80	51.30	18.80	12.26	7.64	12.73	23.04	11.74	34.00	12.80	128	42.30	14.36	14.4
Th	11.70	12.50	15.70	15.00	6.28	9.85	9.86	38.98	5.09	17.20	9.61	18.40	20.40	14.36	14.4
U	1.78	1.39	2.80	1.49	1.11	1.11	1.69	2.73	1.29	1.53	1.47	2.89	2.35	0.82	0.82
Ti	3655.73	2457.13	479.44	839.02	2273.74	910.94	2100.55	1299.28	2543.43	702.98	700.08	1309.47	1461.69	1202.65	1305.93
P	873.20	436.60	43.66	174.64	458.43	166.78	332.25	249.30	764.05	52.39	115.86	370.24	296.01	269.08	274.30
$(La/Yb)_n$	17.44	14.78	2.90	14.43	20.16	15.13	18.35	10.25	22.78	13.99	5.27	13.17	12.35	6.84	6.80
Eu/Eu*	0.88	0.93	0.08	0.25	1.63	0.44	0.75	0.20	1.56	0.04	0.26	0.45	0.43	0.24	0.23
T°C	820	850	741	769	819	734	815	807	849	823	761	807	837	777	770

Примечание. FeO* = 0.9 FeO + F_2O_3; ASI – (Al/(Ca – 1.67 P + Na + K)); MALI – (Na_2O + K_2O–CaO); *T*°C – температура по насыщению цирконием с использованием термометра, по [70].

а именно – комендитов и пантеллеритов [47]. При этом разные по кремнекислотности породы ассоциаций обладают одинаковыми вариациями изотопного состава неодима, близкими к мантийному.

Отсутствие на уровне современного эрозионного среза Майтюбинской зоны магматических пород основного состава с возрастом ~830 млн лет и ~790 млн лет, присутствие биотита и роговой обманки среди темноцветных минералов эффузивов и гранитоидов указывают на отсутствие прямой связи образования последних с эволюцией базитовых расплавов.

Петро-геохимические характеристики эффузивов и гранитов сопоставимы с продуктами плавления пород континентальной коры [29]. Вариации петрогенных и редких элементов в эффузивах и гранитоидах Дюсембайской ассоциации с возрастом ~ 830 млн лет, а также отрицательная корреляция SiO_2 и Zr, которая свидетельствует о фракционировании циркона, позволяют рассматривать трахиты и трахидациты как наименее дифференцированные разности и принять их T_{Zr} (~820–850°C) как приближенные к температурам исходного расплава (см. рис. 11).

Положительная корреляция SiO_2 и Zr в магматических породах Актасской ассоциации с возрастом ~790 млн лет свидетельствует о накоплении циркона на завершающих стадиях фракционирования расплава и позволяет принять T_{Zr} (~790–830°C) гранитоидов актасского комплекса в качестве приближенных к температурам исходного расплава (см. рис. 11).

Отсутствие ксеногенных ядер в акцессорных цирконах позволяет рассматривать полученные температуры насыщения Zr как минимальные [44]. Исходя из этого, температуры плавления были выше 800°C, что относит данные образования к “горячему” типу гранитов [47].

Образованные за счет плавления метапелитового источника расплавы характеризуются высокими содержаниями K_2O и низкими CaO, FeO*, MgO. Обогащение Rb на фоне обеднения Ba и Sr связано с дегидратационным плавлением мусковита, на фоне стабильности биотита и, возможного, отсутствия плагиоклаза в источнике.

Повышенная железистость трахитов, трахидацитов и гранитоидов актасского комплекса более характерна для продуктов плавления кварц-полевошпатовых пород, представленных метатоналитами, метаграувакками [29].

Плавление данных субстратов в интервале P = = 4–8 кбар приводит к образованию умеренно-глиноземистых, железистых расплавов за счет дегидратационного плавления биотита [49, 59, 65]. При давлениях более 8 кбар образование в ресите клинопироксена вместо ортопироксена сопро-

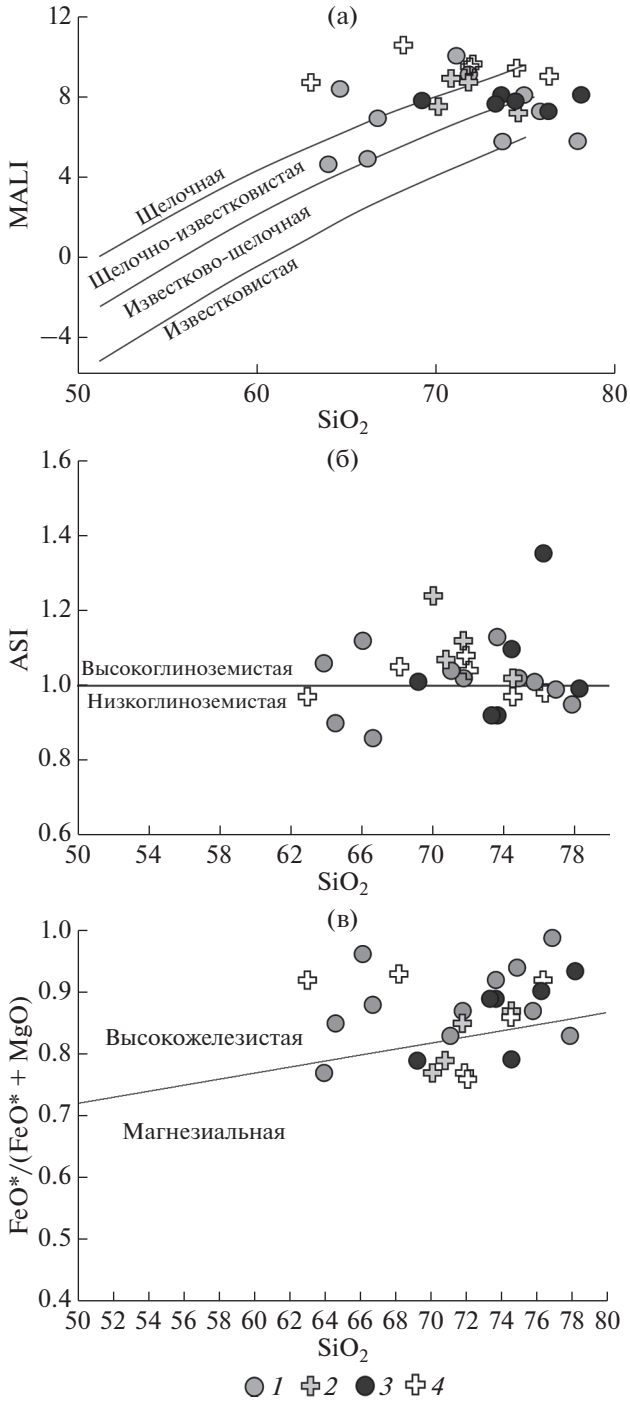


Рис. 10. Диаграммы для магматических пород Дюсембайской и Актасской вулкано-плутонических ассоциаций (по данным [28]).
(а) – SiO_2 –MALI ($Na_2O + K_2O - CaO$);
(б) – SiO_2 – ASI (Al/(Ca – 1.67P + Na + K));
(в) – SiO_2 – FeO*/(FeO* + MgO).
1 – эффузивы дюсембайской и жаункарской свит; *2* – гранитоиды жаункарского комплекса; *3* – эффузивы актасской и кумолинской свит; *4* – гранитоиды актасского комплекса

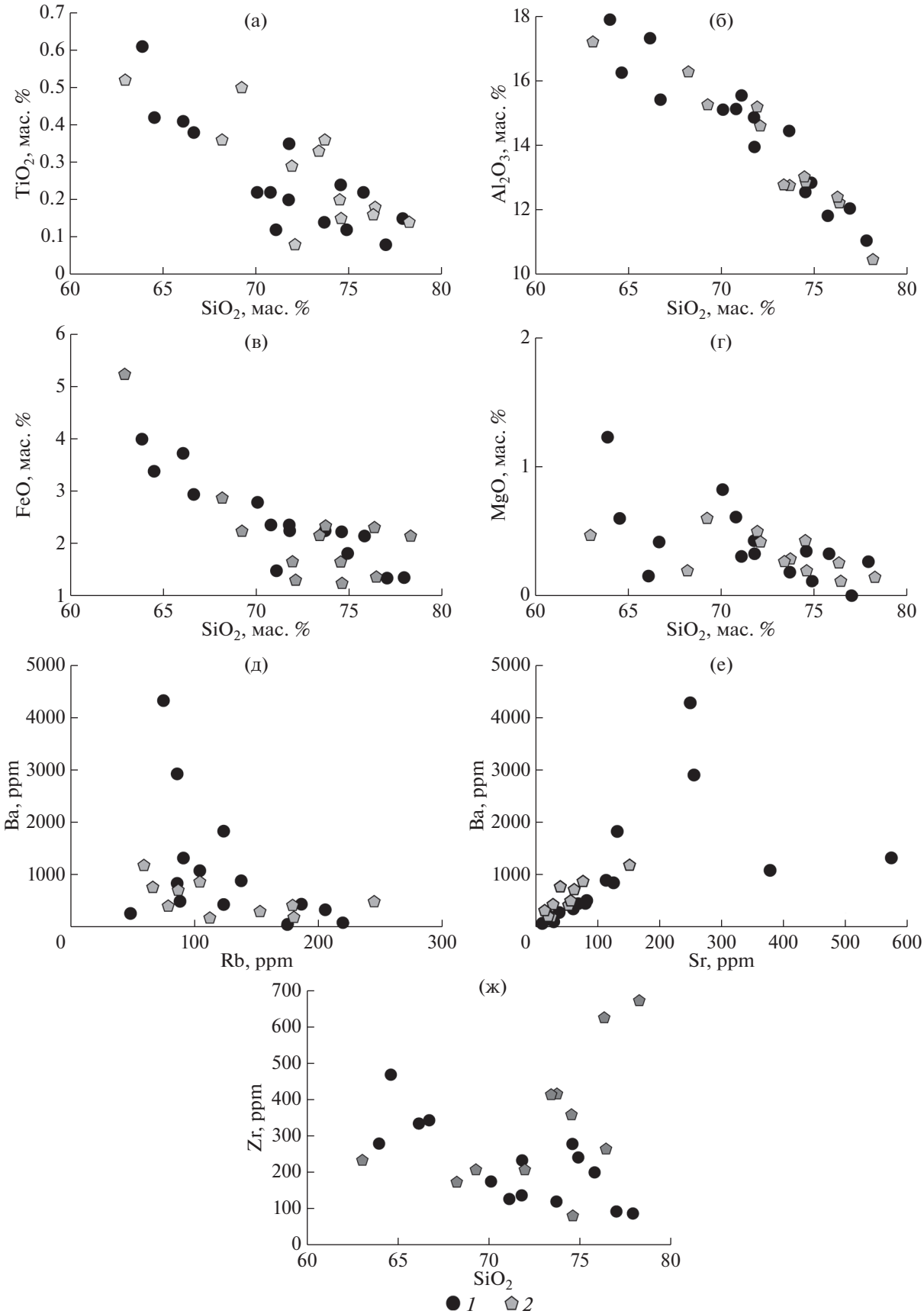

(а)
TiO_2, мас. %
SiO_2, мас. %
(б)
Al_2O_3, мас. %
SiO_2, мас. %
(в)
FeO, мас. %
SiO_2, мас. %
(г)
MgO, мас. %
SiO_2, мас. %
(д)
Ba, ppm
Rb, ppm
(е)
Ba, ppm
Sr, ppm
(ж)
Zr, ppm
SiO_2
1
2

Рис. 11. Вариационные диаграммы некоторых петрогенных и редких элементов.
(а) – SiO_2 – TiO_2; (б) – SiO_2 – Al_2O_3*; (в) – SiO_2 – FeO; (г) – SiO_2 – MgO; (д) – Ba – Rb; (е) – Ba – Sr; (ж) – SiO_2 – Zr;
1–2 – породы ассоциаций: *1* – Дюсембайской, *2* – Актасской

вождается увеличением магнезиальности и глиноземистости в расплавах (ASI 1.4–1.6) [49].

Дегидратационное плавление биотита при давлении 5 и более кбар приводит к образованию граната [59, 65]. Высокие содержание тяжелых РЗЭ и Y в изученных эффузивах и гранитоидах указывают на образование расплавов при давлениях не более 5 кбар.

Участие биотита в образовании родоначальных расплавов подтверждается и высокими концентрациями Ba в эффузивах и гранитоидах. При этом трахиты и трахидациты обогащены Eu

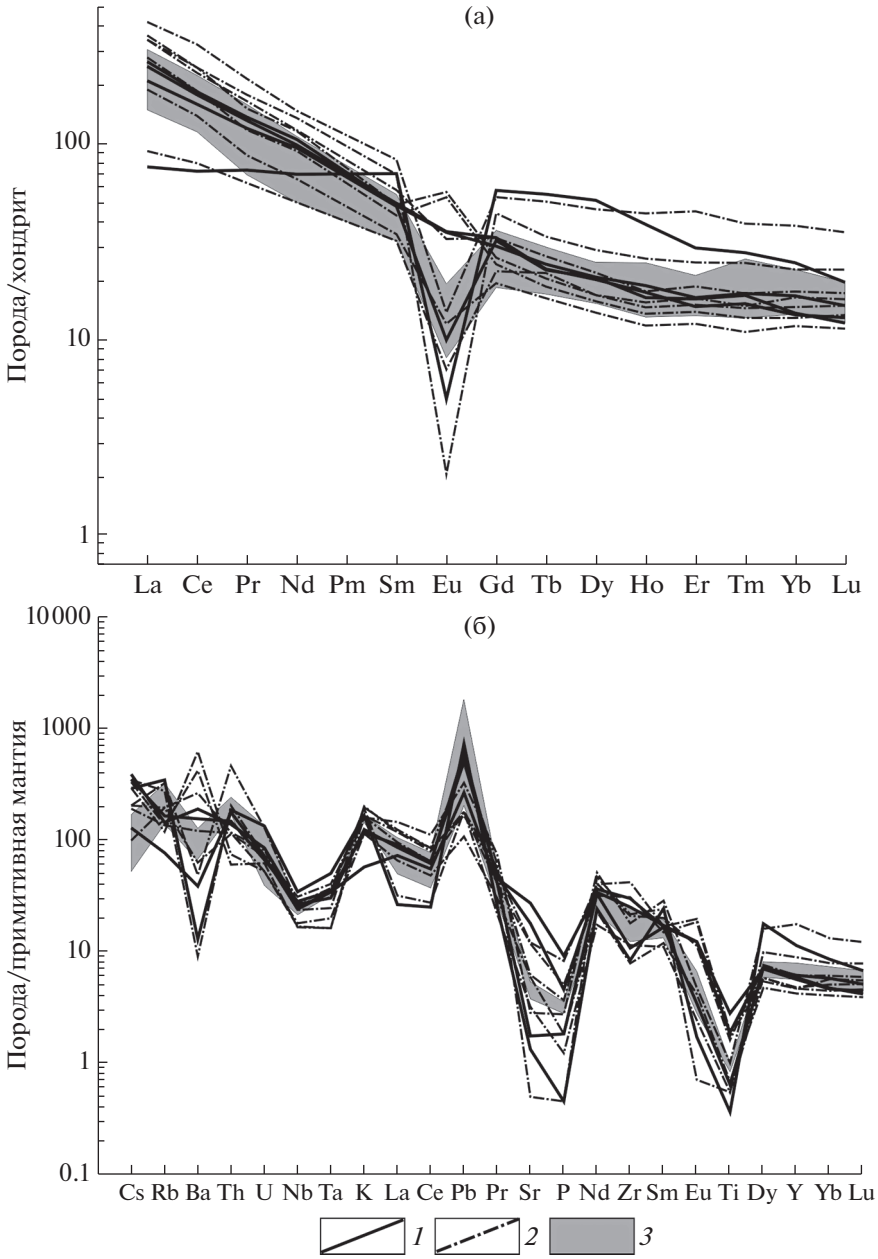


Рис. 12. Спектры распределения редких и редкоземельных элементов в породах Дюсембайской ассоциации (по [61]).
(а) – Нормированные на состав хондрита;
(б) – нормированные на состав примитивной мантии.
1 – эффузивы дюсембайской свиты; *2* – эффузивы жаункарской свиты; *3* – гранитоиды жаункарского комплекса

Таблица 4. Содержание главных (мас. %) и малых элементов (г/т) в эффузивных и плутонических породах Актасской ассоциации.

Компонент	Кумолинская свита			Актасская свита			Актасский гранитный комплекс					
	U-1349	U1328	U1329	U9001	TS1177	TS1180	U9002	U9003	TS1175	TS1176	TS1179	U1672
SiO_2	74.51	78.24	76.31	69.25	73.71	73.39	71.94	72.11	68.20	63.00	76.41	74.58
TiO_2	0.20	0.14	0.16	0.50	0.36	0.33	0.29	0.08	0.36	0.52	0.18	0.15
Al_2O_3	13.01	10.44	12.38	15.25	12.74	12.76	15.18	14.59	16.27	17.20	12.20	12.85
Fe_2O_3	1.65	2.04	2.31	2.02	2.21	2.12	1.11	0.92	3.06	1.44	1.39	0.49
FeO	0.17	0.31	0.23	0.42	0.35	0.25	0.66	0.48	0.12	3.92	0.12	0.81
MnO	0.03	0.02	0.02	0.04	0.06	0.06	0.03	0.01	0.02	0.18	0.01	0.02
MgO	0.43	0.15	0.26	0.60	0.29	0.27	0.50	0.42	0.20	0.47	0.12	0.20
CaO	0.63	0.19	0.07	1.21	0.87	1.11	0.30	0.39	0.31	1.92	0.13	0.41
K_2O	5.28	6.01	5.48	3.13	4.40	4.33	4.56	5.60	5.27	5.46	5.07	6.60
Na_2O	3.08	2.24	1.91	5.89	4.56	4.42	5.26	4.46	5.65	5.18	4.09	3.26
P_2O_5	0.03	0.02	0.03	0.17	0.06	0.08	0.05	0.03	0.07	0.13	0.03	0.04
ппп (%)	0.96	0.16	0.82	1.23	0.34	0.85	0.77	1.56	0.46	0.16	0.26	0.51
Сумма	*99.98*	*99.97*	*99.98*	*99.71*	*99.95*	*99.97*	*100.66*	*100.65*	*99.99*	*99.59*	*100.00*	*99.91*
$Na_2O + K_2O$	8.36	8.25	7.39	9.02	8.96	8.75	9.82	10.06	10.92	10.64	9.16	9.86
K_2O/Na_2O	1.71	2.68	2.87	0.53	0.96	0.98	0.87	1.25	0.93	1.05	1.24	2.02
(Na + K)Al	0.83	0.98	0.73	0.86	0.96	0.94	0.90	0.92	0.92	0.84	1.00	0.97
FeO*	1.66	2.15	2.31	2.24	2.34	2.16	1.66	1.31	2.87	5.22	1.37	1.25
FeO*/(FeO* + MgO)	0.79	0.93	0.90	0.79	0.89	0.89	0.77	0.76	0.93	0.92	0.92	0.86
ASI	1.09	0.99	1.35	1.01	0.92	0.92	1.08	1.04	1.05	0.97	0.98	0.97
MALI	7.73	8.06	7.32	7.81	8.09	7.64	9.52	9.66	10.61	8.72	9.03	9.45
Sc	–	–	–	3.72	7.50	6.42	3.72	–	2.97	8.89	1.77	1.78
V	10.70	8.23	8.06	4.15	23.82	23.13	4.15	–	9.57	12.37	8.95	6.83
Cr	28.30	54.00	22.40	17.10	4.96	5.99	17.10	–	3.80	7.14	4.65	10.59
Co	1.06	0.87	0.93	1.57	1.25	1.34	1.57	–	0.49	1.03	0.84	0.86
Ni	10.20	21.30	8.12	6.43	2.87	4.64	6.43	–	1.44	3.43	1.92	6.63
Cu	5.90	14.80	18.50	7.84	4.59	4.24	7.84	–	4.42	6.00	2.84	1.72
Zn	55.10	72.10	78.90	39.12	43.05	18.82	39.12	–	19.41	131.21	21.78	17.36
Ga	18.50	23.20	24.70	14.65	18.62	18.07	14.65	–	30.24	27.94	18.03	14.70
Rb	178	179	152	66.50	104.05	86.80	66.50	–	78.76	59.42	111.80	242.77
Sr	27.30	19.60	13.80	39.05	75.79	61.53	39.05	–	52.62	150.83	24.47	55.92
Y	51.40	93.00	96.20	39.91	50.55	45.98	39.91	–	25.87	63.55	58.92	20.46

Таблица 4. Окончание

Компонент	Кумолинская свита			Актасская свита			Актасский гранитный комплекс					
	U-1349	U1328	U1329	U9001	TS1177	TS1180	U9002	U9003	TS1175	TS1176	TS1179	U1672
Zr	359	672	625	207.52	416.06	413.94	207.52	–	173.99	234.32	265.35	81.46
Nb	21.30	33.40	29.10	12.26	20.11	20.02	12.26	–	26.14	28.11	13.47	13.88
Mo	0.71	0.97	0.68	2.21	1.78	0.46	2.21	–	1.21	0.84	0.55	1.08
Cs	1.15	0.54	1.28	1.06	1.08	0.66	1.06	–	0.25	0.60	0.44	1.12
Ba	420	192	303	762.16	864.53	707.63	762.16	–	406.20	1177.79	181.08	490.55
La	40.90	74.90	59.00	40.62	50.15	38.91	40.62	–	43.96	97.08	50.19	35.42
Ce	85.50	142	114	100.96	115.80	97.83	100.96	–	91.56	203.14	99.87	70.51
Pr	9.65	18.20	13.50	10.67	12.61	11.03	10.67	–	10.65	22.94	10.66	6.64
Nd	34.50	67.20	54.30	41.09	47.37	41.36	41.09	–	38.61	89.64	37.89	24.48
Sm	7.32	12.00	11.70	8.08	10.09	9.96	8.08	–	7.01	16.23	7.92	4.73
Eu	0.62	0.17	0.33	1.21	1.86	1.07	1.21	–	1.59	3.92	0.37	0.55
Gd	7.27	12.70	12.30	7.48	9.51	9.39	7.48	–	5.75	14.04	8.70	3.82
Tb	1.27	2.33	2.16	1.23	1.49	1.44	1.23	–	0.90	2.11	1.45	0.64
Dy	8.11	16.60	16.60	6.98	8.67	8.34	6.98	–	4.68	11.19	9.00	3.91
Ho	1.87	3.49	3.57	1.46	1.80	1.65	1.46	–	0.94	2.24	2.02	0.74
Er	5.51	10.20	10.30	4.58	5.50	4.97	4.58	–	2.81	6.48	6.01	2.25
Tm	0.83	1.69	1.71	0.68	0.83	0.74	0.68	–	0.43	0.93	0.86	0.33
Yb	5.04	10.00	10.10	4.50	5.42	4.94	4.50	–	2.97	6.38	5.55	2.29
Lu	0.78	1.52	1.48	0.69	0.85	0.77	0.69	–	0.48	1.03	0.86	0.31
Hf	9.68	17.00	15.50	6.53	9.21	9.89	6.53	–	4.33	5.02	6.80	2.96
Ta	1.40	2.32	1.91	0.79	1.45	1.38	0.79	–	2.49	1.75	1.00	1.60
W	1.38	2.16	2.24	0.50	0.64	0.50	0.50	–	0.17	0.26	0.64	0.72
Pb	27.00	29.50	16.80	6.67	21.85	9.53	6.67	–	6.54	21.86	7.16	16.23
Th	17.50	14.70	14.20	8.13	11.59	11.76	8.13	–	4.96	5.42	8.77	35.19
U	2.63	2.96	2.22	1.07	2.55	2.31	1.07	–	0.77	0.74	1.76	2.65
Ti	1175.83	849.81	932.51	2969.14	2157.48	1977.69	1726.23	483.93	2157.48	3116.36	1078.74	895.95
P	133.60	69.86	147.13	721.78	261.96	349.28	228.16	118.03	305.62	567.58	130.98	160.23
$(La/Yb)_n$	8.12	5.06	3.94	6.09	6.24	5.31	6.09	–	14.83	15.21	9.05	10.42
Eu/Eu*	0.08	0.04	0.08	0.48	0.58	0.34	0.48	–	0.25	0.26	0.04	0.40
Tzr	870	931	956	797	861	859	808	–	784	790	829	725

Примечание. FeO* = 0.9 FeO + F_2O_3; ASI – (Al/(Ca – 1.67 P + Na + K)); MALI – (Na_2O + K_2O–CaO); *T*°C – температура по насыщению цирконием с использованием термометра, по [70].

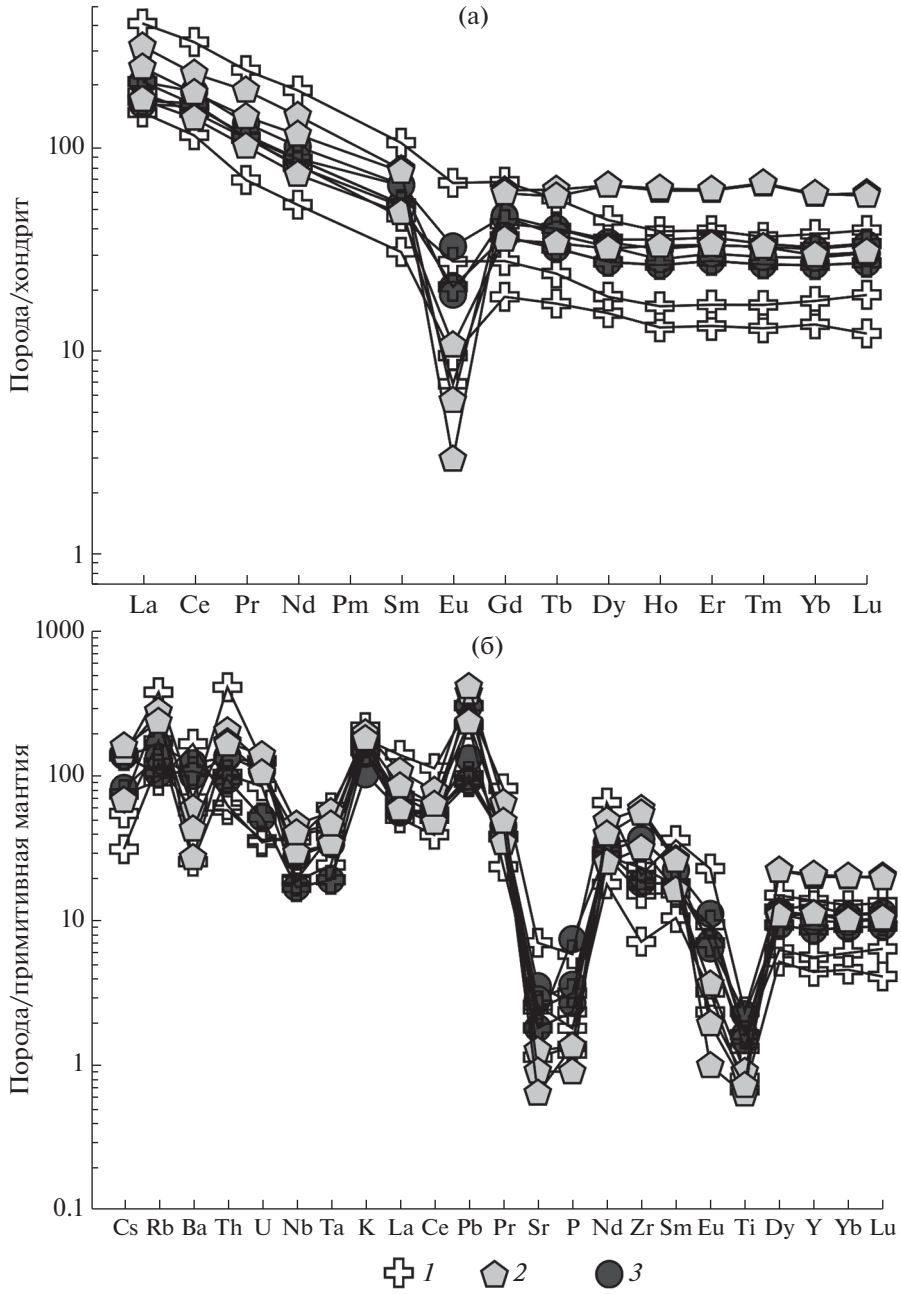


Рис. 13. Распределение редких и редкоземельных элементов в породах Актасской ассоциации (по данным [61]).
(а) – Диаграмма спектров распределения редкоземельных элементов, нормированных на состав хондрита, в породах Актасской ассоциации;
(б) – мультиэлементная диаграмма распределения редких и редкоземельных элементов в породах Актасской ассоциации, нормированных на состав примитивной мантии,
1 – граниты актасского комплекса; *2* – эффузивы актасской свиты; *3* – эффузивы кумолинской свиты

(Eu/Eu* 0.9–1.6) и Sr (255–574 г/т), что предполагает вовлечение в плавление плагиоклаза. В свою очередь обеднение Eu (Eu/Eu* 0.01–0.5) и Sr (24–151 г/т) гранитоидов Актасской ассоциации может указывать на стабильность плагиоклаза.

Таким образом, формирование родоначальных расплавов для эффузивных и плутонических пород обеих ассоциаций происходило в результате дегидратационного плавления метатоналитов (метаграувакк). Различия в составе ликвидусных фаз могут отражать определенные различия в источниках расплавов, что подтверждается и изотопно-геохимическими характеристиками.

Низкие изотопные составы неодима гранитоидов жаункарского комплекса (~830 млн лет)

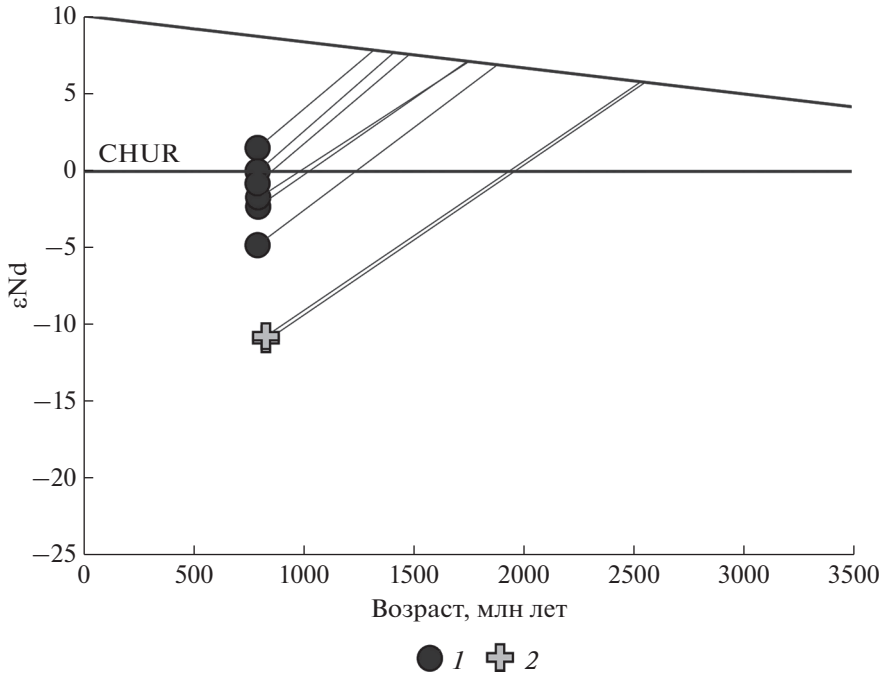


Рис. 14. Диаграмма эволюции изотопного состава Nd магматических пород Дюсембайской и Актасской вулкано-плутонических ассоциаций.
Показана (наклонная линия) линия эволюции деплетированной мантии, по [24].
Обозначен: CHUR – однородный хондритовый резервуар, по [35].
1 – породы Актасской ассоциации, *2* – породы Дюсембайской ассоциации

(εNd(T) = –10.8÷–11; T(Nd)(DM) – 2.5)) указывают на их образование в результате частичного плавления раннедокембрийской континентальной коры.

Вариации изотопного состава неодима в эффузивах и гранитоидах с возрастом ~ 790 млн лет (~830 млн лет) (εNd(T) = –4.9–+1.4; T(Nd)(DM) – 1.36–1.86)) могут отражать добавление к раннедокембрийскому коровому источнику ювенильного мантийного материала, либо плавление гетерогенного источника, сложенного породами с разной коровой предысторией. Последний вариант представляется более правдоподобным, поскольку расчет модели двухкомпонентного смешения [36] показал значительный вклад (до 80%) мантийного материала в область генерации расплавов, что вероятнее всего должно было отразиться как в химическом, так и в минеральном составе эффузивов и гранитоидов Актасской ассоциации.

Таблица 5. Сводная таблица результатов Sm–Nd-изотопного исследования эффузивов и гранитоидов Дюсембайской и Актасской ассоциаций.

Образец	Порода	Возраст	Sm (г/т)	Nd. г/т	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$\varepsilon_{Nd}(t)$	$t_{Nd}DM$
U-9006	Гранит жаункарский комплекс	829	0.62	2.99	0.1253	0.511687 ± 4	–11.0	2513
U-9008	Гранит жаункарский комплекс	829	5.97	28.6	0.1259	0.511698 ± 5	–10.8	2510
TS-1177	Риолит актасская свита	794	9.52	46.1	0.1249	0.512139 ± 4	–2.4	1733
TS-1180	Риолит актасская свита	794	12.80	58.2	0.1331	0.512215 ± 4	–1.8	1765
TS-1175	Гранит актасский комплекс	791	6.95	37.9	0.1110	0.512267 ± 5	1.4	1310
TS-1176	Гранит актасский комплекс	791	15.37	79.1	0.1175	0.512224 ± 2	–0.1	1466
TS-1179	Гранит актасский комплекс	791	9.18	46.9	0.1184	0.511983 ± 4	–4.9	1863
U9002	Гранит актасский комплекс	791	8.51	46.4	0.1108	0.512148 ± 5	–0.9	1483

Примечание. Величины $\varepsilon_{Nd}(T)$ рассчитаны на возраст 800 млн лет.

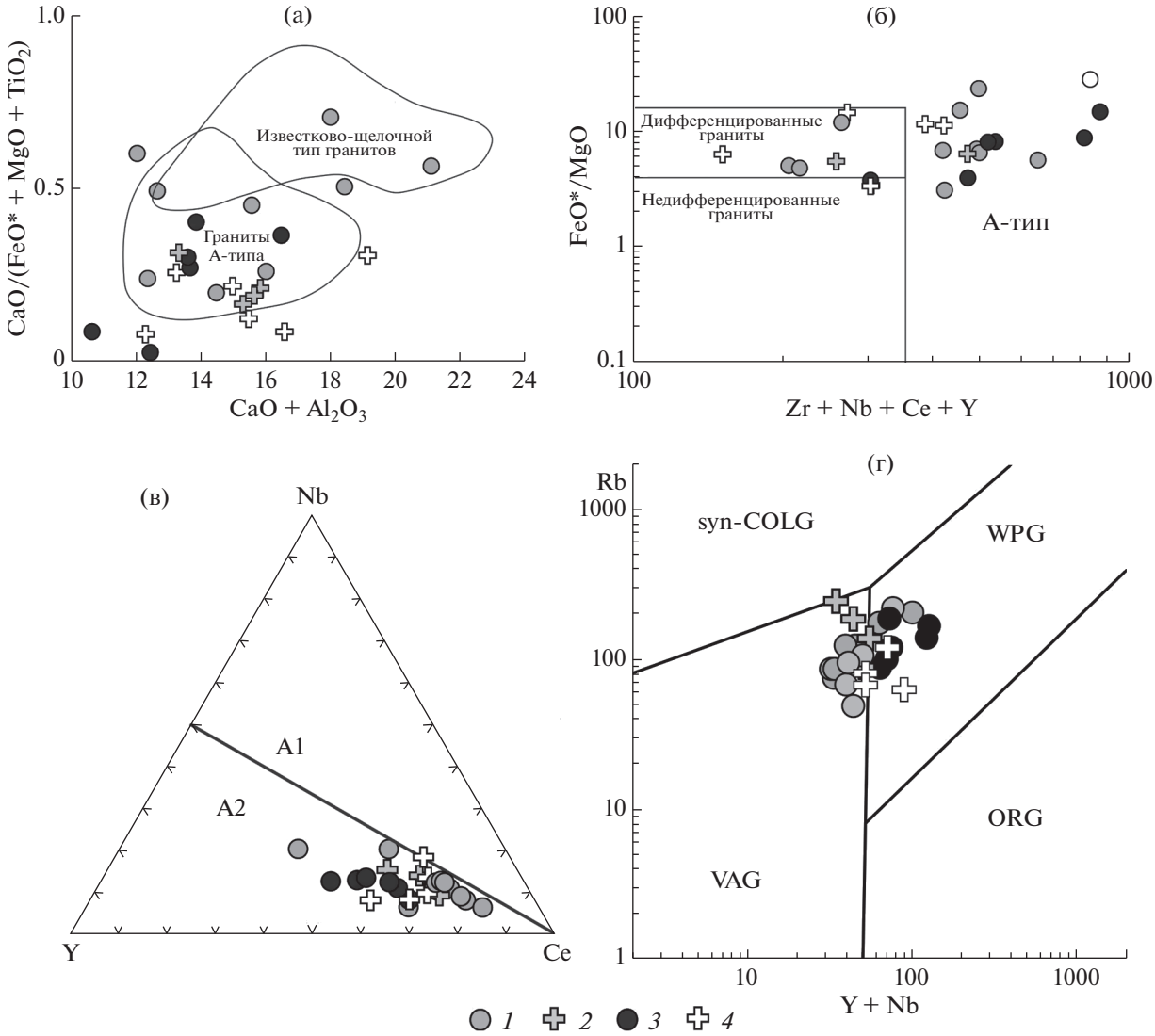


Рис. 15. Тектоно-магматические дискриминационные диаграммы для пород Дюсембайской и Актасской вулкано-плутонических ассоциаций.
(а) – $CaO/(FeO^* + MgO + TiO_2) – CaO + Al_2O_3$, по [22];
(б) – $FeO^*/MgO – Zr + Nb + Ce + Y$, по [68];
(в) – Y–Nb–Ce, по [24];
(г) – Rb–Y + Nb, по [50].
1 – эффузивы дюсембайской и жаункарской свит; *2* – гранитоиды жаункарского комплекса; *3* – эффузивы актасской и кумолинской свит; *4* – гранитоиды актасского комплекса

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЮЖНОГО УЛУТАУ В НЕОПРОТЕРОЗОЕ

Полученные и имеющиеся данные указывают на формирование структурно-вещественных комплексов довендского фундамента Южного Улутау в тонийский период неопротерозоя. Однако, различия в оценках возрастов и изотопно-геохимических характеристиках предполагают разницу во времени и обстановках образования тонийских комплексов западной и восточной частей Улутауского террейна (рис. 15).

Приведенные изотопно-геохимические характеристики кислых магматических пород Дюсембайской и Актасской ассоциаций характерны для магматических пород анарогенного типа. Широкое развитие грубообломочных пород, в том числе конгломератов с галькой кислых эффузивов и гранитоидов, в расположенных стратиграфически выше вулканогенно-осадочных толщах майтюбинской и боздакской серий указывают на рифтогенную обстановку накопления комплексов (см. рис. 3).

Исходя из этого, полученные оценки возраста (830 и 790–800 млн лет) образования двух риолит-гранитных ассоциаций характеризуют начало этапа континентального рифтогенеза.

В пределах восточной части Южного Улутау отсутствуют докембрийские риолит-гранитные ассоциации, при этом комплексы довендского фундамента представлены эффузивами и туфами базальт-андезит-риолитового состава, с которыми ассоциируют терригенные и хемогенные осадочные породы (см. рис. 3).

Дифференцированный характер магматизма и другие особенности состава указывают на образование родоначальных для этого комплекса расплавов в надсубдукциионной обстановке [10]. Изотопные характеристики Nd кислых вулканогенных и туфогенных пород (εNd –2.0–2.5; T(ND)(DM) 1.8–2.3 млрд лет) свидетельствуют о развитии надсубдукционной системы на континентальной коре, комплексы которой, в том числе раннедокембрийские, участвовали в образовании расплавов [11].

Дифференцированные вулканогенные толщи восточной части имеют более молодой возраст, чем риолит-гранитные ассоциации западной части террейна, их формирование происходило во второй половине тонийского периода, но в интервале от ~780 до ~740 млн лет [10–12].

Однако преобладание в вулканогенно-осадочных породах среди зерен обломочного циркона значительной популяции неокатанных кристаллов с оценками возрастов от 900 до 1100 млн лет и вариациями εHf(t) от –15 до +8, предполагают начало надсубдукционного магматизма в конце мезопротерозоя–начале неопротерозоя [11].

Таким образом, тонийский магматизм западной части террейна был связан с процессами континентального рифтогенеза, а восточной части террейна связан с набсудукционными процессами. Начало надсубдукционных процессов в конце мезо–начале неопротерозоя позволяет рассматривать тектоно-магматическую эволюцию Южного Улутау в тонийское время в режиме активной континентальной окраины.

Дифференцированные вулканические серии его восточной части (современные координаты) формировались за счет надсубдукционного магматизма, вызванного погружением океанической литосферы.

Образование двух риолит-гранитых ассоциаций западной части Южного Улутау происходило в обстановке рифтогенеза, вызванного их тыловым расположением относительно фронта субдукции.

СОПОСТАВЛЕНИЕ СТРОЕНИЯ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЮЖНОГО УЛУТАУ С ТЕРРЕЙНАМИ УЛУТАУ-МОЮНКУМСКОЙ ГРУППЫ

Неопротерозойские магматические комплексы кислого состава являются характерным элементом строения докембрийских террейнов Улутау-Моюнкумской группы [23].

В пределах Чуйско-Кендыктасского террейна они представлены ортогнейсами (800 ± 9 млн лет), метариолитами копинской свиты (794 ± 5 млн лет) Кендыктасского блока, ортогнейсами (789 ± ± 5 млн лет) Чуйского и Атюзского (799–840 млн лет) блоков [37, 59, 63]. В Жельтавском террейне эти комплексы представлены кислыми эффузивы (829 ± 5 млн лет) и ортогнейсами (780–790 млн лет) [51, 60].

В Каратау–Таласском террейне к комплексам такого типа относятся туфы курганской свиты (780–760 млн лет) [7, 39, 45]. В Каратау-Джебаглинском террейне такие комплексы представлены базальт-риолитовой кайнарской свитой и гранитоидами кумыстинского комплекса (717 ± 4 млн лет) [2, 3].

В террейне Срединного Тянь-Шаня неопротерозойские магматические комплексы представлены гранитоидами бешторского (893 ± 3 млн лет) и сарыджазского (831 ± 8 млн лет) комплексов, а также кислыми вулканитами свиты Большого Нарына (840–720 млн лет) [31, 56, 62].

Изотопно-геохимические характеристики неопротерозойских кислых вулканогенных пород и гранитоидов докембрийских террейнов юго-западного Казахстана и Срединного Тянь-Шаня позволяют относить их к гранитам типа А-2 и принимать в качестве основного источника расплава комплексы раннедокембрийской континентальной коры [23, 37, 51, 63]. Близкие оценки возраста позволяют предполагать, что в неопротерозое, в основном в тонийское время, докембрийские террейны Улутау-Моюнкумской группы входили в состав единого окраинно-континентального магматического пояса, в тыловой части которого рифтогенные процессы сопровождались формированием мощных толщ кислых вулканитов и гранитоидов.

Особенности строения, состава и возраста докембрийских комплексов позволяют рассматривать террейны Улутау-Моюнкумской группы в качестве образований родственных Таримскому кратону [23] (рис. 16).

В его строении участвуют, в том числе, раннедокембрийские комплексы (комплекс Хелуоситан, комплекс Туогелакебудаке), являвшиеся основными источниками расплавов и кластического вещества для протерозойских магматических образований и терригенных толщ [79].

Тектономагматическая эволюция кратона в неопротерозое (в тонийское время) определялась развитием его северной части в режиме активной окраины [52, 53, 75, 76, 78]. При этом в неопротерозойской эволюции как северной, так и южной окраин Таримского кратона фиксируются рифтогенные события, но различающиеся временем

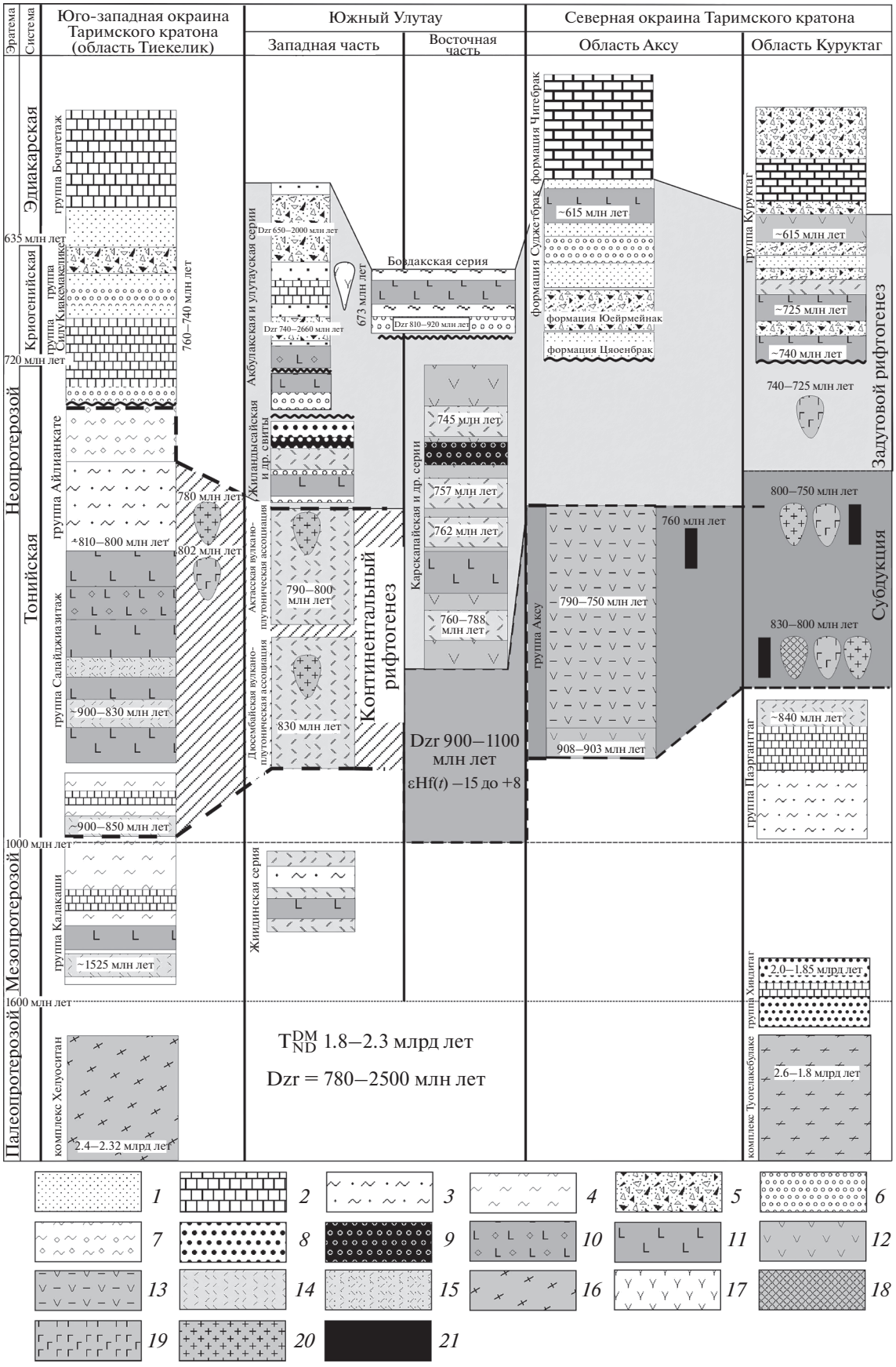

Эратема
Система
Юго-западная окраина Таримского кратона (область Тиекелик)
Южный Улутау
Западная часть
Восточная часть
Северная окраина Таримского кратона
Область Аксу
Область Куруктаг
Эдиакарская
Криогенийская
Тонийская
Неопротерозой
Мезопротерозой
Палеопротерозой
635 млн лет
720 млн лет
1000 млн лет
1600 млн лет
группа Бочатетаж
группа Сугуркикемакенлик
группа Айлианкате
группа Салайджиазитаж
группа Калакаши
комплекс Хелуоситан
760–740 млн лет
780 млн лет
802 млн лет
~810–800 млн лет
~900–830 млн лет
~900–850 млн лет
~1525 млн лет
2.4–2.32 млрд лет
Акбулакская и улутауская серии
Dzr 650–2000 млн лет
Dzr 740–2660 млн лет
673 млн лет
Боздакская серия
Dzr 810–920 млн лет
Жиландысайская и др. свиты
Актасская вулкано-плутоническая ассоциация
790–800 млн лет
Дюсембайская вулкано-плутоническая ассоциация
830 млн лет
Континентальный рифтогенез
Карскапайская и др. серии
745 млн лет
757 млн лет
762 млн лет
760–788 млн лет
Dzr 900–1100 млн лет
εHf(t) –15 до +8
Жиндинская серия
T_{ND}^{DM} 1.8–2.3 млрд лет
Dzr = 780–2500 млн лет
формация Чигебрак
формация Сулжебрак
~615 млн лет
формация Юеймейнак
формация Цяоенбрак
760 млн лет
790–750 млн лет
908–903 млн лет
группа Аксу
группа Куруктаг
~615 млн лет
~725 млн лет
~740 млн лет
740–725 млн лет
Задуговой рифтогенез
800–750 млн лет
830–800 млн лет
Субдукция
~840 млн лет
группа Пазрангтаг
группа Хиндитаг
2.0–1.85 млрд лет
комплекс Туоглакебулак
2.6–1.8 млрд лет
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21

Рис. 16. Схема корреляции структурно-вещественных комплексов Южного Улутау и Таримкого кратона, (составлена с использованием [30, 33, 41, 53, 58, 66, 67, 70, 72, 73–81]).
1 – песчаники; *2* – известняки; *3* – кварц-полевошпатовые сланцы; *4* – филлиты; *5* – тиллиты и грубообломочные тиллитоподобные конгломераты; *6* – валунные и крупногалечные конгломераты; *7* – кварцито-сланцы; *8* – мономинеральные и мусковитовые кварциты; *9* – железистые кварциты; *10* – туфоконгломераты основного состава; *11* – базальты; *12* – андезиты; *13* – туфы среднего состава; *14* – риолиты и риодациты; *15* – туфы кислого состава; *16* – сланцы и гнейсы; *17* – сиениты; *18* – карбонатиты; *19* – габбро и ультрамафиты; *20* – гранитоиды; *21* – дайки основного состава

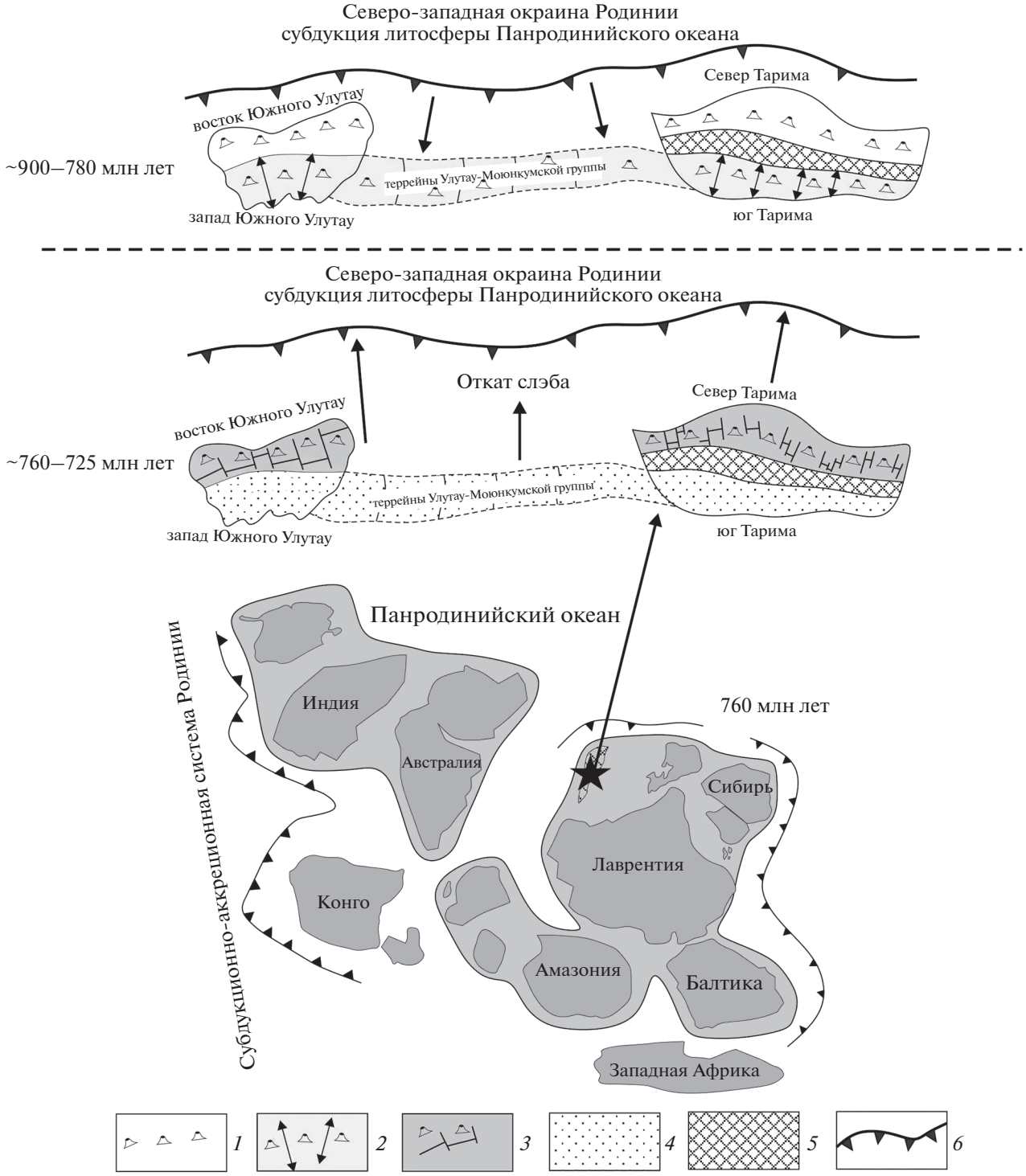


Рис. 17. Южный Улутау и Таримский кратон в неопротерозое.
(а) – Палеогеографическое положение, по [27, 30];
(б) – схема тектонической эволюции.
1–3 – область магматизма: *1* – островодужного, *2* – тылового рифтогенного, *3* – задугового рифтогенного; *4* – область пассивной континентальной окраины; *5* – Центральный Тарим; *6* – направление субдукции

проявления и особенностями состава магматических пород (см. рис. 16).

Континентальный рифтогенез на южной окраине Таримского кратона сопровождался формированием гранитоидов (группа Калакаши) и бимодальных вулканогенных серий (группа Салайджиазитаж) с возрастами ~900–850 млн лет, даек базитов и базальтов (~800 млн лет) [66, 76, 77, 80]. Эти рифтогенные события совпадают с основным этапом надсубдукционного магматизма на северной окраине Тарима (Аксу, Куруктаг), который включал формирование андезитов (908–903 млн лет) [33], гранитоидов, в том числе с адакитовыми характеристиками (830–785 млн лет) [30, 41], мафит-ультрафитовых интрузий, роев даек в интервале 820–760 млн лет [74].

На северной окраине начинается (в конце тонийского периода) обратная миграция субдукционной системы в южном направлении [53]. Отражением этих событий является начало процессов рифтогенеза в задуговой области, которое сначала фиксируется базитовыми дайками с возрастами 773–759 млн лет [73], а в дальнейшем приводит к образованию задугового бассейна с характерным бимодальным вулканизмом (740–725 млн лет) [53, 71], развивавшимся вплоть до эдиакария.

Близкий возраст формирования и составы неопротерозойских магматических комплексов позволяют предполагать, что докембрийские террейны Улутау-Моюнкумской группы и Таримский кратон являются фрагментами крупного магматического пояса, который был приурочен к активной северо-западной окраине суперконтинента Родиния [30, 78] (рис. 17).

Длительная субдукция океанической литосферы Панродинийского океана по периферии суперконтинента, начавшаяся еще в конце мезопротерозоя, привела к подъему мантийного плюма в тыловых частях, что способствовало началу рифтогенеза, инициировавшему распад суперконтинента Родиния [17, 40].

При этом становление риолит-гранитных ассоциаций как в западной части Южного Улутау, так и на остальных террейнах Улутау-Моюнкумской группы совпадает с этапом тонийского внутриплитного магматизма на южной окраине Таримского кратона (см. рис. 16).

В то время как дифференцированный базальт-андезит-риолитовый магматизм восточной части Южного Улутау (~780–740 млн лет) совпадает с началом задугового рифтогенеза на северной окраине кратона (773–759 млн лет) [10–12, 73] (см. рис. 16).

ВЫВОДЫ

1. Полученные нами новые данные о строении, составе и возрасте неопротерозойских комплексов западной части Южного Улутау позволили выделить в строении этого блока две риолит-гранитные вулкано-плутонические ассоциации: Дюсембайская и Актасская с возрастами около 830 и 790 млн лет соответственно.

2. Кислые эффузивы и комагматичные им гранитоиды обладают геохимическими характеристиками анарогенного типа, а их родоначальные расплавы были сформированы во внутриплитных условиях и при участии комплексов раннедокембрийской континентальной коры.

3. Тектоно-магматическая эволюция Южного Улутау в неопротерозое происходила в обстановке активной континентальной окраины. Комплексы восточной части Южного Улутау формировались в пределах энсиалической островной дуги, а комплексы западной части Южного Улутау – в области рифтогенного магматизма тыловой области.

4. Проявление тонийского магматизма на Южном Улутау, а также в других террейнах Улутау-Моюнкумской группы было обусловлено их вхождением в состав фундамента крупного вулкано-плутонического пояса, маркировавшего процессы субдукции океанической литосферы под северо-западную окраины суперконтинента Родиния.

Благодарности. Авторы благодарят рецензентов ак. В.В. Ярмолюка (ИГЕМ РАН, г. Москва, Россия), д.г.-м.н. Т.В. Донскую (ИЗК СО РАН, г. Иркутск, Россия) за комментарии, которые позволили улучшить статью, и редактора М.Н. Шуплецову (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

Финансирование. Работы выполнены за счет гранта Российского научного фонда, проект № 22-17-00069, в рамках выполнения государственного задания ГИН РАН, аналитические работы выполнены в том числе при финансовой поддержке гранта РФФИ, проект № 20-05-00108.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексеев Д.В., Дегтярев К.Е., Третьяков А.А., Каныгина Н.А.* Ранненеопротерозойские (~920 млн лет) гранито-гнейсы Джунгарского Алатау, южный Казахстан: обоснование возраста по результатам U–Th–Pb (SIMS)-датирования // ДАН. 2021. Т. 496. № 1. С. 17–21.
2. *Геология и металлогения Каратау*. – Т. 1. – Геология. – Под ред. И.Ф. Никитина – Алма-Ата: Наука, 1986. 240 с.
3. *Дегтярев К.Е., Третьяков А.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б.* Кумыстинский граносиенитовый комплекс позднего криогения в Большом Каратау (Южный Казахстан), обоснование возраста // ДАН. 2019. Т. 484. № 5. С. 579–583.
4. *Дмитриева Н.В., Летникова Е.Ф., Прошенкин А.И.* Время формирования пород жиидинской серии

майтюбинской зоны (Южный Улутау, Центральный Казахстан). – В сб.: *Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы*. – Мат-лы VI Российской конф. по изотопной геохронологии 2–5 июня 2015 г., ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург. – СПб.: Sprinter, 2015. С. 76–77.

5. *Ермолов П.В.* Актуальные проблемы изотопной геологии и металлогении Казахстана. – Караганда: КРУ, 2013. 206 с.
6. *Милеев В.С., Розанов С.Б.* Геология и тектоника докембрия Центрального Казахстана. – Под ред. Ю.А. Зайцева – М.: МГУ, 1976. 366 с.
7. *Советов Ю.К.* Неопротерозойский рифтогенез и эволюция осадочных бассейнов на микроконтинентах таримского типа: Малый Каратау, Южный Казахстан. – В сб.: *Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли*. – Мат-лы 5-го Всероссийского литол. совещ. 14–16 октября 2008 г., ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург.– Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 287–289.
8. *Типы магм и их источники в истории Земли* . –Ч. 1 – Магматизм и геодинамика – главные факторы эволюции Земли. – Под ред. О.А. Богатикова, В.И. Коваленко – М.: ИГЕМ РАН, 2006. 397 с.
9. *Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Сальникова Е.Б., Шатагин К.Н., Котов А.Б., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В.* Жаункарский гранитный комплекс позднего тония Улутауского сиалического массива (Центральный Казахстан) // ДАН. 2017. Т. 473. № 6. С. 691–695.
10. *Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Каныгина Н.А., Данукалов Н.К.* Поздненеопротерозойский возраст дифференцированных вулканогенных комплексов Улутауского массива (Центральный Казахстан): результаты U–Th–Pb (SIMS)-геохронологических исследований // ДАН. 2020. Т. 494. № 1. С. 9–13.
11. *Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Каныгина Н.А., Летникова Е.Ф., Жимулев Ф.И., Ковач В.П., Данукалов Н.К., Lee H.-Y.* Позднедокембрийские метаморфические комплексы Улутауского массива (Центральный Казахстан): возраст, состав и обстановки формирования протолитов // Геотектоника. 2020. № 5. С. 3–28.
12. *Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Данукалов Н.К., Каныгина Н.А.* Неопротерозойский возраст железорудной вулканогенно-осадочной серии Улутауского террейна (Центральный Казахстан) // ДАН. 2022. Т. 502. № 2. С. 49–55.
13. *Филатова Л.И.* Стратиграфия и историко-геологический (формационный) анализ метаморфических толщ докембрия Центрального Казахстана. – М.: Недра, 1983. 160 с.
14. *Филатова Л.И., Богатырева Н.А.* О самых древних докембрийских отложениях Южного Улутау. – В сб.: *Вопросы геологии Центрального Казахстана*. – Мат-лы конф. по геологии Центрального Казахстана. – Под ред. А.А. Богданова – М.: МГУ, 1971. Т. 10. С. 92–106.
15. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.* Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. – М.: Наука. 1991. 263 с.
16. *Bonin B.* A-type granites and related rocks: evolution of a concept, problems and prospects // Lithos. 2007. Vol. 97. P. 1–29.
17. *Cawood P.A., Strachan R.A., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Murphy J.B.* Linking collisional and accretionary orogens during Rodinia assembly and breakup: Implications for models of supercontinent cycles // Earth Planet. Sci. Lett. 2016. Vol. 449. P. 118–126.
18. *Chorowicz J.* The East African rift system // J. Afr. Earth Sci. 2005 Vol. 43. P. 379–410.
19. *Clemens J.D., Holloway J.R., White A.J.R.* Origin of an A-type granite: Experimental constraints // Am. Mineralogist. 1986. Vol. 71. P. 317–324.
20. *Collins B.J, Beams S.D, White A.J.R., Chappel B.W.* Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia // Contrib. Mineral. Petrol. 1982. Vol. 80. P. 189–200.
21. *Creaser R.A., Price R.C., Wormald R.J.* A-type granites revisited: Assessment of a residual-source model // Geology. 1991. Vol. 19. P. 163–166.
22. *Dall'Agnol R., Oliveira D.C.* Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: Implications for classification and petrogenesis of A-type granites // Lithos. 2007. Vol. 93. P. 215–233.
23. *Degtyarev K., Yakubchuk A., Tretyakov A., Kotov A., Kovach V.* Precambrian geology of the Kazakh Uplands and Tien Shan: An overview // Gondwana Research. 2017. Vol. 47. P. 44–75.
24. *Depaolo D.J.* Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic // Nature. 1981. Vol. 291. P. 193–196.
25. *Eby G.N.* The A-type granitoids – a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis // Lithos. 1990. Vol. 26. P. 115–134.
26. *Eby G.N.* Chemical subdivision of the A-type granitoids-petrogenetic andtectonic implications // Geology. 1992. Vol. 20. P. 641–644.
27. *Evans D.* Meso-Neoproterozoic Rodinia supercycle, In: *Ancient Supercontinents and the Paleogeography of Earth*. – Ed. by *L. Pesonen, J. Salminen, S.-A. Elming, D. Evans, T. Veikkolainen*, (Elsevier, NY, USA. 2022), P. 549–568.
28. *Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D.* A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrol. 2001. Vol. 42. P. 2033–2048.
29. *Frost C.D., Frost B.R* On ferroan (A-type) granitoids: Their compositional variability and modes of origin // J. Petrol. 2010. Vol. 52. P. 39–53.
30. *Ge R., Zhu W., Wilde S.A., He J., Cui X., Wang X., Bihai Z.* Neoproterozoic to Paleozoic long-lived accretionary orogeny in the northern Tarim Craton // Tectonics. 2014. Vol. 33. P. 302–329.
31. *Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Stockli D.F., Batalev V.Y., Izmer A., Van den Haute P., Vanhaecke F., and Elburg M.A.* Tectonic history of the Kyrgyz South Tianshan (Atbashi-Inylchek) suture

zone: The role of inherited structures during deformation-Propagation // Tectonics. 2011. Vol. 30. No. 6. TC6016.

32. *Goldstein S.J., Jacobsen S.B.* Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material implications for crystal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. Vol. 87. P. 249–265.
33. *He J.Y., Xu B., Li D.* Newly discovered early Neoproterozoic (ca. 900 Ma) andesitic rocks in the northwestern Tarim Craton: Implications for the reconstruction of the Rodinia supercontinent // Precambrian Research. 2019. Vol. 325. P. 55–68.
34. *Hu A.Q., Wei G.J., Jahn B.M., Zhang J.B., Deng W.F., Chen L.L.* Formation of the 0.9 Ga Neoproterozoic granitoids in the Tianshan Orogen, NW China: Constraints from the SHRIMP zircon age determination and its tectonic significance // Geochimica. 2010. Vol. 9. P. 197–212 (in Chinese with English abstr.).
35. *Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.* Sm–Nd evolution of chondrites and achondrites // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. Vol. 67. P. 137–150.
36. *Jahn B.M., Wu F.Y., Chen B.* Massive granitoid generation in Central Asia: Nd isotopic evidence and implication for continental growth in the Phanerozoic // Episodes. 2000. Vol. 43. P. 82–92.
37. *Kröner A., Alexeiev D.V., Hegner E., Rojas-Agramonte Y., Corsini M., Chao Y., Wong J., Windley B.F., Liu D., Tretyakov A.A.* Zircon and muscovite ages, geochemistry and Nd–Hf isotopes for the Aktyuz metamorphic terrane: evidence for an Early Ordovician collision belt in the northern Tianshan of Kyrgyzstan // Gondwana Research. 2012. Vol. 21. P. 901–927.
38. *Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B.* A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram // J. Petrol. 1986. Vol. 27. P. 745–750.
39. *Levashova N.M., Meert J.G., Gibsher A.S., Grice W.C., Bazhenov M.L.* The origin of microcontinents in the Cenral Asian Orogenic Belt: constraints from paleomagnetism and geochronology // Precambrian Research. 2011. Vol. 185. P. 37–54.
40. *Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A., De Waele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lu S., Natapov, L.M., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Vernikovsky V.* Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis // Precambrian Research. 2008. Vol. 160. P. 179–210.
41. *Long X-P., Yuan C., Sun M., Kroner A., Zhao G-C., Wilde S., Hu A-Q.* Reworking of the Tarim Craton by underplating of mantle plume-derived magmas: evidence from Neoproterozoic granitoids in the Kuluketage area, NW China // Precambrian Research. 2011. Vol. 187. P. 1–14.
42. *Ludwig K.R.* ISOPLOT 3.00. A User's Manual, (Berkeley Geochron. Center Spec. Publ. 2003. No. 4), 70 p.
43. *Ludwig K.R.* SQUID 1.00. A User's Manual, (Berkeley Geochron. Center Spec. Publ. 2000. No. 2), 17 p.
44. *Macdonald R.* Nomenclature and petrochemistry of the peralkaline oversaturated extrusive rocks // Bull. Volcanol.1974. Vol. 38. P. 498–516.
45. *Meert J.G., Gibsher A.S., Levashova N.M., Grice W.C., Kamenov G.D., Ryabinin A.B.* Glaciation and ~770 Ma Ediacaran (?) fossils from the lesser Karatau microcontinent, Kazakhstan // Gondwana Reseach. 2011. Vol. 19. P. 867–880.
46. *Merdith A.S., Collins A.S., Williams S.E., Pisarevsky S., Foden J.D., Archibald D.B., Blades, M.L., Alessio B.L., Armistead S., Plavsa D., Clark C., Müller R.D.* A full-plate global reconstruction of the Neoproterozoic // Gondwana Research. 2017. Vol. 50. P. 84–134.
47. *Miller C.F., McDowell S.M., Mapes R.W.* Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance // Geology. 2003. Vol. 31. P. 529–532.
48. *Nance R.D., Murphy J.B., Santosh M.* The supercontinent cycle: A retrospective essay // Gondwana Research. 2014. Vol. 25. P. 4–29.
49. *Patiño Douce A.E.* Generation of metaluminous A-type granites by lower pressure melting of calc- alkaline granitoids // Geology. 1997. Vol. 25. P. 743–746.
50. *Pearce J.A., Harris N.W., Tindle A.G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. Vol. 25. P. 956–983.
51. *Pilitsyna A.V., Tretyakov A.A., Degtyarev K.E., Salnikova E.B., Kotov A.B., Kovach V.P., Wang K.-L., Batanova V.G.* Early Palaeozoic metamorphism of Precambrian crust in the Zheltau terrane (Southern Kazakhstan, Central Asian Orogenic belt): *P–T* paths, protoliths, zircon dating and tectonic implications // Lithos. 2019. Vol. 324–325. P. 115–140.
52. Precambrian Geology of China. – Ed. by *M. Zhai*, (Springer, NY, USA. 2015), 390 p.
53. *Ren R., Guan S.W., Zhang S.C., Wu L., Zhang H.Y.* How did the peripheral subduction drive the Rodinia breakup: Constraints from the Neoproterozoic tectonic process in the northern Tarim Craton // Precambrian Research. 2020. Vol. 339. P. 1–17.
54. *Rogers J.J.W., Santosh M.* Configuration of Columbia, Mesoproterozoic supercontinent // Gondwana Research. 2002. Vol. 5. P. 5–22.
55. *Ramos V.A.* Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle. – In: *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision,* Ed. by S.M. Kay, V.A. Ramos, W.R. Dickinson, (GSA Mem. 2009. Vol. 204), p. 31–65.
56. *Rojas-Agramonte Y., Kröner A., Alexeiev D.V., Jeffreys T., Khudoley A.K., Wong J., Geng H., Shug L., Semiletkin S.A., Mikolaichuk A.V., Kiselev V.V., Yang J., Seltmann R.* Detrital and igneous zircon ages for supracrustal rocks of the Kyrgyz Tianshan and palaeogeographic implications // Gondwana Research. 2014. Vol. 26. P. 957–974.
57. *Rooney T.O.* The Cenozoic magmatism of East Africa. – Part V – Magma sources and processes in the East African Rift // Lithos.2020 Vol. 360–361. P. 105296
58. *Shu L.-S., Deng X.L., Zhu W.-B., Ma D.-S., Xiao W-J.* Precambrian tectonic evolution of the Tarim Block, NW China: New geochronological insights from the Quruqtagh domain // Precambrian Research. 2011. Vol. 42. P. 774–790.

59. *Skjerlie K.P., Johnston A.D.* Fluid-absent melting behaviour of a F-rich tonalitic gneiss at mid-crustal pressures: implications for the generation of anorogenic granites // J. Petrol. 1993. Vol. 34. P. 785–815.

60. *Skoblenko (Pilitsyna) A.V., Degtyarev K.E., Kanygina N.A., Tretyakov A.A., Skuzovatov S.Yu., Pang K.-N., Lee H.-Y.* Precambrian and Early Palaeozoic metamorphic complexes in the SW part of the Central Asian Orogenic Belt: Ages, compositions, regional correlations and tectonic affinities // Gondwana Research. 2022. Vol. 105. P. 117–142.

61. *Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. – In: *Magmatism in the ocean basins*, Ed.by A.D. Saunders, M.J. Norry, (Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1989. Vol. 42), P. 313–345.

62. *Terbishalieva B., Timmerman M.J., Mikolaichuk A., Altenberger U., Sláma J., Schleicher A.M., Sudo M., Sobel E.R., Cichy S.B.* Calc-alkaline volcanic rocks and zircon ages of the late Tonian: early Cryogenian arc-related Big Naryn Complex in the Eastern Djetim-Too Range, Middle Tianshan block, Kyrgyzstan // Int. J. Earth Sci. 2021. Vol. 110. P. 353–375.

63. *Tretyakov A.A., Pilitsyna A.V., Degtyarev K.E., Kanygina N.A., Salnikova E.B., Kovach V.P., Lee H.-Y., Wang K.-L., Batanova V.G., Kovalchuk E.V.* Neoproterozoic granitoid magmatism and granulite metamorphism in the Chu-Kendyktas terrane (Southern Kazakhstan, Central Asian orogenic belt): Zircon dating, Nd isotopy and tectono-magmatic evolution // Precambrian Research. 2019. Vol. 332. P. 105397.

64. *Turner S.P., Foden J.D., Morrison R.S.* Derivation of A-type magmas by fractionation of basaltic magma: An example from the Padthaway Ridge, South Australia // Lithos. 1992. Vol. 28. P. 151–179.

65. *Vielzeuf D., Montel J.M.* Partial melting of metagreywackes. Part I. Fluid-absent experiments and phase relationship // Contrib. Mineral. Petrol. 1994. Vol. 117. P. 375–393

66. *Wang C., Zhang J.H., Li M., Li R.S., Peng Y.* Generation of ca. 900–870Ma bimodal rifting volcanism along the southwestern margin of the Tarim Craton and its implications for the Tarim-North China connection in the Early Neoproterozoic // J. Asian Earth Sci. 2015. Vol. 113. P. 610–625.

67. *Wang B., Liu H., Shu L., Jahn B.-M., Chung S., Zha Y., Liu D.* Early Neoproterozoic crustal evolution in Northern Yili Block: insights from migmatite, orthogneiss and leucogranite of the Wenquan metamorphic complex in the NW Chinese Tianshan // Precambrian Research. 2014. Vol. 242. P. 58–81.

68. *Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W.* A-type granites-geochemical char-acteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. Vol. 95. P. 407–419.

69. *Watson E.B., Harrison T.M.* Zircon saturation revisited: Temperature and composition effects in a variety of crustal magma types //Earth Planet. Sci. Lett. 1983. Vol. 64. P. 295–304.

70. *Whilliams I.S.* U–Th–Pb Geochronology by Ion Microprobe // Rev. Econom. Geol. 1998. Vol. 7. P. 1–35.

71. *Xu B., Jian P., Zheng H., Zou H., Zhang L., Liu D.* U–Pb zircon geochronology and geochemistry of Neoproterozoic volcanic rocks in the Tarim Block of northwest China: Implications for the breakup of Rodinia supercontinent and Neoproterozoic glaciations // Precambrian Research. 2005. Vol. 136. P. 107–123.

72. *Zhang C.-L., Li X.-H., Li Z.-X., Lu S.-N., Ye H.-M., Li H.-M.* Neoproterozoic ultramficmafic-carbonatite complex, granitoids in Quruqtagh of northeastern Tarim Block, western China: geochronology, geochemistry and tectonic implications // Precambrian Research. 2007. Vol. 152. P. 149–169.

73. *Zhang C.-L., Li Z.-X., Li X.-H., Ye H.-M.* Neoproterozoic mafic dyke swarms at the northern margin of the Tarim Block, NW China: Age, geochemistry, petrogenesis and tectonic implications // J. Asian Earth Sci. Vol. 35. P. 167–179.

74. *Zhang C.L., Zou H.B., Li H.K., Wang H.Y.* Multiple phases of Neoproterozoic ultramafic-mafic complex in Kuruqtagh, northern margin of Tarim: Interaction between plate subduction and mantle plume? // Precambrian Research. 2012. Vol. 222–223. P. 488–502.

75. *Zhang C.-L., Li H.-K., Santosh M., Li Z.-X., Zou H.-B., Wang H., Ye H.* Precambrian evolution and cratonization of the Tarim Block, NW China: Petrology, geochemistry, Nd-isotopes and U–Pb zircon geochronology from Archaean gabbro-TTG–potassic granite suite and Paleoproterozoic metamorphic belt // J. Asian Earth Sci. 2012. Vol. 47. P. 5–20.

76. *Zhang C.L., Ye X.T., Zou H.B., Chen X.Y.* Neoproterozoic sedimentary basin evolution in southwestern Tarim, NW China: New evidence from field observations, detrital zircon U-Pb ages and Hf isotope compositions // Precambrian Research. 2016. Vol. 280. P. 31–45.

77. *Zhang C.L., Ye X.T., Ernst R.E., Zhong Y., Zhang J., Li H.K., Long X.P.* Revisiting the Precambrian evolution of the Southwestern Tarim terrane: Implications for its role in Precambrian supercontinents // Precambrian Research. 2019. Vol. 324. P. 18–31.

78. *Zhao G.C., Wang Y.J., Huang B.C., Dong Y.P., Li S.Z., Zhang G.W., Yu S.* Geological reconstructions of the East Asian blocks: From the breakup of Rodinia to the assembly of Pangea // Earth Sci. Rev. 2018. Vol. 186. P. 262–286.

79. *Zheng B., Zhu W., Ge R., Wu H., He J., Lu Y.* Proterozoic tectonic evolution of the Tarim Craton: New insights from detrital zircon U–Pb and Lu–Hf isotopes of metasediments in the Kuruktag area // Precambrian Research.2020. Vol. 346. P. 105788.

80. *Zhou T., Ge R., Zhu W., Wu H.* Is there a Grenvillian orogen in the southwestern Tarim Craton? // Precambrian Research. 2021. Vol. 354. P. 409–424.

81. *Zhu W., Zheng B., Shu L., Ma D., Wu H., Li Y., Huang W., Yu J.* Neoproterozoic tectonic evolution of the Precambrian Aksu blueschist terrane, northwestern Tarim, China: Insights from LA-ICP-MS zircon U–Pb ages and geochemical data // Precambrian Research. 2011. Vol. 185. P. 215–230.

Late Precambrian Rhyolite-Granite Volcanic-Plutonic Associations of Southern Ulutau (Central Kazakhstan)

A. A. Tretyakov[a, *], K. E. Degtyarev[a], N. A. Kanygina[a], V. P. Kovach[b], B. V. Fedorov[c]

[a] *Geological Institute, Russian Academy of Sciences, bld. 7, Pyzhevskii per., 119017 Moscow, Russia*

[b] *Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, bld. 2, Makarova emb., 199034 St. Petersburg, Russia*

[c] *Sergo Ordzhonikidze Russian State University for Geological Prospecting (MGRI), bld. 23, Miklukho-Maklaya str., 117997 Moscow, Russia*

**e-mail: and8486@yandex.ru*

The article presents the results of the study of Late Precambrian effusive and plutonic rocks of the Dyusembai and Aktass volcanic-plutonic associations of the western part of Southern Ulutau. The results of isotope-geochronological U–Th–Pb study of accessory zircons (SHRIMP II) showed that the formation of rhyolite-granite associations occurred in the second half of the Tonian period of the Neoproterozoic: ~830 Ma (Dyusembai association) and ~800–790 Ma (Aktass association). The formation of ancestral melts for effusive and plutonic rocks of both associations occurred as a result of dehydration melting of metatonalite (metagrauwacke) complexes of the Early Precambrian continental crust in an intraplate environment. The Neoproterozoic evolution of Southern Ulutau took place in an environment of an active continental margin. The complexes of the eastern part of Southern Ulutau were formed within the encialic island arc, and the western – in the area of rift magmatism, when stretched in the rear area. The Tonian magmatism on the Southern Ulutau, as well as other terranes of the Ulutau–Moyunkum group, is a reflection of their entry into the basement of a large volcanic-plutonic belt, marking the processes of subduction of the oceanic lithosphere under the northwestern margin of the supercontinent Rodinia.

Keywords: Neoproterozoic, rhyolites, granites, U–Pb dating, rifting, subduction, Tarim, Rodinia

EDN: IARHSQ
ГЕОТЕКТОНИКА, 2022, № 4, с. 35–55

СТАНОВЛЕНИЕ ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ СУБДУКЦИИ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ АЗИАТСКОГО КОНТИНЕНТА

© 2022 г. В. Д. Чехович*

[1]*Геологический институт РАН, д. 7, Пыжевский пер., 119017 Москва, Россия*

**e-mail: vadimchekhovich@mail.ru*

Поступила в редакцию 17.05.2022 г.
После доработки 22.06.2022 г.
Принята к публикации 17.07.2022 г.

Охотско-Чукотский надсубдукционный, верхнеальб–кампанский вулканический пояс протягивается вдоль северо-восточной окраины Азии более чем на 3000 км. В направлении к Тихому океану этот пояс граничит с Охотоморским микроконтинентом на западе и с областью юрско–раннемеловых Северо-Корякских террейнов на востоке. На разнообразных породных ассоциациях этих террейнов синхронно с вулканическими толщами Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП) формировались осадочные комплексы шельфового, мелководного и континентального генезиса, не встречающиеся в ассоциациях глубоководных желобов или аккреционных призм, что свидетельствует о положении позднемеловой зоны субдукции ОЧВП юго-восточнее области Северо-Корякских террейнов. Два этапа формирования надсубдукционных структур на северо-востоке активной окраины Азии – Удско-Мургальской юрско–раннемеловой островной дуги, аккретированной в раннем барреме, и позднеальб–кампанского окраинно-континентального Охотско-Чукотского вулканического пояса – разделялись временным промежутком ~20 млн лет (поздний баррем, апт и ранний альб). Этот период времени соответствовал совмещению различных по геодинамической природе юрско–раннемеловых ассоциаций Северо-Корякских террейнов и их движению, вплоть до их приращения к Азиатскому континенту (готерив–ранний баррем), в ограниченной области между Сибирским континентом и Чукотским континентальным блоком. Приведены данные, не соответствующие предположению о возникновении Северо-Корякских террейнов в пределах океанических плит Пацифики. Предлагается авторская интерпретация материалов, дающих новое представление о формировании террейнов, включающих породные ассоциации различной геодинамической природы, в восточной позднемезозойской части Монголо-Охотского океана. Хаотическое преобразование и перемещение Северо-Корякских террейнов произошло при закрытии Монголо-Охотского океана в результате коллизии Сибирского континента и Амурского блока Сино-Корейского кратона.

Ключевые слова: Охотско-Чукотский вулканический пояс (ОЧВП), Удско-Мургальская дуга, Северо-Корякские террейны, субдукция, коллизия, тектоника выскальзывания, позднемезозойский Монголо-Охотский океан

DOI: 10.31857/S0016853X22040038

ВВЕДЕНИЕ

Крупнейший верхнеальб–кампанский Охотско-Чукотский вулканический пояс (ОЧВП) протягивается от Чукотки на северо-востоке до северной части Удской губы на юго-западе более чем на 3000 км [3, 6, 29, 31, 57, 59]. Впервые предположение о его природе, аналогичной Андийскому поясу Южной Америки, было сделано А.А. Богдановым в 1970 году [8]. Развитие учения тектоники литосферных плит позволило установить геодинамические условия формирования вулканических поясов андийского типа, связанных с субдукцией океанической литосферы под окраины континентов [70, 90]. В соответствии с теорией тектоники литосферных плит Охотско-Чукотский вулканический пояс рассматривается как позднемеловой окраинно-континентальный вулканический пояс, возникший в результате субдукции океанической коры Пацифики [2, 23, 41, 57].

Тем не менее, значительный объем кислого вулканического материала на большой территории в северо-восточной и юго-западной частях Охотско-Чукотского вулканического пояса позволяет сравнивать этот пояс с крупными изверженными магматическими провинциями (LIPs), обогащенными кислыми вулканитами (SLIPs) [72, 101]. Однако подобные провинции на окраине континента, вне зависимости от петрологических особенностей появления кислых продуктов, связаны с конвергентной границей океан–кон-

тинент, хотя их появление может быть также связано с процессами рифтогенеза на континентальных окраинах – например, рифт Калифорнийского залива в США и плато Западная Сьерра Мадре в Мексике [73, 76]. Геологические процессы, происходившие в позднем мелу у северо-восточной окраины Азии, не позволяют оспорить существование океанической литосферы к юго-востоку от формировавшегося ОЧВП. Однако в современной структуре активной окраины северо-восточной Азии позднемеловой Охотско-Чукотский окраинно-континентальный пояс отделен от Тихого океана Охотоморским микроконтинентом и Курило-Камчатской островной дугой, от Берингова моря он отделен аллохтонным ансамблем юрско–раннемеловых террейнов Северной Корякии с ограничивающими его с юга позднемеловыми и палеогеновыми складчатыми комплексами Южной Корякии и Камчатки [1, 62, 64, 88].

Цель настоящей статьи состоит в аналитическом подходе и интерпретации полученных к настоящему времени геологических материалов для определения геодинамической обстановки формирования Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП), процессов осадконакопления синхронных с его вулканизмом и выяснения положения в пространстве активной зоны субдукции, приведшей к формированию на континентальной окраине Евразии крупнейшего Охотско-Чукотского вулканического пояса.

ДОКАЙНОЗОЙСКИЕ СТРУКТУРЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ ЕВРАЗИИ

Среди главнейших структурных областей северо-восточной активной окраины Евразии для цели нашего исследования, но без рассмотрения кайнозойских структур, можно выделить две группы:

– структуры с допозднемеловой континентальной корой, существовавшие до начала формирования ОЧВП;

– активные позднемеловые надсубдукционные структуры – окраинно-континентальный вулканический пояс и островные дуги.

К первой группе относятся структуры с допозднемеловой континентальной корой вместе с аккретированной к Азиатскому континенту до начала позднего мела Удско-Мургальской (Кони-Тайгоносской) островной дугой.

Вторая группа включает верхнемеловые структуры надсубдукционной природы – это собственно Охотско-Чукотский вулканический пояс, а также Западно-Камчатская и Эссовеемская островные дуги (рис. 1).

В данной работе не рассматриваются верхнемеловые структуры внутриокеанических островных дуг, аккретированныых в раннем палеогене и неогене, поскольку этой проблеме посвящено большое количество публикаций как автора, так и других исследователей [53, 62, 64].

Структуры с допозднемеловой континентальной корой

В первую группу структур с допозднемеловой континентальной корой входят следующие структуры (рис. 2):

– Евразийский континент,

– Охотский микроконтинент,

– Камчатский континентальный блок,

– Корякский континентальный блок.

Евразийский континент. Многосоставной допозднемеловой фундамент северо-восточной части Евразийского континента ранее рассматривался от перекрытого осадочным чехлом Сибирского кратона на западе, до Верхояно-Колымской складчатой области с выступами докембрийского фундамента и крупным Омолонским террейном [9, 10, 41]. На северо-востоке эта область отделена от Новосибирско–Чукотской системы Южно-Анюйским швом [51].

Представляется, что в позднемеловое время границей континентальной коры могли быть остатки аккретированной Удско–Мургальской (Кони–Тайгоносской) дуги, которые находятся как в тыловой, так и во фронтальной зонах ОЧВП [34, 49, 95].

По данным сейсмогеоэлектрического профиля Верхнее Пенжино–Корф, на севере, в пределах Омолонского докембрийского массива, перекрытого вулканитами Охотско-Чукотского пояса, мощность земной коры составляет 46–50 км [7].

Южнее от ограничивающего Омолонский массив Шайбовеемского разлома на поверхности обнажены юрско–раннемеловые комплексы Удско-Мургальской вулканической дуги, где мощность земной коры уменьшается с запада на восток от 46 до 42 км вплоть до Орловско-Каменского разлома.

Юго-восточнее в Пенжинской зоне мощность земной коры скачкообразно уменьшается до 30–33 км, а под восточной и западной частью Центрально-Корякской зоны мощность земной коры вновь возрастает до 40 км [7]. Эти данные позволили предполагать существование Пенжинского рифта, периодически открывавшегося в мезозое [4]. Была проведена интерпретация данных глубинного строения Чукотско-Корякско-Камчатского региона по гравиметрическим данным, в соответствии с которой строение континентальной коры характеризуется несколькими подтипами – от коры с мощностью >40 км до коры 30–35 км [48]. Граница коры мощностью >40 км совпадает с Орловско-Каменским разломом, ограничиваю-

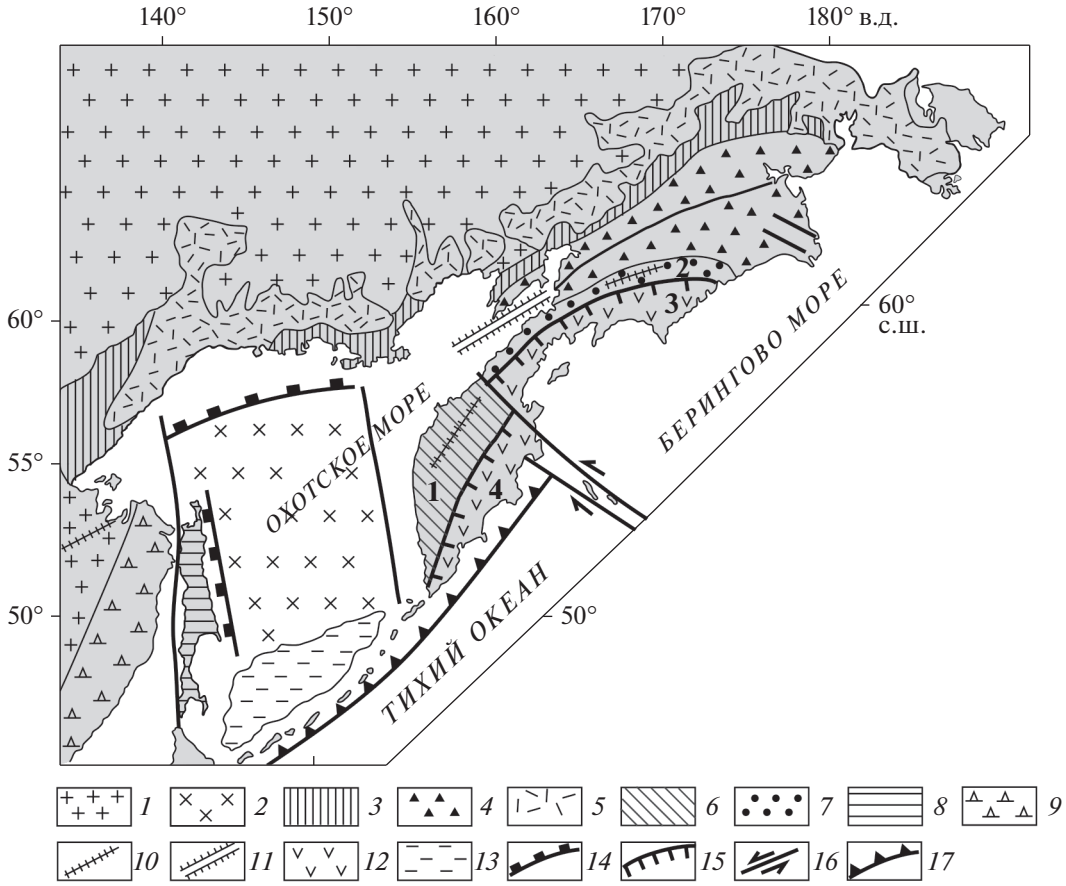


Рис. 1. Тектоническая схема северо-восточной окраины Азии.
1 – Азиатский континент; *2* – Охотоморский микроконтинент; *3* – юрско–раннемеловые комплексы Удско-Мургальской аккретированной дуги; *4* – область до позднебарремских Северо-Корякских террейнов; *5* – Охотско-Чукотский верхнемеловой вулканический пояс; *6* – Камчатский континентальный блок (относительный автохтон); *7* – Укелаятский фишевый комплекс (кампан–маастрихт); *8* – Сахалинская покровно-складчатая зона; *9* – Восточно-Сихотэ-Алиньский позднемеловой–раннепалеогеновый вулканический пояс; *10* – позднемеловые островные дуги: 1 – Западно-Камчатская, 2 – Эссовеемская; *11* – Пенжинский рифт; *12* – аккретированные позднемеловые и позднемеловые-палеогеновые островные дуги: 3 – Олюторская и Говенская, 4 – Восточно-Камчатская и Кроноцкая; *13* – Курильская глубоководная впадина; *14* – коллизионные границы; *15* – надвиги; *16* – сдвиги; *17* – современная Курило-Камчатская зона субдукции

щим юрско–раннемеловые комплексы Удско-Мургальской вулканической дуги, и, полагаем, что ее можно отождествлять с позднемеловой границей Азиатского континента.

Охотоморский микроконтинент. Анализ сейсмических профилей, проведенный в последние годы, подтвердил представления о его континентальной природе [22, 89]. Кроме того, анализ скоростей сейсмических волн в верхней коре показал, что наибольшее сходство этих скоростей соответствует породам гранодиоритового состава [22].

С запада этот микроконтинент имеет коллизионную границу с Сахалинской складчато-покровной зоной, а с востока по разлому соприкасается с литосферным блоком Камчатки [32]. На севере Охотоморский микроконтинент по коллизионной границе контактирует с Азиатским континентом [63, 78] (рис. 3).

На юге серия ступенчатых разрывов отделяет Охотоморский микроконтинент от Южно-Охотской (Курильской) глубоководной впадины. В позднем мелу и палеогене Охотоморский микроконтинент представлял собой сушу, а формирование осадочного чехла началось только в позднем олигоцене [14, 46].

Мощность литосферы Охотоморского континентального блока составляет 100 км, что в два раза меньше мощности литосферы на северо-востоке Азиатского континента [35].

Камчатский континентальный блок. Мощность земной коры на большей части п-ова Камчатки и на Камчатском перешейке превышает 36 км, а в центральной части п-ова Камчатка достигает 44–46 км [34]. Была проведена интерпретация данных изотопно-геохимических исследований пород метаморфизованных преимущественно тер-

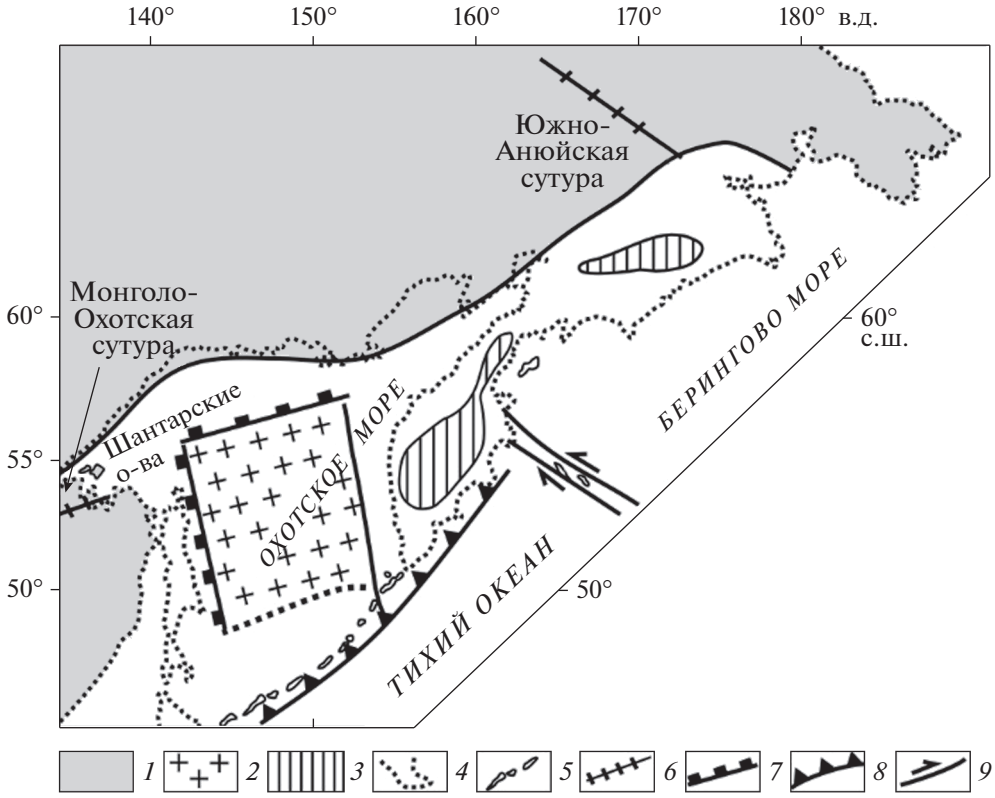


Рис. 2. Схема расположения континентальных блоков, не входивших в позднем мелу в состав Азиатского континента. *1* – Азиатский континент; *2* – Охотоморский микроконтинент; *3* – Камчатский и Северо-Корякский континентальные блоки; *4* – современная граница суши; *5* – Курильские острова; *6* – коллизионные сутуры; *7* – коллизионные границы; 8 – современная зона субдукции; *9* – сдвиги

ригенных серий Срединного хребта, а также Ганальского поднятия [28, 34, 63, 71]. Представляется, что мощность земной коры в регионе п-ова Камчатка и ее строение – с превышением мощности верхней коры над мощностью нижней коры – определяют континентальный характер Камчатского блока.

Корякский континентальный блок. Данный блок выделяется по контуру области рассчитанной мощности земной коры, превышающей 40 км. Эта область включает Учхичхильское поднятие, которое характеризуется глубоко отрицательным гравиметрическим полем (–60 мГал). В пределах Учхичхильского поднятия развиты сантон–кампанскиие, кампанские и маастрихтские терригенные толщи, содержащие гальку и валуны гнейсо-гранитов, двуслюдяных гранитов и кристаллических сланцев, возможно, принадлежащих подстилающему кристаллическому фундаменту. Южные склоны Учхичхильского поднятия по надвигу перекрыты мощными толщами Укэлаятского флиша, формировавшимися в кампане, маастрихте и палеоцене (возможно, захватывая ранний эоцен) [15, 63].

В песчаниках укэлаятского флиша обнаружены многочисленные зерна докембрийских цирконов, происхождение которых может быть связано с породами фундамента Корякского континентального блока [53]. Изотопные и геохимические исследования песчаников укэлаятского флиша также показали, что источником кампан–маастрихтских толщ служили породы древнего фундамента [27].

Надсубдукционные верхнемеловые образования

Во вторую группу надсубдукционных верхнемеловых образований входят:

– Охотско-Чукотский вулканический пояс;

– Западно-Камчатская островная дуга:

– Эссовеемская вулканическая дуга.

Охотско-Чукотский вулканический пояс (ОЧВП). В пределах огромного по протяженности Охотско-Чукотского вулканического пояса достаточно давно установлена продольная латеральная неоднородность. Выделяются Западно-Охотская (на западе) и Восточно-Чукотская (на востоке) фланговые зоны и Охотский, Пенжинский, Анадырский и Центрально-Чукотский секторы (с запада на восток) [6, 60].

Западно-Охотская зона и Центрально-Чукотский сектор характеризуются далеко вдающимися

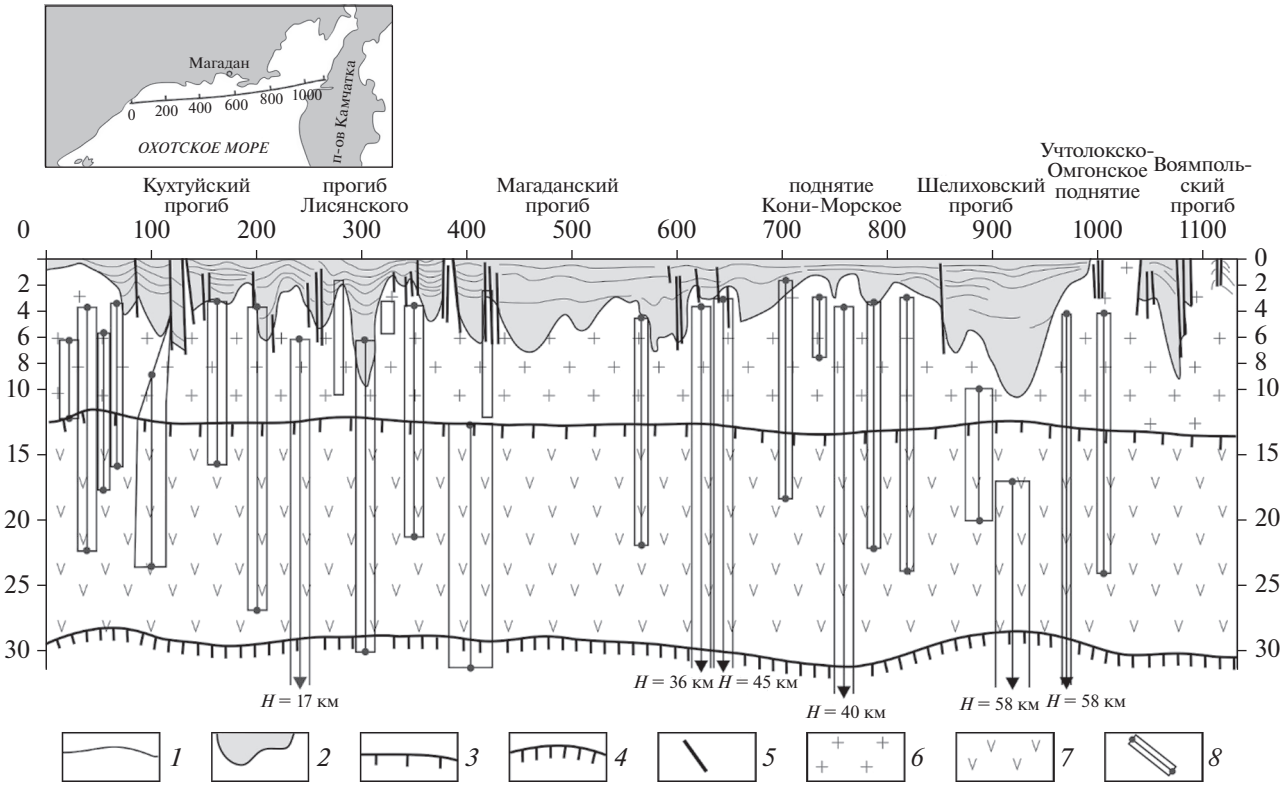


Рис. 3. Постколлизионные осадочные бассейны по Северо-Охотскому геотраверсу.
Цифры на профиле и разрезе – километры.
1 – сейсмические границы в осадочной толще; *2* – поверхность консолидированного фундамента под прогибами; *3* – кровля базальтового слоя; *4* – поверхность Мохо; *5* – разрывные нарушения; *6* – гранитный слой; *7* – базальтовый слой; *8* – проекции положения верхних и нижних кромок срезов магнитных тел, по [34]

в континент площадями вулканитов с большим объемом ингимбритов и малым объемом андезитов, а также антидромной последовательностью вулканизма. Во всех остальных секторах наблюдается гомодромная последовательность [47]. Завершают разрезы субщелочные базальты и андезибазальты, формирующие субгоризонтальные плато [2, 58].

Длительное время, особенно в начальный период изучения ОЧВП, главным источником сведений о времени формирования вулканогенных толщ и их стратиграфической последовательности служили определения палеофлористических сообществ [12, 13, 31]. В последние годы было получено большое количество определений возраста растительных ископаемых остатков из различных сегментов Охотско-Чукотского вулканического пояса [13, 66, 67].

Особую значимость для стратиграфического расчленения и определения общей продолжительности функционирования вулканического пояса представляют работы, сочетающие данные фитостратиграфии с изотопными определениями возраста вулканитов [57, 68]. Тем не менее, использование изотопной геохронологии не всегда приводит к однозначным результатам [2, 30].

Длительная дискуссия по поводу одновременности начала вулканизма вдоль всего ОЧВП или разновременности возникновения этого процесса на различных участках в настоящее время, в связи с увеличением количества изотопных определений возраста вулканитов, имеет больше свидетельств в пользу разновременности начала вулканического процесса вдоль пояса [44]. На юго-западе фланговой зоны (Предджугжурье) начальная фаза вулканизма ОЧВП относится к среднему-позднему альбу (109 ± 2 млн лет), а несколько западнее (Ульинский прогиб) начальная фаза вулканизма относится к позднему альбу–раннему сеноману (103–99 млн лет) [44].

Для Охотского, Пенжинского и Центрально-Чукотского сегментов получены значения 99–94 млн лет (сеноман). Постсубдукционные вулканические платобазальты, завершающие вулканические образования Охотско-Чукотского пояса, почти во всех сегментах относятся к позднему кампану.

Западно-Камчатская островная дуга. Петролого-геохимические данные по позднемеловым вулканическим комплексам Западной Камчатки указывают на их островодужную природу, но отличаются от внутриокеанических островных дуг

наличием в их составе энсиалических компонентов, что, вероятно, свидетельствуют об их формировании на коре увеличенной мощности [56]. По-видимому, подобной корой служила шельфовая окраина Камчатского континентального блока.

У берегов Западной Камчатки при сейсморазведочных работах установлена протяженная полоса (>300 км) пород с высокими сейсмическими скоростями, сопоставляемыми со скоростями юрско–раннемеловых базальтов океанической природы хребта Омгон [16, 53]. Возможно, приведенные геофизические данные дают основание рассматривать выявленную полосу пород с высокими сейсмическими скоростями в качестве реликта океанической коры бассейна, существовавшего между Западно-Камчатским континентальным блоком и Азиатским континентом. Уверенные свидетельства формирования островодужных образований в коньяк–сантонское время представляют определения ассоциаций планктонных фораминифер и радиолярий [11]. Однако данные по изотопному возрасту обломочных цирконов из метатуфов и метатуффитов хребта Пенсантайн, определенные U–Pb методом (SCHRIMP), показывающие для наиболее молодой популяции возраст 90–100 млн лет, позволяют относить начало формирования вулканогенного комплекса к концу альба–турону [5].

Эссовеемская вулканическая дуга. Сантон–раннекампанские вулканогенные образования эссовеемской свиты (преобладают кислые и средние разности, хотя присутствуют и базальты), протягиваются на 120 км и перекрыты на северо-востоке тектоническими покровами юрско-раннемеловых образований, а на юго-западе скрыты под неоген-четвертичными отложениями Пусторецкой впадины и эоценовыми вулканитами Западно-Камчатско-Корякского вулканического пояса [15, 62]. Вдоль северной тектонической границы распространения эссовеемской свиты спорадически прослеживаются мелкие массивы серпентинизированных гипербазитов и габброидов, что характерно для остоводужных ассоциаций. Датировка кислых магматических пород из галечного материала K/Ar методом показывает возраст от 96 до 72 млн лет [15], что дает возможность предполагать более раннее, чем сантон–кампан, развитие эссовеемской вулканической дуги.

СЕВЕРО-КОРЯКСКИЕ ТЕРРЕЙНЫ

Сочетание разнотипных и разновозрастных террейнов со сложной, часто хаотичной структурой сформировали пакеты тектонических покровов в регионе Северной Корякии, расположенном юго-восточнее Азиатского континента [26, 36, 40, 45, 52, 88].

В нашем исследовании мы рассматриваем материалы только по основным террейнам Северной Корякии с целью показать принципиальные, общие и характерные для них черты строения, позволяющие рассматривать область их распространения как самостоятельную тектоническую единицу.

Алганский террейн

Алганский террейн является одной из наиболее крупных структур рассматриваемой области, он сложен среднеюрскими–нижнемеловыми вулканогенно-кремнисто-терригенными толщами [37, 39, 49]. Многочисленные системы чешуй имеют юго-восточную вергентность. Для Алганского террейна характерны мощные зоны и площади катаклаза и милонитизации. Среди вулканитов определяются как островодужные, так и океанические (окраинно-морские) разности [61]. В тектонических зонах ограничения террейна или на его флангах расположены более крупные блоки и чешуи серпентинитового меланжа.

Майницкий террейн

Майницкий террейн имеет сложное строение [36, 49, 50]. В его составе выделяются три субтеррейна, формировавшихся в разное время и в разных обстановках. Один из субтеррейнов, расположенный на западе Майницкого террейна включает кремнисто-базальтовые, бонинитовые и туфо-терригенные толщи средней юры–готерива, а также фрагменты офиолитов средней юры–валанжина.

Другой террейн, расположенный восточнее, сложен интенсивно измененными, цеолитизированными терригенными толщами верхней юры (киммеридж)–готерива, в матрикс которых включены крупные блоки крайне истощенных мантийных тектонитов – гарцбургитов, дунитов, а также вулканических, осадочных и плутонических пород. Позднетриасовая–раннеюрская ассоциация включает базальты, пикробазальты, андезиты, туфы, туфопесчаники, а также габброиды, тоналиты, плагиограниты (201–169 млн лет, рэт–байос – K–Ar и Ar/Ar датировки).

Разнородные фрагменты часто разделены протяженными кулисообразно расположенными полосами серпентинитовых меланжей. В горах Тамватней, на северо-западе террейна, обнажен крупный блок необычных офиолитов, лишенных тектонических меланжей и других элементов покровной структуры. Большую часть выходов офиолитов занимают лерцолиты и диопсидовые гарцбургиты. Гипабиссальный комплекс датируется валанжином–аптом [39]. Таким образом, Майницкий террейн является коллажем фрагментов островных дуг, контрастных по составу и по возрасту (от триаса до раннего мела включи-

тельно), крупных массивов мантийных перидотитов (как обогащенных, так и крайне истощенных), габбро-тоналит-плагиогранитных серий, высокобарических метамафитов, вулканических толщ MORB-типа и бонинитов [39].

Алькатваамский террейн

Алькатваамский террейн представляет собой мощный (до 5–6 км) пакет тектонических покровов, сложенных терригенными отложениями верхней юры–нижнего мела [25, 94].

В пакете пластин осадочных пород расположены тела серпентинитового меланжа, блоки в котором представлены фрагментами офиолитов позднепалеозойского–раннемезозойского возраста, а также терригенными отложениями верхнего палеозоя–триаса.

Эконайский террейн

Эконайский террейн имеет сложную покровно-складчатую структуру и содержит различные породные ассоциации, сформированные в разных тектонических зонах и геодинамических обстановках [45, 88, 96]. В пределах этого террейна известны [88]:

– туфо-терригенные отложения верхней юры–мела с телами ультрабазитов, габбро и плагиогранитов;

– вулканогенно-кремнистые ассоциации карбона–нижней юры;

– туфо-терригенные и грубообломочные отложения верхнего палеозоя–триаса.

Характерно развитие протяженных тел серпентинитового меланжа, в котором среди включений обнаружены глыбы метаморфических пород поздне-неопротерозойского возраста [25].

Янранайский террейн

Янранайский террейн имеет уникальное строение [49]. В противоположность во многом хаотичному сочетанию различных породных ассоциаций в пределах исследуемых террейнов, в Янранайском террейне установлены три пакета кремнисто-базальтовых толщ и перекрывающих их терригенных турбидитов. Пакеты омолаживаются сверху вниз по разрезу – титон–апт, альб–турон, альб–кампан. Базальты относятся к типам MORB и OIB, что дает основание для интерпретации Янранайского террейна в качестве аккреционной призмы.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ, ПРЕДВАРЯВШИЕ ФОРМИРОВАНИЕ ОЧВП

Становление зоны субдукции под ОЧВП (106 ± ± 1.7 млн лет, поздний альб), началось после аккреции Удско-Мургальской вулканической дуги (127–121 млн лет, баррем) [95, 101]. Разрыв между этими процессами составляет ~20 млн лет, охватывающих поздний баррем–средний альб. На этот разрыв во времени между завершением формирования надсубдукционных образований Удско-Мургальской вулканической дуги и появлением вулканитов Охотско-Чукотского пояса на окраине северо-восточной Азии указывала Н.И. Филатова [60]. Однако более поздние исследования показали, что в Центральной Чукотке в зоне ОЧВП известна толща вулканитов основного и среднего состава, датированная ауцеллинами аптским веком [33]. Считалось, что образование этих вулканитов было связано с границей скольжения между литосферными плитами. Кроме этого, в основании вулканитов внутренней зоны Анадырского сектора Охотско-Чукотского пояса вскрыта Восточноберезовская толща, несогласно лежащая на усовской свите готерива–баррема и более древних образованиях [19]. Основную часть толщи слагают базальты, андезибазальты, андезиты и их туфы. Датирование этой толщи альбом по сомнительным остаткам буор–кемюсской флоры было отвергнуто, поскольку из дацитов в двух образцах были определены цирконы с возрастом 119 ± 5 млн лет и 119 ± 2.5 млн лет (апт) [57]. Было выдвинуто предположение, что аптский вулканизм является продолжением активности Удско-Мургальской вулканической дуги, хотя Восточно-Березовская толща характеризуется несогласными нижней и верхней границами [57].

Во внешней части Анадырского сектора Охотско-Чукотской зоны аптские образования (айнахкурская свита) представлены осадочными отложениями с прослоями каменных углей [19].

Коячанская свита аптского возраста сложена осадочными породами с прослоями туфов кислого и среднего состава, апт–альбская Рябинкинская свита сложена континентальными осадочными отложениями и андезитами, андезибазальтами, базальтами и туфами [17].

Далее к юго-западу в Охотско-Чукотской зоне выше верхнеюрских–нижнемеловых отложений с размывом залегает Кирикская толща. Она представлена осадочными породами с покровами андезитов и туфов среднего состава, а также туфами и игнимбритами умеренно кислого состава с редкими покровами базальтов и андезитов. Для толщи принят ранне-среднеальбский возраст [20]. Нанкалинская толща несогласно залегает на кирикской толще или также несогласно перекрывает верхнеюрскую–нижнемеловую момолтыкичскую свиту. Толща сложена андезитами, андези-

базальтами и их туфами, реже базальтами, а в верхней части – игнимбритами и туфами латитов и дацитов. Для толщи принимается альбский возраст (средний альб (?)) [20].

Далее к юго-западу известен разрез меловых вулканитов Ульинского прогиба, который начинается вулканогенной учуликанской свитой. Возраст по флоре берриас–валанжин. Возраст базальтов учуликанской свиты, по данным $^{40}Ar/^{39}Ar$ и U–Pb датировки, древнее 120 млн лет [68].

Еманринская свита вулканитов, наращивающая разрез (липариты, дациты и их туфы, игнимбриты кислого состава, андезиты, андезито-базальты, трахиандезиты), по флоре, датируются ранним–средним альбом. Альбский возраст вулканитов подтвержден данными изотопных определений –109 и 106 млн лет [44]. Между учуликанской и еманринской свитами существует перерыв в осадконакоплении, охватывающий верхний неоком–апт [20]. Было сделано предположение, что альбские вулканиты, также как и вышележащая ульинская серия позднего альба–раннего сенона (липариты, трахилипариты, липарито-дациты, андезито-дациты, трахиандезиты и трахибазальты, игнимбриты кислого состава) имеют надсубдукционную природу [30, 44].

Отмечая накопление вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ в зоне ОЧВП в аптское и раннеальбское время, необходимо обратиться к геологической ситуации этого времени к юго-востоку от Охотско-Чукотского пояса в Пенжинско-Анадырской зоне. Аптские и апт–альбские отложения прослеживаются с юго–запада на северо–восток от среднего течения р. Таловка и верховьев р. Белая до р. Березовая более чем на 350 км, ограничивая с юга Пенжинско-Анадырскую зону [15, 18, 19, 24]. Обобщая характеристику их строения, можно утверждать, что на всем протяжении они залегают с угловым несогласием на юрско–нижнемеловых образованиях, как и одновозрастные толщи в зоне ОЧВП.

Практически все известные разрезы представлены терригенными породами (песчаники, алевролиты конгломераты). Характерно частое наличие углистых примазок и растительных остатков, а также прослоев кислых туфов.

Эти аптские и апт–альбские образования несогласно перекрываются верхнеальбско–туронскими отложениями, что, как и в зоне ОЧВП, фиксирует предпозднеальбское тектоническое событие.

Подводя итог анализа геологических событий в интервале времени между зафиксированным процессом аккреции Удско-Мургальской дуги и началом формирования окраинно-континентального вулканического пояса (ОЧВП), можно констатировать, что на северо-востоке зоны Охотско-Чукотского пояса сформировались аптские вулканогенные толщи в Чукотском, Анадырском и Пенжинском районах, а на юго-западе в Магаданском, Ульинском и Предджугдурском районах сформировались вулканогенные толщи альбского возраста. Существует предположение, что аптские вулканиты Чукотского, Анадырского и Пенжинского секторов ОЧВП могут являться завершающим этапом вулканизма Удско-Мургальской вулканической дуги [57]. Однако ясно выраженные предаптское и позднеальбское несогласия, т.е. первое несогласие возникло после завершения вулканизма и аккреции комплексов Удско-Мургальской дуги, а второе несогласие – перед началом вулканизма Охотско-Чукотского окраинно-континентального пояса, и, скорее всего, они отражают иной процесс, возможно, – границу скольжения между литосферными плитами [33, 38]. Вулканогенные толщи альбского возраста Магаданского, Ульинского, Предджугдурского сегментов рассматриваются как ранний этап Охотско-Чукотского вулканогенного пояса [44]. Важно то, что юго-восточнее азиатской континентальной окраины в апте и апте–раннем альбе накапливаются относительно мелководные осадочные толщи, которые залегают с угловым несогласием на юрско–нижнемеловых образованиях, как и одновозрастные толщи в зоне ОЧВП.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ, СИНХРОННЫЕ С ФОРМИРОВАНИЕМ ОЧВП

В современной структуре южнее и юго-восточнее области вулканического фронта ОЧВП, располагается область террейнов Корякского нагорья, природа происхождения которых отличается от расположенного южнее Учхичхильского поднятия, относящегося к Корякскому континентальному блоку, и от структур Азиатского континента, расположенных на севере [35, 49].

Полностью синхронно с периодом вулканизма ОЧВП на юрско–раннемеловом складчатом основании, включавшем крупные блоки палеозойских образований, происходило накопление терригенных толщ от позднего альба по кампан [12, 15, 24] (рис. 4).

На востоке, на правобережье р. Анадырь, на породах валанжинского и готеривского возраста залегает осадочная толща с горизонтами пород континентального генезиса с растительными остатками. Выявленные спорово-пыльцевые комплексы относятся к альбу и альб–сеноману, а изотопный ($^{40}Ar/^{39}Ar$) анализ туфового прослоя указал на ранний сеноман (~97 млн лет) [18]. Собранная фауна позволяет датировать вмещающие породы второй половиной сеномана и началом турона. Северо-восточнее, в зоне сочленения северо-западного борта Пенжинского прогиба с Охотско-Чукотским вулканогенным поясом, осадочные породы Криворечeнской свиты считаются

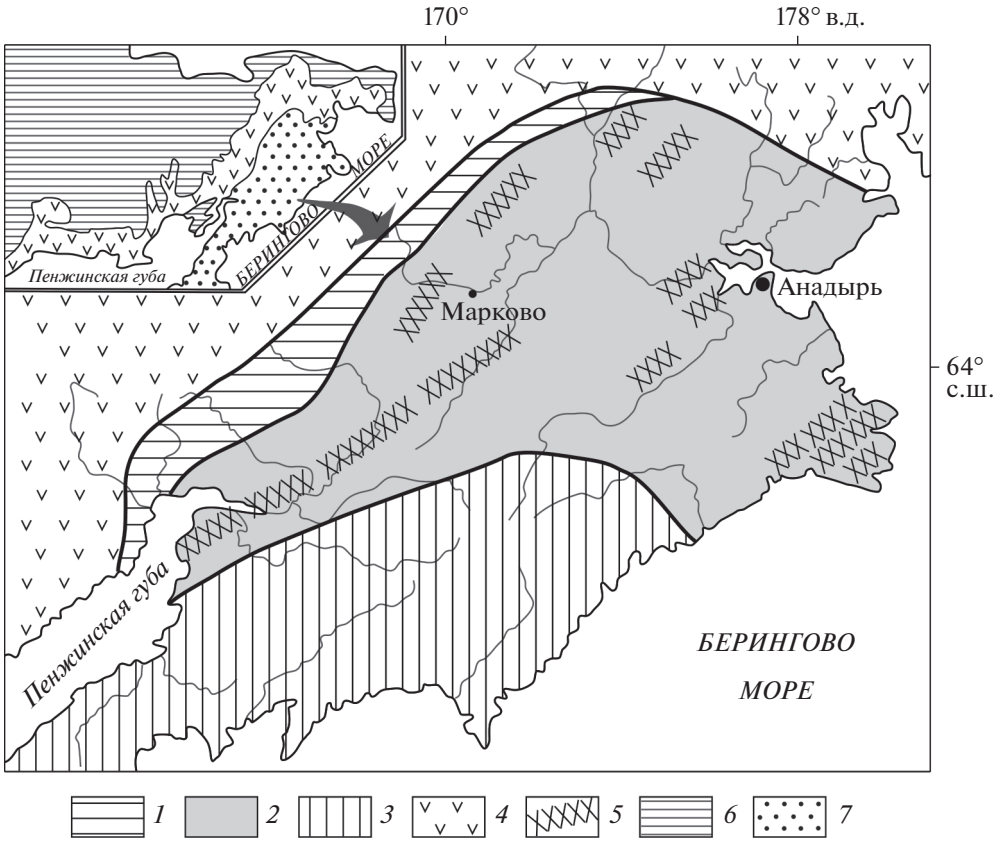


Рис. 4. Схема расположения отложений верхнего альба–кампана в области Северо-Корякских террейнов (по данным [12, 15, 17, 18], с изменениями и дополнениями).
1 – юрские–раннемеловые образования аккретированной Удско-Мургальской дуги; *2* – область Северо-Корякских террейнов; *3* – область Южно-Корякских и Северо-Камчатских террейнов; *4* – Охотско-Чукотский вулканических пояс; *5* – отложения верхнего альба–кампана; *6–7* – положение схемы на врезке: *6* – Сибирский континент; *7* – террейны Корякского нагорья и Северной Камчатки

средне-поздне-сеноманско–раннетуронскими. Разрез наращивается осадочными породами позднетуронской дуговской свиты и ранне-сенонской крестовской свиты. В северной части хребта Пекульней, на его восточном и западном склонах, известна поперечненская свита, уверенно датируемая ранним коньяком по данным находок морских моллюсков в подстилающих и перекрывающих отложениях [12, 18].

На морском побережье к северу от бухты Угольной разрез конца альба и верхнего мела включает прекрасно обнаженные гинтеровскую, барыковскую, корякскую свиты и низы чукотской свиты [42, 43] (рис. 5).

Гинтеровская свита с резким угловым несогласием залегает на вулканогенно-теригенных отложениях берриас–валанжинскрго возраста. Базальная конгломерато-песчаниковая толща, вероятно, позднеальбская, а вышележащая толща относится к верхней зоне сеноманского яруса, но может включать и низы турона.

Были подтверждены подразделения верхнего альба–кампана с зафиксированной синхронностью осадконакопления юго-восточнее вулканического фронта ОЧВП и вулканизма в его пределах [12].

Поле распространения верхнемеловых (включая верхний альб) отложений в Пенжинской депрессии прослеживается, параллельно рекам Пенжина и Пальматкина, примерно на 300 км, слагая отроги Пенжинского кряжа [15, 17, 24]. Повсеместно в регионе исследования альбские отложения ложатся с размывом, иногда с угловым несогласием, на толщу базальных конгломератов, содержащих валанжинские бухии, которые с резким угловым несогласием перекрывают ордовик–силурийские и нижне-каменноугольные отложения.

Альб–сеноманская часть разреза представлена преимущественно тонкозернистыми песчано-алевролитовыми пачками, в которых встречаются линзы, переполненные остатками иноцерамид,

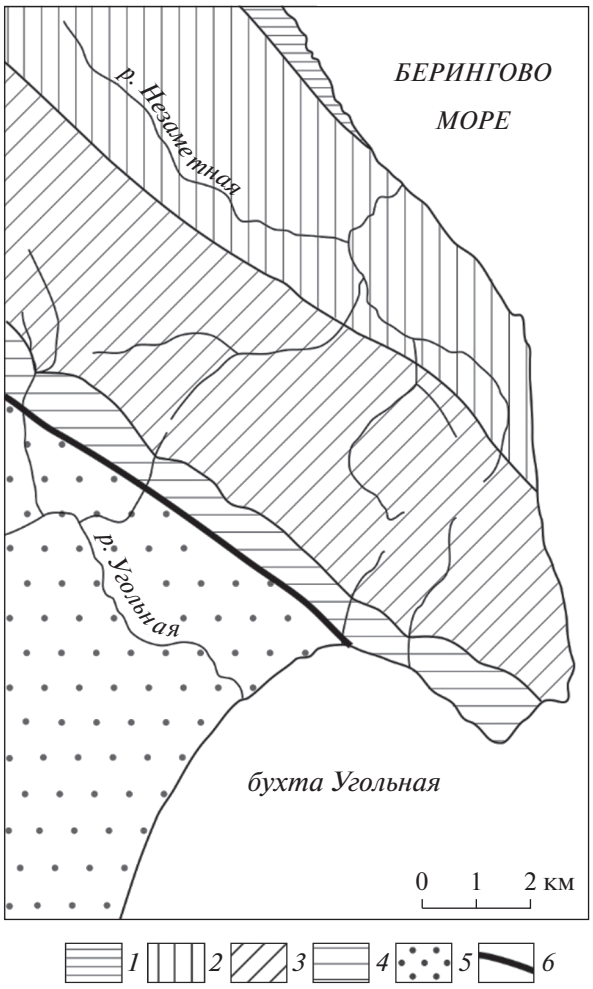


Рис. 5. Геологическая схема района бухты Угольной (по данным [12, 42], без выделения литологических пачек):
1 – валанжин–готерив; *2* – гинтеровская свита (альб–сеноман); *3* – барыковская свита (коньяк–нижний кампан); *4* – корякская свита (верхний кампан); *5* – чукотская свита (маастрихт–палеоген); *6* – разрывные нарушения

содержащие экземпляры – индикаторы коньякского возраста. На северо-восточном побережье Пенжинской губы и в бассейнах р. Таловка, р. Мамета и на п-ове Маметчинский выделяются маметчинская свита позднего альба–сеномана, турон–коньякская пенжинская свита и быстринская сантон-кампанская свита [15].

Разрезы этих свит представлены исключительно терригенными породами, в которых иногда присутствуют углистые прослои и даже угли. В Пенжинском хребте выделяются альб–туронские терригенные толщи с прослоями туффитов и редко туфов андезитового состава. Разрез наращивается нерасчлененными терригенными отложениями сенонского надъяруса, и была дана подробная литологическая характеристика прибрежных и мелководных отложений позднего альба–сантона Пенжинского бассейна [84]. Юго-западнее Пенжинской депрессии, на северо-востоке п-ова Камчатка и на побережье Пенжинской губы также были описаны и закартированы отложения верхнего альба– турона, полностью соответствующие по времени вулканизму Охотско-Чукотского пояса [15, 17, 42].

На обширной территории Северной Корякии и северо-запада п-ова Камчатка от позднего альба по кампан (т.е. одновременно с вулканизмом в ОЧВП) на юрско–нижнемеловых вулканогенно-осадочных образованиях (принадлежащих либо Удско-Мургальской дуге, либо террейнам Северной Корякии), а также на апт–альбских толщах (особенно в Пенжинской депрессии) несогласно формировались, включая их континентальную природу и осадочные толщи. Эти верхнемеловые образования не могут быть отнесены ни к аккреционной призме надсубдукционного окраинно-континентального пояса, ни к осадкам глубоководного желоба.

Таким образом, положение зоны субдукции, следствием которой являлось формирование ОЧВП, можно предполагать лишь южнее современного расположения террейнов Северной Корякии.

Имеющиеся мнения о формировании Удско-Мургальской дуги за счет субдукции океанической коры Палеопацифики [2, 49, 57], а также полученные свидетельства положения верхнемеловой зоны субдукции ОЧВП южнее области, занимаемой в современной структуре юрско–раннемеловыми Северно-Корякскими террейнами, убеждают в том, что Северо-Корякские террейны заняли свое современное положение в промежуток времени между прекращением субдукции под Удско-Мургальскую дугу и становлением позднемеловой зоны субдукции под Азиатский континент с формированием ОЧВП.

Из этого следует определение основного времени перемещения сформированных террейнов Северной Корякии, которое несомненно охватывало поздний баррем, апт и ранний альб. Однако в более ранние эпохи мелового времени осадконакопление могло сопровождать процесс перемещения породных комплексов, вошедших в состав Северо-Корякских терейнов.

Это предположение делает расплывчатым определение общего времени перемещения образований, слагающих Северо-Корякские террейны.

ПРИРОДА И ИСХОДНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ СЕВЕРО-КОРЯКСКИХ ТЕРРЕЙНОВ

Впервые вопрос о первичном положении Корякских террейнов был затронут А.П. Ставским с соавт. в 1988 г. [55], когда были представлены

палинспастические реконструкции Анадырско-Корякского региона, предусматривавшие перемещение Корякских террейнов из океанических плит Пацифики.

Наиболее подробная и обобщающая публикация, как в отношении общей характеристики террейнов, так и их геодинамики была представлена С.Д. Соколовым [49], который предположил, что постоянное расширение Пацифики с существовавшими в позднем мезозое в пределах этого океана структурами приводило к их присоединению к восточной части Азиатского континента [49, 96].

В нашей работе делается попытка подойти к соображениям об инициальном положении Корякских террейнов, с точки зрения их рассмотрения как единого ансамбля, с принципиально общими чертами строения такими, как:

– северо-восточное простирание всех генеральных структур, как индивидуальных террейнов и разрывных нарушений, так и всего их ансамбля;

– чрезвычайная “перемешанность” разновозрастных (от докембрия до неокома) и хаотичное совмещение комплексов различной геодинамической природы, слагающих террейны [52, 94];

– постоянное и обильное присутствие серпентинитовых меланжей [52], олистостром и разновозрастных офиолитовых комплексов (от позднего докембрия до раннего мела) как MORB, так надсубдукционного и внутриплитного типов [94].

Преобладающая юго-восточная вергентность надвигов и тектонических покровов в пределах пространства, занимаемого Северо-Корякским аллохтонным ансамблем является нерешенной проблемой. Скорее всего, подобные деформации связаны с отступанием желоба в процессе субдукции, как это показано при математическом и физическом моделировании [92, 98].

Существуют три обстоятельства, которые обычно не учитываются при реконструкции происхождения Северо-Корякских террейнов в пределах Пацифики и, в определенной мере, затрудняют такие реконструкции.

Первое обстоятельство состоит в том, что в выделяемых террейнах существенный объем составляют структурно-вещественные комплексы, формировавшиеся в юрско–раннемеловое время, т.е. одновременно с комплексами Удско-Мургальской островодужной системы, аккретированной к континенту в раннебарремское время. Этот факт должен предполагать существование самостоятельного океанического бассейна между Удско-Мургальской дугой и областью формирования Северо-Корякских террейнов.

Второе обстоятельство – это присутствие среди юрско-раннемеловых образований, напрямую или опосредованно связанных с геодинамикой океана, блоков пород верхнего палеозоя и нижнего мезозоя, которые по своей литологии, скорее всего, являются фрагментами каких-то консолидированных складчатых зон, существование которых в пределах Пацифики пока не выявлено.

Третье обстоятельство заключается в результатах сравнения области Северо-Корякских террейнов почти изометричной формы и полосы надсубдукционных образований Удско-Мургальской дуги, которая по протяженности в три раза превышает длину границы Северо-Корякских террейнов с континентом. Принимая за исходное положение этих террейнов океаническую плиту Пацифики, создается впечатление сгруживания геодинамически разнородных Северо-Корякских террейнов в “ловушке” между расположенными почти под прямым углом Сибирским континентом и Чукотским блоком. В подобном случае положение террейнов в современной структуре могло быть обусловлено только северо-восточным направлением перемещения океанической плиты, что противоречит имеющимся данным о движении плиты Изанаги на северо-запад в юрское и меловое время [81, 82] (рис. 6).

Изложенные соображения заставляют искать иные вероятные варианты первичного места формирования юрско–раннемеловых Северо-Корякских террейнов, столь различающихся по возрасту и природе, которые, хотя и связаны с процессами в океане, но содержат отдельные отторженцы образований складчатых зон. Многократное формирование тектонических покровов, раздавливание, незакономерное чередование различных структур, видимо, указывает также на существенное перемещение этих террейнов. Представляется, что подходящей обстановкой для всех указанных процессов может являться обстановка закрывавшегося, длительно существовавшего океанического бассейна. При подобном процессе захватывались разнообразные формации – океанические, надсубдукционные и внутриплитные офиолиты, осадочный чехол океанического типа, блоки юрско–раннемеловых островных дуг и чехол окраинных бассейнов, крупные и мелкие фрагменты палеозойских и раннемезозойских образований, слагавших краевые части сталкивавшихся континентальных масс. Подобное количество тектонически преобразованных структур различной геодинамической природы наиболее правдоподобно отвечает области деформаций, возникающей при закрытии океанического бассейна в результате инденторного воздействии и выскальзывания части этого бассейна по сдвигам в область свободного океанического пространства (тектоника выскальзывания) [87, 91, 100].

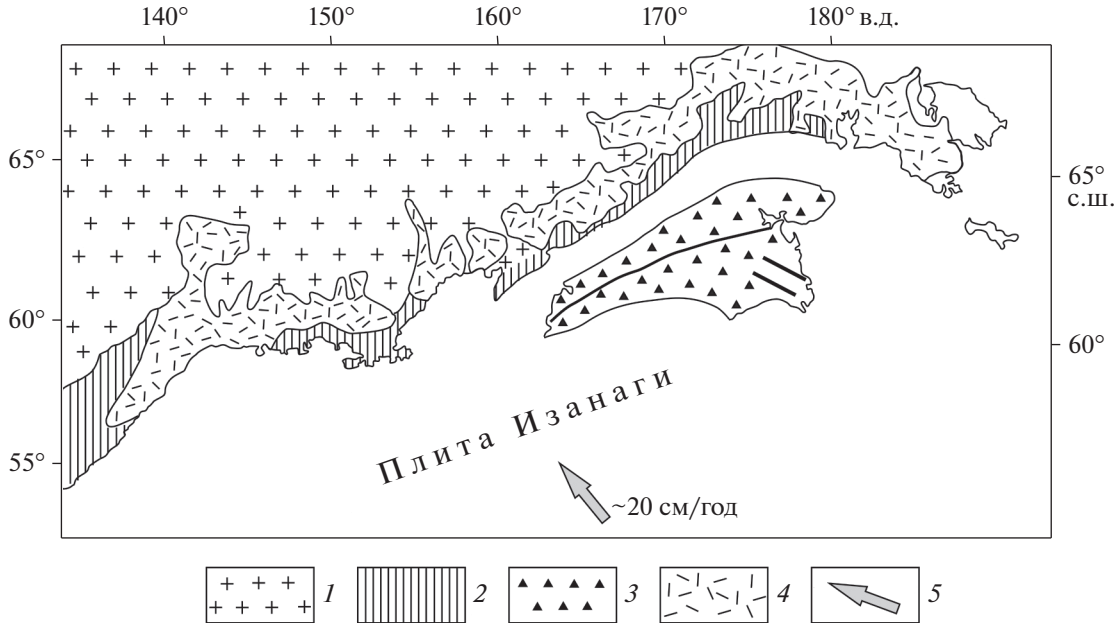


Рис. 6. Реконструкция положения области Северо-Корякских террейнов перед присоединением к Азиатскому континенту (ранний-средний альб).
1 – Азиатский континент; *2* – аккретированная Удско-Мургальская дуга; *3* – область Северо-Корякских террейнов; *4* – Охотско-Чукотский вулканический пояс; *5* – направление и скорость движения океанической плиты, см/год

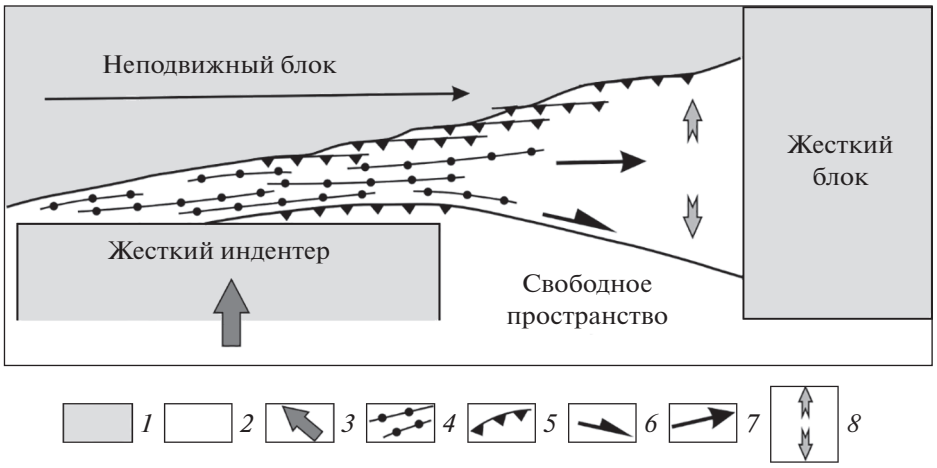


Рис. 7. Схема аналоговой модели формирования и бокового смещения выдавливаемого клина перед жестким индентором (по данным [99], с изменениями и дополнениями).
1 – области жестких областей; *2* – свободное (океаническое) пространство; *3* – направление движения жесткого индентора; *4* – перемещаемые (выскальзывающие) геологические образования; *5* – взбросы и надвиги; *6* – сдвиги; *7* – направление движения перемещаемых (выскальзывающих) масс; *8* – область расширения перед жестким блоком

Впервые идея тектоники выскальзывания (escape tectonics) была предложена П. Таппонье и П. Молнаром в 1976 г. [100] и впоследствии применялась для Восточного Средиземноморья, Анатолии, Аляски, Тибета, Венесуэльских Анд [69, 75, 79, 80, 83, 87, 91, 102]. Автор не нашел в российской геологической литературе примеров использования этой модели, также, как и интерпретации термина “escape tectonics”. Это обстоятельство вынуждает предложить собственную интерпретацию термина “escape tectonics” как тектоника выскальзывания, что наиболее соответствует как цитированным примерам, так и последующему использованию этой модели в нашей статье.

В процессе тектонического выскальзывания формируется мощная сдвиговая зона и движение геологических масс. Юрско–раннемеловой ансамбль аллохтонных террейнов Северной Корякии имеет диагональное (юго-западное–северо-

восточное) простирание, что позволяет предполагать их перемещение как с северо-востока на юго-запад, так и с юго-запада на северо-восток.

Оба предлагаемых сценария должны быть рассмотрены, поскольку в позднем мезозое на северо-востоке (Северная Аляска) реконструируется океан Ангайючам [74, 85, 86, 88, 93], а на юго-западе – Монголо-Охотский океан [23, 41, 54, 97, 99].

Обращаясь к материалам по Аляске, где и были выделены террейны, считавшиеся фрагментами океана Ангайючам, представлялось логичным распространить идею выскальзывания террейнов, примененную Т. Редфильдом и Д. Шоллом [91] для палеогеновой геодинамики Северной Аляски, на юрско–раннемеловое время.

Однако основным препятствием для использования подобной модели оказались данные об отсутствии соответствующего Корякским террейнам возрастного объема океанических комплексов и свидетельств о закрытии океана Ангайючам в поздней юре–начале раннего мела [86, 88].

Некоторым препятствием являются также и сложности в определении индентора, поскольку малый размер известного континентального террейна Руби вряд ли мог соответствовать подобному назначению. Тем не менее, современные работы по количественной томографической тектонике, используемые для реконструкций, показывают, что океаническое пространство между Северо-Американским континентом и Аляскинским островодужным архипелагом сохранялось и в позднемеловое время [74], хотя это пока не подтверждено геологическими исследованиями.

Мезозойский этап развития восточной части Монголо-Охотского океана для использования модели тектонического выскальзывания вызывает меньше вопросов, поскольку его закрытие по принципу ножниц приходило с запада на восток [23]. В восточной части океана с Азиатским кратоном сближался Амурский континентальный блок, являвшийся частью Сино-Корейского кратона [23, 54, 103].

Такому выскальзыванию геологических образований восточной части закрывавшегося океана способствовали также интенсивные сдвиговые движения, возникновение которых в позднем мезозое связывается с вращением Северо-Азиатского кратона по отношению к континентальным массивам Восточной Азии [97]. Однако, в большинстве моделей полное закрытие Монголо-Охотского океана относится к поздней или даже средней юре или к началу раннего мела (140 млн лет) [99].

Однако имеющиеся данные о раннемеловых (147–127 млн лет) андезитах и известково-щелочных гранитах с признаками надсубдукционного происхождения в пределах южного и северного обрамления восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса позволяют считать возможным окончательное закрытие восточной части Монголо-Охотского океана в раннем мелу [54].

По результатам томографических исследований было показано, как субдукция океанической плиты отражается в геометрии скоростных аномалий в нижней мантии, последний этап закрытия океана относится к 150–120 млн лет (титон–баррем) [77].

На основе независимой реконструкции для Сибири и Сино-Корейского кратонов показано, что заключительное закрытие остатков Монголо-Охотского океана относится к 130–120 млн лет (баррем–апт), что объясняет происхождение высокоскоростных аномалий вблизи Монголо-Охотской сутуры [104].

Учитывая данные томографических исследований, представляется возможным, что инициальным положением Северо-Корякских террейнов могла быть восточная часть закрывавшегося Монголо-Охотского океана (рис. 8).

Кроме этого, существенным являются материалы, подтверждающие палеозойский возраст, включенных в состав террейнов офиолитовых блоков, что совпадает с данными о длительном развитии Монголо-Охотского океана. К этому следует добавить также, что “на пути” предполагаемого перемещения Корякских аллохтонов, если считать их произошедшими за счет закрытия Монголо-Охотского океана, лежат Шантарские острова, возрастной объем слагающих их палеозойских и раннемезозойских комплексов в целом схож с палеозойскими и триасовыми блоками, присутствующими в Северо-Корякском аллохтонном ансамбле [21].

В структурном отношении физический процесс тектонического выскальзывания приводит к развитию мощных протяженных сдвиговых зон [91]. Примеры Восточного Средиземноморья и Анатолии показывают развитие бассейнов растяжения по наиболее крупным сдвигам в соответствии с теоретическими разработками [80, 83, 102].

В рассматриваемом случае перемещения Северо-Корякских аллохтонов от восточного замыкания Монголо-Охотского океана на северо-восток вдоль юго-восточной окраины Азиатского континента вероятным результатом подобного процесса могло быть раскрытие новообразованного океанического бассейна вдоль сдвига, ограничивавшего с севера и северо-востока перемещение ансамбля Северо-Корякских аллохтонов. Раскрытие подобного бассейна с океанической корой между окраиной континента и продвигающимся ансамблем Северо-Корякских террейнов объясняет установленные проявления аптского надсубдукционного вулканизма в зоне ОЧВП.

Следующим вопросом, которого мы коснемся при обсуждении происхождения Северо-Коряк-

Рис. 8. Модель-схема тектонического выскальзывания Северо-Корякских террейнов из зоны коллизии Сибирского континента и Амурского блока.
1 – области с континентальной корой; *2* – океаническое пространство Пацифики; *3* – зона перемещения Северо-Корякских террейнов; *4* – район финального расположения Северо-Корякских террейнов; *5* – океаническая кора раскрывавшегося бассейна вдоль границы скольжения; *6* – коллизионные сутуры; *7* – сдвиги

ских террейнов в результате тектонического выскальзывания комплексов, входивших в состав восточной части Монголо-Охотского океана, является возможность и скорость перемещения аллохтонов на расстояние ~2500 км. При продолжении осадконакопления в процессе перемещения выскальзывающих породных комплексов в готериве и, возможно, позднем валанжине, т.е. за время ~30 млн лет, скорость перемещения должна была составлять порядка 8–10 см в год, что, с одной стороны, сопоставимо как со скоростью перемещения океанических плит, так и со скоростью перемещения по сдвигам [69, 75, 85].

Значительное расстояние перемещения Северо-Корякских аллохтонов не является аномальным при сравнении с результатами процессов тектонического выскальзывания в Венесуэльских Андах или при Индо-Азиатской коллизии [69, 75, 79].

Представляется, что с учетом идеи тектонического выскальзывания для происхождения Северо-Корякских террейнов, соотносятся и установленные в последние годы результаты определения изотопного возраста надсубдукционных вулканитов ОЧВП, которые различаются для западного и восточного сегментов [44].

Более раннее начало надсубдукционного вулканизма на западе Азиатской окраины, как будто, соответствует идее перемещения террейнов с запада на восток и более раннему высвобождению континентальной окраины от препятствовавшего субдукции аллохтонного ансамбля. На юго-западе фланговой зоны (Предджугжурье) начальная фаза вулканизма ОЧВП относится к среднему–позднему альбу (109–106 млн лет), а немного восточнее (Ульинский прогиб) – к позднему альбу–раннему сеноману (103–99 млн лет). Для Охотского, Пенжинского и Центрально-Чукотского сегментов 99–94 млн лет (сеноман). Большой разрыв во времени с начала вулканизма на востоке и западе может объясняться также значительной длительностью погружения океанического слэба на востоке, где предполагаемое расстояние между глубоководным желобом (зоной субдукции) и вулканическим фронтом более чем вдвое могло превосходить аналогичную величину на западе.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Геодинамическая обстановка формирования Охотоморско-Камчатско-Корякского сектора активной окраины Северо-Восточной Азии

Имеющиеся в настоящее время данные о современной структуре активной окраины северо-восточной Азии позволяют представить для

позднего мела три различающихся по строению латеральных профиля от собственно Азиатского континента до океанических пространств Пацифики. Западное пересечение от Охотско-Чукотского окраинно-континентального вулканического пояса через Охотоморский микроконтинент как будто вызывает меньше дискуссий при интерпретации позднемеловой геодинамики. Граница между континентом и Охотоморским блоком, как было показано, имеет скрытую палеосубдукционную природу [65, 78].

Учитывая эти данные, можно с определенной долей уверенности предполагать, что между Охотоморским континентальным блоком и континентом в позднем мелу существовало пространство океанической коры, поглощавшееся под континентальной окраиной вплоть до заклинивания зоны субдукции именно Охотоморским микроконтиненом.

При определенном Н.И. Филатовой [60] наклоне зоны субдукции около ∟30° расстояние между положением глубоководного желоба и вулканическим фронтом должно было составлять ~150 км. Однако, в Северной Корякии зона субдукции могла располагаться только южнее зоны развития верхнемеловых образований, формировавшихся одновременно с ОЧВП, и, в этом случае, расстояние между глубоководным желобом и вулканическим фронтом могло составлять в максимальном удалении ~300–350 км, с погружением океанической плиты под углом около ∟15°.

Подобная геодинамическая ситуация очень пологой субдукции соответствует предлагаемым вариантам образования больших масс кислых вулканических продуктов, установленных для северо-восточных районов ОЧВП [101]. Если это так, то для объяснения существенного преобладания кислых вулканических продуктов на западном фланге ОЧВП, видимо, можно привлечь, с одной стороны, процесс поддвига за счет возрастания мощности коры окраины континента, а также увеличенную мощность коры Омолонского массива, на котором формировалась западная фланговая зона ОЧВП.

Следует отметить, что реставрация позднемеловой геодинамической ситуации восточнее Охотоморского микроконтинента может производиться раздельно для камчатской и корякской частей, хотя область распространения океанической коры, субдукция которой в северных румбах определяла появление и развитие ОЧВП, окаймляла с севера Камчатский и Корякский континентальные блоки. Различие состоит в том, что вблизи северо-западной окраины Камчатского блока по микропалеонтологическим данным в коньякское время, а по изотопным данным с альб–туронского времени формировалась Западно-Камчатская островная дуга с противоположным Охотско-Чукотскому направлением поглощения океанической коры, принадлежавшей, судя по всему, одному бассейну [5].

Вдоль северной границы Северо-Корякского континентального блока также протягивается вулканическая дуга (Эссовеемская) сантон–кампанского возраста, однако отсутствие ее петролого-геохимических характеристик не позволяет определять ее геодинамическую природу. Возможно, что возраст эссовеемской свиты, очень близкий ко времени закрытия океанического бассейна (средний кампан), может означать обусловленность этого вулканизма коллизией Корякского континентального блока с консолидированной корой Северо-Корякских террейнов, присоединенных к окраине Азиатского континента в предальбское время.

Итак, если в самом общем виде рассматривать раннемеловую и позднемеловую геодинамическую историю Азиатской континентальной окраины, то можно выявить три важнейших этапа:

- первый этап определяется развитием в юрско–раннемеловое время Удско-Мургальской островной дуги с ее финальной аккрецией в раннем барреме;
- второй этап (поздний баррем, апт, ранний альб) – перемещение с юго-запада на северо-восток исключительно сложного аллохтонного ансамбля Северо-Корякских террейнов, при его тектоническом выскальзывании из закрывавшейся восточной части Монголо-Охотского океана – процесс скольжения приводил к раскрытию бассейна с океанической корой, поглощавшейся под Азиатской окраиной с формированием в аптское время надсубдукционных вуланитов;
- третий этап (поздний альб–средний кампан) определялся субдукцией океанической коры с формированием Охотско-Чукотского окраинно-континентального вулканического пояса (ОЧВП).

Финальным процессом позднемелового развития континентальной окраины явилась коллизия Охотоморского микроконтинента с азиатской окраиной и столкновение Корякско-Камчатских континентальных блоков с консолидированной земной корой Северо-Корякских террейнов.

ВЫВОДЫ

В результате проведенного исследования автор пришел к следующим выводам.

1. В пределах северо-восточной окраины Азии и в смежной области Северо-Корякских террейов синхронно, с позднего альба по кампан, происходят различные по своей геодинамике события. На континентальной окраине формируются надсубдукционные вулканические толщи Охотско-Чукотского пояса (ОЧВП), а в области Северо-Корякских террейнов происходит накопление,

шельфовых, мелководных и континентальных отложений. Эти осадочные отложения не могут быть отнесены ни к аккреционной призме ОЧВП, ни к осадкам глубоководного желоба. Таким образом, зону субдукции ОЧВП можно предполагать южнее современного положения области Северо-Корякских террейнов.

2. Имеющиеся данные показывают, что аллохтонный ансамбль Северо-Корякских террейнов занял свое современное положение после аккреции Удско-Мургальской дуги (готерив-ранний баррем) и перед становлением зоны субдукции под ОЧВП (поздний альб).

3. Вещественная и возрастная характеристика незакономерно совмещенных Северо-Корякских террейнов, представленных породными ассоциациями различной геодинамической природы, в большинстве случаев, показывает их связь со сложно построенным океаническим пространством.

Стиль покровно-тектонических и других нарушений, изобилие серпентинитовых меланжей и разновозрастных офиолитов в Северо-Корякских террейнах предполагают их длительное структурное преобразование. Подобное хаотическое совмещение ассоциаций различной геодинамической природы может отвечать области деформаций и процессу тектонического выскальзывания, возникающих при закрытии океанического бассейна, которым мог являться длительно существовавший Монголо-Охотский океан.

4. Проанализированные данные показали, что в восточной зоне ОЧВП в аптское–ранне-альбское время (до начала вулканизма ОЧВП) происходило накопление вулканитов надсубдукционного типа и осадочных толщ. Эти события были обусловлены кратковременным раскрытием бассейна с океанической корой вдоль северного близконтинентального сдвига в процессе тектонического выскальзывания и перемещения Северо-Корякских аллохтонов. Аптские–нижне-альбские осадочные отложения, известные южнее зоны ОЧВП, формировались в процессе перемещения Северо-Корякских террейнов, о чем свидетельствуют только местами выраженное пред-аптское и пред-поздне-альбское несогласия. Пред-аптское несогласие отражает деформации при перемещении Северо-Корякских террейнов, а пред-поздне-альбское несогласие фиксирует достижение этими террейнами положения в современной структуре.

Благодарности. Автор благодарен С.А. Паланджяну (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за обсуждение проблем затрагиваемых в статье. Автор искренне признателен Л.Ф. Сергачевой (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за помощь при оформлении иллюстраций рукописи статьи.

Автор благодарен рецензенту чл.-кор.РАН, проф. С.Д.Соколову (ГИН РАН, г. Москва) и анонимным рецензентам за полезные комментарии и признателен редактору М.Н. Шуплецовой (ГИН РАН, г. Москва) за тщательное редактирование.

Финансирование. Базовое финансирование осуществляется за счет субсидии № 0135-2019-0078.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. – Под ред. Ю.М. Пущаровского – М.: Наука, 1993. 250 с.
2. *Акинин В.В., Миллер Э.Л.* Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т. 19. № 3. С. 249–290.
3. *Акинин В.В.* Охотско-Чукотский вулканогенный пояс: от первопроходцев до современности (к 90-летию В.Ф. Белого). – X Всерос. совещ. с междунар. участием “Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии”. – СВКНИИ ДВО РАН: Магадан, 2020. С.7–9.
4. *Апрелков С.Е., Декина Е.И., Попруженко С.В.* Особенности геологического строения Корякского нагорья и бассейна реки Пенжина // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 16. № 2. С. 46–57.
5. *Бадрединов З.Г., Тарарин И.А., Марковский Б.А., Сляднев Б.И., Акинин В.В., Евсеев Г.Н., Ноздрачев Е.А.* Метавулканиты Западной Камчатки (первые данные U–Pb SHRIMP датирования возраста цирконов) // ДАН. 2012. Т. 445. № 5. С. 559–563.
6. *Белый В.Ф.* Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. – Под ред. Н.А. Шило – М.: Наука, 1977. 171 с.
7. *Белявский В.В., Золотов Е.Е., Ракитов В.А., Нурмухамедов А.Г., Попруженко С.В., Шпак И.П., Храпов А.В.* Глубинная сейсмогеоэлектрическая модель Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и Центрально-Корякской складчатой системы в пределах профиля Корф – Верхнее Пежино. – В сб.: *Олюторское землетрясение 20 (21) апреля 2006 г. Корякское нагорье*. – Под ред. В.Н. Чеброва – Геофиз. служба РАН: Петропавловск–Камчатский, 2007. С. 77–88.
8. *Богданов А.А.* О геологии Перуанских Анд // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1970. Т. XLV. № 2. С. 130–151.
9. *Богданов Н.А., Тильман С.М.* Тектоника и геодинамика северо-востока Азии: Объяснительная записка к тектонической карте Северо-Востока Азии. – М-б 1 : 5000000 – М.: ИЛ РАН, 1992. 56 с.
10. *Бондаренко Г.Е.* Тектоника и геодинамическая эволюция мезозоид северного обрамления Тихого океана. – Автореф. дис. ... д.г.-м.н. М.: МГУ, 2004. 48 с.
11. *Вишневская В.С., Басов И.Н., Палечек Т.Н., Курилов Д.В.* Биостратиграфия юрско-меловых отло-

жений Западной Камчатки по радиоляриям и фораминиферам. – В кн.: *Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое*. – Под ред. Ю.Б. Гладенкова, С.А. Паланджяна – М.: Научный Мир, 2005. С. 6–54.

12. *Герман А.Б.* Меловая флора Анадырско-Корякского субрегиона (Северо-Восток России): систематический состав, возраст, стратиграфическое и флорогенетическое значение. – Под ред. А.М. Ахметьева – М.: ГЕОС, 1999. 124 с.
13. *Герман А.Б., Головнева Л.Б., Щепетов С.В.* Позднемеловая арманская флора Магаданской области: состав, возраст и новые виды растений // Палеонтологический журнал. 2012. № 6. С. 82–91.
14. *Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е., Челебаева А.И.* Нижний палеоген Западной Камчатки (стратиграфия, палеогеография, геологические события). – Под ред. Ю.Б. Гладенкова – М.: ГЕОС, 1997. 367 с. (Тр. ГИН РАН. 1997. Вып. 488).
15. Государственная геологическая карта Российской Федерации. – М-б: 1 : 1000000 (новая серия). – Объяснительная записка. – Лист P-58, 59-Каменское. – Л.: ВСЕГЕИ, 1985.
16. Государственная геологическая карта Российской Федерации. – М-б: 1 : 1000000 (третье поколение). – Серия Корякско-Курильская. – Лист O-57-Палана. – Объяснительная записка. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2013.
17. Государственная геологическая карта Российской Федерации. – М-б: 1 : 1000000 (третье поколение). – Серия Корякско-Курильская. – Лист P-58–Пенжинская губа. – Объяснительная записка. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2016. С. 337.
18. Государственная геологическая карта Российской Федерации. – М-б: 1 : 1000000 (третье поколение). – Серия Чукотская. – Лист Q-60-Анадырь. – Объяснительная записка. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2016.
19. Государственная геологическая карта Российской Федерации. – М-б: 1 : 1000000 (третье поколение). – Серия Чукотская. – Лист Q-59-Марково. – Объяснительная записка. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2012.
20. Государственная геологическая карта Российской Федерации. – М-б: 1 : 1000000 (третье поколение). – Серия Верхояно-Колымчкая. – Лист - P-56-Сеймчан – Объяснительная записка. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2008.
21. Государственная геологическая карта Российской Федерации. – М-б: 1 : 1000000 (третье поколение). – Серия Дальневосточная. – Лист -N-53-Шантарские острова – Объяснительная записка. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2007.
22. *Злобин Т.К., Полец А.Ю., Пеньковская О.В.* Глубинная геодинамика и ее проявления в литосфере зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану // Электрон. научн. изд. Альманах Пространство и Время. 2012. Т. 1. Вып. 1. С. 1–23. https:// http://j-spacetime.com/
23. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М.* Тектоника плит территории СССР. – Под ред. В.Е. Хаина – М.: Недра, 1990. Кн. 2. 334 с.
24. *Зотова Т.Д.* Опорный разрез альб–сеноманских отложений Пенжинской депрессии. – В кн.: *Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов России*. – Под ред. В.А. Прозоровского – СПб.: Недра, 2006. С. 125–156.
25. *Иванов О.Н., Перцев А.Н., Ильченко Л.Н.* Докембрийские метаморфические породы Анадырско-Корякского региона. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1989. 62 с.
26. *Казимиров А.Д.* Покровы востока Корякского нагорья и их структурно-формационные гомологи. – Под ред. А.В. Пейве – М. Наука, 1985. 112 с. (Тр. ГИН АН СССР. 1985. Вып. 391).
27. *Коваленко Д.В., Ставрова О.О., Цуканов Н.В.* Изотопная и геохимическая характеристика верхнемеловых и кайнозойских отложений Камчатки и Южной Корякии // Тихоокеанская геология, 2010. Т. 4. С. 3–14.
28. *Костицын Ю.А., Аносова М.О., Ревьяко Н.М., Степанов В.А.* U–Pb и Sm–Nd данные возраста фундамента Срединного хребта Камчатки. – В кн.: *Геохронометрические и изотопные системы, методы их изучения, геохронология геологических процессов*. – Мат-лы Росс. конф. по изотопной геохронологии. – М.: ГЕОС, 2012. С. 175–177.
29. *Котляр И.Н., Белый В.Ф., Милов А.П.* Петрохимия магматических формаций Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. – Под ред. А.Ф. Белого– М.: Наука, 1981. 223 с.
30. *Котляр И.Н., Русакова Т.Б., Жуланова И.Л.* Актуальные вопросы геохронометрии и петрологии Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (по поводу статьи В.В. Акинина, Э.Л Миллер “Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукоткого вулканогенного пояса (Петрология, 2011, Т. 19. № 3. С. 249–290)) // Уральский геологический журнал. 2013. № 4. С. 85–96.
31. *Лебедев Е.Л.* Стратиграфия и возраст Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. – Отв. ред. А.В. Пейве: – М.: Наука, 1987. 180 с.
32. *Мартынов Ю.А., Ханчук А.И., Кимура Дж.И., Рыбин А.В., Мартынов А.Ю.* Геохимия и петрогенезис четвертичных вулканитов Курильской островной дуги // Петрология. 2010. Т. 18. № 5. С. 1–25.
33. *Морозов О.Л.* Геологическое строение и тектоническая эволюция Центральной Чукотки. – Под ред. С.Д. Соколова – М.: ГЕОС, 2001. 208 с.
34. *Некрасов Г.Е.* Тектоническая природа Камчатско-Корякского региона и вопросы геодинамики складчатого обрамления севера Тихого океана // Геотектоника. 2003. № 6. С. 53–79.
35. Объяснительная записка к Тектонической карте Охотоморского региона. – М-б: 1 : 2500000. – Под ред. Н.А. Богданова, В.Е. Хаина – М.: ИЛ РАН, 2000. 193 с.

36. Очерки тектоники Корякского нагорья. – Под ред. Ю.М. Пущаровского, С.М. Тильмана – М.: Наука, 1982. 219с.

37. *Паланджян С.А.* Гранитоиды офиолитовых поясов Корякской складчатой системы. – В кн.: *Магматизм и оруденение Северо-Востока России*. – Под ред. С.Г. Бялобжеского– Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 204–242.

38. *Паланджян С.А.* Восточно-Пекульнейский террейн океанической коры (крайний Северо-Восток Азии, Россия): фрагмент позднеюрской-раннемеловой границы скольжения между Палео-Пацификом и Чукотским микроконтинентом // Геотектоника. 2021. № 5. С. 98–114.

39. *Паланджян С.А., Лэйер П.У., Паттон У.У., Ханчук А.И.* Геодинамическая интерпретация $^{40}Ar/^{39}Ar$ датировок офиолитовых и островодужных мафитов и метамафитов Анадырско-Корякского региона // Геотектоника. 2011. № 6. С.72–87.

40. *Палечек Т.Н.* Кампан-маастрихтские радиолярии террейнов Корякского нагорья, Северо-Восток России // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2020. Т. 28. № 5. С.116–145.

41. *Парфенов Л.М.* Континентальне окраины и островные дуги мезозоид северо-востока Азии. – Под ред. К.В. Боголепова – Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.

42. *Пергамент М.А.* Стратиграфия верхнемеловых отложений северо-западной Камчатки (Пенжинский район). – Под ред. Н.С. Шатского – М.: Наука, 1961. 158 с. (Тр. ГИ АН СССР. 1961. Вып. 39).

43. *Пергамент М.А.* Стратиграфия и иноцерамы верхнего мела Северного полушария. – Под ред. А.В. Пейве.– М.: Наука, 1978. 214 с. (Тр. ГИН АН СССР. 1978. Вып. 322).

44. *Полин В.Ф., Тихомиров П.Л., Ханчук А.И., Травин А.В.* Первые данные U–Pb и $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирования Предджугджурских вулканитов – новое свидетельство разновременности формирования отдельных звеньев Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // ДАН. Науки о Земле. 2021. Т. 497. № 2. С 107–115.

45. *Руженцев С.В., Бялобжеский С.Г., Казимиров А.Д., Соколов С.Д.* Тектонические покровы и палинспастика Корякского хребта. – В кн.: *Тектоническое развитие земной коры и разломы*. – Под ред. А.В. Пейве – М.: Наука, 1979. С. 69–80.

46. *Семакин В.П., Кочергин А.В., Питина Т.И.* Тектоническое районирование осадочного чехла Охотского моря по литофизическим, структурным и структурно-литофизическим признакам // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 4. С. 1059–1075.

47. *Сидоров А.А., Волков А.В., Белый В.Ф., Алексеев В.Ю., Колова Е.Е.* Золото-сереброносный Охотско-Чукотский вулканогенный пояс // Геология рудных месторождений. 2009. Т. 51. № 6. С. 492–507.

48. *Сидоров М.Д., Разумный А.В., Исаева Е.П.* Модель земной коры и тектоническое районирование переходной зоны континент – океан Чукотско-Корякско-Камчатского сектора Тихоокеанского складчатого пояса // Региональная геология и металлогения. 2020. № 82. С. 69–82.

49. *Соколов С.Д.* Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. – Под ред. Ю.М. Пущаровского – М.: Наука, 1992. 182 с.

50. *Соколов С.Д.* Очерк тектоники Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78.

51. *Соколов С.Д., Тучкова М.И., Ганелин А.В., Бондаренко Г.Е., Лейер П.* Тектоника Южно-Анюйской сутуры (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 2015. № 1. С. 3–30.

52. *Соколов С.Д., Крылов К.А.* Структурированный серпентинитовый меланж Камчатско-Корякской складчатой системы // Геотектоника. 2010. № 1. С. 52–68.

53. *Соловьев А.В.* Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит. – В кн.: *Методы трекового датирования цирконов и структурного анализа*. – Под ред М.Г. Леонова – М.: Наука, 2008. 319 с.

54. *Сорокин А.А.* Геодинамическая эволюция восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса. – Автореф. дис. к.г.-м.н. – СПб.: ИГГД РАН, 2005. 52 с.

55. *Ставский А.Д., Чехович В.Д., Кононов М.В., Зоненшайн Л.П.* Тектоника плит и палинспастические реконструкции Анадырско-Корякского региона // Геотектоника. 1988. № 6. С. 32–42.

56. *Сухов А.Н., Кузьмичев А.Б.* Верхнемеловые отложения Западной Камчатки. – В кн.: *Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое*. – Под ред. Ю.Б. Гладенкова, С.А. Паланджяна – М.: Научный мир, 2005. С. 121–164.

57. *Тихомиров П.Л., Правикова Н.В., Бычкова Я.В.* Чукотский сегмент Удско-Мургальскго и Охотско-Чукотского вулканических поясов: геодинамическая природа и вопросы возраста // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 4. С. 468–488.

58. *Тихомиров П.Л., Лебедев Е.Л., Пасенко А., Льюэр Ф.* “Верхние базальты” Восточно-Чукотского сегмента Охотско-Чукотского пояса: продольная миграция вулканической активности или наложение позднего магматического события? // ДАН. Науки о Земле. 2021. Т. 501. № 2. С. 167–172.

59. *Устиев В.К.* Охотский тектоно-магматический пояс и связанные с ним проблемы // Советская геология. 1959. № 3 С. 3–26.

60. *Филатова Н.И.* Периокеанические вулканогенные пояса. – Под ред. М.С. Нагибиной – М. Недра, 1988. 264 с.

61. *Филатова Н.И., Вишневская В.С.* Аллохтонные формации среднего мезозоя северо-западного континентального обрамления Тихого океана // ДАН. 1992. Т. 323. № 4. С. 734–740.

62. *Чехович В.Д., Сухов А.Н., Кононов М.В., Паланджян С.А.* Геодинамика северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса в позднемело-

вое – раннепалеогеновое время // Геотектоника. 2009. № 2. С. 1–28.

63. *Чехович В.Д., Сухов А.Н.* О некоторых нерешенных вопросах геологического развития Западной Камчатки в позднемезозойское-раннепалеогеновое время// В кн.: *Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое.* — Под ред. Ю.Б. Гладенкова, С.А. Паланджяна — М.: Научный мир. 2005. С. 195–220.

64. *Шапиро М.Н.* Позднемеловая Ачайваям-Валагинская дуга (Камчатка) и кинематика плит Северной Пацифики // Геотектоника. 1995. № 1. С. 58–70 .

65. *Шеин В.С., Игнатова В.А.* Геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Дальнего Востока. – Под ред. В.А. Игнатовой – М.: ВНИГНИ, 2007. 293 с.

66. *Щепетов С.В., Герман А.Б., Тихомиров П.Л., Моисеев А.В., Соколов С.Д., Хаясака Я.* О возрасте буор–кемюсской флоры северо-восточной Азии на основе материала из неморского мела Восточной Чукотки // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2020. Т. 28. № 4. С. 125–141.

67. *Щепетов С.В.* О стратиграфическом положении меловых отложений с гребенкинской флорой, северо-восток России // Стратиграфия, геологическая корреляция. 2020. Т. 28. № 1. С. 63–72.

68. *Akinin V., Miller E., Toro J., Prokopiev A.V., Gottlieb E.S., Pearcey S., Polzunkov G.O., Trunilina V.A.* Epizidocity and the dance of Late Mesozoic magmatism and deformation along the northern circum-Pacific margin: north-eastern Russia to the Cordillera // Earth-Sci. Rev. 2020. Vol. 208. 103272.

69. *Backé G., Dhont D, Yves Hervouët Y., Gonzales L.* Active tectonic escape of the northwestern Venezuelan Andes. – *6th International Symposium on Andean Geodynamics* (ISAG 2005), Barcelona, Spain. Extend. Abstr. P. 86–89.

70. *Barazangi M., Isacks B.L.* Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America//Geology. 1976. Vol. 4. No. 11. P. 680–692.

71. *Bindeman I.N., Vinogradov V.I., Valley J.W., Wooden J.L., Natal"in B.A.* Archean Protolith and Accretion of Crust in Kamchatka: SHRIMP Dating of Zircon from Sredinny and Ganal Massifs // J. Geol. 2002. Vol. 110. P. 271–289.

72. *Bryan S.* Silicic Large Igneous Provinces // Episodes. 2007. March. P. 20–31.

73. *Bryan S., Ferrari L.* Large igneous provinces and silicic large igneous provinces: Progress in our understanding over the last 25 yars // GSA Bull. 2013. Vol. 125. No. 7/8. P. 1053–1078.

74. *Clennett E.J., Sigloch K, Mihalynuk M.G., Seton M., Henderson M.A., a Hosseini K, Mohammadzaheri1 A., Johnston S.T., Müller D.T.* A Quantitative Tomotectonic Plate Reconstruction of Western North America and the Eastern Pacific Basin // Geochem. Geophys. Geosyst. 2020. Vol. 21. No. 8.

75. *Deng Y., Panza G.F., Zhang Z., Romanelli F., Ma T., Doglioni C., Wang P., Zhang X., Terng J.* Transition from continental collision to tectonic escape? A geophysical perspective on lateral expansion of the northern Tibetan Plateau // Earth, Planets and Space. 2014. Vol. 66. No. 10. P. 2–10.

76. *Ferrari L., Orozco-Esquivel T., Bryan S., Lopez-Martinez M., Silva-Fragoso A.* Cenozoic magmatism and extension in western Mexico: Linking the Sierra Madre Occidental silicic large igneous province and the Comondu Group with the Gulf of California rift // Earth-Sci. Rev. 2018. Vol. 183. P. 115–152.

77. *Fritzel E.H., Bull A.L., Shepard G.E.* Closure of the Mongol-Okhotsk ocean: Insights from seismic tomogrphy and numerical modelling // Earth Planet. Sci. Lett. 2016. Vol. 445. P. 1–12.

78. *Gorbatov A., Widiyantoro S., Fukao Y., Gordeev E.* Signature of remnant slabs in the North Pacific from P wave tomography // J. Geophys. Int. 2000. Vol. 142. P. 27–36.

79. *Kornfeld D., Eckert S., Appel E., Ratschbacher L., Pf ander J., Liu D., Ding L.* Clockwise rotation of the Bahoshan Block due to southeastward tectonic escape of Tibetan crust since the Oligocene // Geophys. J. Int. 2014. Vol. 197. No. 1. P. 149–163.

80. *Kocyigit A., Erol O.* A tectonic escape structure: Erciyes pull-apart basin, Kayseri, Central Anatolia, Turkey // Geodinamica Acta, 200I. Vol. 14. P. 33–145.

81. *Liu Sh., Guarmis M., Ma P., Zhang Bo.* Reconstruction of northeast Asian deformation integrated with Western Pacific plate subduction since 200 Ma // Earth Sci. Rev. 2017. P. 2–94. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.10.012

82. *Liu J., Chen J.Ni., Graddock J.P., Zhang Y.* Early Cretaseoous tectonics across the North Pacific: New insight from multiphase tectonic exstrusion in Eastern Eurasia // Earth Sci. Rev. 2021. Vol. 217. 103552.

83. *Mann P.* Model of the formation of large transtensional basins in zones of tectonic escape // Geology. 1997. Vol. 25. No. 3. P. 211–217.

84. *Markevich P.V., Malinovsky A.I., Tuchkova M.I., Sokilov S.D., Grigoriev V.N.* The use of heavy minerals in determining the provenance and tectonic evolution of Mesozoic and Cenozoic sedimentary basuns in the continent – Pacific ocean transition zones: example from Sikhote-Alin and Koryak-Kamchatka Regions (Russian far east) and Western Pacific // Developments in Sedimentology. 2007. Vol. 58. P. 789–822.

85. *Mohammadzaheri A., Johnston S.T., Muller D.A* Quantitative Tectonic Plate Reconstuction of Wesern North America and the Eastern Pacific basin // Geochem. Geophys. Geosyst. 2020. Vol. 12. P. 1–25.

86. *Moore T., Box S.* Age, distribution and styl of deformation in Alaska north of 60° N: Implication for assemblly of Alaska // Tectonophysics. 2016. Vol. 691. P. 133–170.

87. *Neubauer F., Fritz H., Ganser J., Kurz W., Nemes F., Wallbreacher E., Wang X., Willingshofer E.* Structural evolution within an extruding block: Model and application to the Alpin-Pannonian system. – In: *Aspect of Tectonic Faulting.* – Ed. by *F.K. Lehner, J.L. Urai*, (Publ.House, City, Country. 2000), P. 142–154.

88. *Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Norton I.O., Khanchuk A.I., Stone D.B., Scotese C.R., Scholl D.W., Fujita K.l.* Circum-North Pacific tectonostratigraphic Terrane Map. – (U.S. Departm. Interior. U.S. Geol. Surv. Open File Rep. No. 94 94–714. 1994). 127p.
89. *Pavlenkova N.I., Kashubin S., Sakoulina T.S., Pavlenkova G.A.* Geodynamic nature of the Okhotsk Sea lithosphere: An overview of seismic constraints // Tectonophysics. 2020. Vol. 777. P. 228–320.
90. *Pilger R.H.* Plate recjnstruction aseismic ridges and low-angle subduction beneath the Andes// GSA Bull. 1981. Vol. 92. No. 7. P 448–456.
91. *Redfield T.F., Scholl D.W., Fitzgerald P.G., Beck M.E.* Escape tectonics and extrusion of Alaska: Past, present, and future // Geology 2007.Vol. 35. No. 11. P. 1039–1042.
92. *Rodriguez-Gonzalez, J., Negredo A.* The role of the overriding plate thermal state on slab dip variability and the occurrence of flate subduction // Geochem. Geophys. Geosyst. 2012. Vol. 13. No. 1. P 1–21.
93. *Sigloch K., Mihalyunuk M.G.* Mantle and geological evidence for a Late Jurassic-Cretaceous suture spanning North America // GSA Bull. 2020. Vol. 129. No. 11–12. P. 1489–1520.
94. *Sokolov S.D., Luchitskaya M.V., Silantyev S.A., Morozov O.L., Ganelin A.V., Bazilev V.A., Osipenko A.B., Palandzhyan S.A., Kravchenko-Berezhnoy I.R.* Ophiolites in accretionary complexes along Early Cretaceous margin of NE Asia: Age, composition, and geodynamic diversity. – In: *Ophiolites in Earth History*. – Ed.by Y. Dilek, P.T. Robinson, (Geol. Soc. London, Spec. Publ. 2003. Vol. 218), P. 619–664.
95. *Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye., Khudoley A.K., Morozov O.L., Luchitskaya M.V., Tuchkova M.I., Layer P.W.* Tectonic reconstruction of Uda–Murgal arc and the Late Jurrassic and Early Cretaceous convergent margin of Northeast Asia–Northwest Pacific // Stephan Mueller Spec. Publ. Ser. 2009. No. 4. P. 273–278.
96. *Sokolov S.D., Tuchkova M.I.* Mesozoic tectono-stratigraphic terranes of the Koryak-Chukotka region // GSA Spec. Pap. 2015. Vol. 513. P. 461–481.
97. *Sorokin A.A., Zaika V.A., Kovach V.P., Kotov A.V., Xu W., Yang H.* Timing of closure of the eastern Mongol–Okhotsk ocean: Constraints from U–Pb and Hf-isotopic data of detrital zircons from metasediments along Dzhandy transect // Gondwana Research. 2020. Vol. 81. P 58–78.
98. *Sternal P., Jolivet L., Menant A., Gerya T.* Driving upper plate surface deformation by slab rollback and mantle flow // Earth Planet. Sci. Lett. 2014. Vol. 405. P. 110–118.
99. *Sun De-Y., Gou J., Wang T-H., Ren Y-Sh., Liu Y-J.* Geochronological and geochemical constraint on the Erguna massif basement: NE China – subduction history of the Mongol-Okhotsk oceanic crust // Int. Geol. Rev. 2013. Vol. 55. No. 14. P. 1801–1816.
100. *Tapponnier P., Molnar P.* Slip-line fields Theory and large-scale continental tectonics // Nature. 1976. No. 264. P. 319–324.
101. *Tikhomirov P.L., Kalinina E.A., Moriguti T., Makishima A., Kobayashi K., Cherepanova I.Yu., Nakamura E.* The Cretaceous Okhotsk-Chukotka volcanic belt (NE Russia): Geology, Geochronology, magma output rates and implications on the genesis of silisic LIPs // J. Volcanol. Geoterm. Res. 2012. Vol. 221–222. P. 14–32.
102. *Umhoefer P.J., Thomson S.N., Cosca M.A., Teyssier Witney D.L.* Cenozoic tectonic evolution of the Ecemiş fault zone and adjacent basins, central Anatolia, Turkey, during the transition from Arabia-Eurasia collision to escape tectonics // Geosphere. 2020. Vol. 16. No. 6. P. 1358–1384.
103. *Wang T., Tong Y., Xiao W., Guo L., Windley B.F., Donskaya T., Narantsetseg T., Zhang J.* Rollback, scissor-like closure of the Mongol-Okhotsk Ocean and formation of an orocline: Magmatic migration based on large archie of age-data // Oxford Acad. Nation. Sci. Rev. NSR. 2022. Vol. 9. P. 2–12.
104. *Wu L., Kravchinsky V.J., Gu1 Y.J., Potter D.K.* Absolute reconstruction of the closing of the Mongol-Okhotsk Ocean in the Mesozoic elucidates the genesis of the slab geometry underneath Eurasia // J. Geophys. Res. Ser.: Solid Earth. 2017. Vol. 122. P. 4831–4851.

Initiation of Subduction beneath the Northeastern Asian Continent in the Late Cretaceous

V. D. Chekhovich*

Geological Institute, RAS, 7, Pyzhevsky per., 119017 Moscow, Russia

**e-mail: vadimchekhovich@mail.ru*

The Late Albian–Campanian Okhotsk-Chukotka Subduction Volcanic Belt (OCVB) extends along the northeastern Asian margin for more than 3000 km. Toward the Pacific, this belt adjoins with the microcontinent of the Sea of Okhotsk in the west and with the Jurassic–Early Cretaceous terranes of the Northern Koryak region in the east. Various rock assemblages of these terranes are overlain by shallow-water and continental sediments coeval with the OCVB volcanic rocks. These sediments significantly differ from deposits of deep-water trenches and accretionary wedges. This argues for a location of the OCVP subduction zone southeast of the Koryak terranes. The Late Cretaceous subduction zone situated to the north of the microcontinent of the Sea of Okhotsk is proved by tomography. The Jurassic–Early Cretaceous Uda–Murgal island arc (which was accreted in the Barremian) and the Late Albian–Campanian Okhotsk-Chukotka Subduction

Volcanic Belt, which are two major subduction-related structures of the northeastern active margin of Asia, were originated with the interval of 20 Ma. During this time interval the Jurassic–Late Cretaceous North Koryak assemblages of various geodynamic affinity were combined, transported and accreted to the Asian continent in a local area restricted by the Siberian continent and the Chukotka continental block (Hauterivian–Early Barremian). Data presented in the paper contradict the formation of the North Koryak terranes in the Pacific oceanic plates. We assume that these terranes composed of rock assemblages of various geodynamic settings were originated in the Late Mesozoic eastern part of the Mongol-Okhotsk Ocean. A chaotic transformation and translation of the Northern Koryak terranes were probably related to an escape tectonic during the closure of the Mongol-Okhotsk Ocean, which was resulted from collision of the Amur block of the Sino-Korean craton with the Siberian continent.

Keywords: Okhotsk–Chukotka Volcanic Belt (OCVB), Uda–Murgal arc, North Koryak terranes, escape tectonics, subduction, collision, Late Mesozoic Mongolian–Okhotsk Ocean

EDN: APUMCB
ГЕОТЕКТОНИКА, 2022, № 4, с. 56–75

УДК 553.98,550.834.05,551.242

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ШЕЛЬФА МОРЯ ЛАПТЕВЫХ (ВОСТОЧНАЯ АРКТИКА)

© 2022 г. А. Д. Дзюбло[1], О. В. Грушевская[2, *], А. Н. Обухов[2], А. Ю. Макарова[1]

[1]*Российский государственный университет нефти и газа (национальный исследовательский университет) им. И.М. Губкина, д. 65, Ленинский просп., 119991 Москва, Россия*

[2]*Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт (ВНИГНИ), д. 36, шоссе Энтузиастов, 105118 Москва, Россия*

**e-mail: grushevskaya@vnigni.ru*

Поступила в редакцию 02.07.2021 г.
После доработки 29.11.2021 г.
После повторной доработки 06.07.2022 г.
Принята к публикации 17.07.2022 г.

В нашем исследовании выполнено структурно-формационное районирование шельфа моря Лаптевых (Восточная Арктика) и проведено описание Притаймырской (северо-западная часть моря Лаптевых), Лаптевской (центральная часть моря Лаптевых), Гаккелевской (северная часть моря Лаптевых), Омолойской (восточная часть моря Лаптевых) и переходной Хатангской (юго-западная часть моря Лаптевых) структурно-формационных зон, приведена сейсмостратиграфическая характеристика шельфа моря Лаптевых. На основе полученных данных выявлены региональные несогласия и перерывы в осадконакоплении. По результатам исследования мы выделили основные геологические этапы эволюции региона исследования: платформенный (ранний-среднепалеозой), окраинно-континентальный (поздний палеозой), рифтовый (поздняя пермь–ранний триас), синеклизный (юра–неоком), рифтовый (поздний мел–палеоген–ранний миоцен), пострифтовый(миоцен–четвертичный). В эти этапы происходило формирование структурно-формационных и нефтегазоносных комплексов. В результате проведенного анализа выявлены предполагаемые перспективные нефтегазоносные комплексы в разрезах Притаймырской и Омолойской зон – палеозойский и мезозойский (i); переходной Хатангской зоне – палеозойский, мезозойский, палеоцен–эоценовый, олигоценовый и миоценовый (ii), Лаптевской зоны – мезозойский, палеоцен–эоценовый, олигоценовый и миоценовый (iii), Гаккелевской зоны – палеоцен–эоценовый, олигоценовый и миоценовый (iv). Проведено структурно-формационное районирование шельфа моря Лаптевых для уточнения и планирования геологоразведочных работ.

Ключевые слова: структурно-формационное районирование, структурно-формационные комплексы, Лаптевоморская рифтовая система, фундамент, шельф моря Лаптевых, перспективные нефтегазоносные комплексы, сейсмостратиграфическая характеристика, структурная модель, рифт хребта Гаккеля

DOI: 10.31857/S0016853X2204004X

ВВЕДЕНИЕ

Развитие Арктического шельфа России, освоение и наращивание его углеводородного потенциала неразрывно связаны с детальным изучением геологического строения всех шельфовых зон Циркумарктического региона. Одной из таких зон является шельф моря Лаптевых. Для оценки его ресурсного потенциала, определения направлений геологоразведочных работ и выбора местоположения морских скважин основными факторами являются мощность, структура и формационный состав осадочного чехла. Структурно-формационное районирование шельфа моря Лаптевых является одним из определяющих факторов для планирования геологоразведочных работ.

Для тектонических построений по шельфу моря Лаптевых проведено выделение в регионе крупных структурно-формационных комплексов, а именно – ряда осадочных формаций, образованных в течение одного тектоно-седиментационного цикла и связанных близостью литологического состава, условий залегания, тектонической нарушенности и эпигенетических изменений. Структурно-формационный комплекс составляет часть осадочно-породного бассейна, выделенную в подошве и кровле крупными стратиграфическими и структурными несогласиями, размывами, слагающими отдельную структурно-формационную зону. Под структурно-формационной зоной мы понимаем ареал распространения ассоциаций

пространственно и хронологически сопряженных геологических формаций, возникших в течение определенной стадии тектоно-магматического цикла [9].

Незначительные объемы глубокого бурения в северной части Сибирской платформы и отсутствие глубокого бурения на шельфе моря Лаптевых, объясняет тот факт, что ряд аспектов геологического строения тектонических структур и истории развития региона рассматриваются исследователями с различных позиций [22]. Стратификация осадочных комплексов и возраста складчатого основания шельфа моря Лаптевых остается в числе обсуждаемых проблем.

В период с 2011 г. по 2021 г. в процессе проведенных с нашим участием геологоразведочных работ на шельфе моря Лаптевых и северной части Сибирской платформы было получено более 30 тыс. км современных сейсмопрофилей МОВ ОГТ 2D. В нашей работе проанализированы результаты геологоразведочных работ, полученные производственными организациями АО "МАГЭ", АО "Росгеология" (АО "Севморнефтегеофизика, АО "Южморгеология") по итогам восьми федеральных проектов в Притаймырской, Таймыро-Североземельской, Омолойской, Цетральной, Оленекской и Евразийской частях моря Лаптевых.

Научно-тематические работы по проблемам геологического строения и оценки перспектив нефтегазоносности шельфа моря Лаптевых и северной части Сибирской платформы, выполненные в последние годы ФГБУ "ВНИИОкеангеология" (г. Санкт-Петербург, Россия), ФГУП "СНИИГГиМС" (г. Новосибирск, Россия), ФГБУ "ВНИГНИ" (г. Москва, Россия), ИНГГ СО РАН (г. Новосибирск, Россия), МГУ им. Ломоносова (г. Москва, Россия) имеют большую научную и практическую ценность и важные материалы были получены АО "Севморнефтегеофизика" (АО "СМНГ", г. Мурманск, Россия) по заказу Federal Institute for geosciences and natural resources (BGR, Hannover, Germany).

Целью нашей статьи является исследование фундамента и осадочного чехла моря Лаптевых и его типизация, проведение структурно-формационного районирования шельфа моря Лаптевых, объединяющее различные тектонические модели, которые эффективны для оценки разных зон Арктики, а также мы предлагаем модельную схему строения фундамента и осадочного чехла региона исследования.

СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕГИОНА ИССЛЕДОВАНИЯ

На шельфе моря Лаптевых датировка отражающих горизонтов и возрастной диапазон, заключенных между ними сейсмостратиграфических подразделений, неоднозначны.

Основным первичным материалом, который был анализирован при выполнении данной работы, являются сейсморазведочные разрезы МОГТ 2D на шельфе моря Лаптевых и северной части Сибирской платформы, а также данные глубокого бурения. Объем изученных и переинтерпретированных авторами сейсмических профилей составил 15000 пог. км. Использовались результаты бурения скважин Журавлиная, Центрально-Ольгинская, Анабаро-Хатангская 1,2,3, АСЕХ-302 и описание керна скважин Усть-Оленёкская-2370, Чарчыкская-1, Бурская-3410, Хастахская-930, Улаханская-2, Сындасская-201, Южно-Тигянская, Чайдахская-250.

Новые данные, полученные в ходе сейсморазведочных работ 2009–2019 гг. привели к появлению новых вариантов стратификации осадочного чехла [1, 2, 10, 12, 14, 15]. Была предпринята попытка осуществить привязку полученных данных к стратиграфической принадлежности отражающих горизонтов, выполненных разными исследователями, на основе выделения главных перерывов и тектонических событий, которые охватывают всю акваторию моря Лаптевых и прилегающих территорий п-ова Таймыр и Восточной Сибири [12, 15, 17–20, 33, 38–40] (рис. 1).

Осадочный бассейн моря Лаптевых характеризуется существенной изменчивостью состава и содержания осадочных формаций, а также гетерогенным фундаментом, изменяющимся на протяжении от прибрежных зон к глубоководным зонам. Западная и южная прибрежные зоны акватории моря Лаптевых являются продолжением Сибирской платформы с фундаментом архей–протерозойского возраста и мощным слабодеформированным осадочным чехлом рифей–палеозойско–мезозойских отложений [13].

В более мористых северных зонах (северная часть Хатангско-Лаптевоморской плиты [4]) под влиянием рифтинга в мелу–кайнозое континентальная кора и, соответственно, архей–протерозойский фундамент подвергался деструкции, разделяясь на фрагменты и блоки. Сейсмическими исследованиями подтверждена рифтовая модель строения моря Лаптевых с преимущественно мел–кайнозойским чехлом отложений [12, 17, 27].

Отложения осадочного чехла подстилаются промежуточным структурным этажом, представленным в различной степени нарушенными рифтовыми сбросами и растяжением палеозой–мезозойскими толщами (рис. 2). Фундамент северной глубоководной части моря Лаптевых представлен вулканитами океанического типа – это специфический рифтовый тип фундамента, перекрытого чехлом кайнозойских отложений [34]. Структурно-формационное райо-

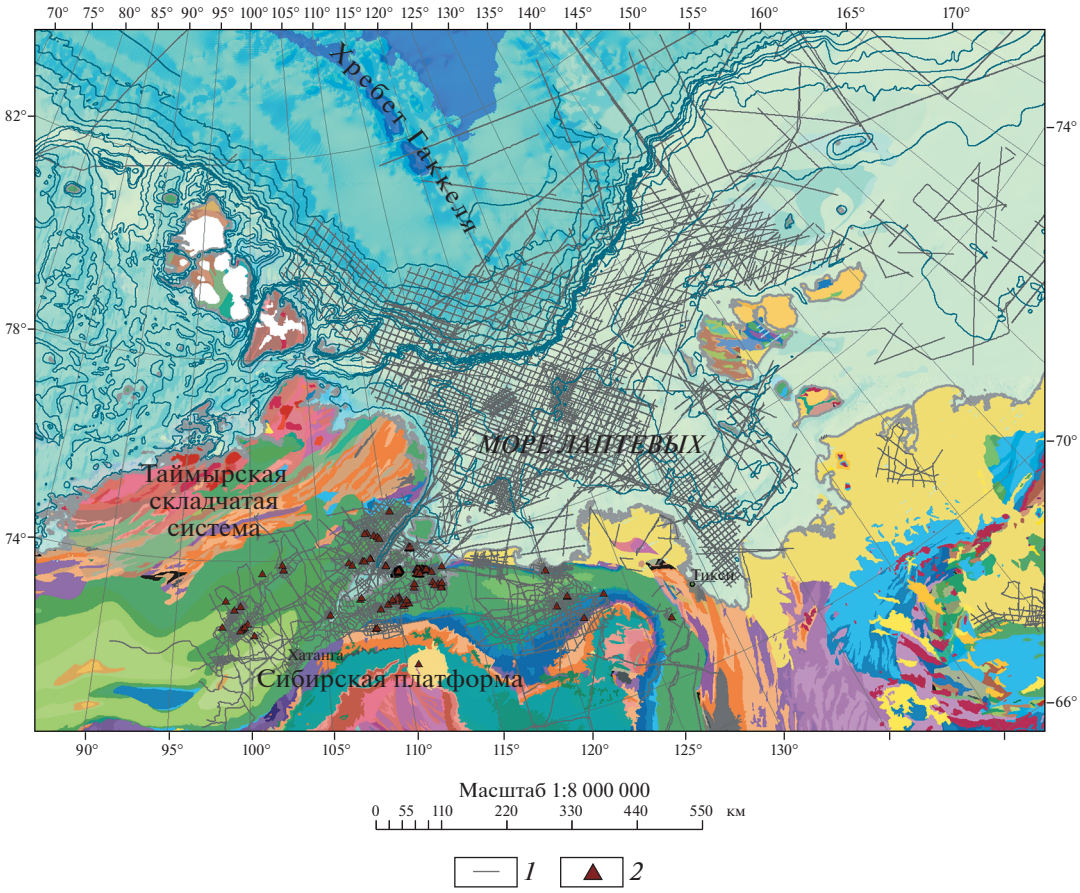


Рис. 1. Геологическая карта района исследования.
1 – сейсмические профили; *2* – скважины

нирование шельфа моря Лаптевых выполнено нами для объединения различных тектонических реконструкций, эффективных для оценки разных зон этой перспективной Арктической акватории. Предлагаемая схема районирования является одной из моделей строения осадочного чехла и фундамента региона.

Мы привлекаем следующие реконструкции строения осадочного чехла и тектонического строения моря Лаптевых, в которых:

– архейско–протерозойский фундамент Лаптевоморского шельфа отнесен к крупному блоку Сибирского кратона с древним осадочным чехлом рифейско–среднепалеозойско и верхнепалеозойско–нижнемелового и верхнемелового–четвертичного возраста [11, 16];

– в состав осадочного чехла включены отложения только верхнего мела–кайнозоя, залегающие на позднекиммерийском фундаменте [15, 16, 32, 38–40].

Нами проведен комплексный анализ полученного геологического и сейсмического материала и интерпретации, построены сейсмогеологические профили PT 1103, 1106, 1133, композитные профили A–A′ (профили 5109302-SWL1302-SWL1301) и B–B′ (профили 5109303-4012508-SWL1303) (рис. 3, рис. 4).

Данные профили наиболее полно отражают зону сочленения Хатангско-Лаптевоморской плиты и Сибирской платформы. Привязка отражающих горизонтов приведена по материалам геологических съемок материкового и островного обрамления шельфа моря Лаптевых, данных бурения глубоких скважин на севере Сибирской платформы [1]. Геологический разрез Сибирской платформы характеризуется следующими опорными горизонтами (см. рис. 3):

• Б (Го) – кровля паксинской или буолкалахской свит (баженовский горизонт, берриас, K_{1br});

• Ia (III) – кровля верхне-среднепалеозойского комплекса или доюрского основания (C_2-P-T_1, PZ_3);

• VI – кровля нижнепалеозойского комплекса (PZ_1);

• Xa – кровля протерозойского комплекса (Ar–Pr (?)).

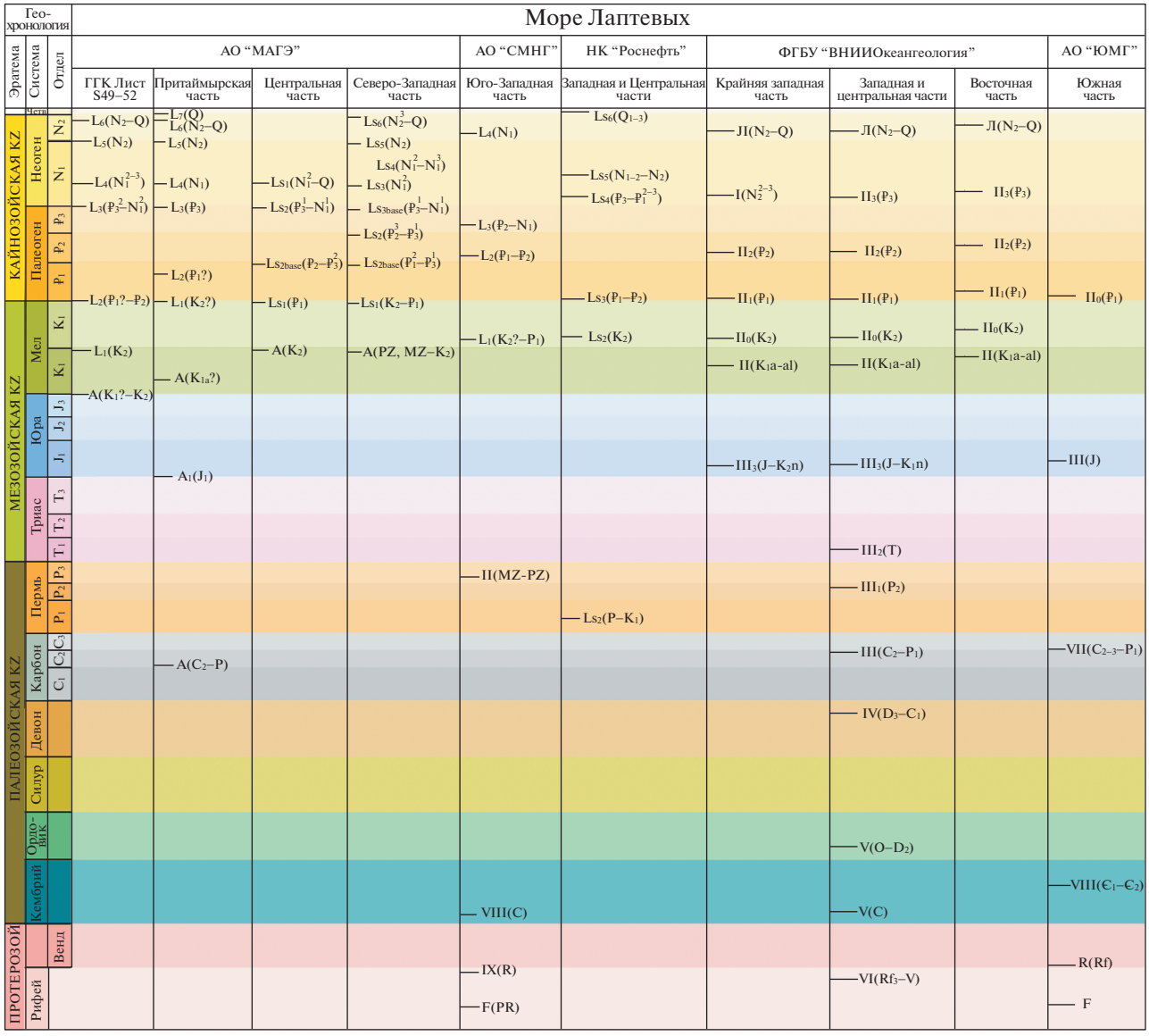


Рис. 2. Корреляция сейсмических отражающих горизонтов, выделенных по работам МОВ ОГТ на шельфе моря Лаптевых и северной части Сибирской платформы (по данным [23, 29, 30], с изменениями и дополнениями).

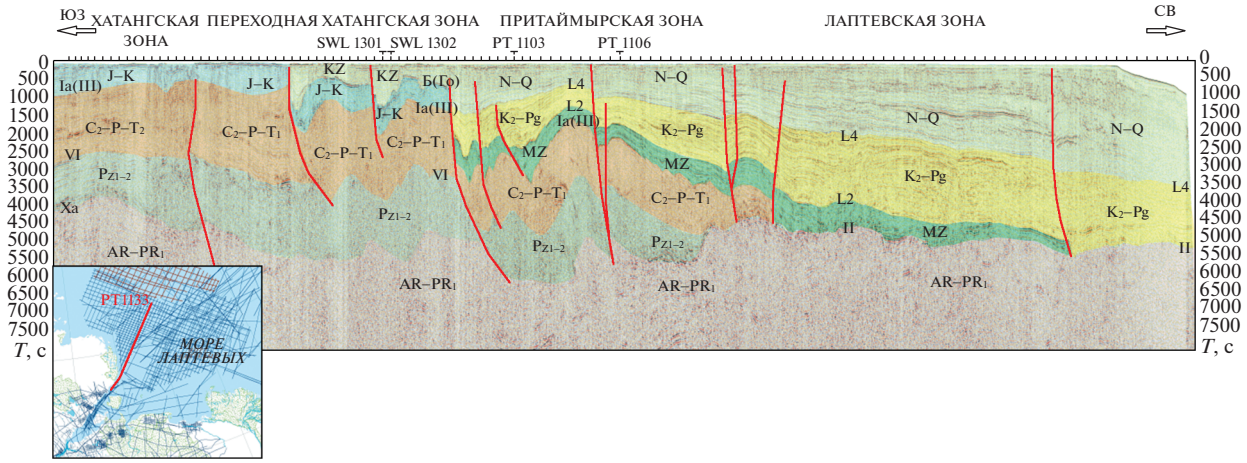


Рис. 3. Геолого-геофизический временнóй разрез по профилю PT 1133.

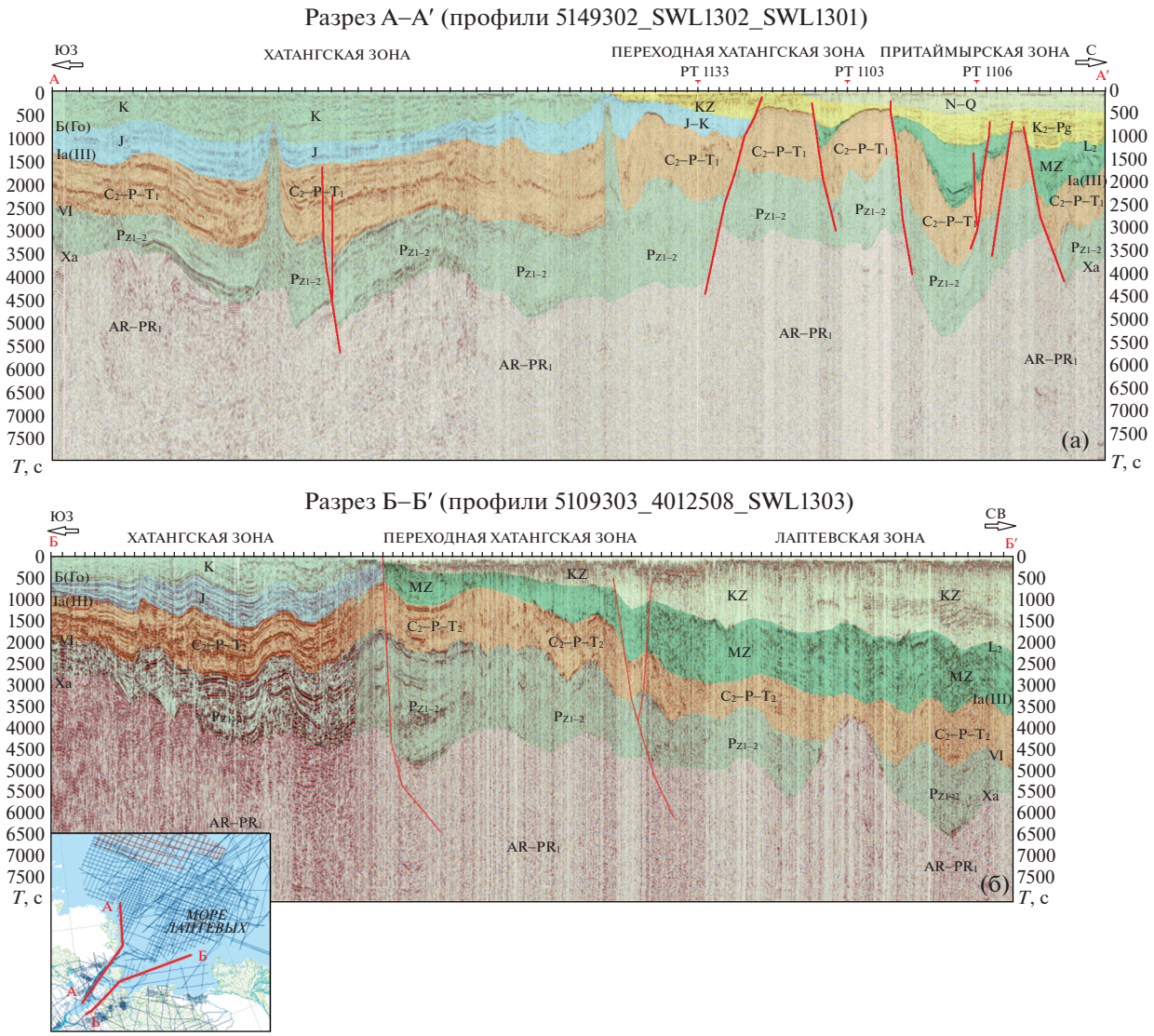


Рис. 4. Геолого-геофизические временны́е разрезы.
На врезке: композитные профили А–А′ и Б–Б′.
(а) – профили 5109302-SWL1302-SWL1301;
(б) – профили5109303-4012508-SWL1303.

Геологический разрез Хатангско-Лаптевоморской плиты характеризуется следующими горизонтами (см. рис. 3, см. рис. 4):

• II (Pz–Mz) – ОГ, связанный с поверхностью эрозионного несогласия в подошве среднекаменноугольно–пермских образований;

• L_2 (K_2–Pg) – рубеж позднего мела–кайнозоя;

• L_4 (N–Q) – ассоциируется с последней фазой крупнейшего предмиоценового эрозионного перерыва.

В зоне сочленения Сибирской платформы и Хатангско-Лаптевоморской плиты, выраженной Лено-Анабарской (Лено-Таймырской) зоной погребенных поднятий, выделяются те же горизонты, что и в пределах Сибирской платформы, но залегающие на большей глубине и характеризующиеся слабой динамической активностью.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ НЕСОГЛАСИЯ – ПЕРЕРЫВЫ В ОСАДКОНАКОПЛЕНИИ

В качестве возрастных границ нами были приняты рубежи наиболее значительных тектонических событий, установленных при анализе глобальных перестроек, и разрезов близлежащих территорий. С учетом корреляции сейсмических горизонтов МОВ ОГТ, проведенных компаниями АО “МАГЭ” (г. Мурманск, Россия), АО “Севморнефтегеофизика” (г. Мурманск, Россия), АО “Южморгеология” (г. Геленджик, Россия) на шельфе моря Лаптевых, данных бурения скважин

(ACEX-302) на хребте Ломоносова и в северной части Сибирской платформы (Усть-Оленёкская-2370, скв. Чарчыкская-1, Бурская-3410, Хастахская-930, Улаханская-2, Сындасская-201, Южно-Тигянская, Чайдахская-250, Анабаро-Хатангская-2 и другие скважины), установлены перерывы в осадконакоплении [32]. В северной части Сибирской платформы выделены перерывы в осадконакоплении на рубеже рифея и венда, предкембрийский перерыв, в предпермское время и нижний мел–кайнозой [28].

На шельфе моря Лаптевых выделены:

– перерыв осадконакопления в верхнемеловых образованиях;

– пред-среднемиоценовое несогласие;

– несогласие между миоценовыми и плиоценовыми отложениями;

– поверхность несогласия в четвертичных отложениях.

В регионе исследования нами выделено несколько значительных возрастных региональных перерывов в осадконакоплении. В северной части Сибирской платформы установлены следующие перерывы:

– пред-вендский;

– пред-кембрийский;

– пред-среднекаменноугольно–пермский;

–пред-юрский.

Пред-вендский перерыв характеризуется денудацией и размывом рифейских отложений, отложения венда залегают на рифейских отложениях с угловым несогласием.

Пред-кембрийский перерыв имеет зональный характер, кембрийские отложения перекрывают вендские без перерыва, однако вендский комплекс пород выклинивается на приподнятые блоки рифейских отложений.

Пред-среднекаменноугольно–пермский перерыв представлен поверхностью эрозионного среза в подошве каменноугольно–пермских образований, пермский комплекс залегает с размывом и угловым несогласием на различных по возрасту и составу отложениях кембрия, ордовика, силура и девона. В скважине Усть-Оленёкская-2370 вскрыты отложения ордовика–силура (под пермским горизонтом), в скважинах Чарчыкская-1, Бурская-3410 и Хастахская-930 вскрыты кембрийские отложения (под пермским горизонтом), при этом повсеместно отсутствуют отложения девона–карбона.

Пред-юрский перерыв представлен поверхностью несогласия в подошве юрских образований, с размывом и угловым несогласием, юрские отложения перекрывают разновозрастные нижележащие вулканогенные и осадочные породы.

На шельфе моря Лаптевых нами установлено, что перерыв в верхнемеловых образованиях является наиболее заметным и регионально распространенным горизонтом. Он представляет собой отчетливое эрозионное несогласие, которое выглядит как пенеплен на некоторых структурных поднятиях, и образует основу осадочного заполнения рифтовых бассейнов. Перерыв развился до основного эпизода растяжения в период кайнозоя после регионального поднятия и последующей сильной эрозии, и выветривания в период позднего мела и раннего палеоцена в районе моря Лаптевых.

Поверхность несогласия в апт–альбе определяется в волновой картине достаточно четко и уверенно.

Поверхность предсреднемиоценового несогласия ассоциируется с крупнейшим предмиоценовым эрозионным перерывом, зафиксированным скважинами M0002–M0004 на хребте Ломоносова [7]. Соотносится с несогласием, приуроченным к границе верхнего олигоцена–нижнего миоцена. Несогласие представляет собой резкое изменение в режиме осадконакопления в течение неогена.

Поверхность несогласия между миоценовыми и плиоценовыми отложениями и поверхность несогласия в верхнеплиоценовых отложениях, а также поверхность несогласия в четвертичных отложениях в акватории моря Лаптевых прослеживаются фрагментарно. Данные несогласия выделены на участках профилей в пределах Хатангско-Лаптевоморской плиты, то есть всего моря Лаптевых и являются динамически слабо выраженными горизонтами на значительной части площади (см. рис. 4).

Осадочный разрез шельфа моря Лаптевых характеризуется присутствием нескольких структурно-формационных комплексов, причем их положение существенно меняется от прибрежной (транзитной) зоны в глубоководные котловины Амундсена и Нансена. Для всех осадочных комплексов региона исследования, за исключением самого верхнего неоген–четвертичного, для большей части территории характерна высокая плотность тектонических нарушений сбросового типа и блоковая, наклонная деформированная, структура. Поэтому при отсутствии скважин в акватории моря Лаптевых имеющийся объем сейсмических данных оказался недостаточным для построения полнообъемной сейсмостратиграфической схемы строения осадочного чехла моря Лаптевых, сопоставимой по глубине проработки и детальности с аналогичными построениями, выполненными, например, в Баренцево-Карском регионе [16].

Тем не менее, проведенные исследования позволили разработать достаточно надежную основу для объективного расчленения разреза. В резуль-

тате интерпретации в пределах шельфовой части моря Лаптевых нами выделены пять зон с различным стратиграфическим и формационным объемом осадочного чехла:

– Притаймырская (северо-западная часть шельфа моря Лаптевых);

– переходная Хатангская (юго-западная часть шельфа моря Лаптевых);

– Лаптевская (центральная часть моря Лаптевых);

– Гаккелевская (в северной части Лаптевоморского бассейна);

– Омолойская (восточной части шельфа моря Лаптевых).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ШЕЛЬФА МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

Геологическое развитие шельфа моря Лаптевых неразрывно связано с геологией и тектоникой древней Сибирской платформы, Верхоянского и Южно-Таймырского складчатых поясов и Енисей-Хатангского рифта [1, 9, 47].

Полученный в последние годы объем данных сейсмических региональных профилей и построенные протяженные сейсмогеологические профили дают надежный современный фактический материал для анализа перспектив нефтегазоносности Арктики [24]. Изучение палеотектоники района проводилось нами с помощью восстановления палеоразрезов, полученных по результатам структурной реконструкции методом построения палеотектонических профилей выравнивания с приведением верхней границы осадочного разреза к заданному палеобатиметрическому профилю (метод палеотектонических профилей).

По полученным данным исследования эволюции региона, мы выделили шесть структурно-формационных комплексов, которые формировались на протяжении шести этапов, соответствующих аналогичному количеству структурных этажей (рис. 5):

– платформенный (ранний–средний палеозой);

– окраинно-континентальный (поздний палеозой);

– рифтовый (поздняя пермь–ранний триас),

– синеклизный (юра–неоком),

– рифтовый (поздний мел–палеоген–ранний миоцен);

– пост-рифтовый (миоцен–четвертичный).

В геологическом развитии седиментационного бассейна Лаптевоморского региона четко прослеживаются глобальные общие процессы тектогенеза и седиментогенеза. В разных зонах они выражены в разных объемах и масштабах. В типовых разрезах эти процессы отражаются коррелируемыми тектоно-седиментационными циклами формирования отложений, разделенных различными перерывами в осадконакоплении и соответствующих в основном байкальской, каледонской, герцинской, киммерийской и альпийской фазам тектогенеза [7] (рис. 6).

Платформенный этап (ранний–средний палеозой)

Ранне-среднепалеозойский платформенный и позднепалеозойский окраинно-континентальный седиментационные циклы представлены и изучены в разрезах обнажений и по керну глубоких скважин Таймырского палеозойского блока на западе региона [21, 29, 30]. Глубина залегания палеозойских отложений увеличивается от береговых выходов до 6–8 км под позднемезозойско–кайнозойскими толщами в акватории Лаптевых.

Ранне-среднепалеозойский этап соответствовал условиям карбонатный шельфовой платформы с галогенными формациями нижнего кембрия и крупными зонами нефтегазонакопления.

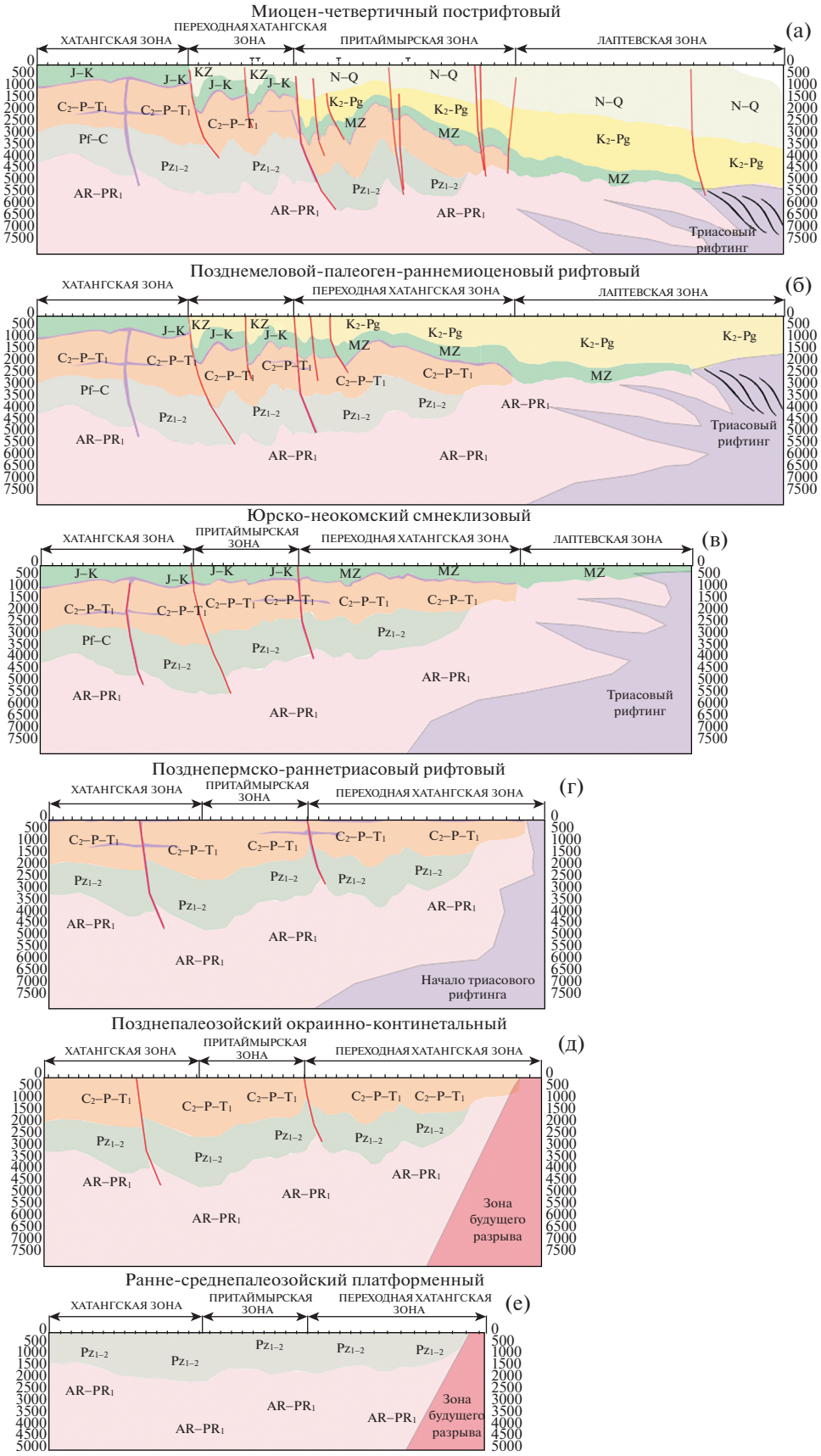
Окраинно-континентальный этап (поздний палеозой)

Позднепалеозойский окраинно-континентальный этап соответствовал обстановкам окраинно-континентального бассейна с формированием прибрежно-морских сероцветных терригенных, в том числе угленосных, реже красноцветных соленосных и доломитовых толщ, что было благоприятно для формирования эффективных природных резервуаров (см. рис. 6).

Рифтовый этап (поздняя пермь–ранний триас)

Позднепермско–раннетриасовый рифтовый этап выражен вулканогенно-осадочными толщами надграбеновых депрессионных зон, формировавшихся в условиях интенсивного погружения и лавинной седиментацией. В это время происходил процесс образования траппов Сибири, в Анабаро-Хатангском и Анабаро-Ленском авлакогенах накапливались терригенные толщи, неравномерно насыщенные вулканогенным материалом. На всей территории севера Сибирской платформы в это время существовал рифтогенный геоди-

Рис. 5. Палеогеологические профили по линии РТ 1133.
(а) – миоцен–четвертичный пострифтовый; (б) – позднемеловой–палеоген–раннемиоценовый рифтовый; (в) – юрско–неокомский синеклизный; (г) – позднепермско–раннетриасовый рифтовый; (д) – позднепалеозойский окраинно-континентальный; (е) – ранне-среднепалеозойский платформенный.


Миоцен-четвертичный пострифтовый
(а)
ХАТАНГСКАЯ ЗОНА
ПЕРЕХОДНАЯ ХАТАНГСКАЯ ЗОНА
ПРИТАЙМЫРСКАЯ ЗОНА
ЛАПТЕВСКАЯ ЗОНА
Триасовый рифтинг
Позднемеловой-палеоген-раннемиоценовый рифтовый
(б)
ХАТАНГСКАЯ ЗОНА
ПЕРЕХОДНАЯ ХАТАНГСКАЯ ЗОНА
ЛАПТЕВСКАЯ ЗОНА
Триасовый рифтинг
Юрско-неокомский смнеклизовый
(в)
ХАТАНГСКАЯ ЗОНА
ПРИТАЙМЫРСКАЯ ЗОНА
ПЕРЕХОДНАЯ ХАТАНГСКАЯ ЗОНА
ЛАПТЕВСКАЯ ЗОНА
Триасовый рифтинг
Позднепермско-раннетриасовый рифтовый
(г)
ХАТАНГСКАЯ ЗОНА
ПРИТАЙМЫРСКАЯ ЗОНА
ПЕРЕХОДНАЯ ХАТАНГСКАЯ ЗОНА
Начало триасового рифтинга
Позднепалеозойский окраинно-континетальный
(д)
ХАТАНГСКАЯ ЗОНА
ПРИТАЙМЫРСКАЯ ЗОНА
ПЕРЕХОДНАЯ ХАТАНГСКАЯ ЗОНА
Зона будущего разрыва
Ранне-среднепалеозойский платформенный
(е)
ХАТАНГСКАЯ ЗОНА
ПРИТАЙМЫРСКАЯ ЗОНА
ПЕРЕХОДНАЯ ХАТАНГСКАЯ ЗОНА
Зона будущего разрыва

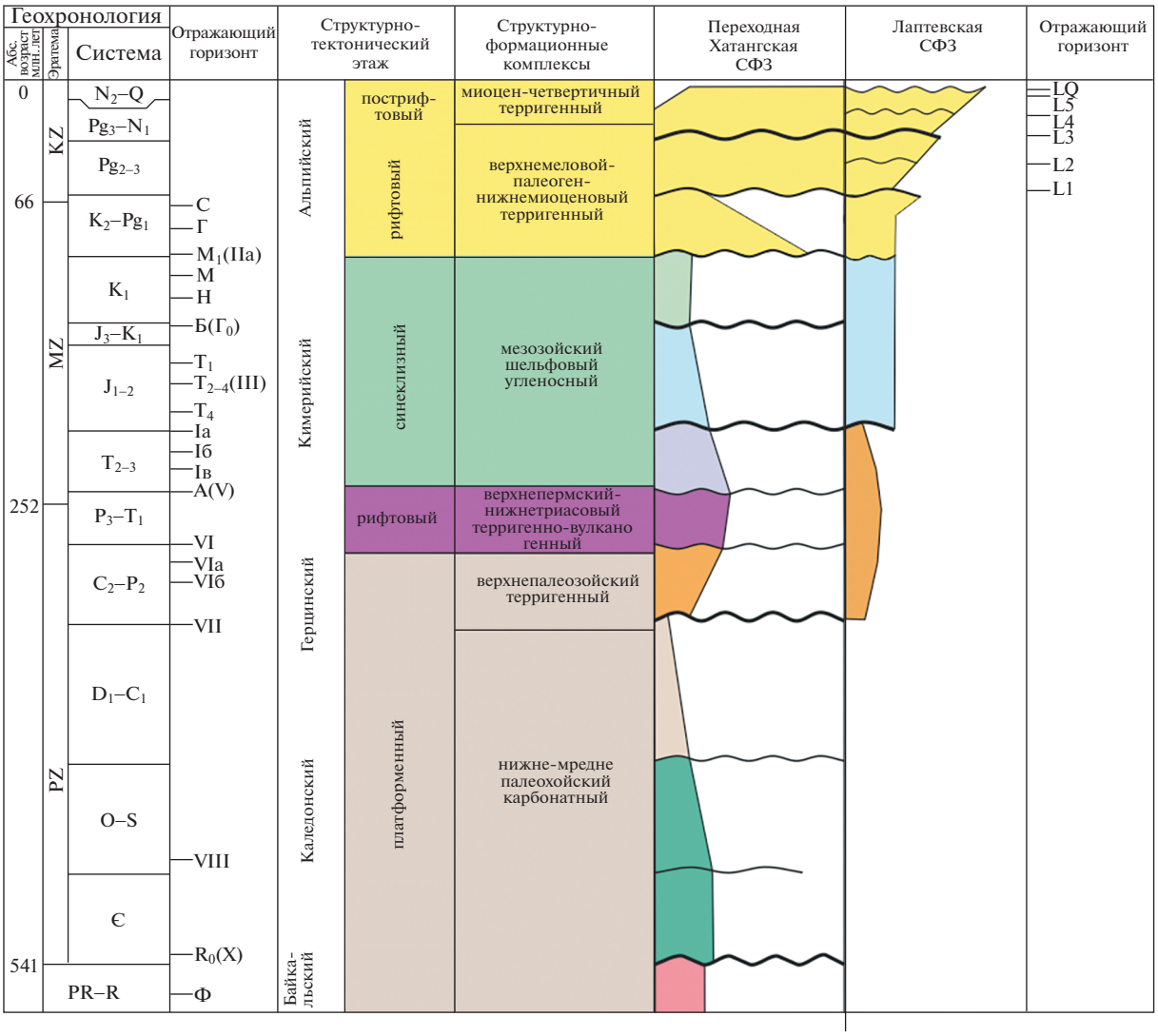


Рис. 6. Шкала тектонических и седиментационных событий, перерывов и структурно- формационных комплексов шельфа моря Лаптевых.
Обозначено: СФЗ – структурно-формационные зоны.

намический режим. Однако, доля вулканического материала в осадочной толще этого возраста по сравнению с Енисей-Хатангским прогибом была относительно невелика [14]. Здесь развивалась зона рассеянного спрединга (рифтового растяжения), которая привела не к разрыву целостности палеозойских комплексов, но к их региональному опусканию и накоплению в локальных авлакогенах мощных толщ терригенно-вулканогенных отложений.

Синеклизный этап (юра–неоком)

Юрско–неокомский синеклизный этап формирования терригенных и угленосных формаций отличался проявлением геодинамических процессов растяжения и деструкции континентальной коры. Отложения юры и мела образовали единую мегасеквенцию платформенного типа. Растяжение коры привело к прогибанию в пределах депрессионных зон ее поверхности и формированию мелководных бассейнов. Морские отложения начала раннего мела с многочисленной фауной глубокого и мелкого моря постепенно сменяются глинисто-алевритовыми осадками с растительным детритом, а затем и с линзами угля в прибрежно-морских фациях [13] (см. рис. 5).

Рифтовый этап (поздний мел–палеоген–ранний миоцен)

Позднемеловой–палеоген–раннемиоценовый рифтовый этап истории развития Лаптевоморского бассейна отличался новым интенсивным проявлением процессов рифтогенеза и соответствующих условий седиментации, связанных с

раскрытием Арктического океана, последующей стабилизации геодинамической обстановки, в том числе в зоне океанического срединного хребта Гаккеля (см. рис. 5).

Начальное проявление спрединга Гаккеля привело к отрыву от континентального блока Таймыра континентальных блоков островов Анжу (о. Большой Ляховский, о. Малый Ляховский), и их дрейфу в восточном направлении на расстояние до 300 км. В результате, сформировался обширный глубоководный Лаптевоморский бассейн между хребтом Гаккеля и континентальными блоками – Таймырским и островов Анжу. В удаленной от континента зоне, прилегающей к хребту Гаккеля, этот глубоководный бассейн залегает на коре океанического типа. На большей шельфовой части Лаптевоморского бассейна к югу от континентального склона, кайнозойский комплекс расположен на растянутых, разбитых листрическими сбросами мезозойских и палеозойских блоках фундамента, распространенных в пределах Лено–Анабарского и Анабаро–Хатангского прогибов прилегающей Сибирской платформы со свойственными им нефтегазоносными комплексами (см. рис. 4).

Таким образом, в пределах акватории моря Лаптевых в кайнозойское время произошло образование окраинно-континентального бассейна, отличавшегося геодинамической обстановкой интенсивного погружения дна и высокими скоростями седиментации терригенного материала в пределах серии линейных грабенов северо-западного простирания [12]. Грабены заполнены мощной толщей дельтовых (вероятно – палео-дельт р. Лена и р. Хатанга) и турбидитных фаций с присущими дельтам клиноформными толщами, сложенных алевро-псаммитовыми породами с хорошими коллекторскими свойствами.

Пост-рифтовый этап (миоцен–четвертичный)

Миоцен–четвертичный пострифтовый этап терригенной седиментации продолжается до настоящего времени (см. рис. 5). В современной структуре все элементы рифтовой системы моря Лаптевых перекрыты покровной толщей верхнемиоцен–четвертичных отложений мощностью от первых сотен метров до 1–1.2 км. Это свидетельствует о замедлении деструктивных процессов к позднему плиоцену и ослаблении пострифтового погружения на фоне усилившейся трансгрессии в начале четвертичного периода.

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ В СТРОЕНИИ ШЕЛЬФА МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

Новые сейсмические материалы и комплексная интерпретация сейсморазведочных данных позволили выделить в строении шельфа моря Лаптевых структурно-формационные зоны, которые характеризуются особенностями литологического состава и потенциальной нефтегазоносностью позднемеловых–кайнозойских отложений и неоднородным строением подстилающих комплексов (рис. 7).

В составе осадочного чехла шельфа моря Лаптевых по результатам комплексной интерпретации сейсмических профилей нами выделены шесть структурно-формационных комплексов, которые понимаются авторами как формационный ряд или ассоциация осадочных и вулканогенных пород, характеризующие определенную структуру или структурно-формационную зону:

– нижне-среднепалеозойский карбонатный (PZ_{1-2}),

– верхнепалеозойский терригенный (PZ_3),

– верхнепермско–нижнетриасовый терригенно-вулканогенный (P_3–T_1),

– мезозойский шельфовый угленосный (T_2–J–K_1),

– верхнемеловой и палеоген–нижнемиоценовый терригенный (K_2–N_1),

– миоцен–четвертичный терригенный (N_2–Q).

На границах структурно-формационных комплексов отмечаются длительные перерывы в осадконакоплении, фиксирующие тектоно-седиментационную цикличность (см. рис. 6). Состав и строение мезозойско–палеозойских отложений на шельфе моря Лаптевых сопоставимы с мезозойско–палеозойскими отложениями прилегающей материковой части.

Нижне-среднепалеозойский карбонатный комплекс (PZ_{1-2})

Данный комплекс состоит из преобладающих отложений шельфовой карбонатной платформы с разнообразными фациями известняков, доломитов, соленосных и карбонатно-терригенных пород [23]. На п-ове Таймыр и на Новосибирских островах отложения палеозоя представлены слабодислоцированными карбонатными породами, в том числе битуминозными кавернозными известняками нижнего девона в центре о. Котельный. На севере и северо-западе Анабарской антеклизы, палеозойские отложения представлены мукунской терригенной и билляхской карбонатной платформенными формациями, общая мощность которых не превышает 1700 м. В Хатангском заливе в отложениях нижнего-среднего палеозоя на сейсмических профилях выделяются горизонты эвапоритов с каменной солью, гипсами и ангидритами, которые образуют раздувы и диапировые структуры (см. рис. 4, а).

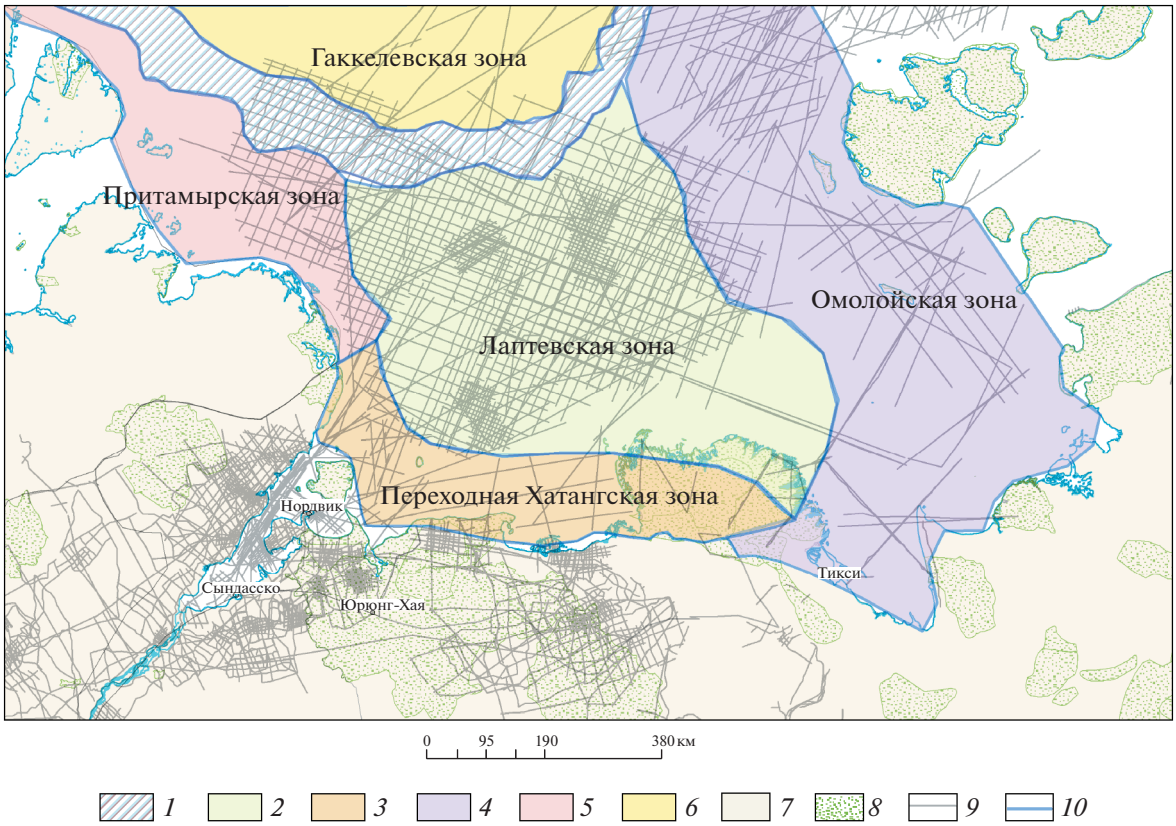


Рис. 7. Схема структурно-формационного районирования акватории шельфа моря Лаптевых и северной части Сибирской платформы.
1 – континентальный склон; *2–6* – зона: *2* – Притаймырская, *3* – Лаптевская, *4* – Гаккелевская, *5* – Омолойская, *6* – переходная Хатангская; *7* – суша; *8* – особо охраняемые природные территории; *9* – сейсмическое покрытие; *10* – береговая линия

Верхнепалеозойский терригенный комплекс (PZ_3)

Данный комплекс изучен в естественных выходах и вскрыт практически всеми глубокими скважинами на востоке п-ова Таймыр на берегах Анабарской губы и на северном склоне Анабарской антеклизы [19]. На Анабарской антеклизе верхнепалеозойский терригенный комплекс с размывом и часто с угловым несогласием залегает на терригенно-карбонатном комплексе верхнего протерозоя–нижнего-среднего палеозоя, а в погруженной зоне и на п-ове Таймыр отложения верхнепалеозойского терригенного комплекса постепенно сменяют терригенно-карбонатный комплекс. В основном – это терригенный комплекс (на определенных уровнях – угленосный) с чередованием морских и континентальных отложений, интрузиями долеритов (пермь), суммарная вскрытая мощность долеритов аномально высока на Сындасской площади и составляет 435 м.

Верхнепермско–нижнетриасовый терригенно-вулканогенный комплекс (P_3–T_1)

Проведенный анализ результатов бурения и описания обнажений на прилегающей суше показал, что пермотриасовые отложения представлены преимущественно мелководно-морскими и континентальными толщами, возможно, с прослоями туфов, базальтов и долеритов в триасовом интервале разреза [31]. Вулканогенно-трапповые толщи образованы в результате рифтинга. На западе оленёкский ярус становится осадочно-вулканогенным и существенно морским, а средне-верхнетриасовые отложения отличаются значительной латеральной изменчивостью и ритмичностью – данные отложения представлены морскими, прибрежно-морскими и редко континентальными осадками [2].

Мезозойский шельфовый угленосный комплекс (T_2–J–K_1)

Мезозойский шельфовый угленосный (T_2–J–K_1), как и палеозойские комплексы, распространен фрагментарно и в ~200-мильной морской зоне от побережья моря Лаптевых. Мезозойский комплекс, в пределах Анабаро-Хатангской седловины и Анабаро-Ленского прогиба, становится выдержанным, мощностью (от ~1 км редко до 2.5 км) – данный комплекс представлен в

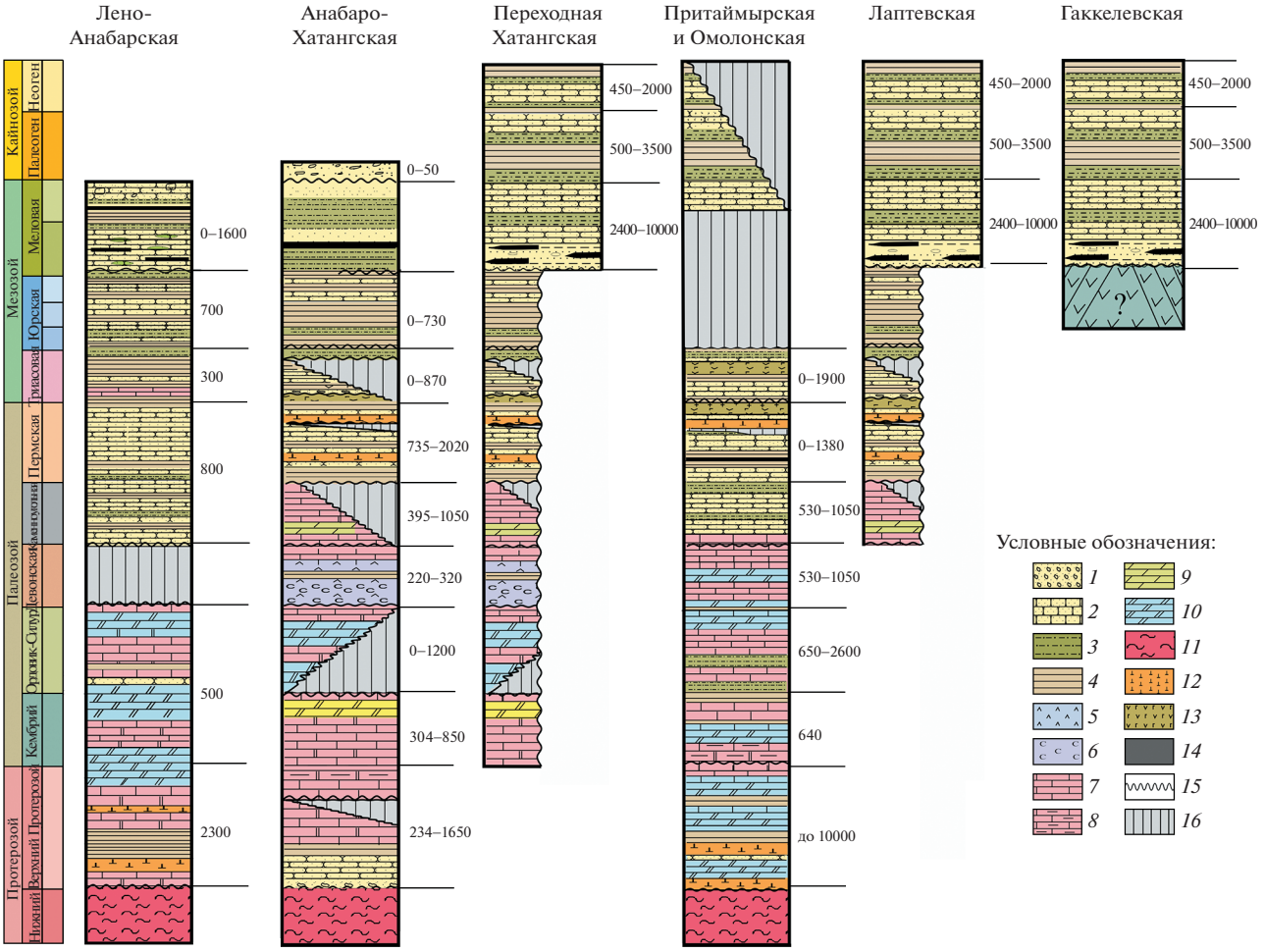


Рис. 8. Сводные литолого-стратиграфические разрезы структурно-формационных зон.
1 – пески, гравелиты; *2* – песчаник; *3* – алевролит; *4* – аргиллит, глины; *5* – ангидрит, гипс; *6* – соль; *7* – известняк; *8* – известняк глинистый; *9* – мергель; *10* – доломит; *11* – мигматит; *12* – пластовые интрузии и дайки долеритов; *13* – базальты, туффиты; *14* – уголь; *15* – региональные стратиграфические несогласия; ; *16* – отложения отсутствуют

основном прибрежно-морскими и континентальными терригенными, в том числе, угленосными формациями. Был сделан прогноз преимущественного развития на шельфе мелководно-морских песчано-глинистых образований, как и на п-ове Таймыр, так и на о. Котельный, но увеличенной мощности [23].

Верхнемеловой и палеоген–нижнемиоценовый терригенный комплекс (K_2–N_1)

Данный рифтогенный комплекс занимает большую часть площади Лаптевоморского бассейна. Общая мощность комплекса отложений достигает 5.5 км. Комплекс подстилается нижне-верхнемеловыми отложениями и перекрывает их с признаками размыва. Меловые отложения сложены конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями углей, меловые отложения Новосибирских островов имеют в своем составе также вулканиты различного состава и туфы. Палеогеновые отложения представлены переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов, редко с прослоями известняков и диатомитов.

Миоцен–четвертичный терригенный комплекс (N_2–Q)

Данный комплекс пострифтовой седиментации сложен терригенными толщами, представленными морскими и прибрежно-морскими песчано-глинистыми и глинистыми отложениями. В этом комплексе возможны качественные по фильтрационно-емкостным свойствам резервуары с литологическими и структурными, тектонически экранированными ловушками [31].

Новые, полученные нами сейсмические материалы и комплексная интерпретация сейсморазведочных данных, позволили выделить в строении

Лаптевоморского осадочного бассейна структурно-формационные зоны, которые имеют особенности литологического состава и характеризуются потенциальными нефтегазоносными комплексами (см. рис. 7, рис. 8).

ПЕРСПЕКТИВНЫЕ НЕФТЕГАЗОНОСНЫЕ КОМПЛЕКСЫ (ПНГК)

Прогноз и выделение перспективных нефтегазоносных комплексов (ПНГК) на шельфе моря Лаптевых основаны на результатах сейсмостратиграфических и сейсмогеологических исследований на акватории, а также на результатах бурения скважин в северной части Сибирской платформы. Мы выделили в зонах следующие перспективные нефтегазоносные комплексы:

– палеозойский (включая нижне-среднепалеозойский, верхнепалеозойский, и мезозойский под-комплексы, также может включать нижне-среднепалеозойский и верхнепалеозойский под-комплексы) в Хатангской, Притаймырской и Омолойской переходных зонах;

– мезозойский (включая палеоцен–эоценовый, олигоценовый и миоценовый под-комплексы) в Лаптевской зоне;

– палеоцен–эоценовый (включая олигоценовый и миоценовый под-комплексы) в Гаккелевской зоне.

Палеозойский ПНГК

Палеозойский ПНГК может включать два подкомплекса нижне-среднепалеозойский и верхнепалеозойский.

Нижне-среднепалеозойский под-комплекс. Нижне-среднепалеозойский под-комплекс представлен отложениями кембрия, ордовика, силура, девона и нижнего карбона. Вендские и кембрийские образования в его нижней части сложены выдержанными горизонтами конгломератов, гравелитов и песчаников, перекрываемых известняками, доломитами и мергелями. Обильные битумопроявления были отмечены в отложениях кембрийского возраста. Покрышкой для данного горизонта могут быть плотные, слабопроницаемые породы, встречающиеся от среднего кембрия до нижнего карбона.

Верхнепалеозойский под-комплекс представлен терригенными отложениями пермского возраста. Пермский нефтегазоносный комплекс (НГК) является региональным для севера Сибирской платформы. Содержит основную массу высоковязких нефтей на его платформенном крыле (северный склон Оленёкского поднятия). Основные резервуары связаны с терригенными горизонтами нижне- и верхнепермского возраста, представленными чередованием полимиктовых песчаников с пачками алевро-аргиллитовых пород. Основным флюидоупором комплекса является пачка туффитов и аргиллитов индского и оленёкского ярусов нижнего триаса.

Мезозойский ПНГК

Мезозойский перспективный нефтегазоносный комплекс представлен отложениями юры и мела. Коллекторские свойства нижнеюрских песчаников благоприятны для скопления залежей нефти, содержат многочисленные проявления в виде пятен и капель нефти на севере Сибирской платформы и могут иметь поисковое значение на глубоко погруженных площадях в переходной Хатангской зоне моря Лаптевых [8].

Меловой под-комплекс. Меловой под-комплекс выделен в составе верхнемелового сейсмокомплекса. Отложения подкомплекса достигают в центрах депрессий моря Лаптевых мощности 7–10 км. Нижняя часть под-комплекса сложена грубообломочными терригенными угленосными формациями. Верхняя часть сейсмического подкомплекса представлена более тонким обломочным материалом таким, как песчаник, алевролит, в меньшей степени – глины.

Палеоцен–эоценовый ПНГК

Палеоцен–эоценовый перспективный нефтегазоносный комплекс выделен в составе палеоцен–эоценового сейсмо-комплекса. Мощность комплекса изменяется от 500–1000 м на юго-западе до 2500–3500 м на северо-востоке региона исследования. Состав пород комплекса предположительно является терригенным. В нижней части в зоне развития палеоцен–эоценового сейсмического комплекса преобладают глинистые породы. В структуре палеоцен–эоценовых перспективных нефтегазоносных комплексах, мы полагаем, могут быть обнаружены литологически экранированные ловушки, связанные с предполагаемыми дельтовыми отложениями.

Олигоценовый под-комплекс. В объеме олигоценового перспективного нефтегазоносного подкомплекса формировались песчаники и алевролиты, которые могут рассматриваться как потенциальные коллекторские толщи. По результатам сейсмических исследований, толщи имеют регрессивно-трансгрессивный циклический тип разреза. В пределах таких типов разрезов, как правило, формируются пласты-коллекторы с удовлетворительными емкостными свойствами. Покрышки в циклических типах разрезов чаще всего имеют локальный, реже – зональный характер.

Миоценовый под-комплекс. Данный под-комплекс выделен в объеме миоценового сейсмокомплекса. Предположительно комплекс сложен терригенными песчано-глинисто-алевритовыми

породами. Большая роль здесь принадлежит глинистым отложениям, которые могут рассматриваться как флюидоупоры для коллекторов нижележащего палеоцен–эоценового перспективного нефтегазоносного комплекса.

В связи с тем, что кайнозойский этап дельтового заполнения котловины Лаптевоморского бассейна происходил на фоне продолжающегося горизонтального растяжения в субширотном направлении, что привело к формированию грабенного строения всех бортовых зон и, возможно, не создало дополнительные ловушки для углеводородов, но и нарушило, возможные – крупные, сводовые структуры. Поэтому, мы полагаем, наиболее перспективными для исследования нефтегазоносности, являются самые южные районы моря Лаптевых – Хатангская, Притаймырская и Омолойская зоны, удаленные от рифта хребта Гаккеля и в которых кайнозойские дельтовые резервуары сочленяются со ступенчато нарушенными верхнепалеозойско–мезозойскими блоками. Наименее перспективна Гаккелевская зона, расположенная в наиболее глубокой части моря Лаптевых.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ШЕЛЬФА МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

Ранее были разработаны и используются две реконструкции геологического строения шельфа моря Лаптевых:

– реконструкция включает древний осадочный чехол (рифейско–среднепалеозойский, верхнепалеозойско–мезозойский) и верхнемеловой–кайнозойский осадочный чехол, подстилаемый нормальным или нарушенным архейско–протерозойским континентальным фундаментом [19, 20];

– реконструкция включает молодой осадочный чехол (верхнемоловой–кайнозойский), подстилаемый позднекиммерийским фундаментом Верхояно-Колымской складчатой системы, при этом на севере и в Усть-Ленском и Омолойском рифтах осадочный чехол подстилается океанической корой (спрединговая модель) [4, 7, 15, 40].

В нашем моделировании данные реконструкции реализуются в разных частях моря Лаптевых, поэтому мы провели районирование всей акватории.

Традиционные тектонические подходы, основанные на районировании по возрасту фундамента, дают сложный трудно воспринимаемый коллаж тектонических элементов. Наиболее применимым для сравнительного тектонического и нефтегазогеологического анализа является выделение в разрезе крупных тектоно-седиментационных циклов, разделенных структурными несогласиями и перерывами в осадконакоплении.

В разработанной нами структурной модели установлена композиция структурно-формационных комплексов в составе осадочного чехла отдельных районов шельфа моря Лаптевых.

Главными тектоническими элементами моря Лаптевых являются хребет Гаккеля, продолжающий северную часть Срединно-Атлантического хребта, и Лаптевоморская рифтовая система. Лаптевоморская рифтовая система является связующим звеном между срединно-океаническим хребтом Гаккеля и континентальным Момским рифтом внутри крупной Верхоянской складчатой системы [4, 7]. Верхоянская и Южно-Таймырская складчатые системы испытали новейшее глобальное растяжение. В целом, западный субширотный триасовый рифт Енисей–Хатанги образует зону тройного сочленения с кайнозойскими рифтами Гаккеля и Момским. В более древнем Енисей-Хатангском рифте процесс растяжения продолжается и в настоящее время.

Основной объем >70% Лаптевоморского бассейна занимает верхний кайнозойский этаж пород терригенной седиментации, с локально распространенным в основании осадочного чехла верхнемеловым–палеоценовым комплексом мелководных морских отложений. Разрезы данного комплекса расположены в пределах, ограничивающих Лаптевоморский бассейн Таймырского блока на западе и Котельнического террейна на востоке [26]. Таймырский и Котельнический террейны образуют формационно близкие триасово–палеозойские блоки, незначительно перекрытые юрско–нижнемеловой толщей переходного к разрезам кайнозойской Лаптевоморской бассейновой седиментации.

Южную прибрежную зону Лаптевоморского бассейна составляет пассивная окраина Сибирской платформы с мощным (до 5 км) чехлом мезозойских преимущественно терригенных отложений и подстилающих венд–палеозойских карбонатно-терригенных неметаморфизованных отложений.

Северная глубоководная часть Лаптевоморского бассейна, по данным сейсмозаписи и выделяемых отражающих горизонтов, отличается постепенным сокращением мощности кайнозойского этажа, залегающего в структурно-формационной Гаккелевской зоне на вулканитах океанической коры (см. рис. 3).

Центральная часть Лаптевоморского бассейна перекрыта мощным осадочным чехлом дельтового происхождения. Возможно, именно этот мощный дельтовый привнос терригенного материала замедлил спрединг рифта хребта Гаккеля [36].

Региональные геодинамические реконструкции обычно сопровождаются существенными перемещениями палеоконтинентов, однако, при интерпретации региональных сейсмических про-

филей мы используем общий режим развития региона исследования в до пермо–триасовое (точнее – в дооленекское) время. Палеозойские формации и общие крупные перерывы и перестройки п-ова Таймыр, севера Сибирской платформы и островов Анжу свидетельствуют об их едином геотектоническом развитии. Единое геологическое строение о. Котельный и восточного окончания п-ова Таймыр свидетельствует о разрыве единой структуры, которая слагала о. Котельный и п-ов Таймыр, в результате континентального дрейфа (дрифта) блока островов Анжу на восток примерно на 300 км.

Первым критерием в разработанной нами структурной модели и основным структурообразующим процессом для районирования признается глобальный спрединг на севере региона с разрывом коры, которая имеет три типа:

– континентальный (Притаймырская, Переходная Хатангская и Омолойская зоны);

– переходный (Лаптевская зона);

– океанический (Гаккелевская зона).

Вторым критерием для модели районирования является определение набора структурно-формационных комплексов в осадочном чехле на основе региональных несогласий – подошва мел–кайнозойского рифтового этажа, подошва мезозойского синеклизного этажа, триасового рифтового этажа, подошва платформенного этажа (см. рис. 6).

Набор структурно-формационных комплексов дает полную картину строения отдельного этажа со своими особенностями тектоники, литологии и нефтегазоносности.

Третий критерий для моделирования – это континентальный склон, который является границей разрыва континентальной коры. Он также полностью контролирует развитие и распространение дельтовых комплексов.

Четвертый критерий – учет горизонтального разрыва структурно-формационных комплексов, вызванный спредингом в зоне тройного сочленения Енисей-Хатангского, Гаккеля, Момского рифтов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные новые сейсмические материалы и комплексная интерпретация сейсморазведочных данных позволили выделить в строении Лаптевоморского осадочного бассейна структурно-формационные зоны, в которые входят структурно-формационные комплексы, а зоны обладают характеристиками потенциальной нефтегазоносности палеозойско–мезозойских и позднемеловых–кайнозойских отложений (см. рис. 7, см. рис. 8). Нами были выделены следующие структурно-формационные зоны шельфа моря Лаптевых – Притаймырская, Гаккелевская, Лаптевская, Переходная Хатангская, Омолойская зоны.

Притаймырская зона (расположена в северо-западной части Лаптевоморского шельфа) и Омолойская зона (расположена в восточная части Лаптевоморского шельфа) включают следующие комплексы:

– нижне-среднепалеозойский карбонатный комплекс (PZ_{1-2});

– верхнепалеозойский терригенный комплекс (PZ_3);

– верхнепермско–нижнетриасовый терригенно-вулканогенный комплекс (P_3–T_1);

– мезозойский шельфовый угленосный (T_2–J–K_1) с маломощным чехлом мел–кайнозоя.

В Лаптевской зоне чехол образуют верхнемеловой и палеоген–нижнемиоценовый терригенный (K_2–N_1), миоцен–четвертичный терригенный (N_2–Q) комплексы, которые подстилаются промежуточным структурным этажом, представляющим собой в различной степени нарушенные рифтовыми сбросами палеозой–мезозойские отложения. Гаккелевская зона, расположенная в северной части Лаптевоморского бассейна, имеет океанический фундамент, чехол образуют верхнемеловой и палеоген–нижнемиоценовый терригенный (K_2–N_1), миоцен–четвертичный терригенный (N_2–Q) комплексы. Переходная Хатангская зона, расположенная в юго-западной части Лаптевоморского шельфа, включает следующие комплексы:

– нижне-среднепалеозойский карбонатный комплекс (PZ_{1-2});

– верхнепалеозойский терригенный комплекс (PZ_3);

– верхнепермско–нижнетриасовый терригенно-вулканогенный комплекс (P_3–T_1);

– мезозойский шельфовый угленосный (T_2–J–K_1);

– верхнемеловой и палеоген–нижнемиоценовый терригенный (K_2–N_1);

– миоцен–четвертичный терригенный (N_2–Q).

Для каждой структурно-формационной зоны шельфа моря Лаптевых составлены сводные литолого-стратиграфические разрезы (см. рис. 8).

Для сравнительного тектонического и нефтегазогеологического анализа шельфа моря Лаптевых применено выделение в разрезе крупных тектоно-седиментационных циклов и определено положение композиции структурно-формационных комплексов в составе осадочного чехла отдельных районов шельфа моря Лаптевых.

Проведенные исследования показали, что осадочный разрез моря Лаптевых имеет строение с разным сочетанием структурно-формационных

комплексов с различным литолого-формационным составом. В составе осадочного чехла шельфа моря Лаптевых по результатам комплексной интерпретации сейсмических профилей выделены шесть структурно-формационных комплексов (см. рис. 6):

– нижне-среднепалеозойский карбонатный (PZ_{1-2});

– верхнепалеозойский терригенный (PZ_3);

– верхнепермско–нижнетриасовый терригенно-вулканогенный (P_3–T_1);

– мезозойский шельфовый угленосный (T_2–J–K_1);

– верхнемеловой–палеоген–нижнемиоценовый терригенный (K_2–N_1);

– миоцен–четвертичный терригенный (N_2–Q).

При изучении распространения структурно-формационных комплексов на шельфе моря Лаптевых определено следующее:

• В северо-западной и восточной части Лаптевоморского шельфа распространены следующие комплексы:

– нижне-среднепалеозойский карбонатный (PZ_{1-2});

– верхнепалеозойский терригенный (PZ_3);

– верхнепермско–нижнетриасовый терригенно-вулканогенный (P_3–T_1);

– мезозойский шельфовый угленосный (T_2–J–K_1) с маломощным чехлом мел–кайнозойских отложений.

• В центральной части Лаптевоморского шельфа чехол образуют верхнемеловой и палеоген–нижнемиоценовый терригенный (K_2–N_1) и миоцен–четвертичный терригенный (N_2–Q) комплексы, которые подстилаются промежуточным структурным этажом, представляющим собой палеозой–мезозойские отложения, в различной степени нарушенные рифтовыми сбросами;

• В северной части Лаптевоморского бассейна океанический фундамент, чехол образуют верхнемеловой и палеоген–нижнемиоценовый терригенный (K_2–N_1), миоцен–четвертичный терригенный (N_2–Q) комплексы.

• В юго-западной части Лаптевоморского шельфа выделены следующие комплексы:

– нижне-среднепалеозойский карбонатный (PZ_{1-2});

– верхнепалеозойский терригенный (PZ_3);

– верхнепермско–нижнетриасовый терригенно-вулканогенный (P_3–T_1);

– мезозойский шельфовый угленосный (T_2–J–K_1);

– верхнемеловой и палеоген–нижнемиоценовый терригенный (K_2–N_1);

– миоцен–четвертичный терригенный (N_2–Q).

Такая существенная изменчивость состава осадочного чехла возникла в связи с тем, что Притаймырский, Хатангский и Омолойский бассейны моря Лаптевых соседствуют с палеозойским неметаморфическим комплексом Восточного Таймыра, палеозойско–мезозойскими комплексами Анабаро–Хатангской седловины, Лено–Анабарским бассейном Сибирской платформы и с мощным палеозойско–триасовым окраинно-континентальным складчатым Верхоянским поясом. Как показали наши данные по результатам проведенных работ на шельфе в Омолойском бассейне Верхоянский складчатый пояс может быть не метаморфическим, а осадочным с сохранением углеводородных систем. Близкое к тектонически различающимся структурам положение осадочного чехла приконтинентальных зон моря Лаптевых привело к развитию особенностей геологического развития осадочного чехла.

Генетическое разнообразие структур и структурно-формационных комплексов моря Лаптевых хорошо пролеживается во всей Циркум-Арктической зоне и делает возможными аналогии моря Лаптевых с нефтегазоносными шельфовыми зонами п-ова Аляска и дельты р. Маккензи. В этом отношении мористая часть дельты р. Лены является наиболее перспективной, поскольку в дельте происходит последовательное замещение палеозойских комплексов пермо–триасово–юрскими и далее, в море – кайнозойскими комплексами, что аналогично классическому разрезу газонефтяного месторождения открытого в 1968 г. близ поселения Прадхо-Бей на Аляске в США. Месторождение Прадхо-Бей расположено в заливе Прадхо моря Бофорта, в 320 км к востоку от мыса Барроу, залежи на глубине 0.75–3.2 км, месторождение входит в нефтегазоносный бассейн Северного клона Аляски [47].

Изучение истории развития региона и распространения структурно-формационных комплексов позволили выделить структурно-формационные зоны моря Лаптевых: Притаймырская, Гаккелевская, Лаптевская, Переходная Хатангская, Омолойская.

Для оценки ресурсного потенциала осадочного бассейна, определения направлений геологоразведочных работ основными факторами являются мощность, структура и формационный состав осадочного чехла. Поэтому выполненное структурно-формационное районирование Лаптевоморского бассейна предлагается в качестве базового для дальнейшего уточнения нефтегазогеологического районирования и главным основанием для разработки рекомендаций по плани-

рованию дальнейших геологоразведочных работ на шельфе моря Лаптевых.

ВЫВОДЫ

В результате проведенных работ по обобщению всех имеющихся геолого-геофизических данных, а также по материалам геологических съемок материкового и островного обрамления шельфа моря Лаптевых, данных бурения глубоких скважин на севере Сибирской платформы, мы пришли к следующим выводам.

1. В геологической истории шельфа моря Лаптевых установлены этапы развития, в течение которых формировались соответствующие структурно-формационные и перспективные нефтегазоносные комплексы:

– платформенный (ранне-среднепалеозойский);

– окраинно-континентальный (позднепалеозойский);

– рифтовый (позднепермско–раннетриасовый);

– синеклизный (юрско–неокомский);

– рифтовый (позднемеловой–палеоген–нижнемиоценовый);

– пост-рифтовый (миоцен–четвертичный).

2. На основе проведенных исследований выполнено структурно-формационное районирование акватории моря Лаптевых и выделено пять структурно-формационных зон:

– Притаймырская (северо-западная часть шельфа моря Лаптевых);

– Лаптевская (центральная часть моря Лаптевых);

– Гаккелевская (в северной части моря Лаптевых);

– Омолойская (восточная часть моря Лаптевых);

– переходная Хатангская (юго-западная часть моря Лаптевых).

3. В пределах выделенных структурно-формационных зон установлены структурно-формационные комплексы.

В разрезе осадочного чехла Притаймырской и Омолойской зон установлены комплексы с маломощным чехлом мел–кайнозойских отложений:

– нижне-среднепалеозойский карбонатный (PZ_{1-2});

– верхнепалеозойский терригенный (PZ_3);

– верхнепермско–нижнетриасовый терригенно-вулканогенный комплекс (P_3–T_1);

– мезозойский шельфовый угленосный (T_2–J–K_1).

В Лаптевской зоне чехол образуют:

– верхнемеловой–палеоген–нижнемиоценовый терригенный (K_2–N_1);

– миоцен–четвертичный терригенный (N_2–Q) комплексы.

Данные комплексы подстилаются промежуточным структурным этажом, представляющим собой палеозой–мезозойские отложения, нарушенные рифтовыми сбросами.

Гаккелевская зона имеет океанический фундамент, чехол образуют следующие комплексы:

– верхнемеловой–палеоген–нижнемиоценовый терригенный (K_2–N_1);

– миоцен–четвертичный терригенный (N_2–Q).

Переходная Хатангская зона включает комплексы:

– нижне-среднепалеозойский карбонатный комплекс (PZ_{1-2});

– верхнепалеозойский терригенный комплекс (PZ_3);

– верхнепермско–нижнетриасовый терригенно-вулканогенный комплекс (P_3–T_1);

– мезозойский шельфовый угленосный (T_2–J–K_1);

– верхнемеловой–палеоген–нижнемиоценовый терригенный (K_2–N_1);

– миоцен–четвертичный терригенный (N_2–Q).

4. Установлены перспективные нефтегазоносные комплексы (ПНГК) в следующих структурно-формационных зонах:

– палеозойский и мезозойский ПНГК в разрезе Притаймырской и Омолойской зонах;

– палеозойский, мезозойский, палеоцен–эоценовый, олигоценовый, миоценовый ПНГК в переходной Хатангской зоне;

– мезозойский, палеоцен–эоценовый, олигоценовый, миоценовый ПНГК в разрезе Лаптевской зоны;

– палеоцен–эоценовый, олигоценовый, миоценовый ПНГК в разрезе Гаккелевской зоны.

5. Проведенное исследование и разработанная нами структурная модель может послужить основой для дальнейшего поиска новых месторождений нефти и газа и планирования геологоразведочных работ на шельфе моря Лаптевых.

6. Рифтовое строение дна моря Лаптевых свидетельствует о том, что глобальный спрединг хребта Гаккеля как структуры Срединно-Атлантического рифта продолжается и на континент.

Благодарности: Авторы выражают глубокую благодарность генеральному директору ФГБУ “ВНИГНИ” к.г.-м.н. П.Н. Мельникову (ВНИГНИ, г. Москва, Россия) и первому заместителю генерального директора АО “Росгеология” д.г.-м.н. А.П. Афанасенкову (Росгеология, г. Москва, Россия) за предоставленную возможность использования фактического материала комплексных геолого-геофизических исследований АО “Росгео-

логия” (АО “Южморгеология”, АО “СМНГ”) и АО “МАГЭ”.

Авторы выражают благодарность специалистам С.И. Шкарубо, Т.А. Кирилловой, В.В. Шлыковой, Е.А. Фоминой (АО “МАГЭ”, г. Мурманск, Россия), Е.А. Васильевой, Е.П. Петрушиной (АО “СМНГ”, г. Мурманск, Россия), А.С. Горшковой С.В. Прокопцевой (АО “Южморгеология”, г. Геленджик, Россия), О.И. Супруненко, А.А. Черных, А.О. Алексеевой (ФГБУ “ВНИИОкеангеология”, г. Санкт-Петербург, Россия), проводившим комплексные геолого-геофизические исследования на шельфе моря Лаптевых.

Авторы благодарны анонимным рецензентам за полезные комментарии и признательны редактору за тщательное редактирование.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Афанасенков А.П., Обухов А.Н., Чикишев А.А., Шайдаков В.А., Бордюг А.В., Каламкаров С.Л.* О тектонике северного обрамления Сибирской платформы по результатам комплексного анализа геолого-геофизических данных // Геология нефти и газа. 2018. № 1. С. 7–27.
2. *Афанасенков А.П., Никишин А.М., Унгер А.В., Бордунов С.И., Луговая О.В., Чикишев А.А., Яковишина Е.В.* Тектоника и этапы геологической истории Енисей-Хатангского бассейна и сопряженного Таймырского орогена // Геотектоника. 2016. № 2. С. 23–42.
3. *Богданов Н.А., Хаин В.Е., Шипилов Э.В.* Система кайнозойских рифтов Восточной Арктики и ее возможное значение // ДАН. 1995. Т. 345. № 1. С. 84–86.
4. *Васильева Е.А.* Тектоническое строение зоны сочленения Лаптевоморского шельфа и Сибирской плиты (по данным сейсморазведочных работ МОВ ОГТ 2Д 2013–2014 гг.). – *Geomodel 2016.* – 10-ая конф. ЕАГЭ Санкт-Петербург, 11–14 апреля 2016 г. – (Спб.: ВИМС, 2016. Тез. докл.), 525 с.
5. *Васильева Е.А.* Геологическое строение зоны сочленение Лаптевоморского шельфа и Сибирской плиты // Разведка и охрана недр. 2016. № 12. С. 12–17.
6. *Верниковский В.А., Добрецов Н.Л.* Геодинамическая эволюция Северного Ледовитого океана и современные проблемы в геологических исследованиях Арктики // Вестн. РАН. 2015. Т. 85. № 5–6. С. 412–419.
7. *Грамберг И.С.* Система рифтогенных грабенов шельфа моря Лаптевых как недостающего звена рифтового пояса хребта Гаккеля-Момского рифта // Докл. АН СССР. 1990. Т. 311. № 3. С. 689–694.
8. *Грушевская О.В., Уварова И.В.* Анализ нефтегазоматеринских толщ юго-западной части шельфа моря Лаптевых и северной части Сибирской платформы // Вестн. ПермГУ. Сер. Геол. 2020. № 7. С. 34–44.
9. *Грамберг И.С., Иванов В.Л., Орлов В.П., Погребицкий Ю.Е.* Геология и полезные ископаемые России. – В кн.: *Арктические и Дальневосточные моря.* Т. 5 – *Арктические моря.* Кн. 1 – Под ред. И.С. Грамберга, В.Л. Иванова, Ю.Е. Погребицкого – СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. 468 с.
10. *Дараган-Сущова Л.А., Петров О.В., Дараган-Сущов Ю.И., Рукавишникова Д.Д.* Новый взгляд на геологическое строение осадочного чехла моря Лаптевых // Региональная геология и металлогения. 2010. № 41. С. 5–17.
11. *Драчев С.С.* Тектоника рифтовой системы дна моря Лаптевых // Геотектоника. 2000. № 6. С. 43–58.
12. *Дзюбло А.Д.* Нефтегазоносность и геолого-геофизические модели шельфа Российской Арктики и Дальнего Востока. – М.: НИУ, 2018. С. 221–223.
13. *Захаров В.А., Ким Б.М., Рогов М.А.* О возможном распространении верхнеюрских и нижнемеловых отложений на шельфе моря Лаптевых и перспективах их нефтегазоносности // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2013. № 5. С. 36–55.
14. *Казаис В.И.* Новая тектоническая модель северо-западной части Сибирской платформы по данным геофизического моделирования (технология СГММ) // Геология нефти и газа. 2006. № 5. С. 52–60.
15. *Кириллова-Покровская Т.А.* Разработка актуализированной геологической модели моря Лаптевых и сопредельных глубоководных зон для уточнения оценки его углеводородного потенциала // Разведка и охрана недр. 2017. № 10. С. 30–38.
16. *Ким Б.И., Евдокимова Н.К., Супруненко О.И. и др.* Нефтегеологическое районирование шельфа восточно-арктических морей России и перспективы их нефтегазоносности // Геология нефти и газа. 2007. № 2. С. 49–58.
17. *Конторович В.А., Калинин А.Ю., Калинина Л.М., Соловьев М.В.* Геологическое строение и сейсмогеологическая характеристика континентальной окраины Сибирской платформы и шельфа моря Лаптевых // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2020. Т. 15. № 4. С. 1–8.
18. *Конторович В.А., Конторович А.Э., Моисеев С.А., Соловьев М.В.* Структурно-тектоническая характеристика Лено-Анабарского региона // Геология нефти и газа. 2014. № 1. С. 76–84.
19. *Конторович В.А., Калинин А.Ю., Калинина Л.М., Соловьев М.В.* Сейсмогеологические модели и нефтегазоносность осадочных комплексов в арктических регионах Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции (Анабаро-Хатангская, Лено-Анабарская НГО) // Геология нефти и газа. 2019. № 5. С. 15–26.
20. *Конторович В.А., Конторович А.Э., Губин В.А., Зотеев А.М., Лапковский В.В., Малышев Н.А., Соловьев М.В., Фрадкин Г.С.* Структурно-тектоническая характеристика и модель геологического строения неопротерозойско-фанерозойских отложений Анабаро-Ленской зоны // Геология и геофизика. 2013. № 8. Т. 54. С. 1253–1274.
21. *Косько М.К., Бондаренко Н.С., Непомилуев В.Ф.* Государственная геологическая карта СССР м-ба 1 : 200000. – Серия Новосибирские острова. – Листы T-54-XXXI, XXXII, XXXIII; S-53-IV, V, VI; S-53-XI, XII; S-54-I, II, III; S-54-VII, VIII, IX, XIII, XIV, XV. – Объяснительная записка. – М.: Севморгеология, 1985. 162 с.
22. *Малышев Н.А., Никишин А.М., Драчев С.С.* Тектоническая история осадочных бассейнов россий-

ских арктических шельфов и сопредельной суши. – В кн.: *Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя*. – М.: ГЕОС, 2010. Т. 2. С. 19–23.

23. *Малышев Н.А., Бородулин А.А., Обметко В.В., Баринова Е.М., Ихсанов Б.И.* Формирование УВ-систем и прогноз нефтегазоносности шельфа моря Лаптевых. – Мат-лы конф. "*Нефть и газ арктического шельфа*". – Мурманский морской биологический институт, Мурманск, 12–14 ноября, 2008 г. – Мурманск: ММБИ КНЦ РАН, 2008. С. 32–37.
24. *Мельников П.Н., Скворцов М.Б., Кравченко М.Н., Агаджанянц И.Г., Грушевская О.В., Уварова И.В.* Итоги геологоразведочных работ на Арктическом шельфе России в период с 2014–2019 гг. и перспективы проведения работ на ближайшее время // Геология нефти и газа. 2019. № 6. С. 33–46.
25. *Никитин Б.А., Дзюбло А.Д.* Перспективы освоения газовых ресурсов шельфа Арктических морей // Вестн. газовой науки. 2017. № 4. С. 15–24.
26. *Полякова И.Д., Борукаев Г.Ч.* Прогноз нефтегазоносности Лаптевского шельфа // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2015. № 1. т. 10. С. 1–18.
27. *Петровская Н.А., Савишкина М.А.* Сопоставление сейсмокомплексов и основных несогласий в осадочном чехле шельфа Восточной Арктики // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2014. Т. 9. № 3. С. 1–26.
28. *Пронкин А.П., Савченко В.И., Ступакова А.В., Филипцов Ю.А., Шумский Б.В., ЮбкоВ.М., Перетолчин К.А., Прокопцева С.В.* Новые данные о геологическом строении и нефтегазоносности Хатангской мезовпадины и сопредельной акватории моря Лаптевых // Природные ресурсы Красноярского края. 2014. № 23. С. 57–62.
29. *Проскурнин В.Ф., Шкарубо С.И., Заварзина Г.А., Нагайцева Н.Н. и др.* Государственная геологическая карта Российской федерации. Масштаб 1 : : 1000000 (третье поколение). – Серия Лаптево-Сибироморская. – Лист S-50. – Усть-Оленёк. – Объяснительная записка. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2017. С. 31–49.
30. *Проскурнин В.Ф., Шкарубо С.И., Заварзина Г.А., Большиянов Д.Ю., Васильев Б.С. и др.* Государственная геологическая карта Российской федерации. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). – Серия Лаптево-Сибироморская. – Лист S-51, 52. – Оленёкский залив – дельта р. Лена. – Объяснительная записка. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2014. С. 5–33.
31. *Санникова И.А., Ступакова А.В., Сауткин Р.С.* Анализ палеозойских и мезо-кайнозойских углеводородных систем бассейнов Арктической окраины Восточно-Сибирской платформы. – В кн.: *Новые идеи в геологии нефти и газа-2017*. – Под ред. А.В. Ступакова – М.: Перо, 2017. С. 300–303.
32. *Скворцов М.Б., Дзюбло А.Д., Грушевская О.В., Кравченко М.Н., Уварова И.В.* Качественная и количественная оценка перспектив нефтегазоносности шельфа моря Лаптевых // Геология нефти и газа. 2020. № 2. С. 34–44.
33. *Старосельцев В.С.* Тектоническое и нефтегазогеологическое районирование южного побережья и прилегающего шельфа моря Лаптевых // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2012. Т. 11. № 3. С. 32–37.
34. *Ступакова А.В., Бордунов С.И., Сауткин Р.С., Суслова А.А., Перетолчин К.А., Сидоренко С.А.* Нефтегазоносные бассейны Российской Арктики // Геология нефти и газа. 2013. № 3. С. 30–47.
35. Тектоническая карта Арктики. – Под ред. О.В. Петрова, М. Пубелье – (ВСЕГЕИ/CGMW) – СПб.: ВСЕГЕИ, 2019. 72 с.
36. *Черных А.А., Гольмшток А.Я.* Грави-термическая модель прилаптевоморского окончания Евразийского бассейна // Вопросы геофизики. 2009. № 41. С. 62–79. (Уч. Зап. СПбГУ. 2009. Вып. 41).
37. *Шкарубо С.И., Заварзина Г.А.* Стратиграфия и характеристика сейсмических комплексов осадочного чехла западной части шельфа моря Лаптевых // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2011. Т. 6. № 2. С. 1–21.
38. *Backman J., Jakobsson M., Frank M. et al.* Age model and core-seismic integration for the Cenozoic Arctic Coring Expedition sediments from the Lomonosov Ridge // Paleoceanography. 2008. Vol. 23. No. 1. P. 1–15.
39. *Drachev S.S.* Laptev Sea: The NAD drill Sites // The Nansen Icebreaker (A newsletter from the Nansen Arctic Drilling Program). 1994. Vol. 1. No. 6. P. 7–11.
40. *Drachev S.S.* Tectonic setting, structure and petroleum geology of the Siberian Arctic offshore sedimentary basins. – Ed.by Spencer A.M et al., (Geol. Soc. Mem. London. 2011. Ch. 25), P. 369–394.
41. *Drachev S.S., Malyshev N.A., Nikishin A.M.* Tectonic history and petroleum geology of the Russian Arctic Shelves: An overview // Petrol. Geol. Conf. Series. 2010. Vol. 7. P. 591–619.
42. *Drachev S.S., Shkarubo S.I.* Tectonics of the Laptev Shelf, Siberian Arctic // GSA Spec. Publ. 2017. Vol. 460. No. 1. P. 263–283.
43. *Franke D., Hinz K., Oncken O.* The Laptev Sea Rift // Marin. Petrol. Geol. 2001. Vol. 18. No. 10. P. 1083–1127.
44. *Franke D., Hinz K., Oncken.* The Laptev Sea Rift // Marin. Petrol. Geol. 2001. Vol. 18. No. 10. P. 1083–112.
45. *Klett T.R., Pitman J.K.* Geology and assessment of undiscovered oil and gas resources of the Northwest Laptev Sea Shelf Province. – In: *The 2008 Circum-Arctic Resource Appraisal*, – Ed.by Thomas E. Moore, (U.S. Geol. Surv. Profes. Pap. No. 1824. 2017. Ch. S), P. 1–13.
46. *Nikishin A.M., Malyshev N.A., Petrov E.I.* Geological structure and history of the Arctic Ocean. – Ed. by D.B. Houten, (EAGE Publ., The Netherlands. 2014), P. 88–88.
47. *Nikishin A.M., Petrov E.I., Malyshev N.A., Ershova V.P.* Rift systems of the Russian Eastern Arctic shelf and Arctic deep water basins: link between geological history and geodynamics //Geodynam. Tectonophys. 2017. Vol. 8. No. 8. P. 11–42.
48. *Nikishin A.M., Ziegler P.A., Abbott D., Brunet M-F., Cloetingh S.* Permo-Triassic intraplate magmatism and rifting in Eurasia: implications for mantle plumes and mantle dynamics // Tectonophysics. 2002. Vol. 351. No. 2. P. 3–3.
49. *Piskarev A., Poselov V., Kaminsky V.* Geologic structures of the Arctic Basin. – NY: Springer, 2019. 380 p.

Structural-Formational Zoning of the Laptev Sea Shelf (Eastern Arctic)

A. D. Dzyublo[a], O. V. Grushevskaya[b, *], A. N. Obukhov[b], A. Y. Makarova[a]

[a]*Gubkin Russian State University of Oil and Gas (National University), bld. 65, Leninskiy Prosp., 119991 Moscow, Russia*
[b]*All-Russian Geological Research and Development Oil Institute, bld. 36, Sh. Entuziastov, 105118 Moscow, Russia*
**e-mail: grushevskaya@vnigni.ru*

In our research, the structural-formational zoning of the Laptev Sea shelf (Eastern Arctic) was performed, and description of the Taimyr (northwestern part of the Laptev Sea), Laptev (central part of the Laptev Sea), Gakkel (northern part of the Laptev Sea), Omoloy (eastern part of the Laptev Sea) and transitional Khatanga (southwestern part of the Laptev Sea) structural-formational zones, and the seismostratigraphic characteristics of the Laptev Sea shelf were given as well. Based on the data obtained, regional unconformities and interruptions in sedimentation were revealed. The main geological stages of evolution of the study region were identified as follows: platform (Early-Middle Paleozoic), marginal–continental (Late Paleozoic), rift (Late Permian-Early Triassic), syneclise (Jurassic-Neocomian), rift (Late Cretaceous-Paleogene)–Early Miocene), post-rift (Miocene–Quaternary). During these stages, structural-formation and promising oil and gas complexes were being formed. As a result of the analysis, the proposed promising oil and gas complexes were identified in the sections of the Pritaymyr and Omoloic zones – Paleozoic and Mesozoic (I); the Khatanga transition zone – Paleozoic, Mesozoic, Paleocene–Eocene, Oligocene and Miocene (II), the Laptev zone – Mesozoic, Paleocene–Eocene, Oligocene and Miocene (III), the Gakkel zone – Paleocene–Eocene, Oligocene and Miocene (IV). The structural and formation zoning of the Laptev Sea shelf was carried out to clarify and plan geological exploration.

Keywords: structural-formational zoning, structural-formational complexes, the Laptev Sea rift system, basement, the Laptev Sea shelf, prospective oil and gas bearing complexes, seismostratigraphic characterics, reconstruction, the Gakkel Ridge rift

EDN: SNEGOF
ГЕОТЕКТОНИКА, 2022, № 4, с. 76–91

УДК 551.24,550.93

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ПАЛЕОЗОЙСКОГО ТАННУОЛЬСКОГО ТЕРРЕЙНА ТУВЫ В МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ ПО ДАННЫМ ТРЕКОВОЙ ТЕРМОХРОНОЛОГИИ АПАТИТА

© 2022 г. Е. В. Ветров[1, 2, *], J. De Grave[3], Н. И. Ветрова[1]

[1]*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, д. 3, просп. Академика Коптюга, 630090 Новосибирск, Россия*

[2]*Новосибирский государственный университет, д. 1, ул. Пирогова, 630090 Новосибирск, Россия*

[3]*Ghent University, bld. 281/S8, Krijgslaan, B-900 Ghent, Belgium*

**e-mail: vetrovggdnsu@yandex.ru*

Поступила в редакцию 19.04.2022 г.
После доработки 18.05.2022 г.
Принята к публикации 04.07.2022 г.

Таннуольский террейн Тувы, расположенный в северной части Центрально-Азиатского складчатого пояса, сформировался в результате островодужных и аккреционно-коллизионных событий в раннем палеозое. Дальнейшая тектоническая эволюция террейна связана с многократной реактивацией крупных, преимущественно сбросовых, разломных структур. В среднем палеозое растяжение кристаллического фундамента Таннуольского террейна привело к активному подъему базитовых расплавов по разрывным нарушениям на поверхность и формированию субщелочных магматических пород. Мезозойские и кайнозойские магматические комплексы в пределах Таннуольского террейна неизвестны, поэтому развитие тектонической истории террейна в мезозое и кайнозое возможно рассматривать только по осадочной летописи, сохранившейся в мезозойских межгорных впадинах Тувы и соседнем кайнозойском Убсунурском бассейне. Однако, этой геологической информации недостаточно для исчерпывающего рассмотрения тектонического режима региона исследования, при этом отсутствуют подтверждения современными прецизионными методами. Понимание тектонической эволюции Таннуольского террейна в мезозое–кайнозое не представляется возможным без анализа данных низкотемпературной термохронологии для пород кристаллического фундамента. В нашем исследовании проведен трековый анализ апатита из раннепалеозойских гранитоидов Таннуольского террейна для выявления этапов активизации и тектонической стабильности с привязкой к абсолютной временнóй шкале. Нами были получены 12 проб, для которых проведено трековое датирование апатитов. Проведенный анализ показал широкий диапазон возрастов от 83.4 ± 4.7 млн лет (поздний мел) до 35.5 ± 2.2 млн лет (поздний эоцен) при вариации значений средней трековой длины от 11.4 до 12.3 мкм. Моделирование термальной истории фундамента Таннуольского террейна, основанное на этих данных, позволило выявить три этапа тектонической активизации различной природы и интенсивности, разделенные этапами тектонического покоя, за последние ~185 млн лет: (i) ~185–135 млн лет (юра–меловой); (ii) ~90–35 млн лет (мел–палеогеновый); (iii) ~15–0 млн лет (неоген–четвертичный).

Ключевые слова: Центрально-Азиатский складчатый пояс, Таннуольский террейн, тектонические этапы, денудация, мезозой, кайнозой, трековый анализ апатита, термотектоническое моделирование

DOI: 10.31857/S0016853X22040099

ВВЕДЕНИЕ

Таннуольский террейн расположен в северной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). ЦАСП простирается от Северного Китая и Тарима на юге до Сибирского и Восточно-Европейского кратонов на севере и представляет собой один из крупнейших фанерозойских аккреционных орогенов в мире [49, 56]. Структуру ЦАСП можно рассматривать как сложный коллаж различных террейнов – фрагментов микроконтинентов, островодужных и аккреционных комплексов, которые были совмещены в ходе нескольких палеозойских аккреционно-коллизионных событий в связи с закрытием Палео-Азиатского океана [54–56]. Окончательное совмещение различных террейнов ЦАСП произошло в перми и сопровождалось значительной (пост)коллизионной тектономагматической активностью [54, 55].

В течение мезозоя и кайнозоя отдельные сегменты ЦАСП периодически были реактивированы

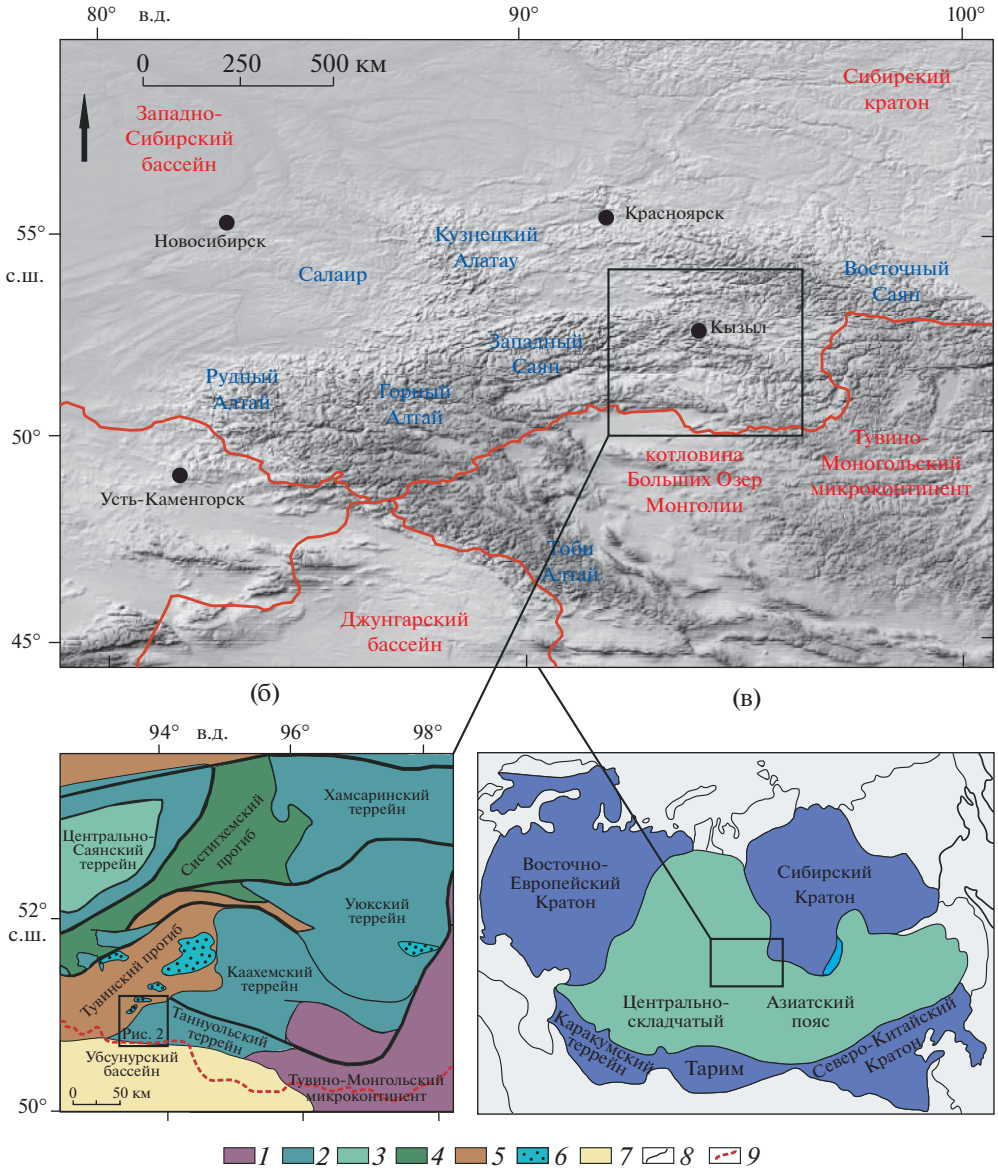


Рис. 1. Обзорная тектоническая карта-схема положения региона исследования (по данным [17], с исправлениями и дополнениями).
(а) – цифровая модель рельефа (по данным SRTM [59], проекция WGS84) северной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП); (б) – Тувинский сегмент ЦАСП; (в) – Центрально-Азиатский складчатый пояс.
1 – микроконтиненты и составные террейны с позднедокембрийским–палеозойским чехлом; *2* – островодужные террейны; *3* – турбидитовые террейны; *4* – комплексы раннепалеозойских бассейнов; *5* – комплексы позднепалеозойских бассейнов; *6* – мезозойские отложения; *7* – кайнозойские отложения; *8* – разрывные нарушения; *9* – государственная граница

в ответ на тектонические события на восточной и южной окраинах Евразии. Таким образом, в результате крупномасштабной реактивации структур ЦАСП в современном рельефе преобладают внутриконтинентальные горные хребты (в основном состоящие из домезозойского кристаллического фундамента, сложенного докембрийскими и палеозойскими породами), разделенные межгорными впадинами и бассейнами, для которых характерны, главным образом, мезозойско–кайнозойские осадочные отложения. Кристаллические породы фундамента, как и мезозойско–кайнозойские отложения, содержат запись тектонических процессов, определивших многолетнюю эволюцию ЦАСП после финальных аккреционно-коллизионных событий (рис. 1).

Одним из современных высокоточных методов, доступных для извлечения геологической информации в течение последних ~200–150 миллионов лет, является используемая нами в исследовании

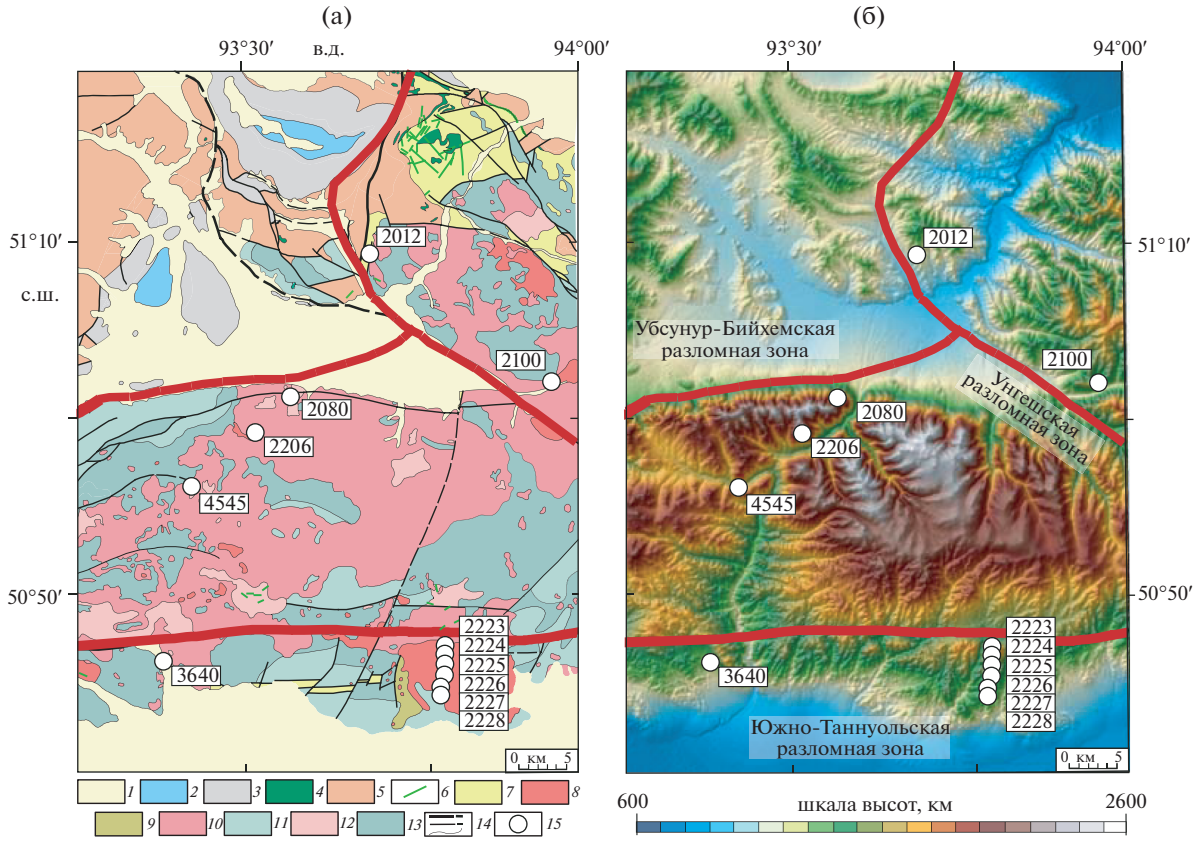


Рис. 2. Область тектономагматических событий в пределах Таннуольского террейна – Южно-Таннуольская, Унгешская и Убсунур-Бийхемская разломные зоны.
(а) – геологическая карта центральной части Таннуольского террейна (по [8], с дополнениями); (б) – цифровая модель рельефа (по данным [57], проекция WGS84).
Показаны (линия красным) разломные зоны Таннуольского террейна.
1–2 – отложения: *1* – кайнозойские, *2* – юрские; *3* –карбоновые терригенные породы; *4–6* – девонские: *1* – силлы и штоки, *5* – вулканогенные и осадочные породы, *6* – базитовые дайки; *7*–силурийские осадочные породы; *8–9* – средне-позднеордовикские пост-коллизионные: *8* – гранитоиды, *9* – вулканиты, *10* – средне-позднекембрийские аккреционно-коллизионные гранитоиды; *11–13* – раннекембрийские островодужные: *11* – вулканиты (заключительного этапа), *12* –гранитоиды, *13* – вулканиты (начального этапа); *14* – геологические границы: *а* – главных разломов, *б* – второстепенных разломов, *в* – между геологическими подразделениями; *15* – места отбора проб

трековая термохронология апатита (ТТА). Диапазон температур для отжига треков спонтанного деления U^{238} в апатите установлен в пределах ~60–120°C [53].

Согласно геотермальному градиенту ~25°C/км, характерному для складчатых поясов [14], этот диапазон температур соответствует глубине от 2.4 до 4.8 км (верхняя кора). Такая температурная чувствительность способна уловить даже малоамплитудные тектонические движения. В нашем исследовании мы провели трековый анализ апатита с последующим численным моделированием термальной истории для раннепалеозойских гранитоидных пород Таннуольского террейна с целью детально раскрыть мезозойско–кайнозойские тектонические события в пределах северного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса и сопоставить их с эволюцией смежных межгорных впадин и бассейнов.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Формирование и развитие Таннуольского террейна в палеозое

Таннуольский террейн сложен раннепалеозойскими комплексами магматических пород, формировавшихся в различных геодинамических условиях – островодужных, коллизионных, постколлизионных. Многочисленные тектономагматические события в пределах Таннуольского террейна связаны с заложением и реактивацией крупных разломных зон, представляющих собой сбросы и сбросо-надвиги (Южно-Таннуольская, Унгешская и Убсунур-Бийхемская разломные зоны) [10] (рис. 2).

В начальные этапы раннего кембрия северные регионы ЦАСП представляли собой обширную островодужную систему с приуроченными к ней окраинными бассейнами [1, 3, 19, 25]. В это время происходило заложение Таннуольского террей-

на, связанное с формированием островодужных вулканитов и комагматичных гранитоидных и базитовых интрузий [7]. На заключительном этапе раннекембрийского развития Таннуольского террейна происходила субаквальная вулканическая деятельность, сопровождаемая формированием небольших рифовых банок в теплом мелководном бассейне.

На границе кембрия и ордовика произошло закрытие окраинноморских бассейнов, амальгамация и поэтапная аккреция островодужных террейнов к Сибирскому кратону, а затем – коллизия с докембрийскими микроконтинентами, что привело к наиболее интенсивным деформациям сформированных к этому времени палеоструктур в северных регионах ЦАСП [2]. В это время для Таннуольского террейна, как и для соседних террейнов Тувы, Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна, характерны интенсивные проявления аккреционно-коллизионного преимущественно гранитоидного магматизма [1, 8, 22]. Следствием этих процессов явились гранитизация, относительная консолидация земной коры и воздымание территории северных регионов ЦАСП.

Менее проявленными, однако, не менее важными для тектонической эволюции Таннуольского террейна были магматические события в среднем палеозое (девон-каменноугольный период). В раннем девоне значительные тектономагматические процессы проявлялись по всей южной окраине Сибирского кратона в условиях рифтогенеза и разнонаправленной субдукции, что привело к формированию протяженного постаккреционного вулкано-плутонического пояса по окраинам бассейнов Палео-Азиатского океана [9, 26, 49].

В девон–каменноугольное время возникли рои базитовых штоков, силлов и даек, фиксирующих крупноамплитудное вертикальное и горизонтальное растяжение кристаллического фундамента Таннуольского террейна и активный подъем расплавов на поверхность [51]. Формирование этих основных плутонических тел также сопровождалось экструзией субщелочных лав, варьирующих по составу от базальтов до риолитов [23].

Мезозойские межгорные впадины такие, как Актальская, Онкажинская, Улугхемская и кайнозойский Убсунурский бассейн, расположены в непосредственной близости от Таннуольского террейна и содержат геологическую информацию о тектоническом режиме этого террейна на протяжении мезозоя и кайнозоя (см. рис. 1).

Развитие межгорных впадин в мезозое

В юрско–меловое время в северных регионах ЦАСП происходила активная перестройка тектонического режима, в результате чего формировались межгорные мезозойские впадины, наложенные на палеозойские террейны. Севернее Таннуольского террейна известна серия мезозойских впадин (см. рис. 1, б). Одной из крупнейших мезозойских впадин, сохранивших осадочную летопись, является Улугхемский бассейн, расположенный в 25–30 км к северу от Таннуольского террейна. Разрез мезозойских отложений Улугхемского бассейна показан на рис. 3.

В основании разреза Улугхемской впадины залегают раннеюрские отложения межегейской свиты. Для свиты, представленной гравием и конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, углистыми аргиллитами и углями, предполагаются болотные условия осадконакопления [5]. Мощность межегейской свиты не превышает 200 м, раннеюрский возраст которой основан на палеоботанических данных [24].

В средней юре осадконакопление происходило в континентальных условиях аллювиальной равнины во влажных климатических условиях с развитием торфяников в начале средней юры. В это время отлагались улугхемская и каахемская свиты. Улугхемская свита мощностью от 40 до 280 м сложена конгломератами и гравием, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, углем и углистыми породами. Каахемская свита имеет мощность от 250 до 500 м и представлена также конгломератами, гравием, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, углем и углистыми аргиллитами. По всему разрезу фиксируются известковые и сидеритовые конкреции [4]. Среднеюрский возраст этих свит ограничивается по биостратиграфическим данным [18].

Салдамская свита средней и поздней юры мощностью от 280 до 750 м характеризуется пресноводно-озерными условиями осадконакопления с заболоченными поймами во влажном климате. Свита согласно залегает на алевролитах каахемской свиты и состоит из песчаников, алевролитов, конгломератов, аргиллитов и углей. Салдамская свита богата разнообразной среднепозднеюрской флорой и фауной, в том числе ископаемыми костями юрских динозавров (*Hypsilophodontia, Stegosauria*) [16].

В поздней юре–мелу обстановка осадконакопления сменилась на аллювиально-озерную в более теплом и даже засушливом климате и угленакопление прекратилось. В это время сформировалась бомская свита, сложенная конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами и известковистыми конкрециями. Отложения бомской свиты имеют мощность не более 150 м и отделены эрозионными контактами и угловым несогласием от салдамской свиты. Возраст бомской свиты подтверждается палеонтологическими данными [4].

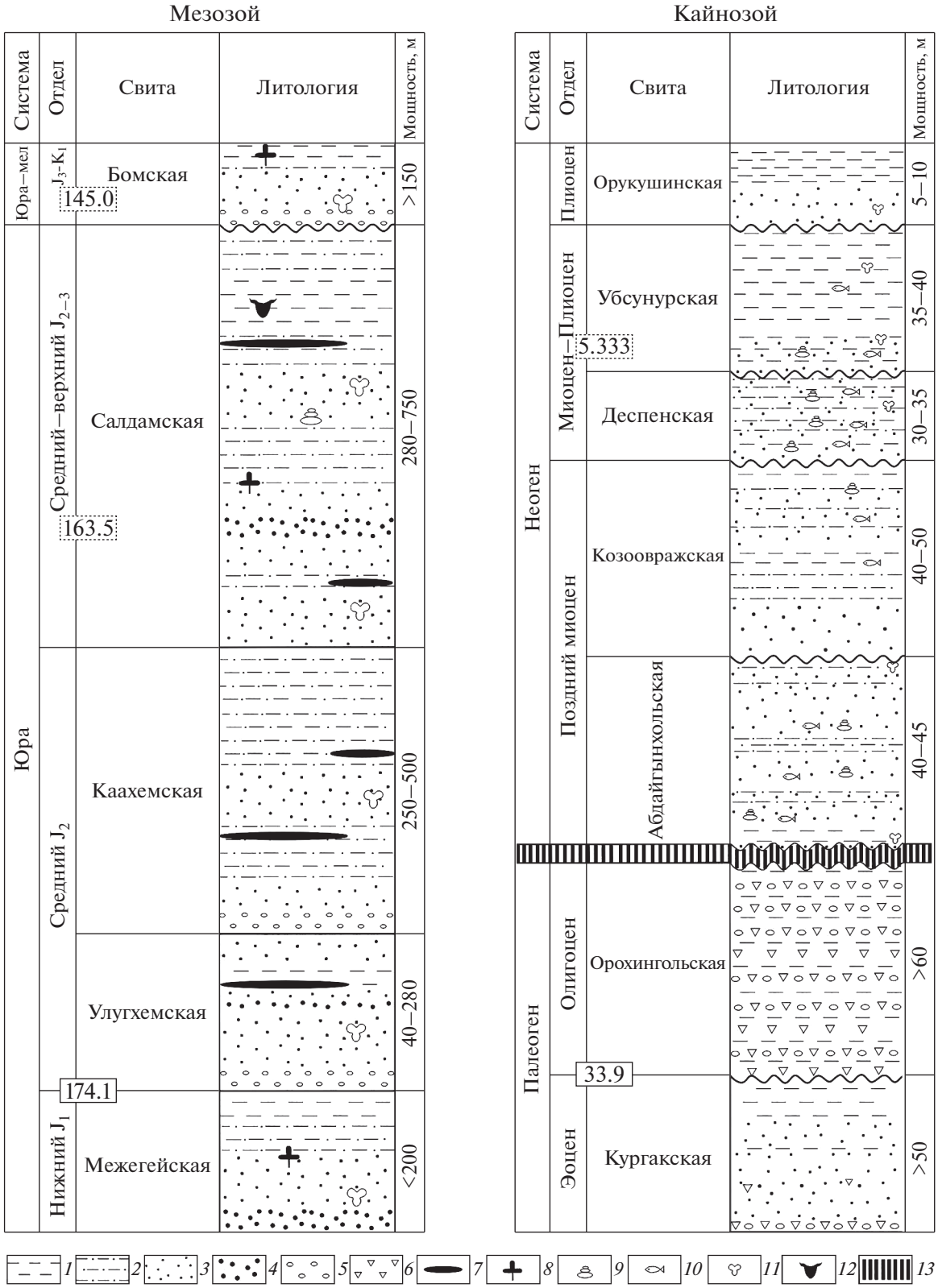


Рис. 3. Схематические стратиграфические колонки мезозойских отложений межгорных впадин Тувы и кайнозойских отложений Убсунурского бассейна.
Абсолютный возраст (млн лет) границ отделов показан условно (по данным [28]).
1–7 – осадочные отложения: *1* – аргиллиты/глины, *2* – алевролиты/алевриты, *3* – песчанники/пески, *4* – гравелиты/гравий, *5* – конгломераты, *6* – брекчии, *7* – каменный уголь; *8–12* – ископаемые остатки: *8* – макрофлора, *9* – континентальные беспозвоночные, *10* – кости рыб, *11* – споры и пыльца, *12* – крупные позвоночные; *13* – денудированный разрез

В меловое время (начиная с валанжина) началась пенепленизация территории северных регионов ЦАСП с формированием кор выветривания латеритного типа в апт-альб-позднемеловой этап развития в связи со сменой климата на гумидный тропический и субтропический.

Убсунурский бассейн (северная часть) в кайнозое

Кайнозойские отложения изучены в южной части Таннуольского террейна (см. рис. 3, детальный разрез).

В эоцене и олигоцене накапливались озерно-пролювиальные отложения мощностью более 100 м, частично в виде продуктов эрозии и переотложения кор выветривания. Возраст этих кор выветривания является дискуссионным, поскольку он может быть как меловым, так и палеогеновым.

Древнейшими осадками Убсунурского бассейна в его северной части являются эоценовые отложения кургакской свиты, которые залегают с размывом и структурным несогласием на породах палеозойского фундамента Таннуольского террейна. Кургакская свита формировалась в озерно-аллювиальных условиях, осадки представлены пестроцветными песками и глинами с галечниками в основании. Эти отложения считаются возрастным аналогом палеоценовой карачумской свиты Горного Алтая и в тоже время обнаруживают значительное сходство с пестроцветными глинисто-песчаными озерными, озерно-аллювиальными отложениями, вскрытыми скважинами в ряде впадин Монголии [6, 11, 13].

Олигоценовая орохингольская свита, сложенная конглобрекчиями, брекчиями и красноцветными глинами, залегает с размывом на отложениях кургакской свиты. Отложения орохингольской свиты характеризуются четкой грубой слоистостью, обусловленной неравномерным распределением в глинах обломочного материала. Размер обломков варьирует от первых сантиметров до первых десятков сантиметров.

В неогене в северной части Убсунурской впадины, как и во всей котловине Великих озер Западной Монголии, осадконакопление происходило в озерной обстановке [12]. В северной части Убсунурской впадины общая мощность этих отложений составляет ~200 м. Раннемиоценовые отложения в разрезе отсутствуют вследствие размыва [13].

Накопление позднемиоценовых отложений происходило в условиях теплого мелководного озера в прибрежной зоне с заболоченной растительностью. Позднемиоценовая абдайгынгольская свита сложена в основном глинами и песками озерно-аллювиального происхождения. Глина преимущественно монтмориллонитового состава, имеет отчетливую слоистость, подтверждено наличие грязевых трещин, заполненных гипсом, что указывает на то, что отложение происходило в прибрежной среде озерной котловины. Позднемиоценовый возраст абдайгынгольской свиты основан на палеонтологических и палинологических данных [25].

В дальнейшем озеро стало более глубоким и в теплых климатических условиях сформировались отложения козоовражской свиты. Эти отложения содержат значительное количество органического вещества и железомарганцевых конкреций. Фрагменты раковин моллюсков и костей рыб указывают на тропические условия в озерной и речной обстановках осадконакопления [21].

В позднем миоцене–начале плиоцена климат изменился, и осадконакопление происходило в более прохладных условиях [12]. Была сформирована деспенская свита, сложенная мелкозернистыми аркозовыми песками и серыми глинами с окаменелостями моллюсков, характерными для климата северных субтропиков. Затем следует резкое изменение гидрологического режима в бассейне озера и аридизация.

В этих изменяющихся условиях была отложена убсунурская свита, которая включает ритмичные озерные отложения с легочными моллюсками, тонкой аллювиальной галькой и конгломератами. По ископаемым остаткам возраст этой свиты можно отнести к позднему миоцену–среднему плиоцену [21]. В позднем плиоцене аридификация прогрессировала и привела к увеличению вклада эолового материала, что привело к формированию песчаной орукушинской свиты.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Трековый анализ апатита

Для исследования мезозойской–кайнозойской тектонической истории Таннуольского террейна методом трекового анализа апатита отобрано 12 проб из естественных обнажений раннепалеозойских гранитоидов кристаллического фундамента. Опробование производилось преимущественно по двум субмеридиональным профилям в интервале высот от 1145 до 1805 м. Представлена детальная информация для каждой пробы (табл. 1).

Выделение мономинеральных фракций апатита произведено по стандартной методике в лаборатории Сибирского научно-исследовательского института геологии, геофизики и минеральных ресурсов (СНИИГГиМС, г. Новосибирск, Россия). Процедуры включали дробление, истирание, промывку, разделение в тяжелых жидкостях и магнитную сепарацию. Для каждой пробы вручную отобрано не менее 20 зерен апатита с наименьшим количеством включений и микротрещин. Затем эти зерна были имплантированы в эпоксидную смолу, вскрыты, приполированы и потравлены в

Таблица 1. Характеристика проанализированных проб.

№	Проба	Долгота (в.д.)	Широта (с.ш.)	Высота (м)	Порода	Место отбора проб
1	2012	93°42′07.2″	51°10′04.8″	1249	Гранит	пос. Хову-Аксы
2	2100	93°59′9.6″	51°02′13.2″	1315	Диорит	р. Кызыл-Эрик
3	2080	93°33′43.2″	51°01′30″	1664	Плагиогранит	р. Улуг-Сайлыг
4	2206	93°30′10.8″	50°59′20.4″	1805	Диорит	р. Улуг-Сайлыг
5	4545	93°25′04.8″	50°56′06″	1768	Гранит	р. Холу
6	3640	93°22′15.6″	50°45′32.4″	1225	Диорит	пос. Ак-Чира
7	2223	93°48′25.20″	50°43′22.8″	1145	Гранит	р. Деспен
8	2224	93°48′25.20″	50°43′51.6″	1226	Гранит	р. Деспен
9	2225	93°48′43.20″	50°44′34.8″	1313	Гранит	р. Деспен
10	2226	93°48′50.4″	50°45′14.40″	1439	Гранит	р. Деспен
11	2227	93°48′50.4″	50°45′50.4″	1452	Гранит	р. Деспен
12	2228	93°48′54″	50°46′22.8″	1523	Гранит	р. Деспен

5.5 М растворе HNO_3 в течение 20 секунд при 21°С. Трековый анализ апатита выполнен в Гентском Университете (г. Гент, Бельгия) с использованием метода внешнего детектора с облучением тепловыми нейтронами [32, 37]. Приполированные шашки с зернами апатитов были покрыты внешним детектором из мусковита и облучены тепловыми нейтронами в реакторе № 1 в Бельгийском центре ядерных исследований (г. Мол, Бельгия). Индуцированные треки во внешнем детекторе из мусковита, полученные после облучения тепловыми нейтронами, потравлены в 40% HF в течение 40 минут при 20°С.

Анализ плотностей треков спонтанного деления и индуцированных треков, измерение трековых длин и кинетического параметра D_{par} были выполнены с использованием микроскопа Nikon Eclipse Ni-E, оснащенного камерой Nikon DS-Ri2 и программой Nikon NIS Elements Advanced Research, дополненной системой TRACKflow [49].

Для расчета трекового возраста апатита использовано значение ζ 281.6 ± 5.1 а.см^2, вычисленное с использованием возрастных стандартов – апатитов Дюранго и Туфов Рыбного Каньона (кальдера Ла-Грита, шт. Колорадо, США) с возрастами 31.4 ± 0.7 и 28.476 ± 0.064 млн лет соответственно, и стеклянных дозиметров IRMM-540.

Длины треков проанализированы по скрытым горизонтальным и субгоризонтальным (угол к кристаллографической оси с не более 5°) трекам с применением апохроматического объектива и оптического увеличение в 1250 раз. Значения средней длины трека были рассчитаны с применением системы TRACKflow [50] с использованием точного считывания микроскопом конечных точек трека и поправки на переходы оптических сред. Значения кинетического параметра D_{par} (диаметр выхода трека, параллельный кристаллографической оси “c”) [33] были измерены с использованием автоматических и ручных измерений для оценки поведения отжига треков в апатите. Приведены результаты проведенных измерений и расчетов (табл. 2).

Термотектоническое моделирование

Полученные данные по плотности и длины треков, а также параметр D_{par}, были использованы для создания моделей термальной истории с использованием программного обеспечения QTQt [34], уравнений отжига [43] и метода Маркова–Монте-Карло [35] для обратного моделирования. Моделирование термальной истории выполнено нами для 8 отдельных проб с измерениями длин треков и в результате построена комплексная модель для Таннуольского террейна, учитывающая все имеющиеся измерения.

При моделировании выполнено не менее 10^5 итераций в фиксированном временно-температурном интервале от 140 до 20 ± 20°С и от 450 ± ± 10 млн лет (заключительный этап гранитоидного магматизма в пределах Таннуольского террейна) до настоящего времени. Термальная история для отдельных образцов и комплексная модель для Таннуольского террейна представлены в идентичной системе координат время–температура (t–T) (рис. 4).

Приведены модели [34] (см. рис. 4):

– модели максимального правдоподобия, показывающие тренд t–T с наибольшей вероятностью (см. рис. 4, линии красным);

– максимальные апостериорные модели с максимальной вероятностью (см. рис. 4, линии зеленым);

– ожидаемые модели t–T представляют собой среднее значение всех принятых моделей, взве-

Таблица 2. Результаты трекового датирования апатитов.

Проба	n	ρ_s ($\pm1\sigma$)	N_s	ρ_i ($\pm1\sigma$)	N_i	ρ_d ($\pm1\sigma$)	N_d	ρ_s/ρ_i	$P(\chi^2)$	AFT возраст	l_m ($\pm1\sigma$)	n_1	D_{par} ($\pm1\sigma$)
2012	10	1.655 (0.129)	172	1.924 (0.139)	200	4.742 (0.074)	4018	0.84 ± 0.09	0.95	57.2 ± 6.1	–	–	2.6 ± 0.4
2100	33	3.786 (0.148)	655	3.659 (0.145)	633	4.692 (0.075)	3960	1.06 ± 0.06	0.98	69.9 ± 4.2	–	–	2.2 ± 0.3
2080	9	3.142 (0.248)	160	3.810 (0.274)	194	4.594 (0.073)	3847	0.79 ± 0.08	1.00	50.8 ± 5.6	–	–	2.5 ± 0.5
2206	15	9.699 (0.348)	776	7.849 (0.313)	628	4.644 (0.074)	3893	1.28 ± 0.07	0.80	83.4 ± 4.7	11.4 ± 1.3	41	2.6 ± 0.2
4545	12	3.345 (0.258)	168	4.718 (0.307)	237	4.492 (0.071)	3735	0.71 ± 0.07	0.98	44.7 ± 4.6	–	–	2.4 ± 0.5
3640	42	2.975 (0.101)	855	3.598 (0.112)	1034	4.272 (0.068)	3794	0.76 ± 0.03	0.99	45.3 ± 2.2	11.5 ± 1.6	43	2.2 ± 0.5
2223	26	2.289 (0.104)	482	5.058 (0.155)	1065	5.581 (0.124)	2024	0.48 ± 0.03	0.94	35.5 ± 2.2	12.1 ± 1.8	43	2.3 ± 0.4
2224	30	3.949 (0.161)	603	4.209 (0.166)	645	5.589 (0.124)	2019	0.96 ± 0.05	0.96	73.2 ± 4.6	11.9 ± 1.5	51	2.2 ± 0.3
2225	21	3.330 (0.149)	509	4.885 (0,181)	732	5.595 (0.125)	2014	0.73 ± 0.04	0.80	55.1 ± 4.8	12.1 ± 1.7	47	2.4 ± 0.5
2226	40	4.282 (0.126)	1240	4.430 (0.124)	1283	5.604 (0.125)	2008	0.99 ± 0.04	0.42	74.9 ± 3.8	11.8 ± 1.5	58	2.5 ± 0.5
2227	41	3.127 (0.115)	741	4.263 (0.134)	1010	5.611 (0.125)	2003	0.74 ± 0.03	0.28	56.8 ± 3.5	12.2 ± 1.5	50	2.2 ± 0.1
2228	36	4.722 (0.154)	945	6.267 (0.177)	1254	5.618 (0.126)	1988	0.73 ± 0.03	0.83	59.3 ± 3.1	12.3 ± 1.6	53	2.3 ± 0.4

Примечание. n – количество проанализированных зерен; ρ_s, ρ_i – плотность треков (в 10^5 треков/см^2) спонтанного деления (в апатите) и индуцированных треков (во внешнем детекторе) соответственно; ρ_d – интерполированные значения плотностей индуцированных треков (в 10^5 треков/см^2) во внешнем детекторе, облученном напротив стеклянных дозиметров IRMM-540; N_s и N_i количество – посчитанных треков спонтанного деления (в апатите) и индуцированных треков (во внешнем детекторе) соответственно; N_d – интерполированные значения числа индуцированных треков во внешнем детекторе, облученном напротив стеклянных дозиметров IRMM-540; $P(\chi^2)$ – показатель вероятности постоянного отношения ρ_s/ρ_i в проанализированных зернах апатита; AFT возраст (млн лет) – трековый возраст апатита. Результаты анализа трековых длин в апатите представлены в виде значений средних трековых длин (l_m, мкм) со стандартным отклонением (σ, мкм), которые были получены путем измерения определенного количества (n_1) скрытых горизонтальных треков в апатите. Приведены измерения параметра D_{par} (мкм).

шенных по их апостериорной вероятности (см. рис. 4, линии черным).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

В результате проанализировано 12 проб раннепалеозойских гранитоидов Таннуольского террейна методом трековой термохронологии апатита (ТТА), получено 12 ТТА возрастов, построено восемь моделей термальной истории для отдельных проб и одна комплексная модель термальной истории для Таннуольского террейна, результирующая все имеющиеся ТТА данные. Для каждой пробы было проанализировано от ~10 до 40 зерен апатита. Апатит гранитоидов Таннуольского террейна представлен преимущественно шестигранными призматическими полупрозрачными кристаллами длиной до 1.5–2.0 мм (рис. 5). Все пробы удовлетворяют критерию $\chi^2 > 5\%$, который используется для оценки дисперсии ТТА возрастов отдельных зерен. В данном случае все зерна в каждой пробе можно сгруппировать в одну возрастную популяцию.

Полученные ТТА возрасты варьируют от 83.4 ± ± 4.7 млн лет (поздний мел) до 35.5 ± 2.2 млн лет (поздний эоцен). Гистограммы распределения длин треков показывают широкие асимметричные гистограммы с низкими средними значениями между 11.4 и 12.3 мкм (стандартные отклонения от 1.3 до 1.8 мкм) (см. рис. 4, см. табл. 2). Такие характеристики треков в апатите предполагают продолжительное пребывание в зоне частичного отжига апатита (APAZ, диапазон температур 120–60°C), что привело к уменьшению длин треков.

Проанализированные зерна апатита из проб гранитоидов Таннуольского террейна имели высокие значения кинетического параметра D_{par} от 2.2 до 2.6 мкм (величины стандартного отклонения σ варьировали от 0.2 до 0.5 мкм), свидетельствуя о высокой устойчивости проанализированных зерен апатита к отжигу треков [27].

Для выявления периодов тектонической активации и быстрого вывода на поверхность, а также периодов эрозии и пенепленизации фундамента Таннуольского террейна, средние значения трековых длин для каждой пробы вынесены на график в зависимости от соответствующего ТТА возраста (рис. 6).

Приведенный график позволяет оценить количество термотектонических событий, которое испытал фундамент Таннуольского террейна [38].

В нашем исследовании пробы гранитоидов Таннуольского террейна показали незначительное увеличение ТТА возраста (от 36 до 83 млн лет) при незначительном снижении значений средних трековых длин (от 12.1 до 11.4 мкм). Это может свидетельствовать об относительно молодой (позднеэоценовой) эксгумации пород фундамента после длительного нахождения в зоне частичного отжига апатита или в еще более глубоких зонах

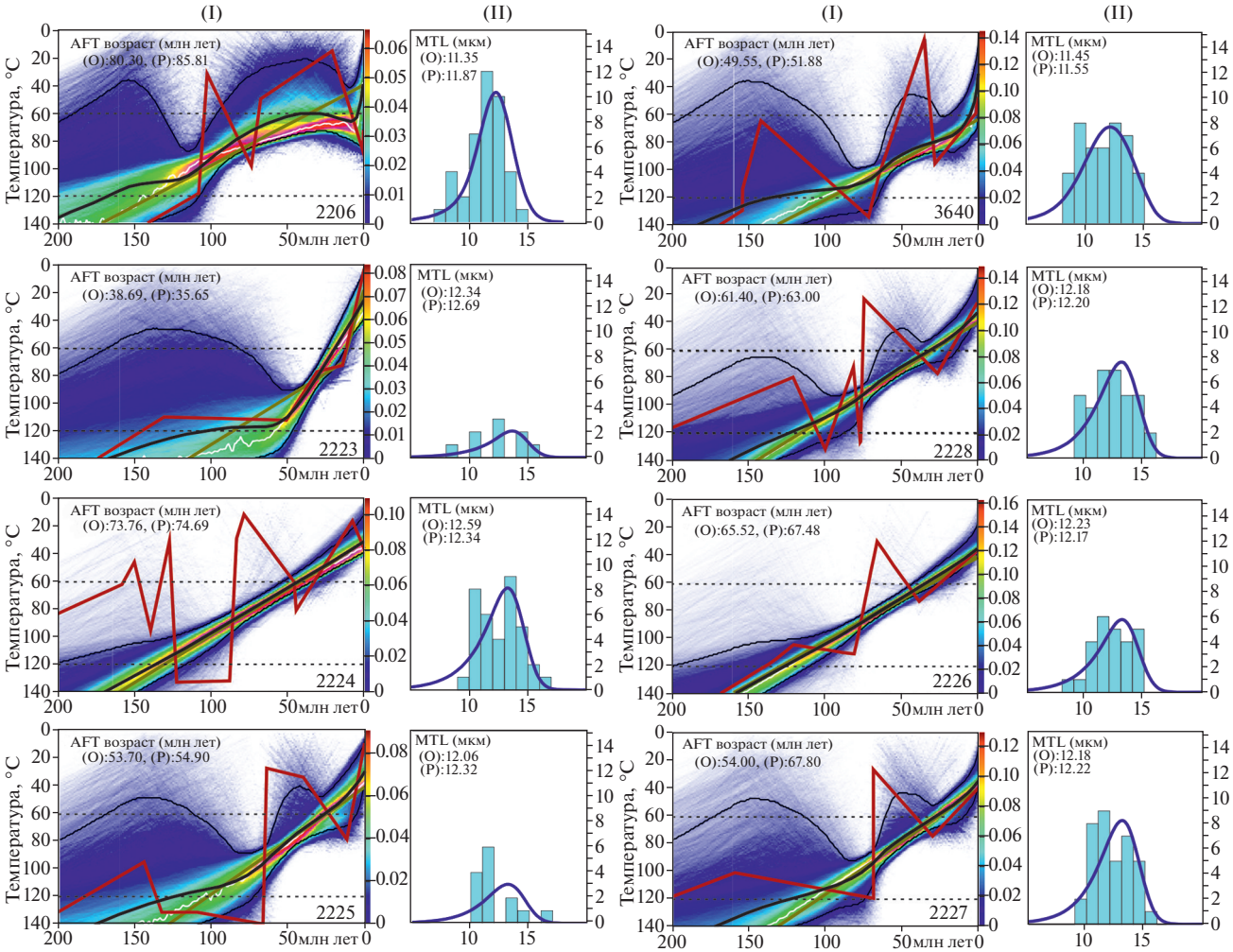


Рис. 4. Результаты моделирования термальной истории (I) и распределения длин треков (II) для проб гранитоидов Таннуольского террейна.
Для каждой пробы при моделировании получены наблюдаемые (O) и прогнозируемые (P) AFT возрасты и значения средних трековых длин (MTL).
Показано: степень вероятности полученных моделей (шкала); зона частичного отжига треков в апатите (APAZ, 60–120°C) (пунктир); соответствие распределения на гистограммах трековых длин полученным моделям (линии синим); умеренное охлаждение с колеблющимися скоростями в течение последних ~160–120 млн лет (линии черным); низкая апостериорная вероятность ожидаемых моделей термальных историй, построенных для отдельных проб (линии красным); максимальные апостериорные модели с максимальной вероятностью (линии зеленым).

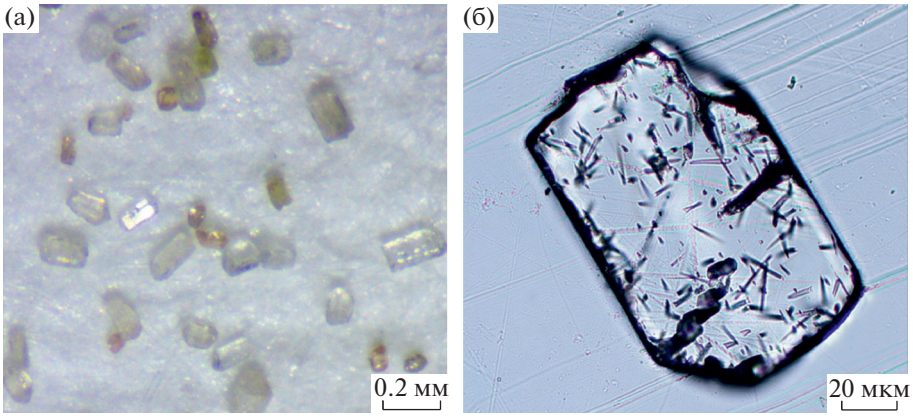


Рис. 5. Фото призматических кристаллов апатита.
(а) – под бинокуляром; (б) – при 625-кратном увеличении.

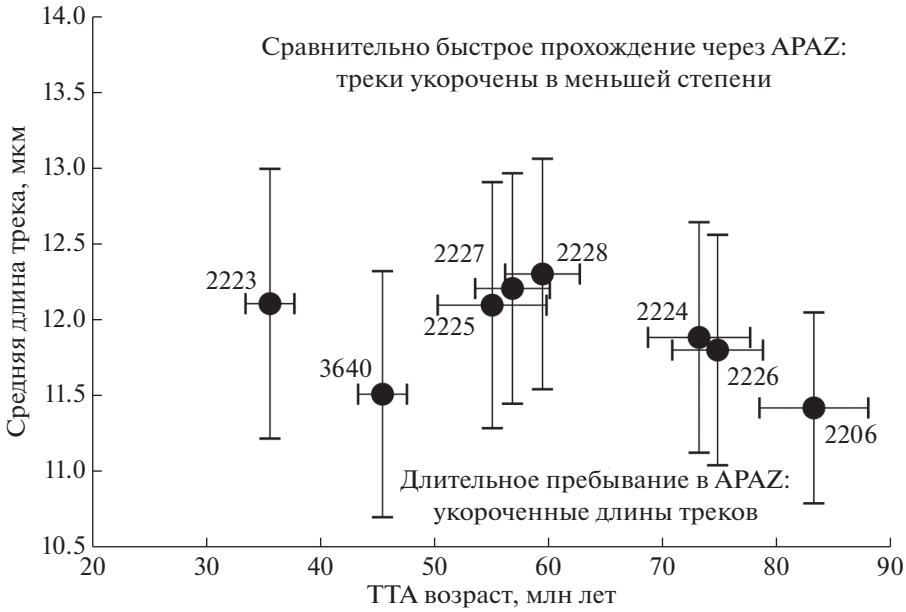


Рис. 6. График для проб из гранитоидов Таннуольского террейна.
Показана зависимость, включая погрешность, между средней длиной трека (вертикальная ось) и трековым возрастом апатита (горизонтальная ось).

верхней коры. Длительное нахождение пород при температуре >60°C могло привести к существенному отжигу следов более древнего (раннемелового) эпизода эксгумации.

Для выявления более древних эпизодов тектонической активизации и эксгумации фундамента Таннуольского террейна выполнено инверсионное моделирование термальных историй с использованием вышеперечисленных трековых параметров (ТТА возрастов, трековых длин, параметров D_{par}). Для 8-ми проб получено от 41 до 58 измерений длин ограниченных горизонтальных (и субгоризонтальных) треков в апатите, что считается приемлемым количеством для построения моделей термальных историй с использованием программы QTQt [34].

По ожидаемым t–T трендам модели термальных историй отдельных проб характеризуются умеренным охлаждением с колеблющимися скоростями в течение последних ~160–120 млн лет (см. рис. 4, линии черным). Однако, с этими трендами не согласуются модели максимального правдоподобия, что указывает на низкую апостериорную вероятность ожидаемых моделей термальной истории, построенных для отдельных проб (см. рис. 4, линии красным).

Все проанализированные пробы имеют близкие значения средних трековых длин и характеризуются схожими кинетическими параметрами D_{par}, – следовательно, изученные апатиты имеют одинаковый состав, что позволяет построить общую модель термальной истории для кристаллического фундамента Таннуольского террейна.

Комплексное моделирование, основанное на данных для всех проанализированных проб, позволило выявить пять этапов термо-тектонической эволюции фундамента Таннуольского террейна за последние 185 млн лет:

– медленное охлаждение от ~120 до 105°C, ~185–135 млн лет (юра–мел);

– термальная стабильность с незначительным нагреванием от ~105 до 120°C, ~135–90 млн лет (мел);

– быстрое охлаждение от ~120 до 50°C, ~90–35 млн лет (мел–палеоген);

– нагревание от ~50 до 70°C, ~35–15 млн лет (палеоген–неоген);

– быстрое охлаждение от ~70 до 20°C, последние 15 млн лет (неоген–четвертичный).

В результате, получены следующие численные модели комплексной термальной истории: максимального правдоподобия, максимальные апостериорные и ожидаемые.

Все модели согласуются между собой и свидетельствуют об их высокой вероятности. В термотектонической эволюции фундамента Таннуольского террейна мы рассматриваем только результирующую модель.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В нашем исследовании мы приводим результаты термохронологических исследований мезозойско–кайнозойской тектонической эволюции в связи с термальной историей фундамента Тан-

нуольского террейна, его денудацией и осадконакоплением в межгорных мезозойских впадинах и смежном кайнозойском Убсунурском бассейне. Полученные ТТА возрасты от ~83 до 36 млн лет (поздний мел–поздний эоцен) моложе, чем в других районах северной части ЦАСП [29, 31, 32, 37, 41]. При этом, эоценовые ТТА возрасты известны на различных высотных отметках – проба № 4545, отобранная с высоты 1768 м, показала ТТА возраст 45 млн лет, в то же время проба № 3640, отобранная с высоты 1225 м, имеет аналогичный ТТА возраст 45 млн лет.

При исследовании фундамента складчатых областей молодые ТТА возрасты часто обнаруживаются в пробах, отобранных вблизи крупных систем разломов, испытавших неоднократную реактивацию [30, 38]. Поэтому эволюцию фундамента Таннуольского террейна в мезозойское и кайнозойское время мы объясняем реактивизацией разломных зон таких, как Южно-Таннуольская, Унгешская, Убсунур-Бийхемская.

Комплексная модель термальной истории фундамента Таннуольского террейна показала пять этапов его термотектонической эволюции за последние ~185 млн лет при охлаждении от 120°С до температур современной поверхности.

Юрско–меловой этап (~185–135 млн лет) характеризуется медленным охлаждением на 15°С (от ~120 до 105°С) за 50 млн лет. В это время в межгорных впадинах Тувы формировались мощные (не менее 900 м) толщи терригенных пород (см. рис. 3, а). Медленное/умеренное охлаждение пород фундамента в сочетании с образованием значительного количества обломочных отложений в соседних бассейнах можно объяснить денудацией фундамента в связи с региональным поднятием и/или понижением уровня мирового океана [53]. Однако в период ~185–135 млн лет уровень мирового океана повысился на 100–120 м, это – свидетельствует о том, что изменение уровня мирового океана не оказало влияния на охлаждение фундамента [46] (рис. 7).

Вероятно, медленное охлаждение фундамента Таннуольского террейна в юре–мелу является ответом на региональную денудацию в связи с перестройкой тектонического режима и формированием межгорных впадин в палеозойских террейнах. Реакция на региональную денудацию является медленной/умеренной и приводит к широкому диапазону ТТА возрастов [36], что подтверждается результатами нашего исследования.

После юрско–мелового этапа медленного охлаждения отмечается меловой (~135–90 млн лет) этап термальной стабильности с незначительным нагреванием от ~105 до 120°С за 45 млн лет. Этот этап согласуется с имеющимися геологическими данными, несмотря на то, что разрез меловых отложений в межгорных впадинах Тувы не сохранился. Меловое время характеризуется пенепленизацией северных регионов ЦАСП с формированием кор выветривания в связи со сменой климата на более теплый. Незначительное нагревание фундамента, зафиксированное моделью термальной истории, могло быть вызвано повышением уровня мирового океана на ~250 м (см. рис. 7).

Мел–палеогеновый (~90–35 млн лет) этап выделяется как в комплексной модели термальной истории, так и по полученным ТТА возрастам. Данный этап характеризуется сравнительно быстрым охлаждением от ~120 до 50°С за 55 млн лет, которое связано с эксгумацией и денудацией фундамента Таннуольского террейна в период с ~90 до 35 млн лет. Несмотря на отсутствие меловых отложений в мезозойских межгорных впадинах Тувы и палеоценовых отложений в кайнозойской Убсунурской впадине, мел–палеогеновый этап тектонической активизации подтверждается стратиграфическими данными [13].

Мы предполагаем, что обнаруженная континентальная моласса позднеэоценовой кургакской свиты маркирует тектонические движения, которые вызвали денудацию и эксгумацию фундамента. Это привело к образованию обломочных отложений и, следовательно, переносу обломочного материала в Убсунурскую впадину.

При геотермальном градиенте ~25°С/км скорость денудации оценивается в ~50 м/млн лет, а мощность денудированной толщи во время этого этапа – ~2800 м. В период от ~90 до 35 млн лет уровень мирового океана существенно понизился (на ~200–250 м), что также могло привести к региональному поднятию фундамента Таннуольского террейна в мелу–палеогене (см. рис. 7).

Однако, влияние колебания уровня мирового океана не может в полной мере объяснить денудацию мощной толщи ~2800 м. Мы интерпретируем мел–палеогеновое охлаждение как результат усиления мезозойско–кайнозойской денудации фундамента за счет активизации разломных зон, контролирующих эволюцию Таннуольского террейна. Эта активизация могла быть вызвана “мягкой” коллизией Сибирского континента и Амурского блока в мелу–раннем палеогене [46] (рис. 8). Коллизия Сибири и Амурии вызвала сильное сжатие и утолщение земной коры, что привело к коллапсу Монголо-Охотского орогена.

Мел–палеогеновый этап быстрого охлаждения известен в нескольких районах ЦАСП таких, как Восточно-Гобийская зона разломов и Байкальская рифтовая зона. Это подтверждает преобладание неоднократной реактивации разломов, связанной с тектоникой растяжения на большей части северных сегментов Центральной Азии [41, 51].

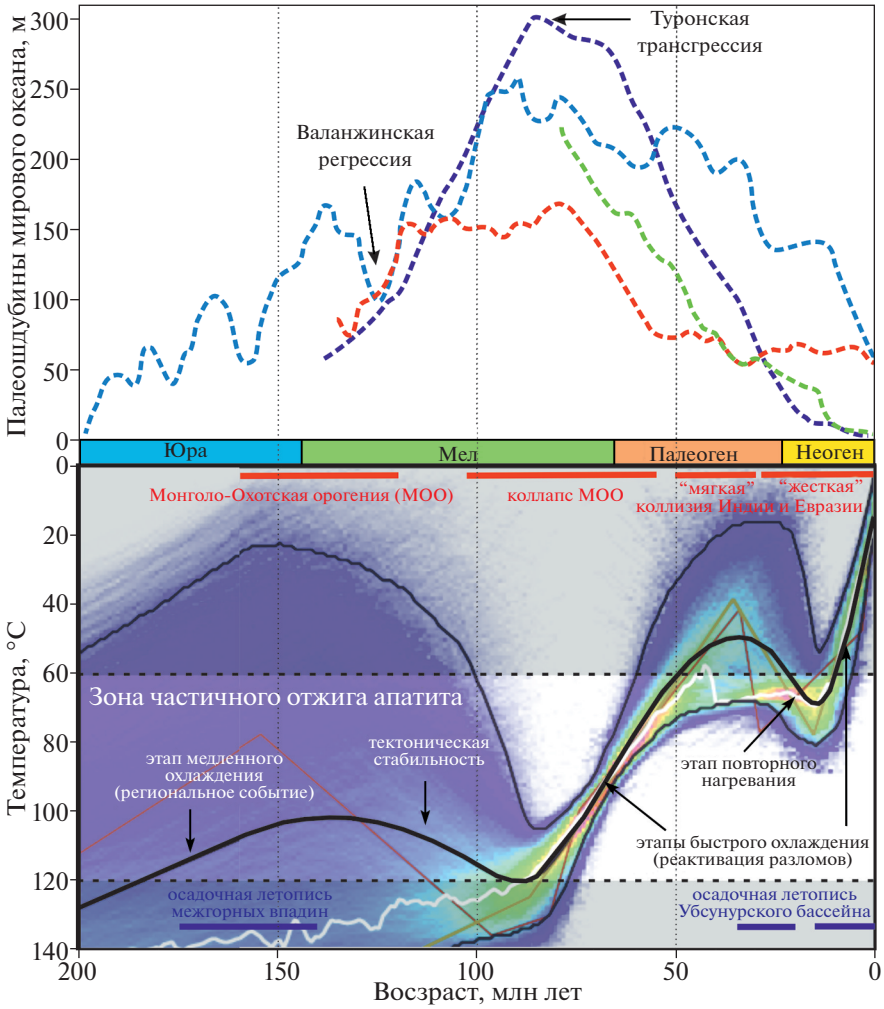


Рис. 7. Корреляция численной модели термальной истории фундамента Таннуольского террейна с тектоническими событиями (мезозой–кайнозой) и историческими колебаниями уровня мирового океана (пунктир) по данным: [39] (голубым), [41] (зеленым), [44] (красным), [46] (синим).
Показано: мезозойские и кайнозойские тектонические события (красный цвет вверху); временные интервалы с сохранной осадочной летописью (линии синим).

После мел–палеогенового этапа модель термальной истории показывает палеоген–неогеновый (~35–15 млн лет) этап тектонической стабильности и даже нагревание фундамента Таннуольского террейна от ~50 до 70°C за 20 млн лет. Палеоген–неогеновая осадочная летопись Убсунурского бассейна свидетельствует об эволюции крупного палеоозера, достигшего максимальных глубин в позднем миоцене.

Кайнозойские интрузии или приповерхностные термальные источники, способные повлиять на локальный и/или региональный геотермальный градиент, в границах рассматриваемой структуры неизвестны. Поэтому мы интерпретируем выявленный этап повторного нагревания фундамента как следствие его проседания под мощными отложениями. Несмотря на то, что на вершинах и склонах хребтов остатки неогеновых отложений не обнаружены, фундамент Таннуолького террейна мог быть ими перекрыт. Значит, палеоозерная котловина могла охватывать палеозойские структуры Таннуольского и Каахемского террейнов и быть существенно больше, чем предполагалось ранее [12, 21].

Комплексная модель термальной истории фундамента Таннуольского террейна показывает этап быстрого охлаждения от ~70 до 20°C в неоген–четвертичное время (последние ~15 млн лет). Геологическое значение этого ускоренного охлаждения часто вызывает сомнение [44], поскольку может оказаться артефактом при моделировании. В нашем исследовании этап быстрого охлаждения фундамента Таннуольского террейна согласуется с региональными геологическими данными и может датировать реальное событие в последние ~ 15 млн лет.

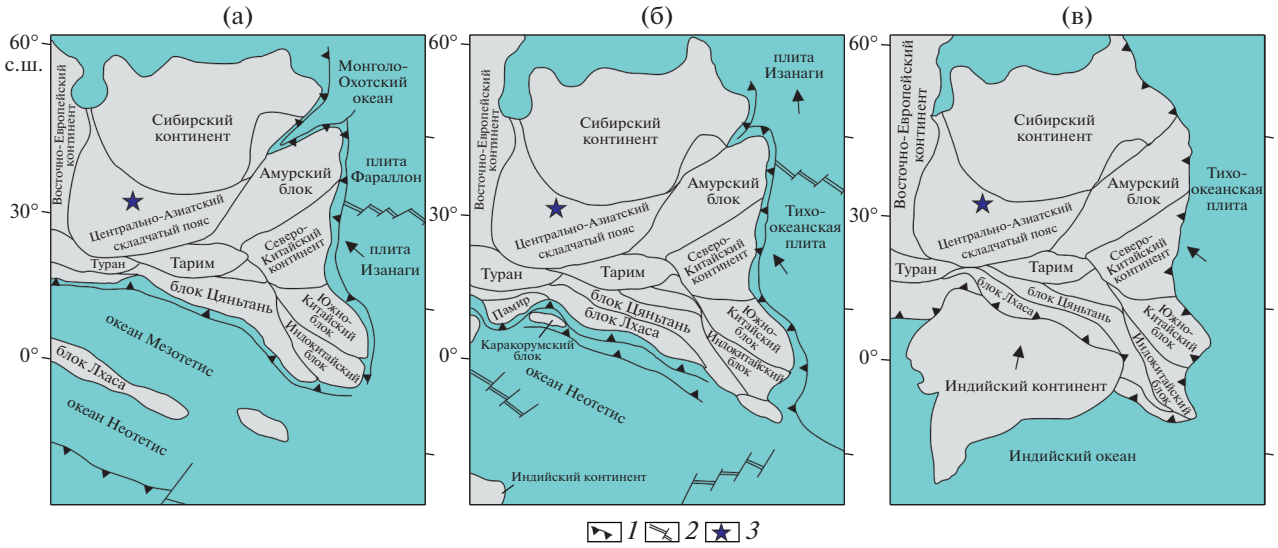


Рис. 8. Палеотектонические схемы положения континентальных блоков и океанических плит (по данным [47, 59], с изменениями и дополнениями).
(а) – юра; (б) – мел; (в) – миоцен.
1 – зоны субдукции; *2* – океанические хребты; *3* – предполагаемое положение Таннуольского террейна

Мы интерпретируем это событие как денудацию, вызванную возобновлением позднекайнозойской реактивации разломных зон, что в конечном итоге привело к формированию современного рельефа. Это подтверждается изменением условий осадконакопления в Убсунурской впадине, где появление гальки и конгломератов замещает мелкообломочные фации озерных отложений, что указывает на быструю эксгумацию фундамента и потенциальное удаление ранненеогеновых отложений. Возможно, данный этап быстрой денудации связан как с изменением климата, так и с тектоникой.

Накопление миоценовых отложений происходило в теплых климатических условиях. Отложения содержат значительное количество органического вещества и железомарганцевых конкреций. Фрагменты раковин моллюсков и кости рыб указывают на тропические условия в озерной обстановке [21]. В позднем миоцене–начале плиоцена климат изменился и осадконакопление происходило в более прохладных условиях [12]. В это время формировались мелкозернистые аркозовые пески и серые глины с остатками моллюсков, характерными для климата северных субтропиков. Поздненеогеновая тектоническая реактивация продолжалась в течение четвертичного периода и активна на современном этапе. Об этом свидетельствуют данные геоморфологии и четвертичной геологии, сейсмологические и палеосейсмологические исследования.

В пределах Таннуольского террейна известны признаки неотектонических движений, в том числе ступенчатый характер современного рельефа, предшествующее углубление речных долин, пересечение активных разломов, смещающих позднеплейстоценовые и голоценовые аллювиальные отложения, сейсмические разломы в тектонических зонах [15]. Кроме того, современные землетрясения ($M = 6.7$), и палеоземлетрясения с возрастом 3000–3500 лет в регионе исследования свидетельствуют о продолжающейся тектонической активности основных разломных зон [20].

Неоген–четвертичный этап быстрого охлаждения фундамента Таннуольского террейна может быть связан с продолжительной конвергенцией Индии и Евразии с последующей структурной реорганизацией в пределах всего Центрально-Азиатского складчатого пояса [32, 37] (см. рис. 8). Кроме того, мы не исключаем влияние глобальных колебаний уровня океана на ускоренную денудацию фундамента в последние ~15 млн лет. Нами показано, что этап неоген–четвертичного быстрого охлаждения совпадает с глобальным падением уровня мирового океана (см. рис. 7).

ВЫВОДЫ

В результате проведенных термохронологических исследований апатита из раннепалеозойских гранитоидов с последующим моделированием термальных историй охарактеризована эволюция Таннуольского террейна в мезозойско–кайнозойское время (~185–0 млн лет).

1. В интервале ~185–135 млн лет (юра–мел) происходило медленное/умеренное охлаждение пород фундамента в результате региональной денудации синхронно с образованием значитель-

ного количества обломочных отложений в межгорных впадинах. После этого наступил этап тектонической стабильности, продлившийся до позднего мела (~135–90 млн лет), во время которого формировались поверхности пенепленизации и коры выветривания.

2. В интервале от ~90 млн лет до ~35 млн лет (начиная с позднего мела и вплоть до позднего эоцена) тектонические движения вызвали денудацию и эксгумацию фундамента Таннуольского террейна, что привело к образованию обломочных отложений таких, как континентальная моласса позднеэоценовой кургакской свиты, и переносу обломочного материала в соседнюю Убсунурскую впадину. Этот этап тектонической активности происходил на фоне понижения уровня мирового океана (на ~200–250 м), однако, основной причиной ускоренной денудации предполагается эффект дальнего воздействия гравитационного коллапса Монголо-Охотского орогена после финальной коллизии Сибирского континента и Амурского блока.

3. В интервале ~35–15 млн лет (палеоген–неоген) фундамент Таннуольского террейна находился в состоянии термотектонической стабильности и даже испытал повторное нагревание. Данный этап тектонического покоя подтверждается осадочной летописью кайнозойской Убсунурской впадины, где в это время происходила смена осадконакопления от мелководного озерного до более глубоководного.

4. В течение последних ~15 млн лет (неоген–четвертичное время) фундамент Таннуольского террейна был выведен на современную поверхность за счет быстрой денудации в связи с эффектом дальнего воздействия Индо-Евразийской коллизии при меняющихся климатических условиях.

Благодарности. Авторы признательны д.г.-м.н., проф. А.В. Соловьеву (ВНИГНИ, г. Москва, Россия) и анонимному рецензенту за комментарии, которые способствовали улучшению статьи, авторы благодарны редактору М.Н. Шуплецовой (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

Финансирование. Исследование выполнено при финансовой поддержке гранта Президента Российской Федерации МК-3510.2022.1.5 и государственного задания ИГМ СО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бабин Г.А., Зейферт Л.Л., Щигрев А.Ф. и др.* Легенда Алтае-Саянской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации. – М-б 1 : 1000000 (3-е изд.). – Новокузнецк: Запсибгеолсъемка, 2006. 172 с.
2. *Бабин Г.А., Шокальский С.П.* Основные черты геологического строения Алтае-Саянской складчатой области (тектоническое районирование, стратиграфия, магматизм, история геологического развития) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2017. № 6. С. 19–37.
3. *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.
4. *Берзон Е.И., Петрухина О.Н.* Стратиграфическое расчленение юрского разреза Улугхемского каменноугольного бассейна (Республика Тыва) // Региональная геология и металлогения. 2016. № 68. С. 30–41.
5. *Берзон Е.И., Смокотина И.В.* Новые данные по лито- и биостратиграфии Улугхемского каменноугольного бассейна (Тыва) – В сб.: *Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии.* – VI Всерос. совещ. 15–20 сентября 2015 г., Махачкала. – Под ред. В.А. Захарова – Махачкала: Алеф, 2015. С. 34–37.
6. *Буслов М.М., Зыкин В.С., Новиков И.С., Дельво Д.* Структурные и геодинамические особенности формирования Чуйской межгорной впадины Горного Алтая в кайнозое // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 12. С. 1720–1736.
7. *Ветров Е.В., Уваров А.Н., Вишневская И.А., Червяковская М.В., Ветрова Н.И., Жимулев Ф.И., Андреева Е.С.* Строение, возраст, геохимический и изотопно-геохимический (Sm/Nd) состав серлигской свиты кембрия Таннуольского террейна Тувы // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2020. Т. 41. № 1. С. 81–94.
8. *Ветров Е.В., Черных А.И., Бабин Г.А.* Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Восточно-Таннуольского сектора Тувинского магматического пояса: геодинамическая позиция, возраст и металлогения // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 5. С. 641–655.
9. *Гордиенко И.В.* Вулканизм различных геодинамических обстановок Центрально-Азиатского складчатого пояса // Литосфера. 2004. № 3. С. 4–16.
10. *Государственная геологическая карта Российской Федерации. – М-б 1 : 1000000 (третье поколение). – Серия Алтае-Саянская. – Лист М-46: Кызыл. – Объяснительная записка.* – СПб.: ВСЕГЕИ, 2008.
11. *Девяткин Е.В.* Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. – Под ред. К.В. Никифорова – М.: Наука, 1965. 244 с.
12. *Девяткин Е.В.* Геология кайнозоя Западной Монголии. Геология мезозоя и кайнозоя Западной Монголии. – Под ред. Е.В. Девяткина – М.: Наука, 1970. С.44–102.
13. *Девяткин Е.В.* Кайнозой внутренней Азии. – М.: Наука, 1981. 196 с.
14. *Дучков А.Д., Соколова Л.С.* Тепловой поток центральных районов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1974. Т. 8. С. 114–123.
15. *Жалковский Н.Д., Кучай О.А., Мучная, В. И.* Сейсмичность и некоторые характеристики напряженного состояния земной коры Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 10. С. 20–30.
16. *Иванцов С.В.* Стратиграфия и фауна позвоночных среднеюрских континентальных отложений

Назаровской впадины. – Автореф. дис. ... к.г.-м.н. – Томск: ТГУ, 2009. С. 16–17.
17. *Кузьмичев А.Б.* Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. – М.: ПРОБЕЛ-2000, 2004. 192 с.
18. *Лебедев Н.И.* Угли Тувы: состояние и перспективы освоения сырьевой базы. – Кызыл: ТувИКОПР СО РАН, 2007. 180 с.
19. *Монгуш А.А., Лебедев В.И., Ковач В.П. и др.* Тектономагматическая эволюция структурно-вещественных комплексов Таннуольской зоны Тувы в позднем венде–раннем кембрии // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 5. С. 649–665.
20. *Овсюченко А.Н., Бутанаев Ю.В.* Сейсмическая история Алтае-Саянского региона и место в ней тувинских землетрясений 2011–2012 гг. // Новые исследования Тувы. 2017. № 1. С. 162–180.
21. *Попова С.М.* Пресноводные моллюски неогеновой толщи Убсунурской впадины (Тувинская АССР). – В кн.: *Мезозойские и кайнозойские озера Сибири*. – Под ред. А.П. Жузе, Н.А. Флоренсова – М.: Наука, 1968. С. 232–251.
22. *Руднев С.Н.* Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. – Под ред. Г.В. Полякова – Новосибирск: СО РАН, 2013. 300 с.
23. *Сугоракова А.М, Никифоров А.В.* Базитовый магматизм раннедевонского рифтогенного Тувинского прогиба // Геосферные исследования. 2016. № 1. С. 85–103.
24. *Тесленко Ю.В.* Стратиграфия и флора юрских отложений Западной и Южной Сибири и Тувы. – М.: Недра, 1970. 288 с.
25. *Шаповалов Д.Н.* Государственная геологическая карта Российской Федерации – М-б 1 : 200000 (2-е изд.). – Верхнеенисейкая серия. – Кызыл: Тывинский филиал ФБУ "ТФГИ по Сибирскому федеральному округу", 2001. № 2401.
26. *Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Воронцов А.А.* Конвергентные границы западно-тихоокеанского типа и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 12. С. 1831–1850.
27. *Carlson W.D., Donelick R.A., Ketcham R.A.* Variability of apatite fission-track annealing kinetics: I. Experimental results // American Mineralogist. 1999. Vol. 84. P. 1213–1223.
28. *Cohen K.M., Finney S.C., Gibbard P.L., Fan J.-X.* The ICS International Chronostratigraphic Chart // Episodes. 2013. Vol. 36. No. 3. P. 199–204.
29. *De Grave J., Buslov M.M., Van den haute P., Metcalf J., Dehandschutter B., McWilliams M.O.* Multi-Method chronometry of the Teletskoye graben and its basement, Siberian Altai Mountains: New insights on its thermo-tectonic evolution // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2009. Vol. 324. P. 237–259.
30. *De Grave J., De Pelsmaeker E., Zhimulev F.I., Glorie S., Buslov M.M., Van den haute P.* Meso-Cenozoic building of the northern Central Asian Orogenic Belt: Thermotectonic history of the Tuva region // Tectonophysics. 2014. Vol. 621. P. 44–59.
31. *De Grave J., Glorie S., Zhimulev F.I., Buslov M.M., Elburg M., Vanhaecke F., Van den haute P.* Emplacement and exhumation of the Kuznetsk–Alatau basement (Siberia): Implications for the tectonic evolution of the Central Asian Orogenic Belt and sediment supply to the Kuznetsk, Minusa andWest Siberian Basins // Terra Nova. 2011. Vol. 23. P. 248–256.
32. *De Grave J., Van den haute P.* Denudation and cooling of the Lake Teletskoye region in the Altai Mountains (South Siberia) as revealed by apatite fission-track thermochronology // Tectonophysics. 2002. Vol. 349. P. 145–159.
33. *Donelick R.A.* Crystallographic orientation dependence of mean etchable fission track length in apatite: An empirical model and experimental observations // American Mineralogist. 1991. Vol. 76. P. 83–91.
34. *Gallagher K.* Transdimensional inverse thermal history modeling for quantitative thermochronology // J. Geophys. Res. Space Phys. 2012. Vol. 117. P. 1–16.
35. *Gelfand A.E., Smith A.F.M.* Sampling-based approaches to calculating marginal densities // J. Am. Statistic. Assoc. 1990. Vol. 85 (410). P. 398–409.
36. *Glorie S., De Grave J.* Exhuming the Meso-Cenozoic Kyrgyz Tian Shan and Siberian Altai-Sayan: a review based on low-temperature thermochronology // Geosci. Frontiers. 2016. Vol. 7. P. 155–170.
37. *Glorie S., De Grave J., Buslov M., Elburg M., Stockli D., Gerdes A., Van den Haute P.* Multi-method chronometric constraints on the evolution of the Northern Kyrgyz Tien Shan granitoids (Central Asian Orogenic Belt): From emplacement to exhumation // J. Asian Earth Sci. 2010. Vol. 38. P. 131–146.
38. *Glorie S., De Grave J., Zhimulev F.I., Buslov M.M., Elburg M.A., Van den haute P.* Structural control on Meso-Cenozoic tectonic reactivation and denudation in the Siberian Altai: Insights from multi-method thermochronometry // Tectonophysics. 2012. Vol. 544. P. 75–92.
39. *Green P.F., Duddyi I.R., Gleadow A.J.W., Tingate P.R., Laslett G.M.* Thermal annealing of fission tracks in apatite 1. A qualitative description // Chem. Geol. 1986. Vol. 59. P. 237–253.
40. *Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R.* Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // Science. 1987. Vol. 235. P. 1156–1167.
41. *Jolivet M., De Boisgrolier T., Petit C., Fournier M., Sankov V.A., Ringenbach J.C., Byzov L., Miroshnichenko A.I., Kovalenko S.N., Anisimova S.V.* How old is the Baikal Rift Zone? Insight from apatite fission track thermochronology // Tectonics. 2009. Vol. 28. P. TC3008.
42. *Müller R.D., Sdrolias M., Gaina C., Roest W.R.* Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust // Geochem. Geophys. Geosyst. 2008. Vol. 9. P. Q04006.
43. *Ketcham R.A., Carter A., Donelick R.A., Barbarand J., Hurford A.J.* Improved modeling of fission-track annealing in apatite // Am. Mineralogist. 2007. Vol. 92. P. 799–810.
44. *Ketcham R.A., Donelick R.A., Carlson W.D.* Variability of apatite fission-track anneling kinetics: III. Extrapolation to geological time scales // Am. Mineralogist. 1999. Vol. 84. P. 1235–1255.
45. *Kominz M.A.* Oceanic Ridge Volume and Sea-Level Change an Error Analysis. – In: *Interregional Unconformities and Hydrocarbon Accumulation*, – Ed. by J.S. Schlee, (Am. Assoc. Petrol. Geol., Tulsa, OK, USA. 1984. Is.36), P. 109–127.

46. *Kravchinsky V.A., Cogne J.P., Harbert W.P., Kuzmin M.I.* Evolution of the Mongol–Okhotsk Ocean as constrained by new palaeomagnetic data from the Mongol–Okhotsk suture zone, Siberia // Geophys. J. Int. 2002. Vol. 148. P. 34–57.
47. *Parsons A.J.; Hosseini K.; Palin R.M., Karin Sigloch K.* Geological, geophysical and plate kinematic constraints for models of the India-Asia collision and the post-Triassic central Tethys Ocean // Earth-Sci. Rev. 2020. Vol. 208. P. 103084.
48. *Pitman W.C.* Relationship between eustacy and stratigraphic sequences of passive margins // GSA Bull. 1978. Vol. 89. P. 1389–1403.
49. *Sengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S.* Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // Nature. 1993. Vol. 364 (6435). P. 299–307.
50. *Van Ranst G., Carlos Pedrosa-Soares A.P., Novo T., Vermeesch P., De Grave J.* New insights from low-temperature thermochronology into the tectonic and geomorphologic evolution of the southeast Brazilian highlands and passive margin // Geosci. Frontiers. 2020. Vol. 11. P. 303–324.
51. *Vassallo R., Jolivet M., Ritz J.-F., Braucher R., Larroque C., Sue C., Todbileg M., Javkhlanbold D.* Uplift age and rates of the Gurvan Bogd system (Gobi-Altay) by apatite fission track analysis // Earth Planet. Sci. Lett. 2007. Vol. 259. P. 333–346.
52. *Vetrov E.V., De Grave J., Vetrova N.I., Zhimulev F.I., Nachtergaele S., Van Ranst G., Mikhailova P.I.* Tectonic history of the South Tannuol Fault Zone (Tuva Region of the Northern Central Asian Orogenic Belt, Russia): Constraints from multi-method geochronology // Minerals. 2020. Vol. 10. P. 56. https://doi.org/10.3390/min10010056
53. *Wagner G.A., Van den haute P.* Fission Track-Dating. – Kluwer Acad. Publ., Dordrecht, The Netherlands. 1992, pp. 285.
54. *Wang B., Cluzel D., Shu L., Faure M., Charvet J., Chen Y., Meffre S., de Jong, K.* Evolution of calc-alkaline to alkaline magmatism through Carboniferous convergence to Permian transcurrent tectonics, western Chinese Tianshan // Int. J. Earth Sci. 2009. Vol. 98. P. 1275–1298.
55. *Wilhem C., Windley B.F., Stampfli G.M.* The Altaids of Central Asia: A tectonic and evolutionary innovative review // Earth-Sci. Rev. 2012. Vol. 113. P. 303–341.
56. *Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W., Kröner A., Badarch G.* Tectonic models for the accretion of the Central Asian Orogenic Belt // J. Geol. Soc. London. 2007. Vol. 164. P. 31–47.
57. *Xiao W., Windley F., Allen B., Han C.* Paleozoic multiple accretionary and collisional tectonics of the Chinese Tianshan orogenic collage // Gondwana Research. 2013. Vol. 23. P. 1316–1341.
58. *Yang Y.-T., Song C.-C., He S.* Jurassic tectonostratigraphic evolution of the Junggar Basin, NW China: A record of Mesozoic intraplate deformation in Central Asia // Tectonics. 2015. Vol. 34. P. 86–115.
59. SRTM, https://cgiarcsi.community/data/srtm-90m-digital-elevation-database-v4-1/

Tectonic History of the Paleozoic Tannuol Terrane of Tuva in the Mesozoic and Cenozoic: Insights from Apatite Fission Track Thermochronology

E. V. Vetrov[a, b, *], J. De Grave[c], N. I. Vetrova[a]

[a]*V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, bld. 3, Akademik Koptyug prosp., 630090 Novosibirsk, Russia*

[b]*Novosibirsk State University, bld. 1, Pirogova str., 630090 Novosibirsk, Russia*

[c]*Ghent University, bld. 281/S8, Krijgslaan, B-900, Ghent, Belgium*

**e-mail: vetrovggdnsu@yandex.ru*

The Tannuol terrane of Tuva, located in the northern part of the Central Asian old belt, was formed as a result of island-arc and accretion-collision events in the Early Paleozoic. Further tectonic evolution of the terrane is associated with multiple re-activation of large, mostly normal fault structures. The Middle Paleozoic extension of the crystalline basement of the Tannuol terrane resulted in active ascent of mafic melts along faults to the surface and the formation of subalkaline igneous rocks. Mesozoic and Cenozoic igneous complexes within the Tannuol terrane are not researched therefore the data of its tectonic history at that time could be recognized from the sedimentary record preserved in the Mesozoic intermountain basins of Tuva and the neighboring Ubsunur (Cenozoic) basin. In our research, a fission track analysis of apatite from the Early Paleozoic granitoids of the Tannuol terrane was carried out in order to separate the stages of activation and tectonic stability with reference to the absolute time scale. The apatite fission track dating for 12 samples showed a wide range of ages from 83.4 ± 4.7 Ma (Late Cretaceous) to 35.5 ± 2.2 Ma (Late Eocene), with the mean track length varying from 11.4 to 12.3 μm. Based on these data, quantitative modeling of the thermal history of the basement of the Tannuol terrane revealed three stages of tectonic activation of different nature and intensity, separated by stages of tectonic quiescence, over the last ~185 Ma: (i) ~185–135 Ma (Jurassic–Cretaceous), (ii) ~90–35 Ma (Cretaceous –Paleogene) and (iii) ~15–0 Ma (Neogene–Quaternary).

Keywords: Central Asian fold belt, Tannuol terrane, tectonic stages, denudation, Mesozoic, Cenozoic, thermal history models, quantitative modeling, apatite fission-track analysis

EDN: PGONMO
ГЕОТЕКТОНИКА, 2022, № 4, с. 92–128

УДК 552.3:551.71

АДАКИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ – СОСТАВ, ПЕТРОГЕНЕЗИС, ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА И АСПЕКТ ПРИМЕНЕНИЯ ТЕРМИНА “АДАКИТ”

© 2022 г. М. В. Лучицкая*
Геологический институт РАН, д. 7, Пыжевский пер., 119017 Москва, Россия
**e-mail: luchitskaya@ginras.ru*

Поступила в редакцию 19.08.2021 г.
После доработки 19.05.2022 г.
Принята к публикации 07.07.2022 г.

В статье автором проанализированы и обобщены данные об особенностях состава, петрогенезисе, источниках магм и геодинамических обстановках формирования адакитового магматизма и оценке его вклада в формирование континентальной коры Земли и взаимосвязи с началом действия плейттектонических процессов. За 30-летний период от введения термина адакит в 1990 г. и до наших дней был накоплен огромный объем фактического материала, выявляющий наличие адакитов как в многочисленных объектах кайнозойского магматизма на конвергентных окраинах Тихого океана, так и среди мезозойских, палеозойских магматических комплексов, формирование которых было связано с различными геодинамическими обстановками. Проведено разделение адакитов на различные подтипы, установлена их пространственная и временнáя ассоциация со специфическими базальтами, обогащенными ниобием, и Cu–Au минерализацией. Адакиты сопоставлены с тоналит-трондьемит-гранодиоритовыми сериями докембрийских областей и выявлены черты их сходства и различия. Дан обзор различных петрогенетических моделей адакитового магматизма и разнообразных геодинамических обстановок, в которых они могут быть реализованы. Рассмотренный в статье материал показывает, что адакиты встречаются в очень широком диапазоне геодинамических обстановок и само обнаружение таких пород среди магматических серий еще не свидетельствует об их возникновении за счет плавления базальтов молодой субдуцирующей плиты.

Ключевые слова: адакиты, слэб, субдукция, молодая океаническая кора, частичное плавление, геодинамическая обстановка, петрогенезис, ТТГ, магматизм

DOI: 10.31857/S0016853X22040051

ВВЕДЕНИЕ

Адакитовый магматизм связан с конвергентными границами плит и частичным плавлением субдуцирующей океанической коры в отличие от плавления мантийного клина, продуцирующего известково-щелочную базальт-андезит-дацит-риолитовую серию островных дуг и континентальных окраин. Термин “адакит” был введен Defant, Drummond [36], которые показали, что в некоторых современных островных дугах, где погружается относительно молодая (<25 млн лет) и горячая океаническая литосфера, присутствуют породы с геохимическими характеристиками расплавов, полученных при частичном плавлении океанической коры. Эти породы, представленные андезитами, дацитами и плагиориолитами или их интрузивными эквивалентами (тоналитами и трондьемитами), были названы адакитами. Начиная с 1990 года термин “адакит” стал широко использоваться в геологической литературе [1, 4–7, 13, 16, 18, 23, 24, 29, 31–33, 37, 51, 53, 63, 75, 79, 80, 96, 104, 105, 111, 126, 136, 137, 141].

Defant, Drummond [36] отмечают, что впервые такие породы были выявлены на о-ве Адак Алеутской дуги и рассмотрены в работе Kay [64]. Однако Kay описывал породы как высокомагнезиальные андезиты и термин “адакит” в работе отсутствует. Defant, Drummond [36] использовали географическое название адакит как производное от названия острова Адак, придав ему генетический смысл, т.к. в работе Kay [64] было показано, что в формировании высокомагнезиальной андезитовой магмы участвуют водные расплавы, образующиеся при плавлении субдуцирующей океанической коры, которые, поступая в вышележащий мантийный клин, вступают в реакцию с перидотитом. Затем в 1990 году в следующей публикации Drummond, Defant [42] дается подробная характеристика высокоглиноземистых типов тоналитов, трондьемитов, дацитов (ТТД) широкого возрастного диапазона от архея до кайнозоя

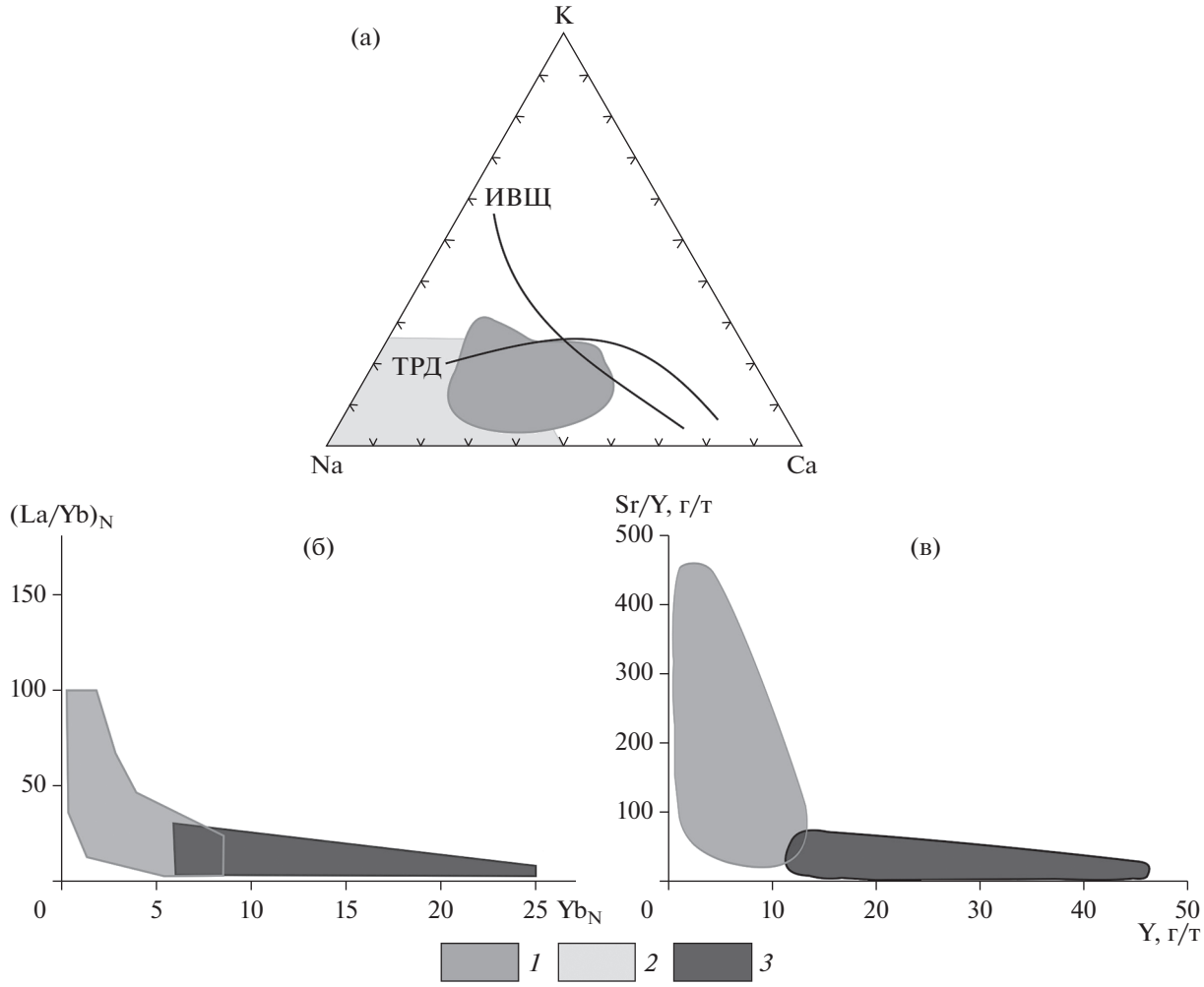


Рис. 1. Диаграммы Na–K–Ca (а), $(La/Yb)_N$–Yb_N (б) и Sr/Y–Y (в), разделяющие адакиты и известково-щелочные магматиты.
1 – адакиты; *2* – известково-щелочные магматиты; *3* – поле трондьемитов

и предлагается ранее опубликованная [36] модель частичного плавления базальтового материала молодой и горячей океанической коры для происхождения такого типа пород.

Целью настоящей статьи является анализ и обобщение данных об особенностях состава, петрогенезисе, источниках магм и геодинамических обстановках формирования адакитового магматизма. Важным является выявление черт сходства и различия с тоналит-трондьемит-гранодиритовыми сериями докембрийских областей с точки зрения роли адакитового магматизма в процессе формирования континентальной коры Земли.

Особенности состава пород

В работах Defant, Drummond [36], Kepezhinskas с соавт. [67] и Martin [79] приведены следующие данные, характеризующие особенности состава адакитов. Адакиты – это андезиты, дациты и плагиориолиты (дациты преобладают) или их интрузивные аналоги (тоналиты и трондьемиты) с содержанием $SiO_2 \geq 56\%$, $Al_2O_3 > 15\%$, $3.5\% \leq Na_2O \leq 7.5\%$. Они имеют низкие отношения K_2O/Na_2O (~0.42), обычно MgO < 3% (редко >6%), низкие содержания Y и Yb (≤18 и 1.9 г/т соответственно), высокие содержания Sr (редко <400 г/т до 2000 г/т) и следуют трондьемитовому тренду на диаграмме Na—K–Ca (рис. 1, а). Для минерального состава адакитов характерно сочетание плагиоклаза с магнезиальным амфиболом, клино- и ортопироксен, биотит и рудный минерал также могут присутствовать [36]. Акцессорные минералы включают апатит, магнетит и циркон. Наиболее яркими геохимическими чертами адакитов является сочетание высоких отношений Sr/Y (>50) и La/Yb (>10). Это позволило авторам [36, 78] предложить дискриминантные диаграммы $(La/Yb)_N$–Yb_N и Sr/Y–Y), позволяющие разграничивать адакитовые породы и породы типич-

ной островодужной серии базальт-андезит-дацит-риолит (см. рис. 1, б, в). Отмечено, что высокое значение Mg# (≈0.51) и содержания Ni (24 г/т), Cr (36 г/т) в адакитах превышают эти величины в типичных известково-щелочных магматитах (8 и 5 г/т соответственно), однако адакиты имеют такие же отрицательные аномалии Na, Nb, Ti на мультиэлементных диаграммах [36, 79, 105].

Изотопные характеристики адакитов часто близки к таковым базальтов N-MORB и составляют: $^{87}Sr/^{86}Sr < 0.704–0.705$, $^{144}Nd/^{143}Nd > 0.5129$, что свидетельствует о связи источника адакитов с базальтовым материалом океанической коры, даже если возникает небольшая контаминация нижнекоровым материалом [68, 81, 121]. Кайнозойские адакиты также имеют сходные с базальтами срединно-океанических хребтов (СОХ) изотопные составы Hf, Li, Fe и Zn [62, 121, 126].

По данным Wang с соавт. [126] наиболее примитивный Sr–Nd–Hf изотопный состав – $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7028–0.7042$, $\varepsilon Nd = +5–+12$ и $\varepsilon Hf = +12–+14$, наблюдается в кайнозойских адакитах энсиматических дуг, отражая вклад базальтового материала субдуцирующей океанической коры в их генезис. В кайнозойских адакитах окраинно-континентальных и энсиалических дуг он имеет более широкие вариации:

$$^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7030–0.7064, \quad \varepsilon Nd = -4–+8.5$$

$$\text{и } ^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7034–0.7068, \quad \varepsilon Nd = -3–+9,$$

соответственно, свидетельствуя о многокомпонентном источнике, который включает базальтовый материал океанической коры, субдуцированные осадки и материал континентальной коры [126].

Defant, Drummond [36] подчеркивают, что адакитовый магматизм проявлен в тех местах конвергентных окраин, где в зону субдукции погружается молодая и еще горячая океаническая кора с возрастом ≤25 млн лет.

Peacock с соавт. [89], используя данные моделирования, считают, что только океаническая кора с возрастом ≤5 млн лет может плавиться с образованием адакитов.

РАЗНОВИДНОСТИ АДАКИТОВ

Martin с соавт. [80] выделили две разновидности адакитов: низкокремнеземистые (НКА) ($SiO_2 < 60\%$) и высококремнеземистые (ВКА) ($SiO_2 > 60\%$).

Низкокремнеземистые

Низкокремнеземистые адакиты большей частью по своим характеристикам соответствуют магнезиальным или высокомагнезиальным андезитам, хотя в ряде случаев знак равенства между ними не ставится. В качестве примеров низкокремнеземистых разностей Martin с соавт. [80] приведены адакиты Аустральной вулканической зоны и района Серро Пампа Южных Анд, вулканического комплекса Кайямбе Северных Анд, п-ова Байджа Калифорния, п-ова Замбоанга о-ва Минданао Филиппинского архипелага, вулкана Эль Бару Панамы и магнезиальные андезиты о-ва Адак, Алеутских и Командорских о-вов [27, 35, 64, 65, 98, 101, 103, 113, 136].

Низкокремнеземистые адакиты отличаются минералогически тем, что содержат фенокристы пироксена. Они имеют более высокие содержания MgO (4–9 вес. %); сумму оксидов $CaO + Na_2O > 10$ и содержания Sr > 1000 г/т в отличие от высококремнеземистых адакитов, в которых эти параметры составляют: MgO (0.5–4 вес. %), $CaO + Na_2O$ (<11 вес. %) и Sr (<1100 г/т) (табл. 1).

Сравнение спайдерграмм редких элементов, нормированных на примитивную мантию, для высоко- и низкокремнеземистых адакитов показывает, что НКА отличаются от ВКА более высокими концентрациями легких редкоземельных элементов (ЛРЗЭ), положительной Sr аномалией и обеднением Rb (рис. 2, а).

Отмечено, что экстремально высокие содержания Sr встречаются только в низкокремнеземистых адакитах. Исходя из перечисленных выше параметров адакитов двух групп Martin с соавт. [80] предложили диаграммы $K/Rb–SiO_2/MgO$, $MgO–SiO_2$ и $Sr–K/Rb–(SiO_2/MgO)*100$ для их разграничения (см. рис. 2, б–г).

Wang с соавт. [126] выделяют среди кайнозойских высоко-магнезиальных андезитов следующие разновидности: Адак-типа и Пийп-типа, баджайиты, санукиты и бониниты. Высоко-магнезиальные андезиты Адак-типа соответствуют низкокремнеземистым адакитам Алеутской дуги и их происхождение связывают с взаимодействием расплавов плиты с мантийным перидотитом [64, 136]. Высоко-магнезиальные андезиты Пийп-типа и санукиты наблюдаются на о-ве Пийпа Алеутской дуги и в вулканическом поясе юго–запада Японии и образуются при частичном плавлении мантийного клина, метасоматизированного субдуцированными осадками или флюидами [126].

Баджайиты – это высоко-магнезиальные андезиты п-ова Байджа Калифорния Мексики. Martin с соавт. [80] относит их к низкокремнеземистым адакитам, происхождение которых связано с частичным плавлением амфибол-содержащих мантийных перидотитов, метасоматизированных расплавами плиты [20, 28, 88].

Таблица 1. Средние составы высоко- и низкокремнеземистых адакитов, докембрийских ТТГ, санукитоидов, гранитов Клосепет и материалов эксперимента [80].

	НКА $N = 77$	ВКА $N = 267$	ТТГ >3.5 млрд лет $N = 108$	ТТГ 3.5–3.3 млрд лет $N = 320$	ТТГ <3.0 млрд лет $N = 666$	Санукитоиды $SiO_2 < 62\%$; $N = 31$	Граниты Клосепет $SiO_2 < 62\%$; $N = 43$	Экспериментальные расплавы $N = 27$
SiO_2	56.25	64.8	69.59	69.65	68.36	58.76	56.39	68.94
Al_2O_3	15.69	16.64	15.29	15.35	15.52	15.8	15.79	17.7
$Fe_2O_3^*$	6.47	4.75	3.26	3.07	3.27	5.87	7.34	2.42
MnO	0.09	0.08	0.04	0.06	0.05	0.09	0.13	0.05
MgO	5.15	2.18	1	1.07	1.36	3.9	3.38	0.84
CaO	7.69	4.63	3.03	2.96	3.23	5.57	5.45	2.06
Na_2O	4.11	4.19	4.6	4.64	4.7	4.42	3.94	4.92
K_2O	2.37	1.97	2.04	1.74	2	2.78	3.17	2.53
TiO_2	1.49	0.56	0.39	0.36	0.38	0.74	1.2	0.78
P_2O_5	0.66	0.2	0.13	0.14	0.15	0.39	0.72	–
Rb	19	52	79	59	67	65	93	98
Ba	1087	721	449	523	847	1543	1441	651
Nb	11	6	8	6	7	10	18	11.4
Sr	2051	565	360	429	541	1170	978	333
Zr	188	108	166	155	154	184	323	196
Y	13	10	12	14	11	18	37	11.9
Ni	103	20	12	15	21	72	38	16
Cr	157	41	34	21	50	128	50	–
V	184	95	39	43	52	95	129	25
La	41.1	19.2	35.3	31.4	30.8	59.9	90.9	28.65
Ce	89.8	37.7	61.7	55.1	58.5	126	188	53.56
Nd	47.1	18.2	25.8	19.6	23.2	54.8	84.9	25.05
Sm	7.8	3.4	4.2	3.3	3.5	9.8	14.5	–
Eu	2	0.9	1	0.8	0.9	2.3	3.2	1.23
Gd	4.8	2.8	3.2	2.4	2.3	6	9.2	–
Dy	2.8	1.9	1.8	1.9	1.6	3.2	5.6	2.35
Er	1.21	0.96	0.77	0.77	0.75	1.41	2.68	1.21
Yb	0.93	0.88	0.78	0.63	0.63	1.32	2.05	0.94
Lu	0.08	0.17	0.2	0.13	0.12	0.26	0.34	–
K_2O/Na_2O	0.58	0.47	0.44	0.38	0.43	0.63	0.8	0.51
Mg#	0.61	0.48	0.38	0.41	0.45	0.57	0.48	0.4
Sr/Y	162.21	55.65	30.45	31.44	51.1	63.98	26.58	28.04
$(La/Yb)_N$	29.32	14.44	29.85	32.86	32.52	29.92	29.32	20.18

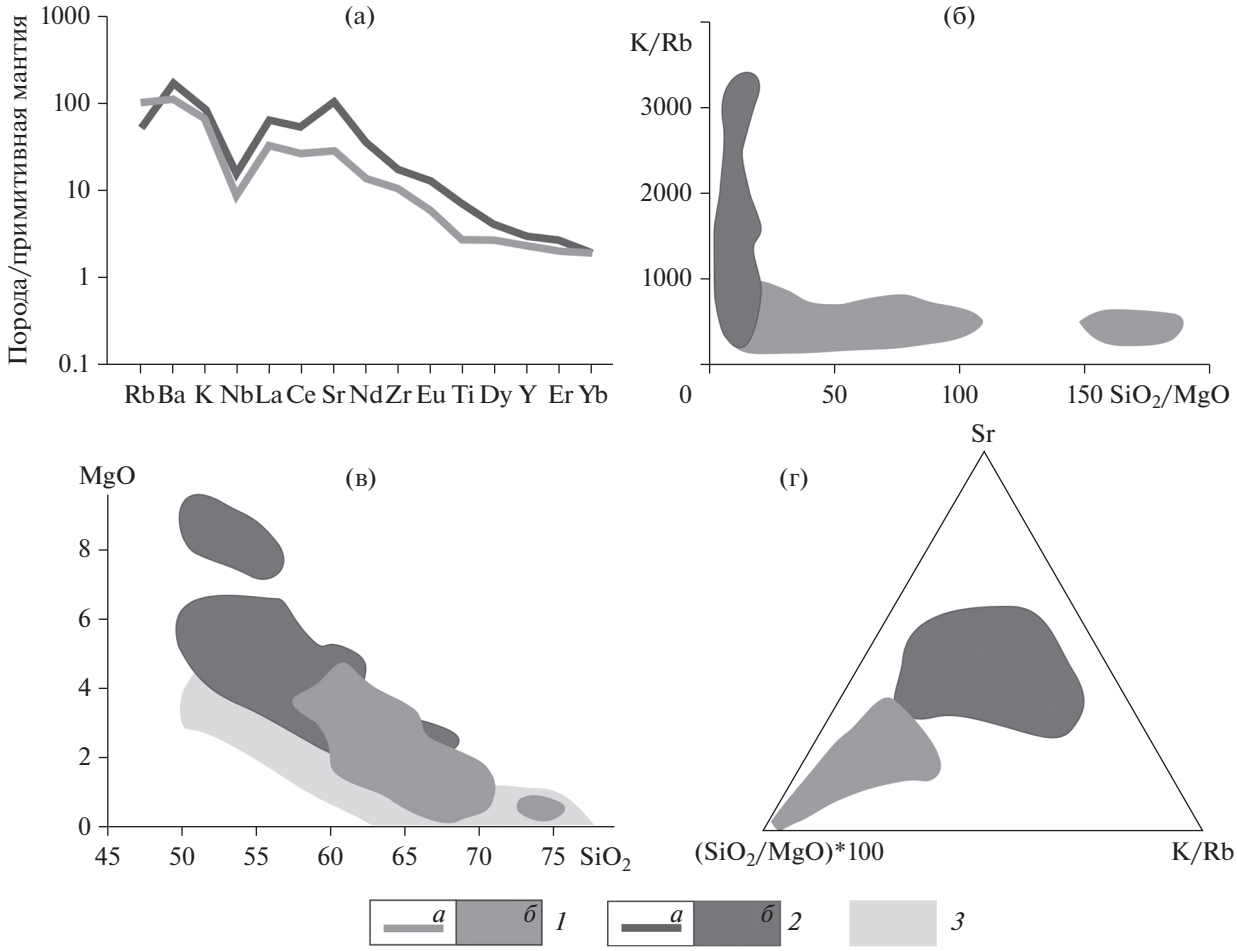


Рис. 2. Распределения редких элементов, нормированных на примитивную мантию (а); диаграммы K/Rb–MgO (б); MgO–SiO_2 (в); (SiO_2/MgO)*100–Sr–K/Rb (г) для высоко- и низкокремнеземистых адакитов (по данным [80]). *1–2* – адакиты: *1* – высококремнеземистые, *2* – низкокремнеземистые; *3* – экспериментальные расплавы

Высококремнеземистые

К высококремнеземистым адакитам Martin с соавт. [80] относят адакиты, которые представляют собой расплавы, образованные при частичном плавлении базальтового материала слэба и реагируют с вышележащим перидотитом мантийного клина при их подъеме к поверхности.

Zhang с соавт. [141] провели исследование опубликованных составов адакитов из базы данных GEOROCK и отмечают, что ВКА соответствуют первоначальному определению адакитов, по [36].

Нанесение всех составов адакитов на диаграммы Rb–K, (CaO + Na_2O)–Sr, SiO_2/MgO–K/Rb, и TiO_2–Cr/Ni показало, что они локализуются в основном в поле ВКА, включая адакиты, которые должны по содержанию SiO_2 относиться к НКА [141] (рис. 3). Zhang с соавт. [141] пришли к выводу, что собственно адакитами можно называть только высококремнеземистые разности, а низкокремнеземистые относить к адакитовым породам.

Проведенный М.Л.Толстых с соавт. [9] анализ значительного объема данных по породам и стеклам, состав которых соответствует адакитам (SiO_2 > > 56 вес. %, Sr > 400 г/т, Sr/Y > 18), показал, что расплавы адакитового состава очень редки в сравнении с породами адакитового состава. По их мнению, тот факт, что породы по составу соответствуют адакитам, еще не подразумевает, что они образовались из адакитового расплава.

По мнению Moyen [84], термин адакит может быть использован для описания единственного типа пород – высококремнеземистых адакитов в определении Martin с соавт. [79], совпадающим с первичным определением Defant, Drummon [36].

В работе Grebennikov, Khanchuk [51] на основе обширного объема геохимических данных для магматических пород современных геодинамических обстановок тестируются новые диаграммы TiO_2 × 10–$Fe_2O_3^{Tot}$–MgO и Nb*5–Ba/La–Yb*10, которые позволяют различить породы, характер-

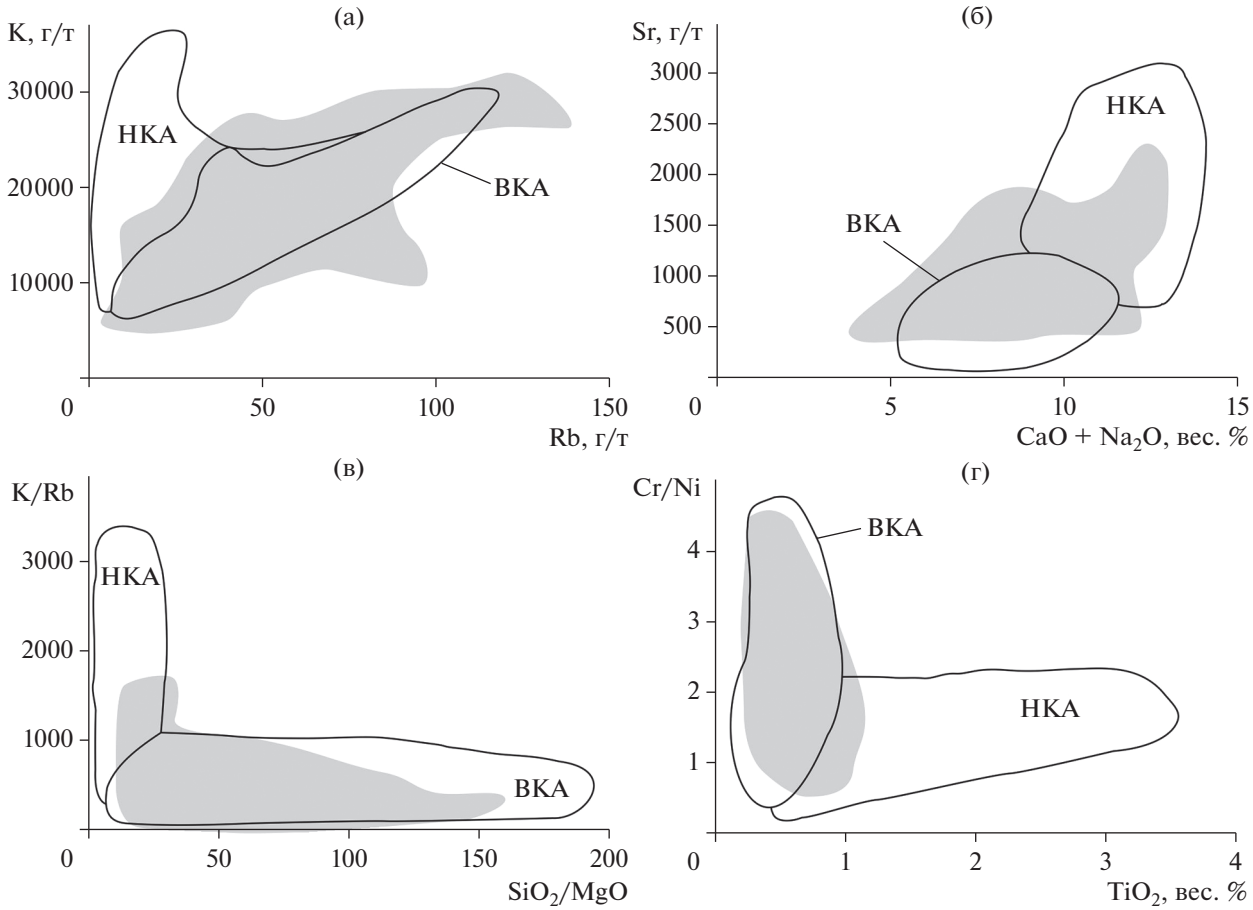


Рис. 3. Диаграммы K–Rb (а); Sr–(CaO + Na_2O) (б); K/Rb–(SiO_2/MgO) (в); Cr/Ni–TiO_2 (г), (по данным [141] с изменениями и дополнениями).
Адакиты: низкокремнеземистые (НКА) и высококремнеземистые (ВКА), по [80].

ные для конвергентных и трансформных окраин Тихоокеанского типа.

Нанесенные на эти диаграммы составы адакитов (по определению [36, 79]) показали, что они попадают равным образом в поля пород трансформных и конвергентных окраин на диаграмме $TiO_2 \times 10$–$Fe_2O_3^{Tot}$–MgO и только в поля пород трансформных окраин на диаграмме Nb*5–Ba/La–Yb*10 (рис. 4, а–г).

Grebennikov, Khanchuk с соавт. [51] предположили, что данные диаграммы могут идентифицировать как адакиты, связанные с частичным плавлением океанической коры в краевых частях мантийного окна, вызванным поступлением астеносферной мантии, так и адакиты, связанные с частичным плавлением базальтового материала субдуцирующей океанической коры [27, 28, 65, 86, 113, 119].

ПЕТРОГЕНЕЗИС

Предложенная Defant, Drummond [36] первоначальная модель образования адакитов включала частичное плавление в зоне субдукции на конвергентных окраинах молодой (<25 млн лет) и, вследствие этого, – достаточно разогретой океанической коры. Низкие концентрации Y и Yb в адакитах объясняются присутствием граната и/или роговой обманки в реститовой фазе, т.к. они имеют высокие коэффициенты распределения минерал-расплав для Y и ТРЗЭ.

Эта модель поддерживалась многими исследователями, но возраст субдуцирующей океанической коры варьировал от <5 до <30 млн лет [8, 54, 79, 80, 85].

Moyen [84] с этой моделью связывает образование только высоко-кремнеземистых адакитов. В настоящее время механизм плавления океанической коры при субдукции также широко применяется для петрогенезиса адакитов от архей-

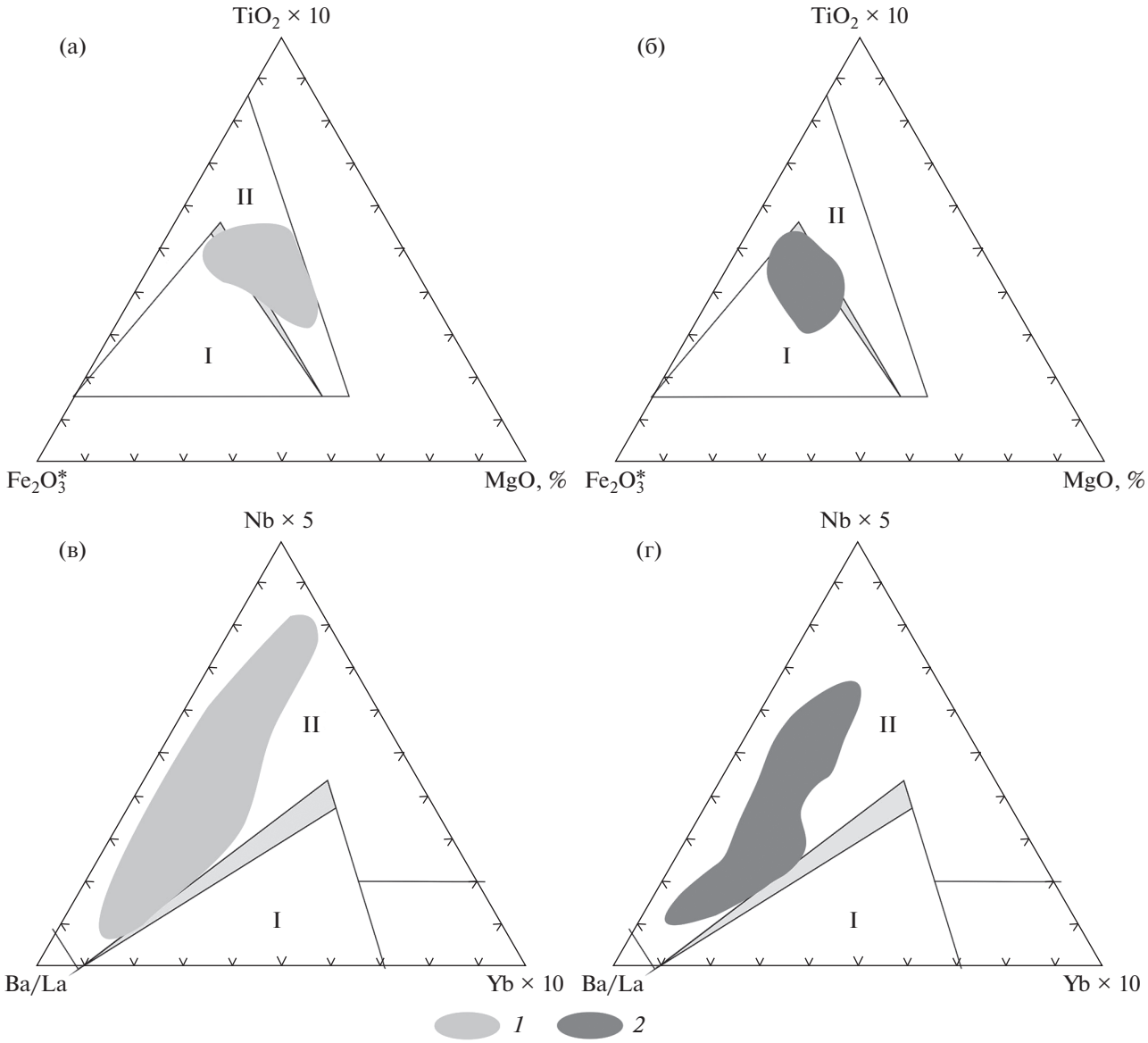


Рис. 4. Диаграммы $Fe_2O_3^{tot}$–TiO_2–MgO (а–б) и Ba/La–Nb*5–Yb*10 (в–г) для адакитов конвергентных и трансформных континентальных окраин (по данным [51]).
1–2 – адакиты континентальных окраин: *1* – трансформных, *2* – конвергентных

ского до мезозойского возраста [4, 44, 124, 125, 128, 140].

Zhang с соавт. [141] отметили, что из 356 эталонных образцов адакитов, 252 имеют кайнозойский возраст, 44 – мезозойский, 12 – палеозойский и 39 – архейский, при этом большинство адакитов кайнозойского возраста ассоциируют с островодужной обстановкой и образовались по модели частичного плавления базальтового материала субдуцирующей океанической коры.

Эсперимeнтальное моделирование

Результаты комбинированных моделей частичного плавления субдуцированной базальтовой коры и 2D термальных моделей субдукционных зон указывают на то, что молодая и все еще горячая литосфера может плавиться [29, 47, 89]. Образование адакитов вследствие плавления субдуцированной базальтовой коры подтверждено экспериментальными данными по плавлению базальтовых пород в условиях стабильности граната и водонасыщенного (или дегидратационного) плавления амфиболитов при степенях плавления от 10 до 40% [17, 87, 93, 100, 109, 130, 132]. Реститовые ассоциации составляют плагиоклаз + амфибол ± ортопироксен ± ильменит при 16 кбар и гранат + клинопироксен ± рутил при более высоких давлениях. В зависимости от температуры гранат становится стабильным между 10 и 12 кбар.

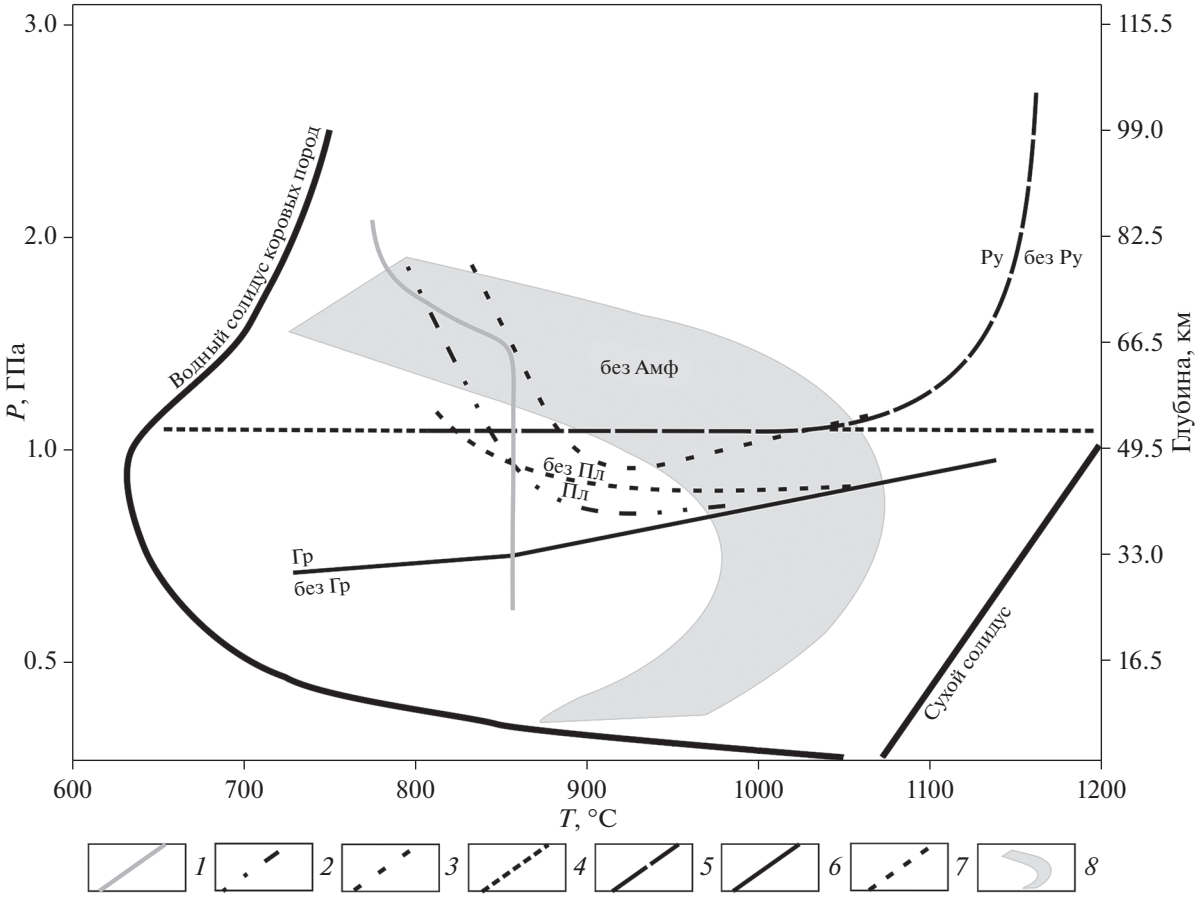


Рис. 5. *P–T*-условия генерации адакитовых расплавов, (по данным [126], с изменениями и дополнениями). Обозначено: Амф – амфибол, Пл – плагиоклаз, Ру – рутил, Гр – гранат.
1–3 – линии: *1* – дегидратационного солидуса метабазальта, *2* – 5% граната в рестите, *3* – 20% граната в рестите; *4–7* – разделяющие поля: *4* – гранат и гранат + рутил, *5* – рутил, *6* – гранат, *7* – плагиоклаз; *8* – без амфибола

Распределение РЗЭ в экспериментальных стеклах сильно фракционированное и соответствует таковому у адакитов. Наличие реститовой роговой обманки и окислов (рутила, ильменита) во всех продуктах экспериментов приводит к наличию отрицательных Ti–Nb–Ta аномалий, аналогичных наблюдаемым в адакитах.

Wang с соавт. [126] привели примеры ассоциации адакитовых пород с эклогитовыми или высокобарическими гранулитовыми ассоциациями:

• Жилы, интрузии, пегматиты в поле развития метаморфических пород данных фаций (пояс Северного Кэйдама Северо-Западного Китая, метаморфический комплекс Мюнчберг, Германия) [114].

• Многофазные твердые и расплавные включения в минералах эклогитовых и высокобарических гранулитовых комплексов (комплекс Саксонских Рудных гор, Германия), эклогиты орогена Даби, Китай, высокобарические гранулиты Богемского массива варисского орогена Центральной Европы [46, 50, 59].

• Ксенолиты эклогитов и гранатовых клинопироксенитов в раннемеловых высокомагнезиальных адакитовых интрузиях района Ксужу-Хуайбей на юго-восточной окраине Северо-Китайского кратона [131, 134].

Данные примеры свидетельствуют о вероятной генерации адакитовых расплавов в результате частичного плавления пород эклогитовой и высокобарической гранулитовой фаций в условиях глубоко субдуцирующей океанической/континентальной коры [126].

Wang с соавт. [126] в результате обобщения экспериментальных данных пришли к выводу, что такие черты адакитов, как деплетирование ТРЗЭ, Nb, Ta, Ti, позитивные незначительные отрицательные Eu аномалии, позитивные Sr аномалии, содержания щелочей, – могут быть объяснены в рамках частичного плавления метабазитов при $P = 1.2–3.0$ ГПа, $T = 800–1000$°C и 1.5–6.0 вес. % H_2O, при наличии граната, рутила и небольшого количества плагиоклаза в рестите (рис. 5).

Многие исследователи отмечают, что природные адакиты по ряду петро- и геохимических характеристик таких, как обогащение MgO, Ni, Cr, отличаются от экспериментальных материалов

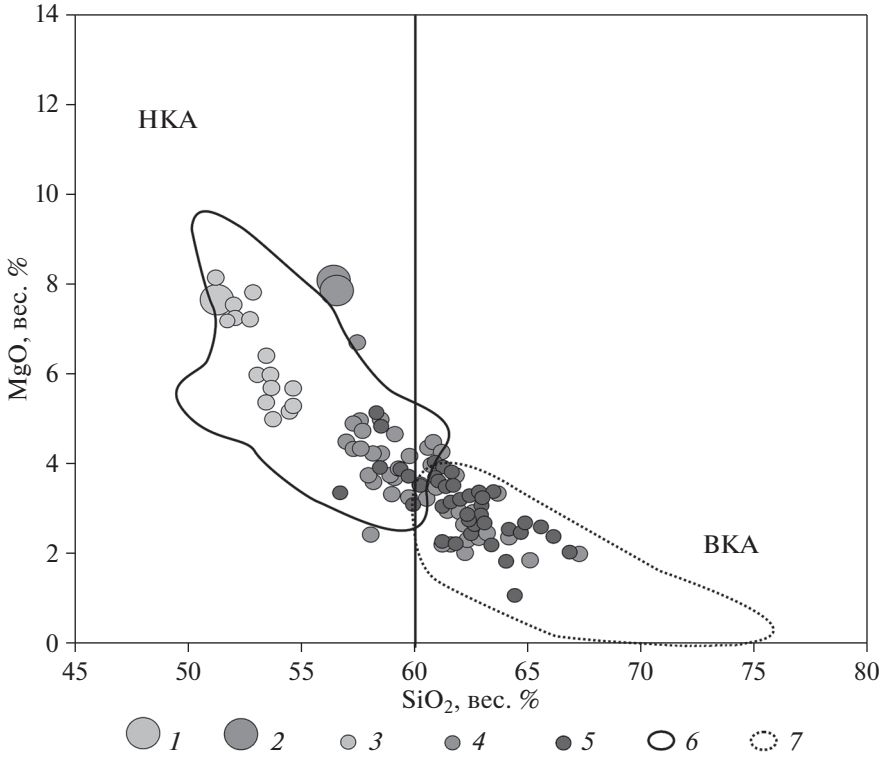


Рис. 6. Диаграмма $MgO–SiO_2$ для высокомагнезиальных адакитов о. Кадаву архипелага Фиджи в сравнении с высоко- и низкокремнеземистыми адакитами, (по данным [34], с изменениями и дополнениями).
1–2 – адакиты о. Кадаву (восточная часть): *1* – высокомагнезиальные, *2* – низкомагнезиальные; *3–4* – адакиты р-на Нгалоу о-ва Кадаву: *3* – высокомагнезиальные, *4* – низкомагнезиальные; *5* – адакиты о. Кадаву (западная часть); *6–7* – адакиты мира: *6* – высококремнеземистые, *7* – низкокремнеземистые

[29, 43, 79, 80, 82, 94, 105, 111, 113]. Предполагается, что изменение состава адакитов происходит в результате взаимодействия адакитового расплава, образовавшегося при плавлении океанической плиты, с вышележащим мантийным клином при подъеме расплава к поверхности [29, 79, 80, 94].

Rapp с соавт. [94] показали, что во время подъема через мантийный клин расплавы, образованные при частичном плавлении базальтового материала субдуцирующей плиты (в дальнейшем – расплавы плиты), вступают в метасоматические реакции с перидотитом, включающие ортопироксен и гранат. В этом процессе значительно меняются содержания SiO_2, MgO, Ni, и Cr без изменения редких элементов, таких как REE, Sr и Y. При соотношении расплав плиты/перидотит ниже ~1, расплав плиты полностью используется в метасоматических реакциях с перидотитом и метасоматизированная мантия становится источником примитивных магнезиальных андезитов. При более высоких величинах отношений расплав/порода расплавы плиты в различной степени гибридизируются мантийным материалом и становятся высококремнеземистыми адакитовыми магмами.

Danyushevsky с соавт. [34] показали, что составы первичных расплавных включений в фенокристах оливина и клинопироксена в низкокремнеземистых адакитах о. Фиджи в Юго-Западной Пацифике образуют непрерывный ряд от соответствующих низкокремнеземистым магнезиальным адакитам до высококремнеземистых низкомагнезиальных, таким образом разделение адакитов на низко- и высококремнеземистые разности не связано с происхождением адакитов (рис. 6).

Адакиты образуют магматическую серию, имеющую мантийное происхождение, которая включает примитивный высокомагнезиальный член серии, соответствующий магнезиальным андезитам, и более дифференцированный низкомагнезиальный [34, 135]. При этом внутри серии типичные черты адакитов становятся менее заметными с уменьшением содержания MgO [34].

Ксенолиты и расплавные включения в адакитах

Геологическим свидетельством взаимодействия адакитовых расплавов с материалом мантийного клина является наличие стекол или расплавных включений адакитового состава в минералах мантийных ксенолитов надсубдукционных лав Камчатки, Алеутских островов, Филиппин, Анд и Малых Антильских островов [23, 36, 43, 52, 67, 68, 106, 137].

Включения в минералах мантийных ксенолитов в островодужных вулканических породах Филиппинского архипелага имеют фракционированные распределения РЗЭ (La/Yb = 48), низкие Yb_N и Y (5–9 г/т), высокие содержания Sr (552 г/т) и Sr/Y отношения (в среднем равное 93-м), аналогичные таковым в адакитах [106].

Мантийные ксенолиты из вулканических пород Валоваямского вулканического поля Северной Камчатки пересечены серией жил адакитового состава с повышенными содержаниями MgO и Cr. Во вмещающих метасоматизированных перидотитах содержатся гранат, Al-пироксен, паргаситовый амфибол и богатый Na плагиоклаз [67].

Yogodzinski с соавт. [136], показали, что расплавные включения в фенокристах клинопироксена в примитивных магнезиальных андезитах западной части Алеутской дуги, которые первоначально были описаны Kay в 1978 г. [64], имеют высокие содержания Sr и высокие отношения Nd/Yb по сравнению с таковыми в обычных островодужных базальтах других участков дуги. Содержания Sr и величины Nd/Yb отношения также положительно коррелируют с Mg# в противоположность обычным островодужным базальтам.

Yogodzinski, Kelemen с соавт. [136] предполагают, что примитивные магнезиальные андезиты и дациты (или их интрузивные эквиваленты) являются родоначальными для более дифференцированных адакитов, благодаря интенсивному взаимодействию расплава с мантией при низких давлениях в основании коры дуги.

Возможность образования адакитовых расплавов при плавлении базальтового материала океанической коры в зоне субдукции можно наблюдать на таком природном объекте как субдукционный комплекс Каталина Южной Калифорнии. Было показано, что гранатовые амфиболиты этого комплекса, являющиеся метаморфизованными океаническими базальтами, содержат мигматитовые жилы адакитового состава, образованные в условиях $T = 650–750$ и $P = 9–11$ кбар [19, 112].

По мнению Castillo [29] адакиты включают весь спектр составов островодужных пород. К ним относятся породы, соответствующие первичным кислым расплавам плиты, расплавам плиты, которые гибридизированы перидотитовым материалом мантийного клина и расплавам, полученным при плавлении перидотита, метасоматизированного расплавом плиты.

Martin с соавт. [80] считают, что расплавы плиты, которые реагируют с перидотитом при подъеме через мантийный клин соответствуют высококремнеземистым адакитам. Низкокремнеземистые адакиты интерпретируются как расплавы, образованные при плавлении перидотита мантийного клина, состав которого был модифицирован в результате реакции с кислыми расплавами плиты.

Hastie с соавт. [57] исследовали адакиты, которые были генерированы в результате частичного плавления аккретированной или субдуцированной коры Карибского океанического плато под восточную Ямайку при $T = 850–900°C$ и $P = 1–1.6$ ГПа. Эти адакиты имеют более низкие содержания Sr (<400 г/т), MgO (≤2.0%), Ni (в основном ≤30 г/т) и Cr (в основном ≤40 г/т), чем современные адакиты, полученные при плавлении океанической коры нормальной мощности. Показано их сходство по составу с раннеархейскими (~3.5 млрд лет) породами тоналит-трондьемит-гранодиоритовых (ТТГ) серий, которые предположительно образовались при поддвигании мощной и более плавучей архейской океанической коры под прилегающие плиты, поэтому авторы предлагают выделять данный тип адакитов как особый ямайский тип.

Частичное плавление нижней коры и K(C)-адакиты

Существует большое количество примеров вулканических и интрузивных серий, которые имеют многие геохимические черты адакитов, но их происхождение связывают с частичным плавлением нижней коры [14, 16, 25, 31, 61, 66, 99, 123, 139].

Castillo [29] назвал их адакитоподобными породами и отмечает, что среди данных пород, так же как и для адакитов, есть низкомагнезиальные, высококремнеземистые разности, соответствующие первичным расплавам нижней коры и высокомагнезиальные, низкокремнеземистые разности с высокими содержаниями совместимых элементов (например, Ni, Cr). Расплавы, родоначальные для высокомагнезиальных низкокремнеземистых пород, образовались при взаимодействии мантийного перидотита и расплавов, полученных при плавлении нижнекорового материала, деламинированного в мантию, или коры предостроводужной части дуги, погруженной на большую глубину в результате субдукционной эрозии [48, 65, 66, 123, 133, 141].

По мнению Castillo [29] для доказательства происхождения адакитоподобных пород в результате плавления нижней коры, а не базальтов субдуцированной коры, важен тот факт, что эти породы имеют наиболее обогащенные Sr–Nd изотопный состав (εNd = −8 до +6; $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7044–0.7094$, по [126]) (рис. 7).

Другими аргументами могут являться тектонические модели, исключающие временну́ю связь адакитоподобных пород с субдукцией, или геофизические данные об отсутствии протолита субдуцированной океанической литосферы [48, 123, 133].

Группа адакитоподобных пород Китая и Тибетского плато очень разнообразна и включает

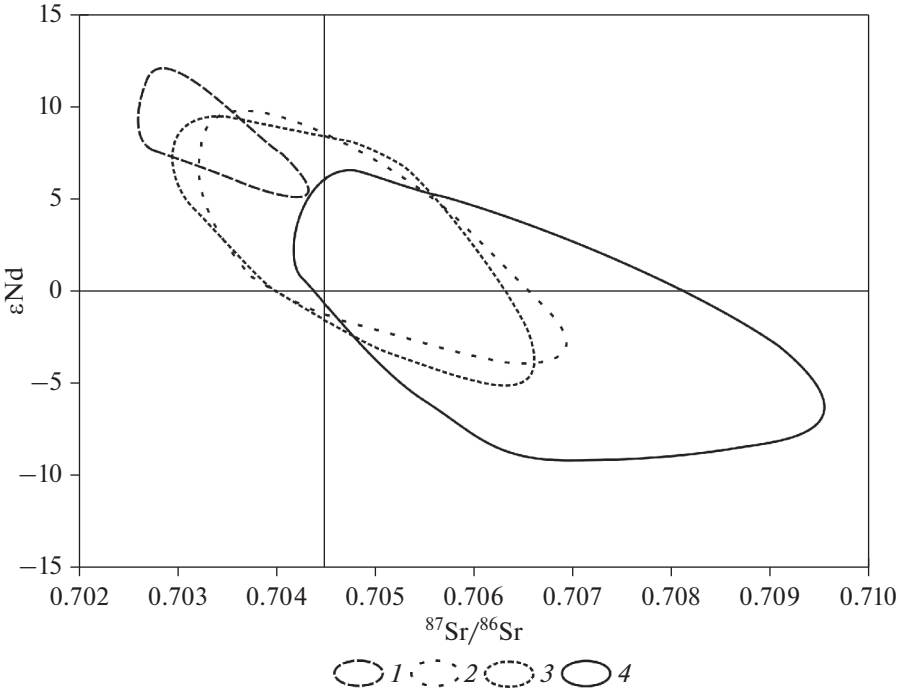


Рис. 7. Диаграмма εNd–$^{87}Sr/^{86}Sr$ для кайнозойских адакитов конвергентных границ плит.
1–3 – дуги: *1* – интраокеанические, *2* – континентальных окраин; *3* – энсиалические; *4* – зоны коллизии континент–континент

вулканические и плутонические (граниты и гранодиориты) породы с содержанием SiO_2 от менее 56% до более 75% с высокими содержаниями K_2O и высокими K/Na отношениями (0.7–2), с низкими содержаниями Y и Yb, но не всегда повышенными Sr/Y и La/Yb отношениями. Граниты и гранодиориты по своим петрохимическим характеристикам сходны с богатыми калием известково-щелочными гранитоидами, поэтому для них предложен термин “K-адакиты” [129]. В связи с тем, что адакитоподобные породы этого типа могут быть связаны с обстановкой коллизии континент–континент, то для них также используется термин “континентальные” или C-типа адакиты [75].

Ling с соавт. [73] отмечают, что в отношении редкоэлементного состава адакиты C-типа имеют более низкие концентрации Sr, более широко варьирующие Sr/Y и La/Yb отношения, относительно более высокие Th/U и Nb/Ta отношения, чем адакиты, образованные при плавлении субдуцированной океанической коры. Изучая адакиты этого типа, исследователи дают еще более дробную классификацию адакитовых пород на низко-, средне-, высоко- и суперкалиевые разности [140].

Фракционная кристаллизация

Ряд исследователей считает, что для того, чтобы объяснить редкоэлементные геохимические характеристики адакитов не нужно привлекать модель плавления субдуцирующей океанической плиты; они могут быть генерированы в результате фракционной кристаллизации родоначальной островодужной базальтовой магмы [30, 76, 96, 120, 135].

Richards, Kerrich [96] полагают, что такие черты как высокие Sr/Y и La/Yb отношения могут приобрести продукты кристаллизации известково-щелочных островодужных магм за счет фракционирования роговой обманки и акцессорных минералов (например, сфена) в процессах ассимиляции-фракционной кристаллизации (AFC), которые могут иметь место в коре островных дуг.

Chiaradia [30] показал, что величина Sr/Y отношения в островодужных лавах положительно коррелирует с мощностью коры дуги и высокие Sr/Y отношения являются следствием высокобарической дифференциации в основании коры.

Поскольку гранат и роговая обманка имеют высокие коэффициенты распределения тяжелых РЗЭ и иттрия, то их фракционирование в высокобарических условиях сопровождается увеличением Sr/Y и La/Yb отношения, т.е. приводит к “адакитовым” чертам в продуктах кристаллизации [84, 120, 135].

Андезитовые и дацитовые породы из группы молодых (<2 млн лет) вулканов о. Камигуин в южной части Филиппин первоначально рассмат-

ривались как сформированные при частичном плавлении океанической плиты. Однако они образуют лавовые потоки, переслаивающиеся с более мощными потоками известково-щелочных базальтов, базальтовых андезитов и редко риолитов [29, 101]. Пространственная и временна́я ассоциация потоков различного состава, сходный химический и изотопный состав лав о-ва Камигуин предполагают, что они принадлежат к единой генетически связанной лавовой серии от базальтов до риолитов [29].

Проведенное геохимическое моделирование показало, что андезиты и дациты с адакитовыми характеристиками могут быть образованы в результате комбинированного процесса фракционировании первичных роговой обманки и клинопироксена (±апатит) в базальтовой магме, полученной при плавлении метасоматизированного мантийного клина, и смешения дифференцированных магм с примитивными магмами, периодически поступающими в магматическую камеру [29].

Macpherson с соавт. [76] также предполагают, что адакитовые породы п-ова Суригао в южной части Филиппин сформировались за счет фракционной кристаллизации в магматической камере базальтовых магм, полученных из метасоматизированного мантийного клина в высокобарических условиях (в поле стабильности граната) в островодужной обстановке.

Модель фракционной кристаллизации применяется и для плагиогранитов офиолитовых комплексов, которые по геохимическим особенностям могут быть сходны с адакитами. Например, происхождение метаплагиогранитов офиолитового пояса Джангси северо–востока Южного Китая объясняется фракционной кристаллизации родоначальной базальтовой магмы с фракционированием роговой обманки, апатита и ильменита [49]. Базальтовая магма возникла при плавлении мантийного клина под неопротерозойской (~970 млн лет) континентальной дугой вдоль южной окраины блока Янцзы.

СПЕЦИФИЧЕСКИЕ ПОРОДНЫЕ АССОЦИАЦИИ

Для района субдукции относительно молодой (<25 млн лет) и горячей океанической литосферы плиты Наска под Центрально-Американскую островную дугу была отмечена пространственная ассоциация адакитовых лав с базальтами, которые отличаются от типичных островодужных [35, 95]. Они являются щелочными, обогащены высокозарядными элементами (ВЗЭ), особенно Nb (>20 г/т в сравнении с 4 г/т в обычных островодужных базальтах) и были соответственно названы высокониобиевыми базальтами [95].

Defant с соавт. [35] предположили следующие многоступенчатые генетические связи между адакитами и высокониобиевыми базальтами. Адакитовый расплав, полученный при плавлении субдуцированной базальтовой коры, поступает в мантийный клин, вызывая кристаллизацию амфибола, который затем испытывает распад и высвободившиеся ВЗЭ поступают во вмещающий перидотит. Далее частичное плавление такого метасоматизированного перидотита генерирует высоко-Nb базальты [35, 37].

Впоследствии также было установлено присутствие в ассоциации с адакитами базальтов, которые имеют меньшие концентрации ниобия (от 7 до 25 г/т) [11, 101]. В сравнении с высокониобиевыми базальтами, которые имеют положительную аномалию Nb на мультиэлементных диаграммах, базальты с более низкими содержаниями Nb, называемые обогащенными-Nb базальтами, показывают только слегка положительную или слабо отрицательную Nb аномалию и менее обогащены Zr (рис. 8). Наличие высокониобиевых и обогащенных-Nb базальтов отмечено для района Байджа Калифорния запада США и южных Филиппин косвенно свидетельствует о процессе плавления океанической коры в ходе эволюции островодужного магматизма [11, 29, 101].

Происхождение низкокремнеземистых высокомагнезиальных адакитов так же, как и высокониобиевых базальтов связывают с плавлением мантийного клина, метасоматизированного расплавами плиты, но они не являются породами, обогащенными ВЗЭ, и, в частности, ниобием. Поэтому возникает вопрос, почему один и тот же метасоматизированный (амфиболизированный) источник в мантийном клине продуцирует два различных по обогащению ВЗЭ типа пород как высокониобиевые базальты и низкокремнеземистые адакиты [29]. Отмечается, что редкоэлементный и Sr–Nd изотопный состав высокониобиевых базальтов сходен с таковым внутриплитных OIB лав, которые образуют вулканические постройки [28]. В связи с этим ряд исследователей считает, что высоко-Nb базальты могут быть продуктами плавления мантийного клина, который содержит OIB компонент, захваченный из океанической верхней мантии [77, 122].

Пространственное и временно́е сочетание проявлений внутриплитного и островодужного (адакитового, примитивного высокомагнезиального андезитового и высокониобиевого базальтового) вулканизма отмечается для кайнозойского магматизма Камчатской островодужной системы [1, 3, 5–7].

Миоцен–раннеплиоценовые вулканические, дайковые породы и мантийные ксенолиты в них Срединного хребта и Камчатского перешейка Камчатки были детально изучены [5]. Среди вул-

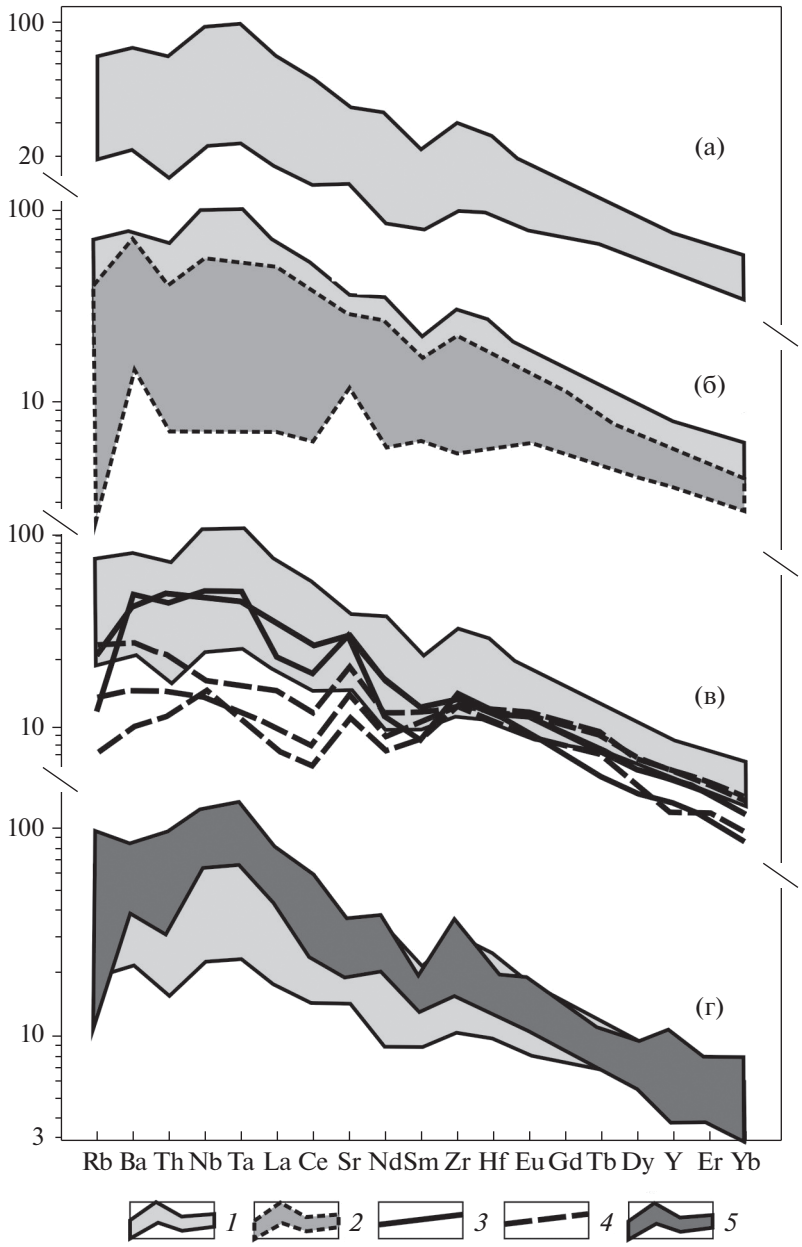


Рис. 8. Спайдерграммы микроэлементов, нормированных по примитивной мантии, для высоко-Nb базальтов и обогащенных Nb базальтов п-ова Байджа (шт. Калифорния, США) дуги Сулу (Западные Филиппины), OIB лав подводного вулканического хребта вдоль ископаемого спредингового центра Южной Байджа Калифорния (шт. Калифорния, США).
1–2 – поле: *1* – внутриплитных щелочных лав вулканического поля Сан Куэнтин п-ова Байджа, *2* – обогащенных Nb базальтов; *3–4* – базальты дуги Сулу: *3* – высоко-Nb, *4* – обогащенные Nb; *5* – поле OIB лав подводного вулканического хребта вдоль ископаемого спредингового центра Южной Байджа Калифорния

канических пород выделены как высококремнеземистые, так и низкокремнеземистые адакиты; в ксенолитах присутствуют пироксениты с гранатом и жилы адакитового состава [67]. Была предложена двухстадийная модель, позволяющая связать в единый процесс образование пород с различными геохимическими характеристиками. Она включает плавление мантийных лерцолитов с образованием пироксенитов, а затем плавление лерцолитового и пироксенитового источников с формированием щелочных базальтов и вулканитов адакитового состава. При этом генезис высококремнеземистых анакитов связан с фракционированием, плавлением и распадом амфибола, а низкокремнеземистых – с фракционированием и плавлением клинопироксена [5].

По данным А.Б. Перепелова [7] в строении вулканических массивов южной части Центрально-Камчатской депрессии участвуют магнезиаль-

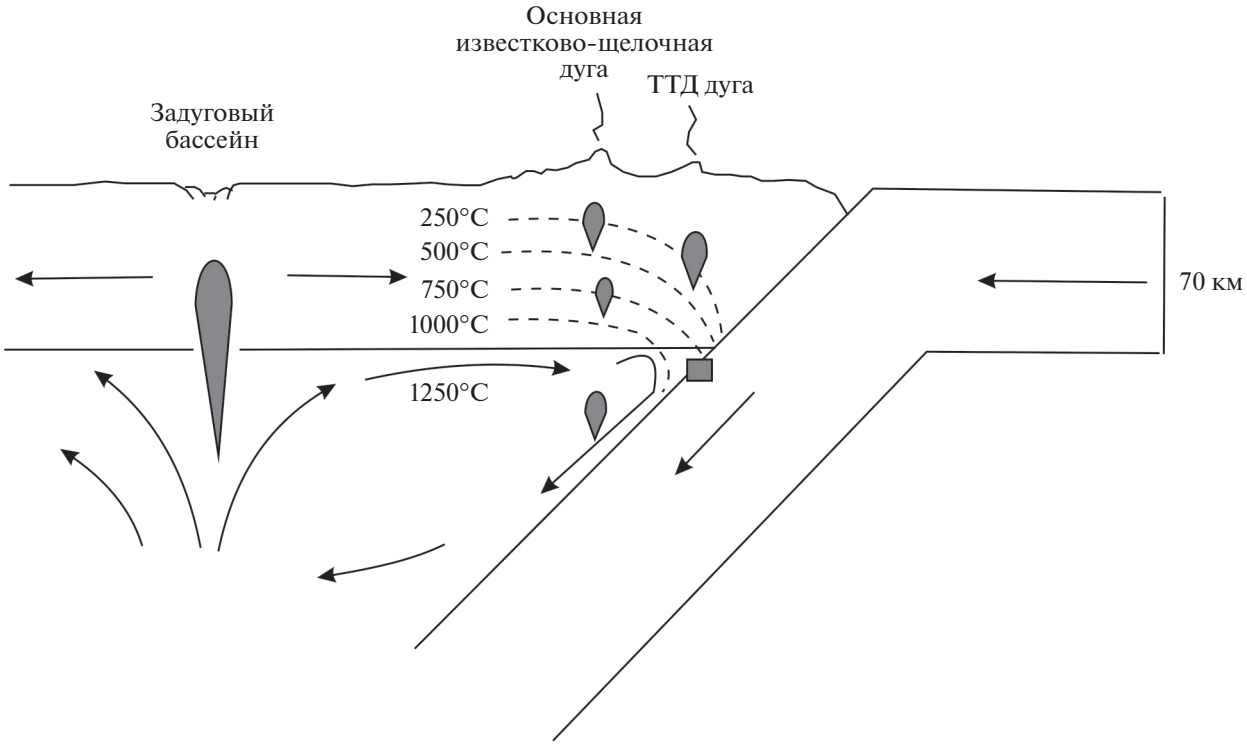


Рис. 9. Взаимоотношение известково-щелочного и тоналит-трондьемит-дацитового (ТТД) магматизма в системе окраинное море–островная дуга, (по данным [36]).

ные андезитобазальты и андезиты, высониобиевые и обогащенные Nb базальты и андезитобазальты и различные типы адакитов. Для описания петрогенезиса всей совокупности пород предложена модель, которая связывает погружение фрагментов океанической литосферной плиты в область астеносферной мантии в районе Малко-Петропавловской зоны поперечных разломных дислокаций Камчатки и их последовательную амфиболизацию и эклогитизацию [7].

На ранних стадиях преобразований происходит формирование магм магнезиальных андезибазальтов, андезитов и высококремнеземистых адакитов, а на заключительных этапах – образование высокониобиевых базальтов, обогащенных Nb базальтов и низкокремнеземистых адакитов.

По мнению Авдейко с соавт. [1] ассоциация адакитов с высокониобиевыми базальтами в пределах Тихоокеанского кольца возникает в начальный период субдукции, когда наблюдается плавление переднего края слэба на контакте с горячей астеносферой.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ПРОЯВЛЕНИЯ АДАКИТОВОГО МАГМАТИЗМА

Первоначально все проявления кайнозойского адакитового магматизма на конвергентных окраинах связывались с моделью плавления молодой и горячей океанической коры, погружающейся в зону субдукции [36]. В работе Drummond, Defant [42] эта же модель была применена для объяснения генезиса высокоглиноземистым ТТД. При условии угла наклона зоны субдукции в 45°, фронт ТТД магматизма должна находиться примерно в 80 км от желоба, в то время как фронт нормального известково-щелочного вулканизма – в 100–120 км от него. Таким образом, фронт ТТД магматизма отодвинут на ~40 км в сторону океана относительно осевой части дуги, в которой проявляется известково-щелочной магматизм (рис. 9).

Однако в связи с дальнейшим накоплением данных о больших разновидностях адакитов акцент сместился с термальных условий субдуцирующей литосферы к уникальным тектоническим обстановкам, которые позволяют субдуцирующей плите аномально нагреваться и таким образом появляются условия для плавления даже древней и холодной океанической коры.

В настоящее время описано много вариантов геодинамических обстановок, в которых могут быть реализованы условия петрогенезиса адакитов и адакитовых пород и объяснены их специфические геохимические черты, такие как высокие Sr/Y и La/Yb отношения. К таким обстановкам относятся:

– косая [136] или пологая субдукция [18, 54];

– мантийное окно, возникшее в результате отрыва части океанической плиты или субдукции

Таблица 2. Районы пологой субдукции [54].

Регион	Протяженность, км	Ассоциирующие плато или блоки	Возраст, млн лет	Вулканизм	
				Q дуга	возраст адакитов, млн лет
Чили (28°–33° ю.ш.)	550	Хребет Хуан Фернандес	43	Нет	4–7
Перу (2°–15° ю.ш.)	1500	Хребет Наска, плато Инка	30–43	Нет	3–6
Эквадор (1° ю.ш.–2 ° с.ш.)	350	Хребет Карнеги	16–24	Да	0–3
Колумбия (6°–9° с.ш.)	350	Блок Чоко	20	Нет	Неизвестно
Коста-Рика	250	Хребет Кокос	14–20	Нет	1–3
Мехико	400	Хребет Техуантепек	13–20	Да	Неизвестно
Каскадия (46°–49° с.ш.)	350	Неизвестно	8	Да	0
Южная Аляска	500	Террейн Якутат	45	Нет	0
Юго-Западная Япония	600	Хребет Кюсю-Палау	15–20	Да	0
Новая Гвинея (135°–140° в.д.)	550	Хребет Эурипик	~20	Нет	2–4 (?)

океанического хребта (Коста-Рика, Центральная Америка [53, 63, 65], Чили, Южная Камчатка, Алеутская дуга [24, 53, 70]);

– начало субдукции (Филиппины) [1, 37, 82];

– косая или быстрая субдукция (Алеутские и Командорские о-ва, Филиппины) [37];

– плавление в нижней части утолщенной континентальной коры [31, 133];

– фракционирование островодужной водонасыщенной базальтовой магмы в поле стабильности граната или переплавление застывшего базитового материала, содержащего гранат в основании литосферы островных дуг (о-в Минданао, Филиппины) [76], центральная часть Чили [97]);

– океанические трансформные зоны [55, 56];

– коллизия островных дуг [71, 102, 107];

– нестационарная субдукция [1, 11].

Причины возникновения пологой субдукции (~10% от всех зон субдукции континентальных окраин Тихого океана) и результаты численного моделирования этого процесса приведены во многих работах [21, 45, 89]. Однако процесс, связывающий пологую субдукцию с адакитовым магматизмом, был описан Gutcher с соавт. [54] на примере континентальных окраин Чили, Эквадора, Коста-Рики, Каскадии, Южной Аляски, Юго-Западной Японии и Новой Гвинеи. Они отмечали, что большая часть плиоцен-четвертичных адакитов на этих окраинах связана с субдукцией относительно древней литосферы с возрастом 10–45 млн лет (табл. 2), которая не может плавиться при нормальном термальном градиенте в зоне субдукции и, соответственно, модель плавления океанической коры [36] не может быть применима. При этом молодой считается океаническая кора с возрастом ≤5 млн [54].

Gutcher с соавт. [54] предполагают многоэтапную эволюцию вулканизма, в том числе адакитового состава, на активной окраине Центрального Чили и Эквадора в интервале от 20 млн лет до настоящего времени, в которой действует механизм пологой субдукции. Они использовали численные модели [39, 89].

На первом этапе (центральная часть Чили (20–12 млн лет), Эквадор (6 млн лет)) зона субдукции была достаточно крутой (>30°), происходили дегидратация океанической плиты, плавление мантийного клина и формировалась узкая зона известково-щелочного вулканизма на расстоянии примерно 300 км от желоба (рис. 10, а). На следующем этапе (центральная часть Чили (10–7 млн лет), Эквадор (настоящее время)) зона субдукции выполаживается как результат изменения плавучести погружающейся коры, т.е. подхода к зоне субдукции утолщенной океанической коры, например, океанического плато. Плита пересекает геотерму 700°C примерно на 80 км глубины на расстоянии 300–400 км от желоба, вызывая развитие широкого адакитового фронта вулканизма (см. рис. 10, б). Так как лидирующий край пододвигающейся океанической плиты ~5 млн лет находится на почти постоянной глубине 70–80 км (при давлениях 2–2.5 ГПа), она имеет достаточно времени, чтобы разогреться до 700–800°C, приводя к частичному плавлению океанической коры. Астеносферный “язык” также частично затронут плавлением в своей краевой части.

На следующем этапе он остывает и отступает, и плавление океанической коры может реализоваться только на большом расстоянии от желоба (450–600 км) в виде последнего импульса адакитового вулканизма (см. рис. 10, в). Наконец, наступает стадия амагматичной пологой субдукции: океаническая плита остывает ниже 600°C, асте-

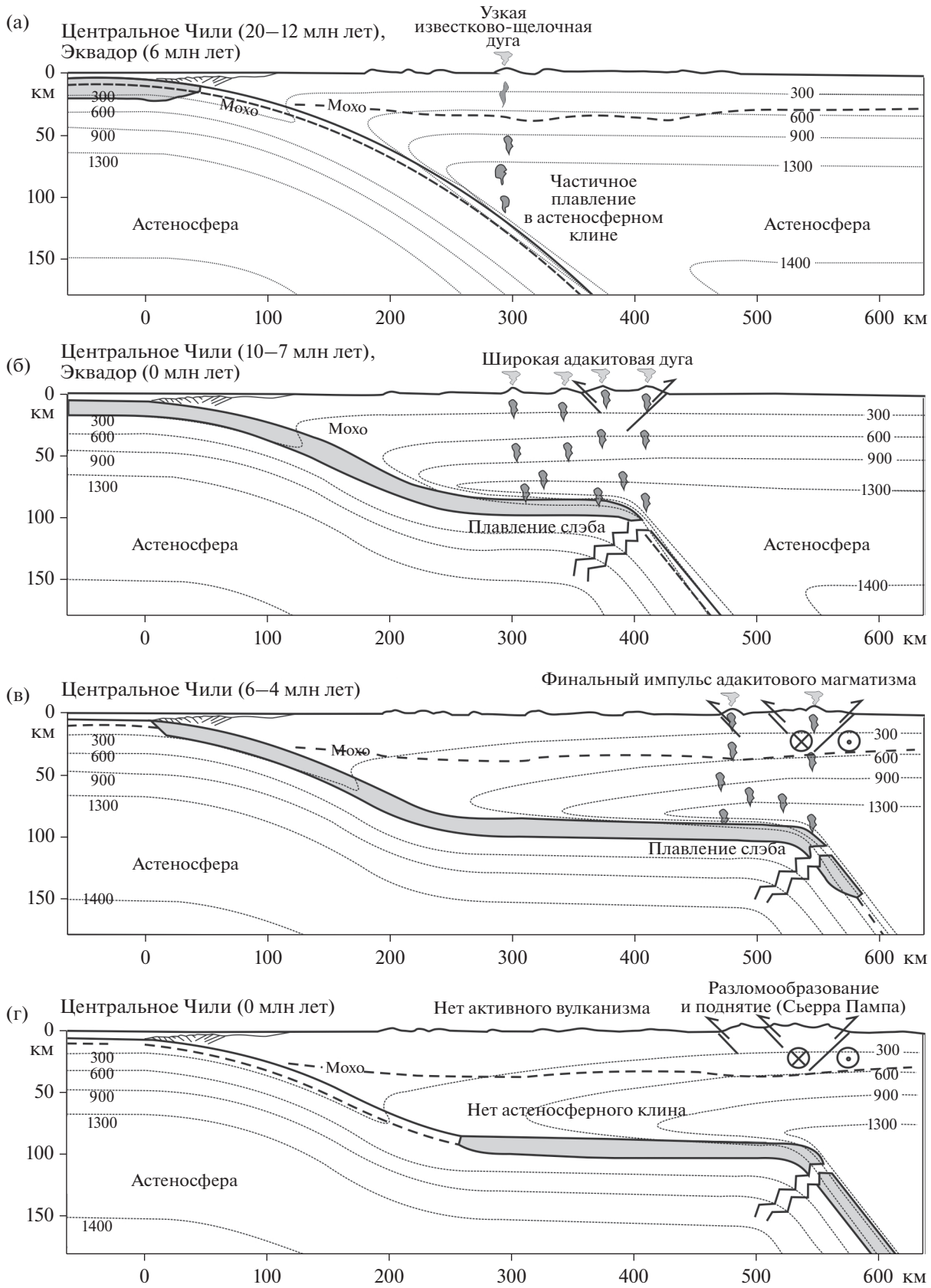


Рис. 10. Схема этапов эволюции зоны субдукции, иллюстрирующая переход от крутого залегания зоны Беньофа (а) до выполаживания зоны и связь с ней известково-щелочного и адакитового магматизма (б–г), (по данным [54]).

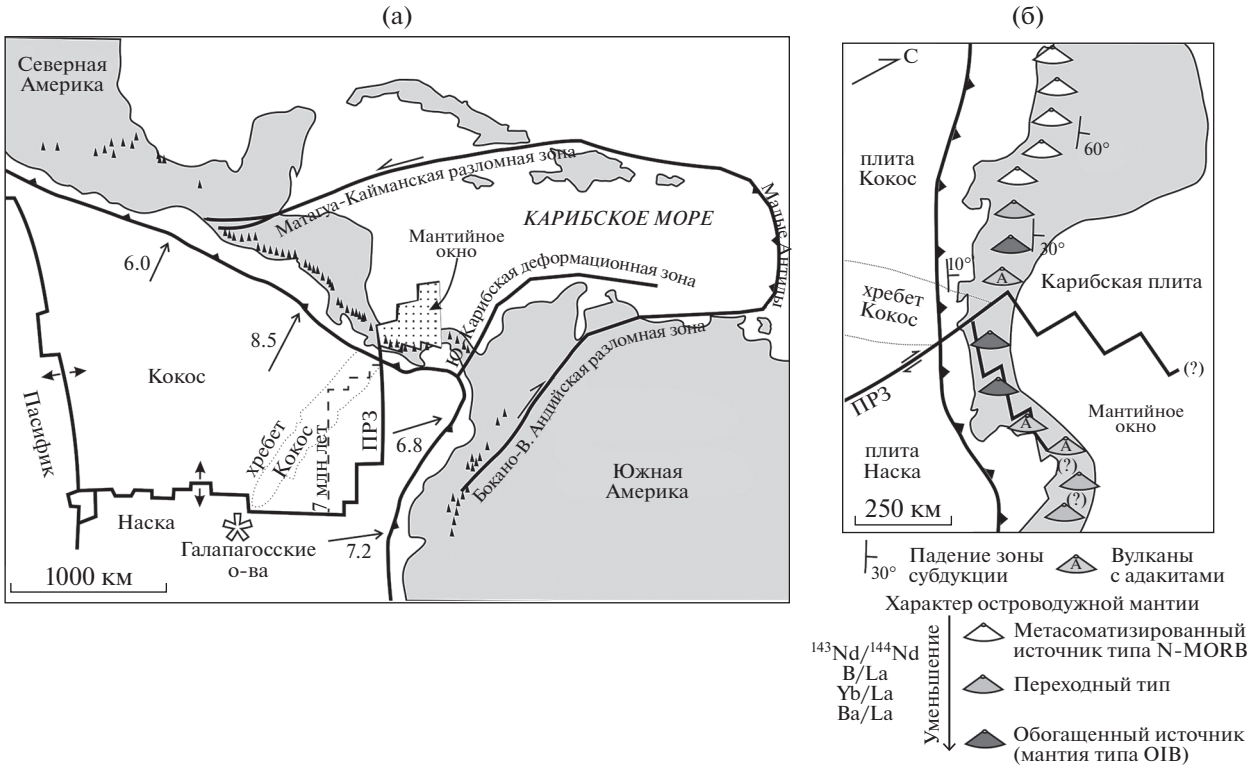


Рис. 11. Тектоническая схема Центральной Америки, (по данным [63], с изменениями и допонениями).
(а) – проекция на поверхность мантийного окна между плитами Кокос и Наска под юго-восточной частью Коста-Рики и северо-западной Панамой;
(б) – изменение характера вулканизма вдоль цепи вулканов Панамы и Коста-Рики над мантийным окном.

носферный клин полностью исчезает, и вулканизм прекращается (см. рис. 10, г).

Yogodzinski с соавт. [136] связывают проявления адакитового магматизма в островодужных системах с теми участками субдукционных зон, где имеет место косая субдукция пододвигающейся океанической плиты. Этот процесс подробно рассмотрен на примере западной части Алеутской дуги, где продукты миоцен-позднеплейстоценового вулканизма включают упомянутые выше высокомагнезиальные андезиты (низкокремнеземистые адакиты). Косая субдукция (45°–57° по отношению к желобу, начиная со среднего миоцена), приводит к более медленной субдукции и продуцирует более теплый *P—T–t* тренд для погружающейся океанической литосферы [89, 136]. Все это приводит к появлению большой доли компонента, образующегося при плавлении базальтов океанической коры в адакитовых продуктах магматизма, несмотря на то, что возраст погружающейся океанической коры составляет 40 млн лет [136].

В районах погружения океанического хребта под континентальную окраину образуется мантийное окно, что сопровождается, в частности, проявлениями адакитового магматизма. При погружении спредингового хребта Кокос–Наска под Карибскую плиту в районе Юго-Восточной Коста-Рики и Панамы (Центральная Америка), начиная с 8 млн лет, в продуктах вулканизма на окраине плиты отмечаются дациты и риолиты с адакитовыми характеристиками, которые образуются при анатексисе субдуцирующей базальтовой коры в краях плит, ограничивающих мантийное окно [63, 119] (рис. 11, а, б). При этом на удалении в обе стороны от зоны мантийного окна, проецируемой на поверхность, развиты типичные известково-щелочные вулканиты.

Аналогично, в районе погружения Чилийского хребта в плиоценовое время под Южно-Американскую плиту наблюдаются не только вулканиты зоны Аустральных Анд с адакитовыми характеристиками в отличие от известково-щелочных вулканитов зоны Южных Анд [108], но и несколько тоналит-трондьемитовых и гранодиорит-гранитных плутонов на полуострове Тайтао [13, 24] (рис. 12, а, б).

Геохимическое моделирование показывает, что родоначальная магма ТТГ плутонов с адакитовыми чертами п-ова Тайтао сформировалась при 20% плавлении измененного базальта с реститовыми фазами в виде граната и роговой обманки [24].

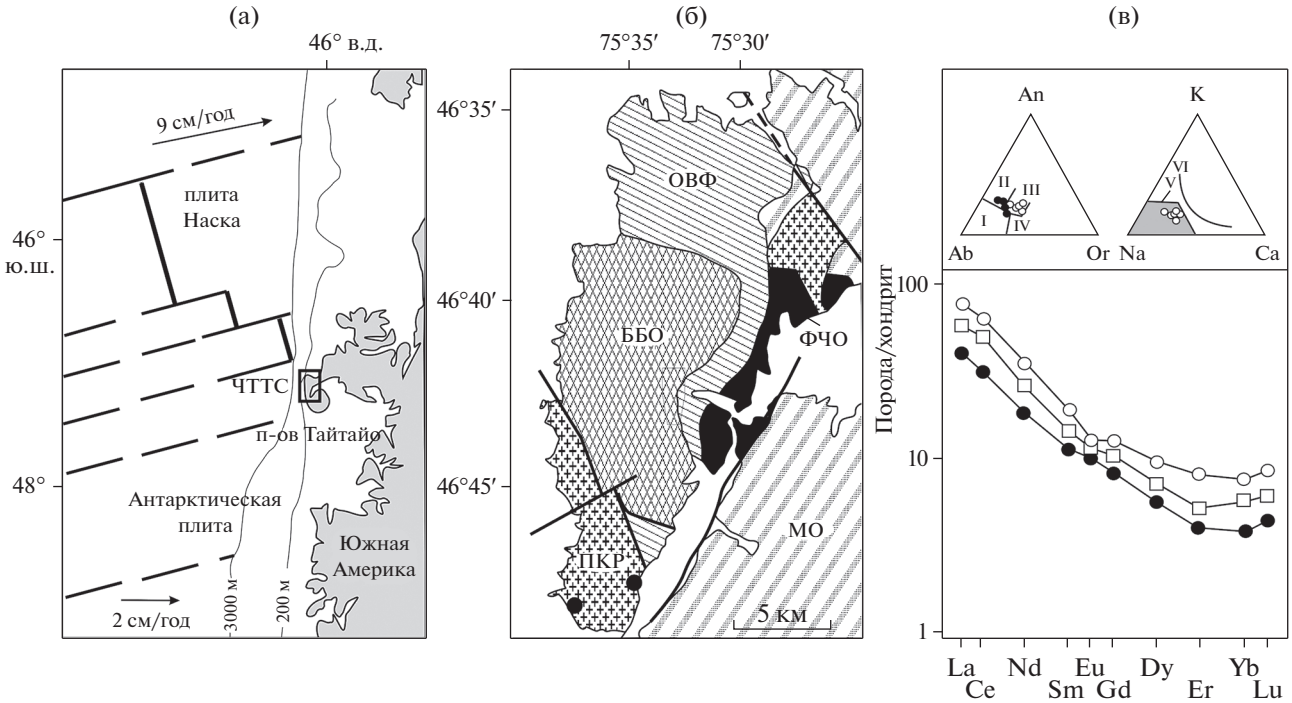


Рис. 12. Формирование мантийного окна под п-овом Тайтайо в Южном Чили, (по данным [24], с изменениями и дополнениями).
(а) – местоположение п-ова Тайтайо в Южном Чили; (б) – геологическая карта п-ова Тайтайо (показана (прямоугольник) на (а)); (в) – петро-, геохимические характеристики пород плутона Капо Рэпер (п-ов Тайтайо, Южный Чили). Поля: I – трондьемиты, II – тоналиты, III – гранодиориты, IV – граниты; тренды: V – трондьемитовый, VI – известково-щелочной.
Обозначено: ЧТТС – Чилийская точка тройного сочленения (ось Чилийского спредингового хребта (жирная линия)); ББО – офиолиты Байя Бариентос; ФЧО – формации Чилийской окраины; ПКР – плутон Капо Рэпер; МО – метаморфическое основание; ОВФ – основная вулканическая формация; Гд – гранодиорит; Гр – гранит; Тд – трондьемит; То – тоналит; ИЩ – известково-щелочной тренд.

По данным Anma с соавт. [13] генерация магм ТТГ плутонов связана по времени с моментами погружения отдельных сегментов Чилийского спредингового хребта под континентальную окраину. Образование расплавов происходило за счет частичного плавления офиолитов, обдуцированных на континентальную окраину и прорванных ТТГ плутонами, и (или) океанической коры под действием тепла при апвеллинге мантийного вещества под субдуцирующим хребтом.

Различные примеры проявлений адакитового магматизма в позднекайнозойской геодинамической эволюции Камчатки приведены в работе Авдейко с соавт. [1]. Для района р. Валоваям северного сегмента Камчатской дуги происхождение адакитов связывается с плавлением базальтов молодой субдуцируемой океанической плиты Командорского бассейна. На Восточной Камчатке, где погружается океаническая кора с возрастом 93 млн лет [117] сочетание адакитов и вулканических пород с внутриплитными и островодужными характеристиками образуется в результате плавления базальтов переднего края субдуцируемой плиты на контакте с горячей астеносферой [1] (рис. 13).

Формирование адакитов южной части Центральной Камчатской депрессии, возможно, происходит в краевых частях мантийного окна [1].

Вулканизм адакитового состава зоны Камчатско-Алеутского сочленения, видимо, также связан с формированием мантийного окна и/или на контакте северо-восточного края Тихоокеанской плиты с астеносферой, и он продолжается и в настоящее время (вулкан Шивелуч).

Связь адакитового вулканизма плиоцен-плейстоценового возраста с начальным моментом субдукции океанической коры Филлипинского моря с возрастом 50–60 млн лет в восточной части о. Минданао Филлиппинского архипелага отмечена [82, 102]. Кроме того, в западной части этого острова под островную дугу Замбоанга погружается молодая (25–5 млн лет) океаническая кора моря Сулу, которая испытывает частичное плавление на глубинах 75–85 км также с образованием адакитовых расплавов [102]. Только часть этих расплавов достигает поверхности, а большая часть метасоматизирует мантийный клин, из которого выплавляются обогащенные ниобием базальтовые магмы и образуются высоко-Nb ба-

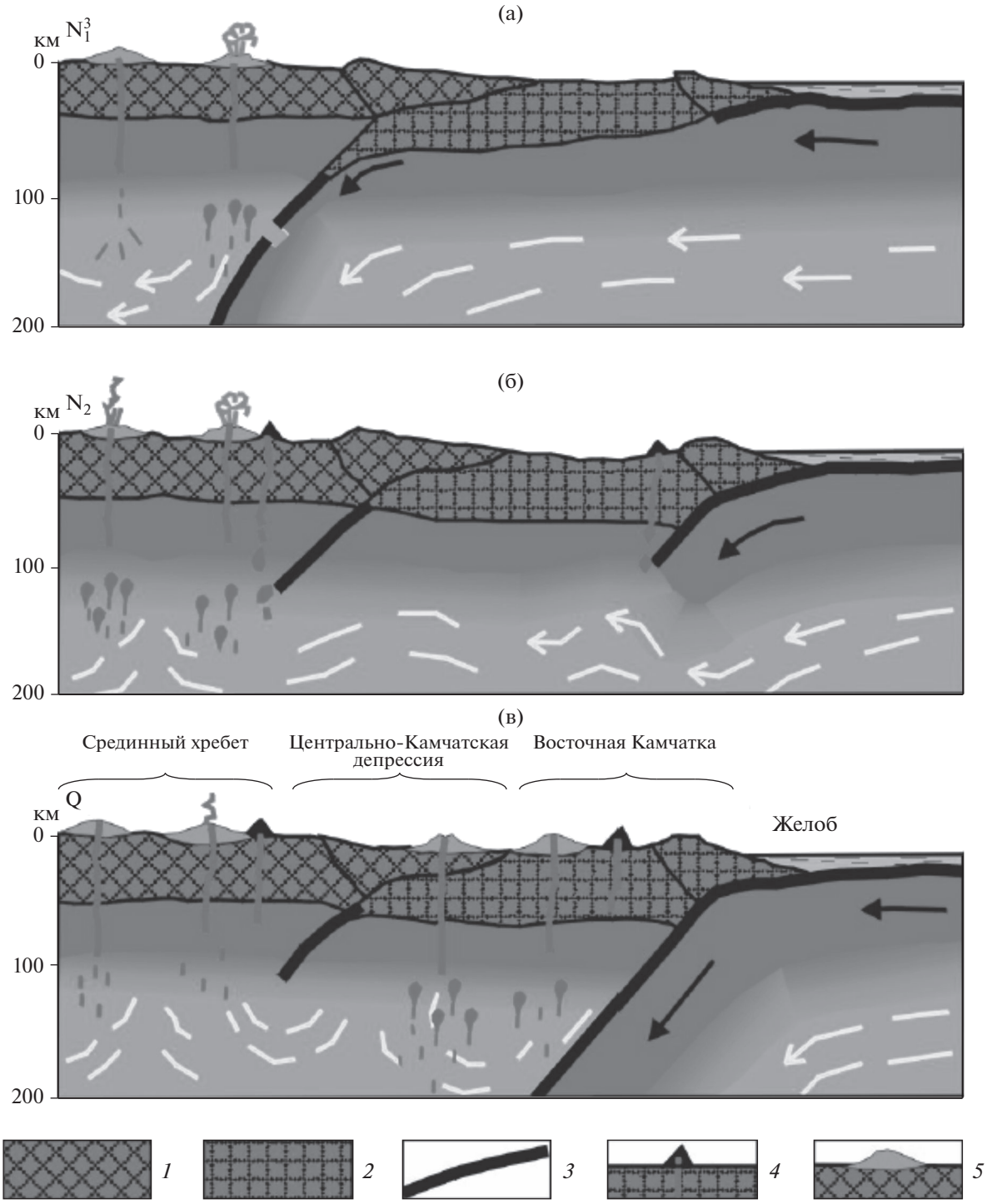


Рис. 13. Модель миоцен–четвертичной геодинамической эволюции и образования адакитов Камчатки, (по данным [1]).
1–3 – кора: *1* – континентальная, *2* – Кроноцкой палеодуги (континентальная), *3* – океаническая; *4* – адакитовые постройки; *5* – вулканы

зальты, о которых шла речь выше. Наконец, формирование вулканитов адакитового состава в центральной части о. Минданао связывают с частичным плавлением фрагментов ранее субдуцированной океанической коры Молуккского моря, включенных в верхнюю мантию [102].

Macpherson с соавт. [76] для восточной части о. Минданао предлагает два альтернативных ва-

рианта формирования адакитовых расплавов, в основу которых заложено:

– фракционирование водонасыщенной базальтовой магмы, сформированной при частичном плавлении мантийного клина на значительных глубинах в поле стабильности граната;

– переплавление базальтового материала, содержащего гранат и кристаллизовавшегося в основании литосферы островной дуги.

Второй вариант также используется для объяснения генезиса миоценовых адакитов о-ва Борнео, Большие Зондские о-ва [76].

Schwartz с соавт. [107] показали, что генерация ТТГ пород адакитового состава может быть связана с процессом коллизии дуга–дуга на примере провинции Голубых гор северо-восточного Орегона Северо-Американской континентальной окраины. Здесь установлено две серии островодужных плутонов средне- и позднеюрского возраста. Геохимические и изотопные характеристики среднеюрских плутонов и лав основного состава предполагают, что они образовались из деплетированного мантийного источника при малоглубинном (<40 км) плавлении ранее сформированной островодужной коры. Посткинематические адакитовые плутоны позднеюрского возраста имеют геохимические и изотопные характеристики, свидетельствующие об их происхождении при частичном плавлении клинопироксен-роговообманково-гранатового источника на глубинах >35–40 км. Такие условия для выплавления адакитовых расплавов создаются вследствие утолщения коры в процессе коллизии островных дуг Олдс Ферри и Валлова в позднеюрское (159–154 млн лет) время (рис. 14).

С геодинамической обстановкой коллизии дуга–континент, сопровождающим ее отрывом части океанической коры и утолщением коры континентальной окраины могут быть связаны гранитоидные плутоны, в том числе с адакитовыми характеристиками, меловых батолитов Северо-Американских Кордильер [127].

Оригинальная геодинамическая модель плиоцен–плейстоценового адакитового магматизма в связи с океаническими трансформными разломами предложена Haschke, Ben-Avraham [56, 57] на примере островных дуг о-вов Папуа–Новая Гвинея (рис. 15).

Здесь вулканиты с адакитовыми характеристиками отмечаются в двух районах – дациты и трахиты о-вов Лусанкей и дациты Эйярд Хиллс, которые находятся на простирании рифтовой системы бассейна Вудларк, пересеченной в западной части трансформными разломами Моресбай и Норманбай (см. рис. 15).

Адакиты Эйярд Хиллс приурочены к коллизионной зоне центральной части островов Папуа–Новая Гвинея, сформированной в эоценовое время в результате столкновения дуги Даби с краем Индо-Австралийской плиты. Адакитовые вулканиты о-вов Лусанкей расположены в 600 км к западу от адакитов Эйярд Хиллс в сторону рифта бассейна Вудларк в пределах плиты Соломонова моря.

Опираясь на данные томографии и геохимического моделирования, Haschke, Ben-Avraham [57] связывают формирование адакитов Эйярд Хиллс и о-вов Лусанкей с частичным плавлением остатка океанической плиты под зоной эоценовой коллизии и “замороженных” в верхней мантии эклогитизированных фрагментов этой плиты соответственно (см. рис. 15).

Плавление происходит под воздействием обогащенного мантийного материала, поступающего в процессе рифтинга в бассейне Вудларк при его продвижении в сторону островов Папуа–Новая Гвинея. Подъему этого материала способствует и наличие трансформных разломов Моресбай и Норманбай. С рифтовыми зонами также связан позднекайнозойский щелочной базальт-риолитовый вулканизм.

Приведенные кайнозойские K-адакиты или C-адакиты характерны для обстановки коллизии континент–континент и описаны большей частью китайскими геологами для Гималайско-Тибетского региона [31, 61, 74, 123, 126, 129, 133, 141]. Проявления K-адакитового магматизма приурочены уже к постколлизионному этапу развития коллизионного орогена.

Коллизия между Индийской и Азиатской плитами началась в раннекайнозойское время и привела к созданию Тибетско-Гималайского орогена. До начала коллизии субдукция в северном направлении океанической коры Неотетиса вдоль южной окраины Азиатского континента приводила к магматизму андийской окраины и образованию батолита Гангдезе и вулканической серии Линзизонг, которые сейчас экспонируются в террейне Лхаса южного Тибета [31].

В пределах террейна Лхаса Южного Тибета выделяется пояс постколлизионного магматизма протяженностью около 1500 км, в котором присутствуют дайковые рои и небольшие штоки, сложенные разнообразными миоценовыми гранитоидами с адакитовыми характеристиками [31, 61, 74] (рис. 16).

Кроме того, в данном поясе присутствуют одновозрастные миоценовым K-адакитам ультракалиевые вулканиты основного и калиевые вулканиты среднего-кислого состава. K-адакиты, слагают тела гранит-порфиров и интрудируют породы батолита Гангдесе и вулканиты серии Линзизонг мелового возраста и подстилающие их метаосадочные серии [31].

Постколлизионные миоценовые K-адакиты имеют высокие содержания Sr и La, низкие Yb и

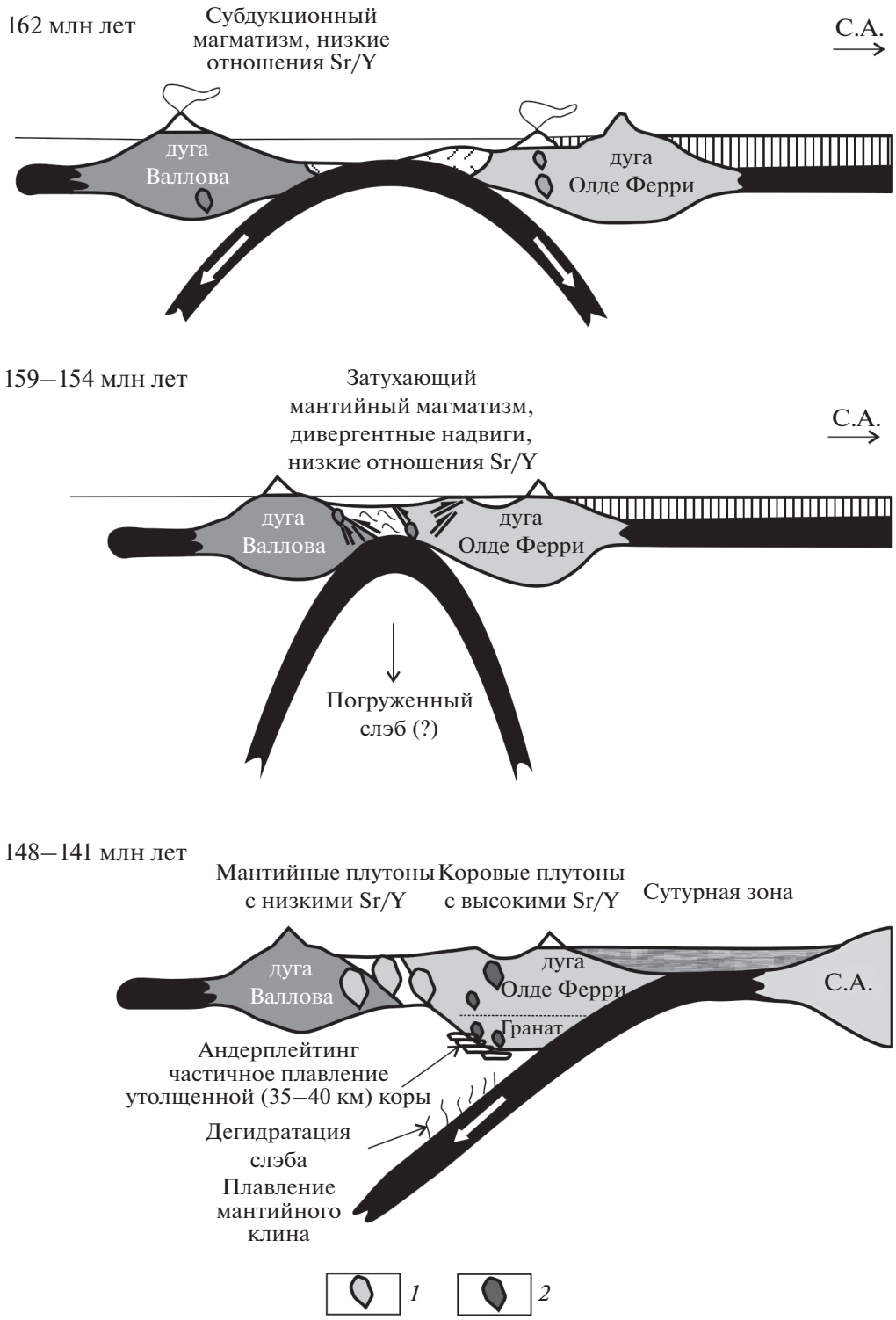


Рис. 14. Модельная схема до- (162 млн лет), син- (159–154 млн лет) и постколлизионного магматизма с генерацией низко- и высоко-Sr/Y плутонов провинции Голубых гор северо-восточного Орегона, (по данным [107]).
1 – андерплейтинг базитового материала; *2* – дегидратация слэба и плавление мантийного клина; *3* – сутурная зона; *4–5* – плутоны с Sr/Y отношением: *4* – низким, *5* – высоким

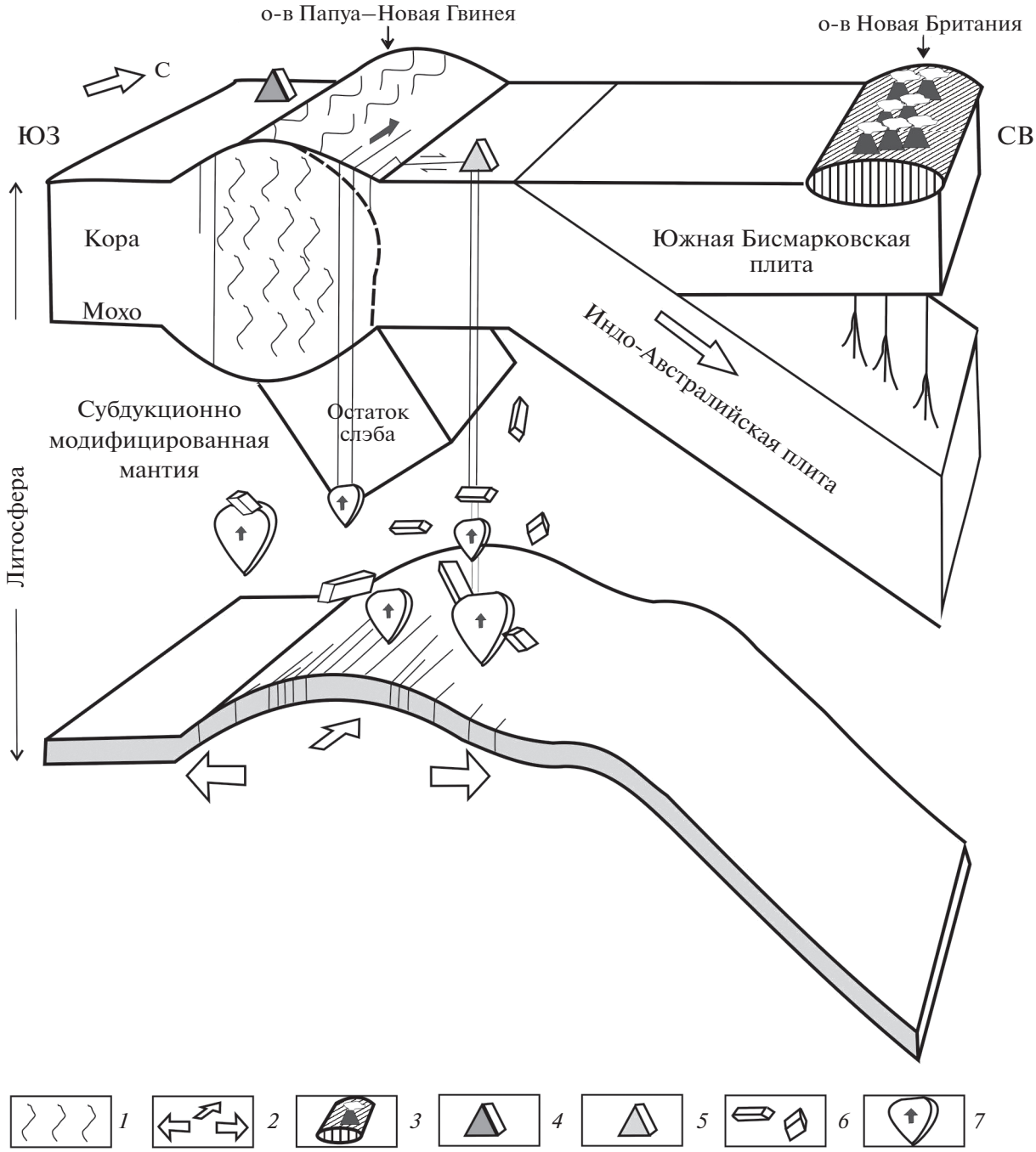


Рис. 15. Схема формирования адакитов о. Эйярд-Хиллс и о. Лукансей (о-ва Папуа–Новая Гвинея), (по данным [56]). *1* – коллизионная сутурная зона; *2* – расширяющийся рифт; *3* – вулканическая дуга Бисмарка; *4* – о. Эйярд-Хиллс; *5* – о. Лукансей; *6* – "замороженные" фрагменты эклогитов; *7* – декомпрессионное плавление фрагментов эклогитов под действием водных мантийных расплавов

Y, высокие отношения Sr/Y и La/Yb, сходные с таковыми адакитов, сформированных при частичном плавлении субдуцирующей океанической коры. Однако они отличаются от последних высоким содержанием K_2O (до 8.7%), высокими первичными отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.7049–0.7079), Th/U, также высокими отношениями Th/Ba, Rb/Ba; низкими величинами ε_{Nd} (–9.7 to +5.52), что предполагает иной механизм их образования с вовлечением материала континентальной коры [31, 61, 123].

Генерацию адакитовых расплавов многие исследователи связывают с частичным плавлением нижней части утолщенной (>50 км) коры Тибета, превращенной в эклогиты и (или) гранатовые амфиболиты [31, 61, 123] (рис. 17).

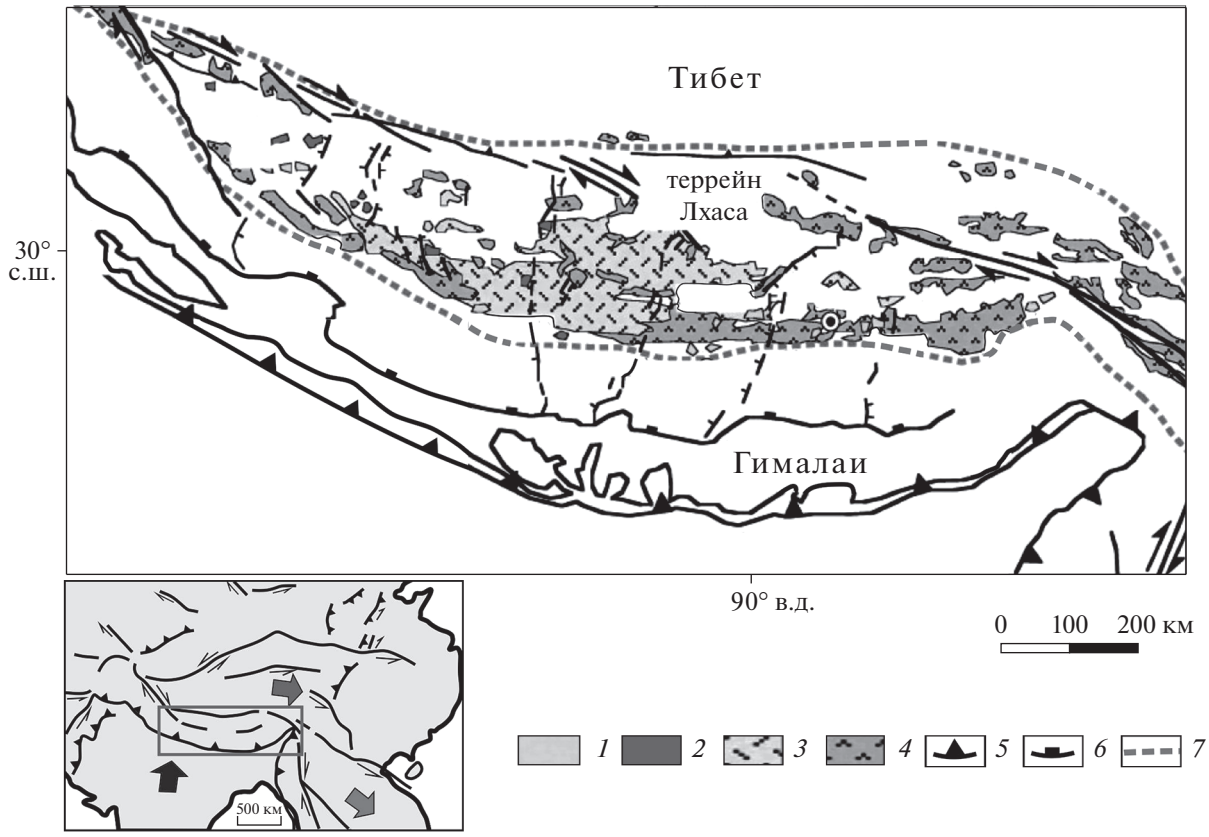


Рис. 16. Геологическая карта расположения магматических пород террейна Лхаса Южного Тибета.
На врезке – район коллизии Индостанской и Азиатской плит.
1 – Южно-Тибетские адакиты (26–10 млн лет); *2* – ультракалиевые магмы (25–13 млн лет); *3* – палеогеновые (60–40 млн лет) вулканты Линзизонг; *4* – меловой–эоценовый батолит Гангдезе; *5* – Главный Центральный надвиг; *6* – Южно-Тибетский детачмент; *7* – сутуры Бангонг-Нуджиланг (на севере), Индус-Цангпо (на юге)

Необходимое для подобного плавления повышение геотермического градиента является следствием деламинации и удаления тектонически утолщенной в результате коллизии литосферной мантии в позднеолигоценовое время. Магмы, продуцирующие ультракалиевые вулканиты, образовались при частичном плавлении обогащенных флогопитом доменов субконтинентальной литосферной мантии. Одновременно в поверхностных условиях имело место постколлизионное растяжение в широтном направлении с образованием сбросовых (грабеновых) структур меридионального простирания, к которым приурочены тела K-адакитов и лавы высококалиевых базальтов [31].

Близкая обстановка формирования предполагается для раннемеловых (106–123 млн лет) K-адакитов орогенного пояса Циньлинь Восточного Китая, расположенного между Северо- и Южно-Китайскими кратонами [133]. В отличие от описанных выше миоценовых K-адакитов Гималайского орогена, адакиты района Нинджен пояса Циньлинь имеют более высокие содержания MgO и величины Mg#, т.е. адакитовые магмы должны были реагировать с мантийными породами. Происхождение адакитовых магм, по мнению авторов [133] связано с частичным плавлением амфибол-содержащего эклогитового материала, образованного в нижних частях утолщенной коры (>40 км), который тонул в подкоровой мантии в результате деламинации. В процессе подъема адакитовых расплавов от деламинированных блоков коры они взаимодействовали с мантийными породами, что и привело к повышенным содержаниям MgO и величинам Mg# [133].

А.А. Щипанский [11] считает, что адакитовый магматизм может быть связан с режимом нестационарной субдукции в такие временны́е режимы ее развития, когда резко меняются характеристики основных кинематических, сейсмических и термальных процессов, протекающих как в погружающейся, так и в перекрывающей литосферных плитах. По его мнению, режим нестационарной субдукции связан с активным воздействием мантийно-плюмовых производных, таких как океанические плато, горячие точки, на зоны субдукции как в настоящее время, так и в архее.

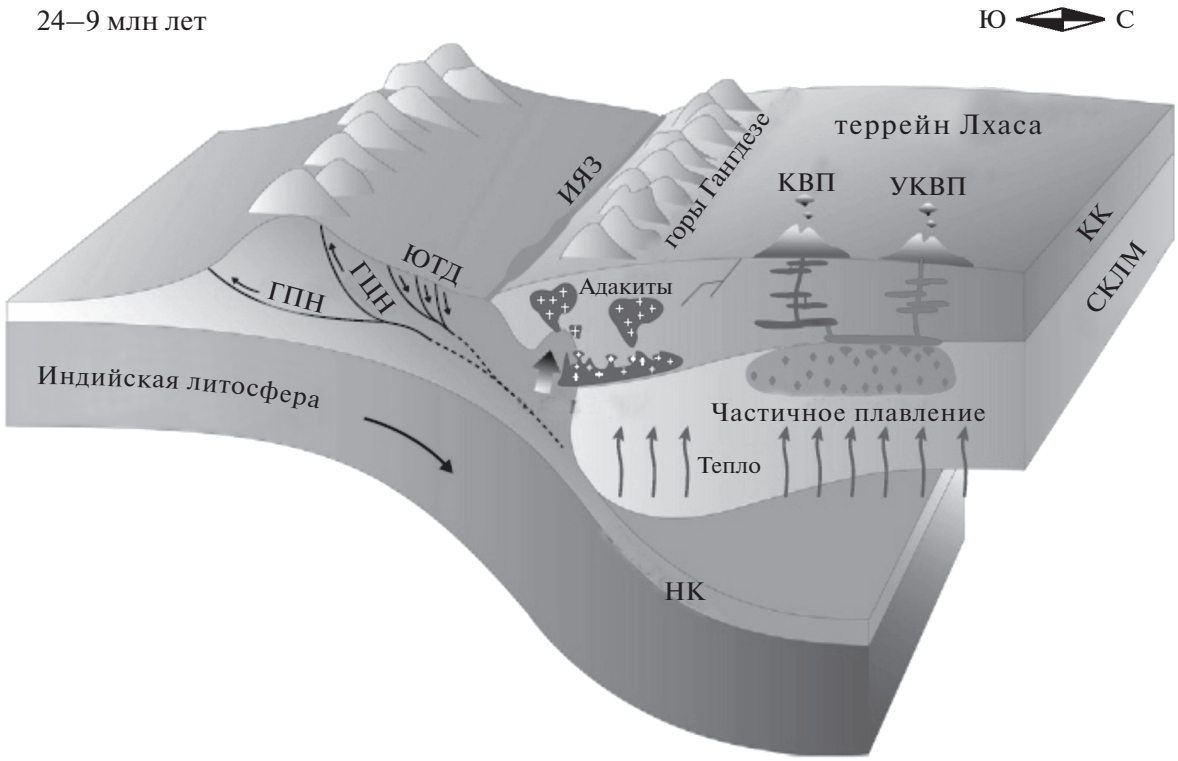


Рис. 17. Схема образования и эволюции постколлизионного магматизма Южного Тибета, (по данным [74]). Обозначено: КК – континентальная кора; НК – нижняя кора; СКЛМ – субконтинентальная литосферная мантия; ГПН – Главный пограничный надвиг; ГЦН – Главный Центральный надвиг; ЮТД – Южно-Тибетский детачмент; ИЯЗ – сутурная зона Индус–Ярлунг–Зангбо.

Г.П. Авдейко [1] также полагает, что при установившемся режиме субдукции в пределах Тихоокеанского кольца адакиты не формируются. Большая их часть образуется при плавлении головной части слэба на контакте с горячей астеносферой в начальный период субдукции. Кроме того, образование адакитов он связывает с дополнительным разогревом и плавлением слэба в мантийных окнах. Косая субдукция и трансформное взаимодействие плит могут обеспечить дополнительный разогрев, достаточный для плавления субдуцируемой плиты и проявления адакитового вулканизма.

СОПОСТАВЛЕНИЕ АДАКИТОВ С ДОКЕМБРИЙСКИМИ ТТГ

Отмечается, что адакиты имеют большое сходство с архейскими тоналит-трондьемит-гранодиоритовыми сериями (ТТГ) [2, 10, 32, 32, 42, 79, 80, 84, 85, 104, 111]. Этот факт часто рассматривается как свидетельство действия механизмов тектоники плит в архее [11]. Кроме того, адакиты и адакитовые гранитоиды рассматриваются как ключ к пониманию механизмов формирования архейской континентальной коры.

Smities [111] подробно рассматривает определенные отличия, прежде всего в содержаниях SiO_2 и Mg# (рис. 18), между адакитами и архейскими ТТГ, делает вывод, что они не являются полными аналогами и отмечает, что среди архейских ТТГ древнее 3.0 млрд лет и более чем половины моложе 3.0 млрд лет нет низкокремнеземистых высокомагнезиальных разновидностей, аналогичных НКА и предполагающих взаимодействие расплавов с мантийным клином. Единственным исключением являются позднеархейские ТТГ позднеархейской провинции Сьюпириор Канады. В итоге наиболее приемлемой моделью для генезиса архейских ТТГ предполагается модель плавления метабазальтового материала в основании утолщенной океанической коры в водных условиях при режиме особой пологой субдукции без развития мантийного клина [111].

Condie [32, 33] сопоставлял как высоко-Al ТТГ с адакитами, так и позднеархейские ТТГ с высококремнеземистыми адакитами. Он показал, что высоко-Al ТТГ, включая позднеархейские, имеют более низкие содержания Sr, Ni, Cr и более низкие величины Mg# и Nb/Ta отношения, чем большая часть адакитов, в том числе высококремнеземистых, имея лишь близкие распределения РЗЭ и несовместимых элементов. Он делает вывод об отсутствии общности их происхождения в результате частичного плавления океанической коры в зоне субдукции и предполагает, что высоко-Al ТТГ могут быть продуцированы частичным

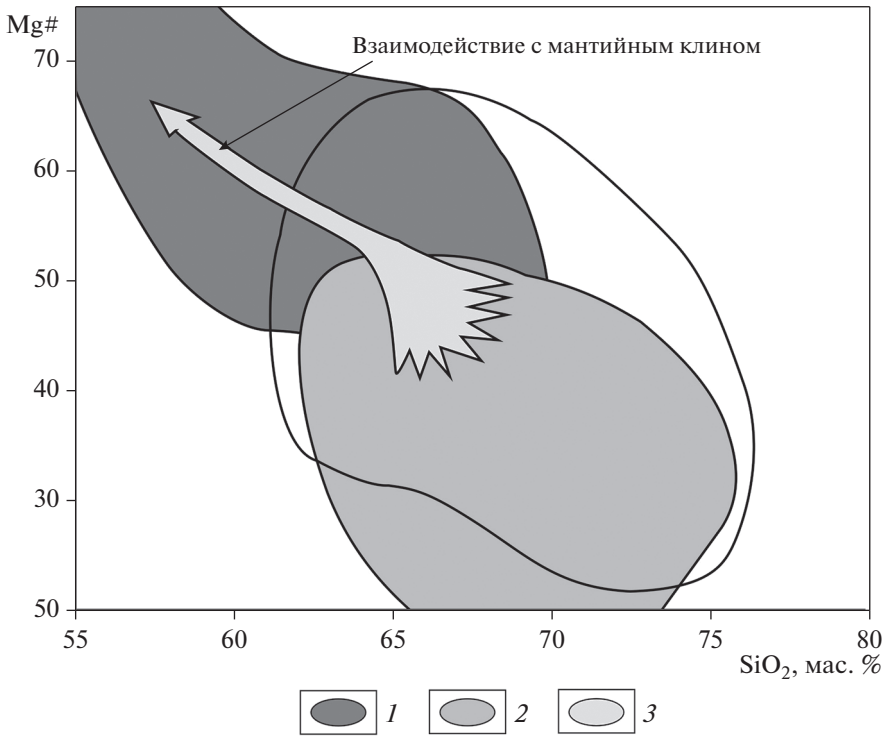


Рис. 18. Вариации величины Mg# и содержания SiO_2 в современных адакитах и архейских ТТГ, (по дннным [111]). *1* – адакиты; *2–3* – ТТГ с возрастом: *2* – ≥3.0 млрд лет; *3* – ≤3.0 млрд лет

плавлением водосодержащих мафических пород в нижней коре островодужных систем. Позднеархейские ТТГ также образовались в результате частичного плавления в низах утолщенной коры в поле стабильности эклогитовых пород, содержащих роговую обманку на глубинах от 40 до 80 км при температурах от 700 до 800°С.

Утолщение коры Condie [32] связывает с образованием мощных океанических плато на рубежах в 2.7 и 1.9 млрд лет под действием большого количества плюмов, активно воздействующих на основание литосферы.

Однако существует мнение, что в основании такой мощной коры океанических плато не могло находиться достаточное количество воды, обеспечивающее большие объемы плавления [15].

О.М. Туркина [10] выделила высоко- и низкоглиноземистые типы надсубдукционных позднерифейских ТТГ юго-западной окраины Сибирской платформы, которые формировались в различных *P–T*-условиях. Высокоглиноземистые ТТГ являются продуктами плавления при высоком давлении метабазитов погружающейся океанической плиты, низкоглиноземистые ТТГ – продукт фракционной кристаллизации базальтового расплава или плавления метабазитов при низком давлении на ранней стадии развития островной дуги или при задуговом спрединге. При этом сходство с адакитами и гранитоидами островных дуг имеют высокоглиноземистые разности ТТГ.

Martin с соавт. [80] выделили высококремнеземистые и низкокремнеземистые адакиты и также провели сопоставление этих разностей с архейскими ТТГ. Они показали, что высококремнеземистые адакиты имеют большое сходство с позднеархейскими ТТГ с возрастом <3.0 млрд лет, а низкокремнеземистые – с позднеархейскими санукитоидами (высокомагнезиальной диорит-гранодиорит-гранитной серией) и гранитами типа Closepet (калиевыми гранитоидами). Предполагается, что архейские ТТГ и высококремнеземистые адакиты представляют расплавы плиты, с разной степенью их реакции с перидотитом, тогда как санукитоиды, граниты типа Closepet и низкокремнеземистые адакиты соответствуют расплавам, образованным при плавлении перидотита, метасоматизированного расплавами плиты. Соответственно изменения, наблюдаемые от раннеархейских до позднеархейских ТТГ и санукитоидов – возрастание величины Mg# и содержаний Ni, Cr, ($CaO + Na_2O$) и Sr – интерпретируется в связи с изменением степени реакции ТТГ магм с мантийным перидотитом.

Condie [33] подчеркивает, что при смене архейского ТТГ магматизма на известково-щелочной после 2.5 млрд лет имел место кратковременный период в конце архея (2.6–2.5 млрд лет),

когда преимущественно формировались санукитоиды.

Для позднеархейских ТТГ гранит-зеленокаменных областей Карельской провинции Балтийского щита отмечается сходство с адакитами, которые представляют собой расплавы плиты, контаминированные материалом мантийного клина [104]. При этом для позднеархейской палеоостроводужной структуры выявлена различная степень взаимодействия расплавов плиты и мантийного клина во фронтальной и осевой частях и в связи с этим формирование ТТГ с адакитовыми характеристиками и диорит-гранодиоритовой ассоциаций, связанной с вулканической базальт-андезит-дацит-риолитовой серией.

С.Д. Великославинский с соавт. [2] провели дискриминантный анализ представительных выборок магматических пород с геохимическими характеристиками адакитов, а именно архейских ТТГ, адакитов островных дуг, адакитов и адакитовых гранитоидов коллизионной и постколлизионной геодинамических обстановок. На примере анализа гистограмм дискриминантных функций, а также распределений РЗЭ и мультиэлементных диаграмм сделан вывод, что архейские ТТГ значимо отличаются от адакитов всех перечисленных групп и представляют собой самостоятельный геохимический тип магматических пород, полные фанерозойские аналоги которого в настоящее время не выявлены (рис. 19).

Сравнительный анализ архейских ТТГ и адакитов привел Martin [79] к следующей схеме эволюции процесса взаимодействия расплавов океанической плиты и мантийного вещества, начиная с архея и до настоящего времени. В архее геотермический градиент был очень высокий, субдуцирующий мафический материал мог плавиться на небольшой глубине и происходило формирование архейских ТТГ. Из-за небольшой мощности и невысокой температуры мантийного клина взаимодействие между расплавом и клином либо не возникало, либо было очень ограниченным (рис. 20, а).

В фанерозое геотермический градиент в зонах субдукции уже более низкий, плавление происходит на бóльших глубинах, где плагиоклаз нестабилен, мантийный клин более мощный и прогретый, поэтому имеет место активное взаимодействие мантийного вещества и расплавов, образованных при частичном плавлении океанической коры (см. рис. 20, а).

Однако само плавление океанической плиты реализуется только в случае, если она имеет молодой возраст. В случае низкого термического градиента в зоне субдукции, происходит дегидратация океанической плиты, отделяющиеся флюиды поступают в вышележащий мантийный клин, и происходит выплавление типичного островодужного известково-щелочного расплава, фракционирование которой дает ряд базальт–андезит–дацит–риолит (см. рис. 20, в).

Для архейских комплексов разных кратонов также отмечено присутствие обогащенных ниобием базальтов, ассоциирующих как с адакитами, так и с островодужными базальтами [60, 69]. Однако высокониобиевых разностей (Nb > 20 г/т), аналогичных фанерозойским и синхронным адакитовому магматизму, не наблюдается.

В зеленокаменном поясе Пеналачерла кратона Дхарвар в Индии (2.7 млрд лет) наблюдается ассоциация обогащенных Nb базальтов, высокомагнезиальных андезитов и вулканитов среднего состава с адакитовыми характеристиками, переслаивающихся с толеитовыми пиллоу-базальтами. Содержания Nb в обогащенных базальтах составляют 6.3–18 г/т. Вулканиты кислого состава разделяются на калиевые и натровые разности.

Натровые разности имеют $SiO_2 \geq 56$ вес. %, MgO < 3 вес. %, Mg# ~ 0.5, $Na_2O \geq 3.5$ вес. %, $K_2O \leq 3$ вес. %, Yb ≤ 1.9 г/т, Cr ≥ 30 г/т, Al_2O_3 ~ ~ 15 вес. % и La/Yb 7.5–8.2, т.е. они близки по составу к адакитам по определению [36]. Происхождение обогащенных Nb базальтов Kerrich, Manikyamba [69] связывают с плавлением мантийного клина, гибридизированного адакитовыми расплавами с гранатом в реститовой ассоциации. Натровые разности адакитов рассматриваются как расплавы, полученные при плавлении низкомагнезиальных базальтов океанической коры, преобразованных в условиях гранат-амфиболитовой фации, а калиевые – как расплавы мафической нижней коры, фрагменты которой могли быть деламинированы в астеносферную часть мантийного клина. Наличие всей ассоциации перечисленных пород свидетельствует о механизме пологой субдукции при формировании аккреционного орогена восточной части кратона Дхарвар [69].

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ПОРОД

Многими исследователями была отмечена пространственная и временнáя связь адакитового магматизма с формированием Cu (Mo)–Au порфировых систем, а также для кайнозойских адакитов и медно-порфировых месторождений [22, 115, 118, 126, 141] (рис. 21). Был сделан вывод, что адакиты являются важным источником металлов для Cu–Au рудных месторождений и, наоборот, наличие Cu–Au рудной минерализации в адакитовых породах может считаться индикатором процесса плавления субдуцирующей океанической коры [118].

Однако сторонники модели формирования адакитов в результате фракционной кристаллизации родоначальной островодужной базальтовой магмы, отрицают вклад расплавов океанической

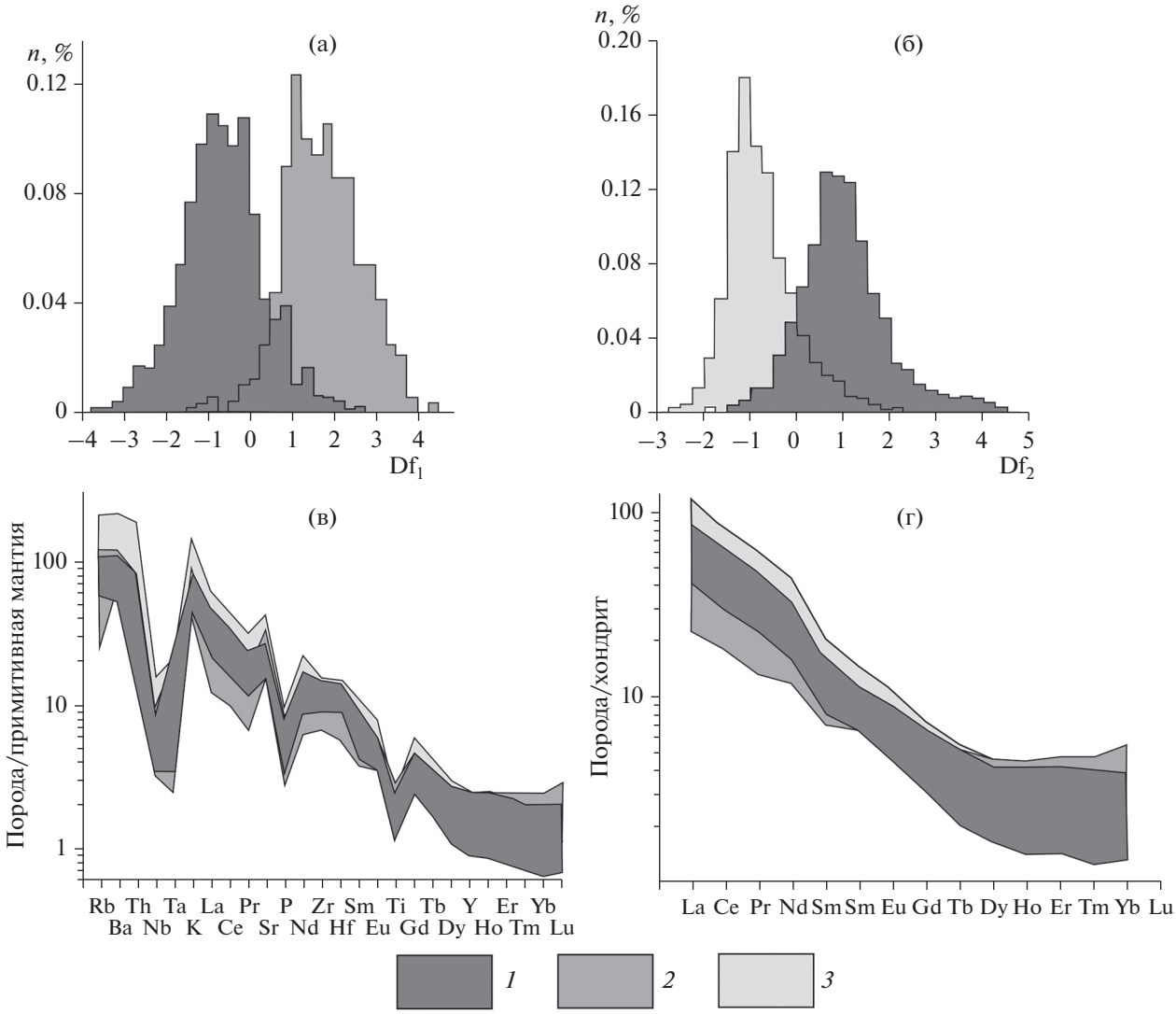


Рис. 19. Результаты дискриминантного анализа и распределения редких и редкоземельных элементов для архейских ТТГ, адакитов островных дуг, коллизионных и постколлизионных адакитов и адакитовых гранитоидов (по данным [2], с изменениями и дополнениями).
(а) – архейские ТТГ с адакитовыми геохимическими характеристиками и адакиты островных дуг;
(б) – архейские ТТГ и коллизионные, постколлизионные адакиты и адакитовые гранитоиды;
(в) – спайдерграммы редких элементов, нормированные по примитивной мантии, в адакитах и адакитовых гранитоидах эталонных выборок;
(г) – распределения РЗЭ, нормированные по хондриту, в адакитах и адакитовых гранитоидах эталонных выборок.
1 – архейские ТТГ адакитового состава (n = 635–1370); *2* – адакиты островных дуг (n = 299–482); *3* – коллизионные и постколлизионные адакиты и адакитовые гранитоиды (n = 963)

коры в Cu–Au рудную минерализацию, сопровождающую адакиты [96]. Этому противоречат и исследования Re–Os изотопной системы Cu–Au минерализации, ассоциирующей с адакитами восточной части о-ва Минданао Филиппинского архипелага [41]. Данные адакиты имеют $^{187}Os/^{188}Os$ отношения, сходные с таковыми базальтов MORB и островодужных пород, что указывает на связь источника сидерофильных металлов, а не с базальтовой корой Филлипинского моря, субдукцирующей под о. Минданао.

Zhang с соавт. [141] считают, что с K-адакитами зон коллизии континент–континент, образованными при частичном плавлении утолщенной нижней коры, не ассоциируют меднопорфировые месторождения. Тем не менее, есть достаточно много работ по миоценовым K-адакитам террейна Лхаса Тибета, в которых такая ассоциация наблюдается [61, 141]. Предполагают также, что рудообразующие адакитовые магмы в коллизионных зонах могли быть получены при частичном плавлении богатых металлами кумулятов в нижней коре, сформированных на

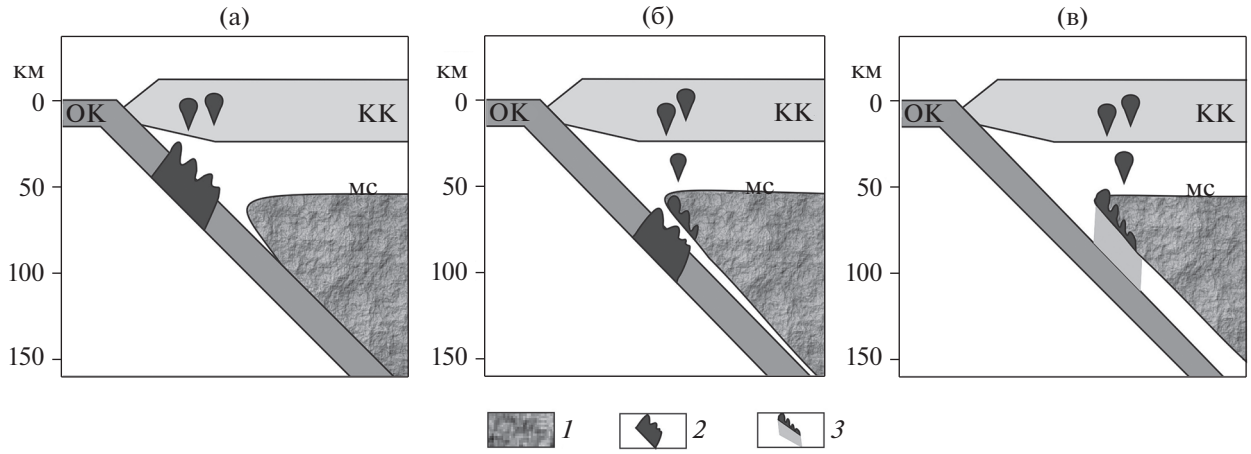


Рис. 20. Схематические разрезы зоны субдукции, (по данным [79]).
(а)–(в) – Условия формирования островодужных магм:
(а) – архей;
(б–в) – настоящее время: б – при повышенном геотермическом градиенте, в – при низком геотермическом градиенте.
Обозначено: КК – континентальная кора, ОК – океаническая кора, мс – мантийный солидус.
1 – мантийный клин; *2* – частичное плавление океанической коры; *3* – дегидратация океанической коры и взаимодействие с мантийным клином

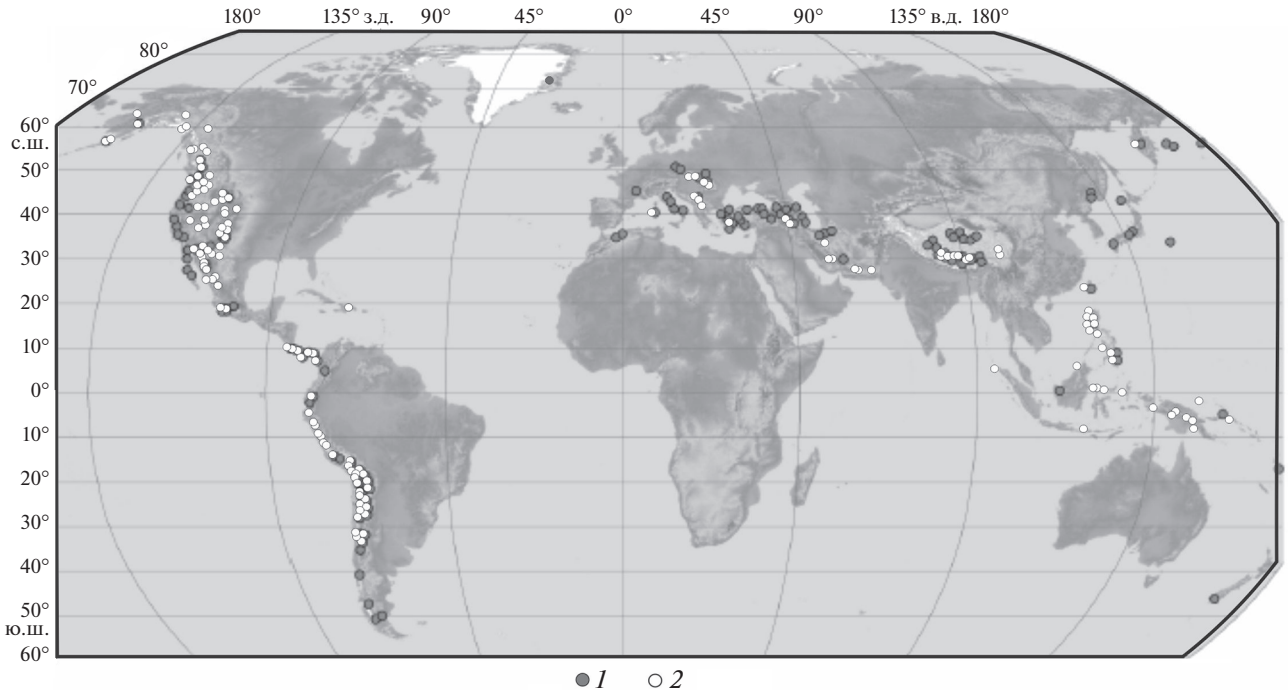


Рис. 21. Распространение кайнозойских адакитов и меднопорфировых месторождений, (по данным [126], с изменениями и дополнениями).
1 – кайнозойские адакиты; *2* – меднопорфировые месторождения

предыдущей надсубдукционной стадии развития [141].

Castillo [29], Sun с соавт. [116], Wang с соавт. [126] считают, что рудообразующий потенциал адакитов может быть увеличен, если включены:

– высокие величины фугитивности кислорода расплавов слэба (>ΔFMQ + 2);

– богатые халькофильные элементы магматических источников, в том числе океанической коры;

– высокие содержания магматической воды в адакитовых магмах;

– кристаллизационное фракционирование при высоких давлениях;

– распад амфибола в нижней части утолщенной континентальной коры и взаимодействия между адакитовым расплавом и мантией.

При этом вопрос о том, какой из перечисленных факторов играет преобладающую роль, остается спорным.

Zhang с соавт. [141] выделяют три ступени обогащения металлами во время образования руд в зонах океанической субдукции, с которыми могут быть связаны адакиты:

– предварительное обогащение металлами мантийного клина в процессе метасоматоза флюидами, полученными из субдуцирующего слэба;

– вторичное обогащение металлами в мафических магмах во время частичного плавления метасоматизированных мантийных доменов и дифференциации магмы;

– обогащение при частичном плавлении мафических пород в нижней коре с образованием кислых магм, фракционная кристаллизация которых приводит к образованию магматических гидротермальных флюидов для окончательной минерализации.

Обогащение золотом адакитов, образованных при частичном плавлении океанической коры, по сравнению с известково-щелочными андезитами, дацитами показано в работах [22, 90] для разных районов Филиппинского архипелага и района Байджа Калифорния.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенный обзор показывает, что, несмотря на значительные достижения в изучении различных аспектов адакитового магматизма, остается ряд неясных вопросов, касающихся классификации адакитовых пород, их петрогенезиса, взаимосвязи определенных типов адакитовых пород с геодинамической обстановкой формирования, парагенетической связи адакитового магматизма с Cu–Au минерализацией, соотношения адакитов и высоко-Al ТТГ докембрийский областей и оценки роли адакитовых пород в формировании континентальной коры.

Авторы термина Defant, Drummond [36] постулировали, что адакит – это тип пород островодужных обстановок, обладающий специфическими геохимическими чертами (высокие отношения Sr/Y и La/Yb, низкие содержания Y и Yb), образованный именно в результате частичного плавления базальтовой части молодой и горячей субдуцирующей океанической коры. Последующие результаты экспериментов по частичному плавлению в высокобарических условиях, а также обнаружение включений стекла адакитового состава в островодужных перидотитах, лейкократовых жил адакитового состава в обдуцированных океанических пластинах и ксенолитах в перидотитах подтверждают, что плавление слэба с образованием адакитовых расплавов действительно происходило [67, 106, 112].

Однако адакиты образуют большую группу пород с широкими вариациями минерального состава и главных элементов, по которым они не отличаются от других островодужных пород, и объединяются только по геохимическим признакам высокие Sr/Y, La/Yb отношения и низкие содержания Y и Yb. Дальнейшее выделение различных типов адакитов, прежде всего высококремнеземистых и низкокремнеземистых [80] привело к некоторому противоречию между широким диапазоном составов адакитов и “узким” пониманием их петрогенезиса как расплавов субдуцирующего слэба. С одной стороны, высококремнеземистые адакиты [80], соответствующие первоначальному определению адакитов Defant, Drummond [36], рассматриваются как расплавы, полученные при частичном плавлении субдуцированного океанического базальта. С другой стороны, магнезиальные андезиты (низкокремнеземистые адакиты) также определяют как расплавы слэба, которые находились в равновесии с мантийным перидотитом или образовались при прямом плавлении мантийного перидотита, который был метасоматизирован расплавом слэба [64, 80]. Кроме того, есть доказательства существования непрерывного ряда составов от НКА до ВКА, установленные при изучении первичных расплавных включений в фенокристах в низкокремнеземистых адакитах о-ва Фиджи на юго-западе Тихого океана [34].

Первоначально в качестве источника адакитовых расплавов рассматривали базальт N-MORB субдуцирующей океанической литосферы, однако данные по изотопному Sr–Nd–Pb составу адакитов указывают, что плавился не только базальт, но и перекрывающий осадок [29]. Сопоставление экспериментальных составов по плавлению перидотитов и составов природных адакитов энсиматических, энсиалических и окраинно-континентальных дуг показывает их различие [126] и исключает прямое плавление мантийных перидотитов как механизм образования адакитов.

Сопоставление, проведенное Wang с соавт. [126] для кайнозойских адакитов энсиматических дуг, энсиалических дуг и окраинно-континентальных дуг Тихоокеанского кольца, показало, что только адакиты энсиматических дуг, имеющие самый примитивный изотопный Sr–Nd состав, были генерированы частичным плавлением базальтового материала океанической коры с образованием гранат-содержащего рестита. Адакиты энсиалических и окраинно-континентальных дуг имеют сходство петро- и геохимических характеристик и широко варьирующий Sr–Nd изотопный состав, подразумевающий многокомпонентный источник. Генерация адакитов в энсиа-

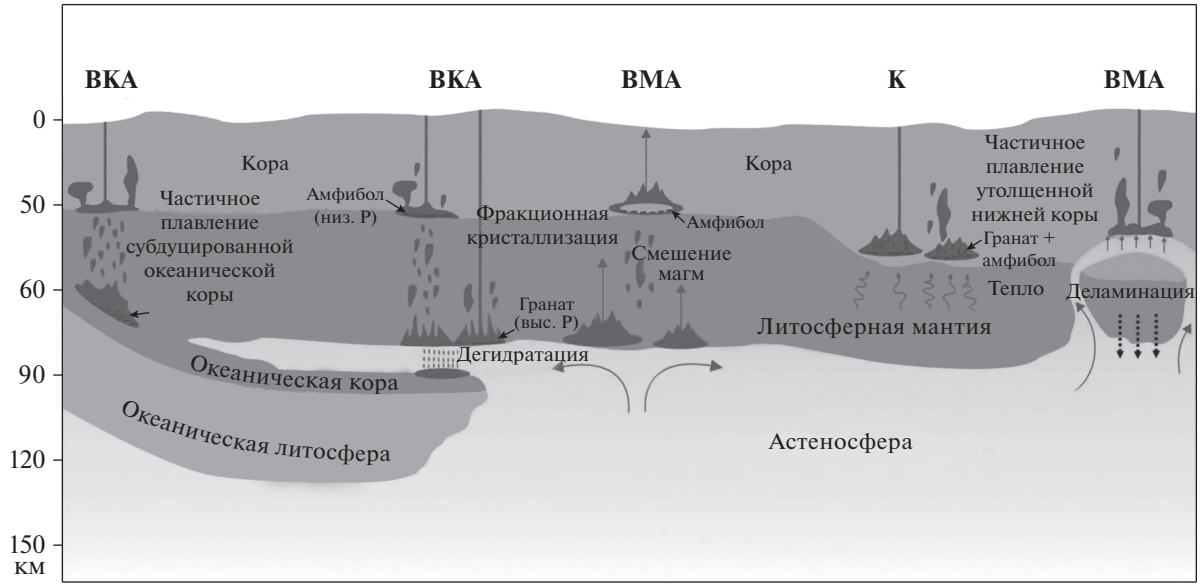


Рис. 22. Петрогенезис адакитов и адакитовых пород в различных геодинамических обстановках при различных петрологических процессах, (по данным [141]).
Обозначено: ВКА – высококремнеземистые адакиты; ВМА – высокомагнезиальные адакитовые породы; К – С-тип адакитовых пород.

лических дугах предполагает частичное плавление базальтовой океанической коры, включая субдуцированный осадок, а также нижней коры дуги с последующей фракционной кристаллизацией и ассимиляцией. Петрогенезис окраинно-континентальных адакитов наиболее сложный, их источники, по-видимому, включают субдуцирующий слэб, асейсмические хребты или океанические плато и перекрывающие их осадки, спрединговые хребты, края слэба при его отрыве, преддуговой коровый материал, полученный при субдукционной эрозии и утолщенную или деламинированную нижнюю кору [126].

По мнению Castillo [29], объем адакитов, продуцированных при плавлении слэба, скорее всего меньше, чем объем адакитовых пород, продуцированных другими петрогенетическими процессами.

Адакиты С(К)-типа зон коллизии континент–континент находятся преимущественно в Гималайско-Тибетском коллизионном поясе, а также в альпийском поясе в Карпатско-Паннонском регионе, Греции, Турции, Иране Проявления кайнозойского адакитового магматизма в основном приурочены к постколлизионному этапу развития. Адакиты этого типа отличаются наиболее высокой общей щелочностью, высокими содержаниями K_2O, Th, высоким отношением K_2O/Na_2O и имеют наиболее обогащенный Sr–Nd изотопный состав, свидетельствующий о многокомпонентности их источника, включающего утолщенную нижнюю кору и субдуцированную континентальную кору. Образование адакитов связывают с континентальной субдукцией, отрывом слэба и литосферной деламинацией. Кайнозойские адакитовые породы в Гималайско-Тибетском коллизионном поясе рассматриваются преимущественно как генерированные частичным плавлением утолщенной нижней коры орогена (рис. 22).

Большое количество тектонических обстановок, в которых образуются адакиты, – коллизия островных дуг [102, 107], косая [136] или пологая субдукция [23, 54], океанические трансформные зоны [55, 56], погружение хребта с образованием мантийных окон [119, 138], коллизия континент–континент [31, 74, 126, 133, 141], подразумевает, что само наличие адакитов не может быть использовано как показатель обстановки субдукции молодой и горячей океанической коры, как это первоначально было постулировано Defant, Dummond [36].

Несмотря на то, что в целом доказано, что адакиты могут быть образованы при частичном плавлении мафических пород при высоких давлениях (>1.2 ГПа, глубина ~40 км), такие магматические процессы, как фракционная кристаллизация, смешение магм, ассимиляция, которым подвержены магмы во время миграции от источника к поверхности, еще недостаточно изучены в отношении генезиса адакитов. При этом ряд авторов считают, что характерные для адакитов высокие величины отношений La/Yb и Sr/Y достигаются в результате фракционирования роговой обманки и акцессорных минералов в условиях средних и

высоких давлений в коре островных дуг [30, 84, 96, 120, 135].

Неоднозначно трактуется ассоциация адакитов с высокониобиевыми и обогащенными ниобием базальтами в островодужной обстановке. С одной стороны, используется модель плавления слэба и устанавливается генетическая связь между адакитами и обогащенными базальтами [101]. В процессе субдукции молодой и разогретой океанической коры происходит выплавление адакитового расплава, большая часть которого при подъеме просачивается через мантийный клин и расходуется на метасоматизм перидотитов с формированием амфибола, ильменита и обогащение высокозарядными элементами. Последующее с различной степенью плавление метасоматизированной мантии клина приводит к образованию базальтов, обогащенных в различной степени ниобием, и формированию фронта Nb базальтового магматизма в задуговой области по отношению к фронту адакитового магматизма. С другой стороны, высоко-Nb базальты могут быть продуктами плавления мантийного клина, который содержит OIB компонент, захваченный из океанической верхней мантии [122] и тогда генетическая связь с адакитовым магматизмом может отсутствовать.

Отмечена пространственная ассоциация жил гранитного или ТТГ состава с адакитовыми характеристиками и пород эклогитовой и гранулитовой фации высоких давлений в ряде коллизионных орогенов северо-запада и юго-востока Китая, варисцид Центральной Европы, Беломорской провинции России [50, 72, 83]. Однако установлено, что большая часть гранитных пород, сосуществующих с эклогитами, была образована после пиковых параметров эклогитового метаморфизма и не все они имеют адакитовые геохимические характеристики. Поэтому остаются актуальными новые полевые исследования и петрологические доказательства того, что адакитовые расплавы могут быть действительно продуцированы при пиковых условиях эклогитовой фации и высоких давлений гранулитовой фации, содержаний флюида, геохимических особенностей расплавов, составов реститового материала и *P–T* условий.

Адакиты могут представлять собой современные аналоги архейских ТТГ, составляющих значительную часть континентальной коры, как продуктов плавления субдуцирующей горячей мафической коры [36]. Этот процесс, вероятно, был гораздо более характерен для архейского времени, когда температура мантии была значительно выше [26]. Это выразилось в более эффективной конвекции и меньшем размере плит [40], приводя к субдукции более молодых и горячих океанических плит. Однако составы архейских ТТГ варьируют во времени. ТТГ с возрастом >3.5 млрд лет имеют низкие содержания Mg, Cr, Ni, и Sr, тогда как ТТГ с возрастом <3.0 млрд лет – высокие содержания этих элементов [32, 33, 80, 111]. Последние хорошо сопоставляются с высококремнеземистыми адакитами [80]. Происхождение раннеархейских ТТГ связывают с пологой субдукцией более плавучей океанической коры, когда практически не происходило формирования мантийного клина и ТТГ магмы не имели возможности реагировать с перидотитами клина. В среднем-позднем архее по мере остывания Земли плавление субдуцированного слэба происходило на большей глубине, океаническая кора становилась холоднее и тоньше, и субдукция происходила под более крутым углом с развитием мантийного клина, что привело к взаимодействию между расплавом слэба и мантийным перидотитом. При этом расплавы слэба не были полностью поглощены реакцией с мантийным перидотитом [94], и ТТГ магмы, аналогичные высококремнеземистым адакитам, внедрялись в кору. В конце позднего архея – начале протерозоя степень плавления слэба снижалась, расплавы слэба полностью расходовались в реакции с мантийным перидотитом и последующее плавление этого метасоматизированного мантийного перидотита продуцировало позднеархейские санукитоиды и граниты Клосепет, сопоставимые с низкокремнеземистыми адакитами [80].

Сопоставление высокоглиноземистых ТТГ и адакитов различного возраста, проведенное Condie [32, 33], показало, что ТТГ в целом отличаются более низкими содержаниями Sr, Mg, Ni, Cr и более низким отношением Nb/Ta, чем большая часть адакитов, и не могут рассматриваться как расплавы субдуцирующего слэба, а образовались при частичном плавлении нижней коры островодужных систем в фанерозое или в корневых зонах океанических плато в архее.

Оценка экономического потенциала адакитов в связи с Cu-Au минерализацией пока неоднозначна. Показано, что максимальная минерализация связана с адакитовыми магмами, богатыми флюидами с высокой фугитивностью кислорода [126, 141].

Однако является ли источником рудного вещества субдуцирующая океаническая кора или породы мантийного клина и влияет ли процесс фракционной кристаллизации адакитовых магм, первоначально полученных при плавлении слэба, на формирование порфировых Cu–Au месторождений, остается неясным. Таким образом, нерешенные вопросы в этой области связаны со свойствами адакитовых расплавов (соотношение расплав/флюид, *P–T*-условия, содержание воды и фугитивность кислорода); с установлением парагенезиса адакитовых магм и Cu–Au руд в различных тектонических обстановках и различиями

между генезисом богатых и бедных оруденением адакитовых пород.

В итоге представляется, что термин адакит можно вывести из употребления, так как в группу адакитов включают слишком широкий спектр пород, а наличие адакитов не определяет однозначно ни геодинамическую обстановку формирования, ни петрогенезис пород, как это предполагалось в первоначальной модели авторов этого термина Defant, Drummond [36].

Благодарности. Автор признателен анонимным рецензентам и рецензенту чл.-корр., проф. В.Н. Пучкову (ИГиГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия) за полезные комментарии.

Финансирование. Работа выполнена за счет гранта РФФИ “Экспансия” № 20-15-50067.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Авдейко Г.П., Палуева А.А., Кувикас О.В.* Адакиты в зонах субдукции Тихоокеанского кольца: обзор и анализ геодинамических условий образования // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2011. № 1. Вып. 17. С. 45–60.
2. *Великославинский С.Д., Котов А.Б., Крылов Д.П., Ларин А.М.* Геодинамическая типизация адакитовых гранитоидов по геохимическим данным // Петрология. 2018. Т. 26. № 3. С. 255–264.
3. *Волынец О.Н., Овчаренко А.Н., Бояринова М.Е., Кэй Р.У., Аношин Г.Н., Агапова А.А., Гольцман Ю.В.* Первая находка магнезиальных андезитов А (Адак)-типа на Камчатке // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 11. С. 1553–1564.
4. *Ефремов С.В.* Раннепалеозойские адакиты Восточного Саяна, геохимические особенности и источники вещества // Геохимия. 2010. № 11. С. 1185–1201.
5. *Колосков А.В., Коваленко Д.В., Ананьев В.В.* Адакитовый вулканизм на континентальной окраине и его проблематика. Часть 1. Адакиты верховьев р. Валоваям – новые возрастные и вещественные характеристики, петрологическая модель // Тихоокеанская геология. 2018. Т. 37. № 4. С. 3–27.
6. *Колосков А.В., Коваленко Д.В., Ананьев В.В.* Адакитовый вулканизм на континентальной окраине и его проблематика. Часть 2. Адакиты в составе пород Охотоморского, Камчатского и Берингово-морского регионов: типизация и петрогенезис // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 38. № 5. С. 25–44.
7. *Перепелов А.Б.* Кайнозойский магматизм Камчатки на этапах смены геодинамических обстановок. – Автореф. дис. ... д.г.-м.н. – (ИГХ СО РАН, Иркутск, 2014), 41 с.
8. *Розен О.М., Щипанский А.А.* Геодинамика раннего докембрия. Статья 2. Формирование континентальной коры и осадочных бассейнов, особенности литосферы // Стратиграфия и геологическая корреляция. 2007. Т. 15. № 6. С. 3–27.
9. *Толстых М.Л., Наумов В.Б., Ярмолюк В.В.* Адакиты и адакитовые расплавы: составы пород, закалочных стекол и включений в минералах // Петрология. 2017. Т. 25. № 3. С. 299–212.
10. *Туркина О.М.* Тоналит-трондьемитовые комплексы надсубдукционных обстановок // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 5. С. 420–433.
11. *Щипанский А.А.*Субдукционные и мантийно-плюмовые процессы в геодинамике формирования архейских зеленокаменных поясов. – М.: ЛКИ, 2008. 560 с.
12. *Aguillon-Robles A., Calmus T., Benoit M., Bellon H., Maury R.C., Cotten J., Bourgois J., Michaud F.* Late Miocene adakites and Nb-enriched basalts from Vizcaino Peninsula, Mexico: Indicators of East Pacific Rise Subduction below Southern Baja California? // Geology. 2001. Vol. 29. No. 6. P. 531–534.
13. *Anma R., Armstrong R., Orihashi Y., Ike S., Shin K.-C., Kon Y., Komiya T., Ota T., Kagashima S., Shibuya T., Yamamoto S., Veloso E.E., Fanning M., Herve F.* Are the Taitao granites formed due to subduction of the Chile ridge? // Lithos. 2009. Vol. 113. P. 246–258.
14. *Arculus R.J., Lapiere H., Jaillard Q.* Geochemical window into subduction and accretion processes: Raspas metamorphic complex, Ecuador // Geology. 1999. Vol. 27. No. 6. P. 547–550.
15. *Arndt N.T.* Formation and evolution of the continental crust // Geochemical perspectives. 2013. Vol. 2. No. 3. P. 405–533.
16. *Atherton P., Petford N.* Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust // Nature. 1993. Vol. 362. No. 3. P. 144–146.
17. *Beard J., Lofgren G.* Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3 and 6.9 kb // J. Petrol. 1991. Vol. 32. P. 365–402.
18. *Beate B., Monzier M., Spikings R., Cotten J., Silva J., Bourdon E., Eissen J.-P.* MioPliocene adakite generation related to flat subduction in southern Ecuador: The Quimsacocha volcanic center // Earth Planet. Sci. Lett. 2001. Vol. 192. P. 561–570.
19. *Bebout G.E., Barton M.D.* Metasomatism during subduction: products and possible paths in the Catalina schist, California // Chemical Geology. 1993. Vol. 108. P. 61–92.
20. *Benoit M., Aguillon-Robles A., Calmus T., Maury R.C., Bellon H., Cotten J., Bourgois J., Michaud F.* Geochemical diversity of Late Miocene volcanism in southern Baja California, Mexico: Implication of mantle and crustal sources during the opening of an asthenospheric window // J. Geol. 2002. Vol. 110. No. 6. P. 627–648.
21. *Bishop B., Beck S.L., Zandt G., Wagner L., Long M., Antonijevic S.K., Kumar A., Tavera H.* Causes and consequences of flat-slab subduction in southern Peru // Geosphere. Vol. 13. No. 5. P. 1109–1129.
22. *Borisova A.Yu., Pichavant M., Polve M., Wiedenbecck M., Freydier R., Candaudap F.* Trace element geochemistry of the 1991 Mt. Pinatubo silisic melts, Philippines: Implications for ore-forming potential of adakitic magmatism // Geochim. Cosmochim. Acta. 2006. Vol. 70. P. 3702–3716.
23. *Bourdon E., Eissen J.-P., Monzier M., Robin C., Martin H.* Adakite-like lavas from Antisana volcano (Ecuador):

Evidence from slab melt metasomatism beneath the Andean Northern volcanic zone // J. Petrol. 2002. Vol. 43. P. 99–217.

24. *Bourgois J., Martin H., Lagabrielle Y., Le Moigne J., Frutos Jara J.* Subduction erosion related to spreading-ridge subduction: Taitao peninsula (Chile margin triple junction area) // Geology. 1996. Vol. 24. No. 8. P. 723–726.
25. *Breirfeld H.T., Macpherson C., Hall R., Thirlwall M., Ottley C.J., Hennig-Breitfeld J.* Adakites withouu a slab: remelting of hydrous basalt in the crust and shallow mantle of Borneo to produce the Miocene Sintang Suite and Bau Suite magmatism of West Sarawak // Lithos. 2019. Vol. 344–345. P. 100–121.
26. *Brown G.C.* Processes and problems in the continental lithosphere: geological history and physical implications. – in *Geochronology and Geological Record*, – Ed.by N. Snelling, (Spec. Publ. Geol. Soc. London. 1985. Vol. 10), P. 326–334.
27. *Calmus T., Pallares C., Maury R.C., Bellon H., Perez-Segura E., Aguillon-Robles A., Carreno A.-L., Bourgois J., Cotten J., Benoit M.* Petrologic diversity of Plio-Quaternary post-subduction volcanism in Northwestern Mexico: An example from Isla San Esteban, Gulf of California // Bull. De La Soc. Geologic. De France. 2008. Vol. 179. No. 3–4. P. 465–481.
28. *Castillo P.R.* Origin of the adakite–high-Nb basalt association and its implications for postsubduction magmatism in Baja California, Mexico // GSA Bull. 2008. Vol. 120. No. 3–4. P. 451–462.
29. *Castillo P.R.* Adakite petrogenesis // Lithos. 2012. Vol. 134–135. P. 304–316.
30. *Chiaradia M.* Crustal thickness control on Sr/Y signatures of recent arc magmas: an Earth scale perspective // Sci. Reports. 2015. Vol. 5. P. 1–5.
31. *Chung S.L., Liu D., Ji J., Chu M.F., Lee H.Y., Wen D.J., Lo C.H., Lee T.Y., Qian Q., Zhang Q.* Adakites from continental collision zones: Melting of thickened lower crust beneath southern Tibet // Geology. 2003. Vol. 31. P. 1021–1024.
32. *Condie K.C.* TTGs and adakites: are they both slab melts? // Lithos. 2005. Vol. 80. P. 33–44.
33. *Condie K.C.* Did character of subduction change at the end of the Archaean? Constraints from convergent-margin granitoids // Geology. 2008. Vol. 36. No. 8. P. 611–614.
34. *Danyushevsky L.V., Falloon T.J., Crawford A.J., Tetroeva S.A., Leslie R.L., Verbeeten A.* High-Mg adakites from Kadavu Island Group, Fiji, southwest Pacific: Evidence for the mantle origin of adakite parental melts // Geology. 2008. Vol. 36. P. 499–502.
35. *Defant M.J., Jackson T.E., Drummond M.S., de Boer J.Z., Bellon H., Feigenson M.D., Maury R.C., Stewart R.H.* The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southeastern Costa Rica: An overview // J. Geol. Soc. 1992. Vol. 149. P. 569–579.
36. *Defant M.J., Drummond M.S.* Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // Nature. 1990. Vol. 347. P. 662–665.
37. *Defant M., Kepezhinskas P.* Evidence suggests slab melting in arc magmas // EOS. Transact. AGU. 2001. Vol. 82. No. 6. P. 65–69.
38. *Defant M.J., Sherman S., Maury R.C., Bellon H., Boer J.D., Davidson J., Kepezhinskas P.* The geology, petrology, and petrogenesis of Saba Island, Lesser Antilles // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2001. Vol. 107. No. 1–3. P. 87–111.
39. *Davies J.H.* The role of hydraulic fractures and intermediate-depth earthquakes in generating subduction-zone magmatism // Nature. 1999. Vol. 398. P. 142–145.
40. *de Wit M.J., Hart R.A.* Earth's earliest continental lithosphere, hydrothermal flux and crustal recycling // Lithos. 1993. Vol. 30. P. 309–335.
41. *Dreher S.T., Macpherson C.G., Pearson G.D., Davidson J.P.* Re-Os isotope studies of Mindanao adakites: Implications for sources of metals and melts // Geology. 2005. Vol. 33. No. 12. P. 957–960.
42. *Drummond M.S., Defant M.J.* A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons // J. Geophys. Res. Vol. 95. №. B13. 1990. P. 21503–21521.
43. *Drummond M.S., Defant M.J., Kepezhinskas P.K.* Petrogenesis of slab-derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas // Trans. Royal Soc. Edinburgh. Earth Sci. 1996. Vol. 87. P. 205–215.
44. *Duan F.H., Li Y.J., Wang R., Ji Z.B., Cheng W.L., Guo X., Amp E.S.* Characteristics and geological significance of adakitic rocks of the dulunhe granite in the Toli area, Western Junggar // J. Miner. Petrol. 2015. Vol. 35. No. 4. P. 8–16.
45. *Espurt N., Funiciello F., Martinod J., Guillaume B., Regard V., Faccenna C., Brusset S.* Flat subduction dynamics and deformation of the South American plate: Insights from analog modeling // Tectonics. 2008. Vol. 27. TC3011. https://doi.org/10.1029/2007TC002175
46. *Ferrero S., Wunder B., Walczak K., O'Brien P.J., Ziemann M.A.* Preserved near ultrahigh-pressure melt from continental crust subducted to mantle depths // Geology. 2015. Vol. 43. P. 447–450.
47. *Furukawa Y., Tatsumi Y.* Melting of a subducting slab and production of high-Mg andesite magmas: unusual magmatism in SW Japan at 13–15 Ma // Geophys. Res. Lett. 1999. Vol. 26. P. 2271–2274.
48. *Gao S., Rudnick R.L., Yuan H.L., Liu X.M., Liu Y.S., Xu W.L., Lin W.L., Ayerss J., Wang X.C., Wang Q.H.* Recycling lower continental crust in the North China craton // Nature. 2004. Vol. 432. P. 892–897.
49. *Gao J., Klemd R., Long L., Xiong X., Qian Q.* Adakitic signature formed by fractional crystallization: an interpretation for the Neo-Proterozoic meta-plagiogranites of the NE Jiangxi ophiolitic mélange belt, South China // Lithos. 2009. Vol. 110. P. 277–293.
50. *Gao X.Y., Zheng Y.F., Chen Y.X., Hu Z.* Trace element composition of continentally subducted slab-derived melt: Insight from multiphase solid inclusions in ultrahigh-pressure eclogite in the Dabie orogen // J. Metamorph. Geol. 2013. Vol. 31. P. 453–468.
51. *Grebennikov A.V., Khanchuk A.I.* Pacific-type transform and convergent margins: igneous rocks, geochemical contrasts and discriminant diagrams // Int.

Geol. Rev. 2020.
https://doi.org/10.1080/00206814.2020.1848646

52. *Gregoire M., Jego S., Maury R.C., Polve M., Payot B., Tamayo Jr. R.A., Yumul Jr. G.P.* Metasomatic interactions between slab-derived melts and depleted mantle: Insights from xenoliths within Monglo adakite (Luzon arc, Philippines) // Lithos. 2008. Vol. 103. P. 415–430.
53. *Guivel C., Lagabrielle Y., Bourgois J., Martin H., Arnaud N., Fourcade S., Cotten J., Maury R.C.* Very shallow melting of oceanic crust during spreading ridge subduction: Origin of near-trench Quaternary volcanism at the Chile Triple Junction // J. Geophys. Res. 2003. Vol. 108. No. B7. P. 2345. https://doi.org/10.1029/2002JB002119
54. *Gutcher M.-A., Maury R., Eissen J.-P., Bourdon E.* Can slab melting be caused by flat subduction? // Geology. 2000. Vol. 28. No. 6. P. 535–538.
55. *Haschke M.R., Ben-Avraham Z.* Adakites along oceanic transform faults? // Geophys. Res. Abstracts. 2003. Vol. 5. No. 06789.
56. *Haschke M.R., Ben-Avraham Z.* Adakites from collision-modified lithosphere // Geophys. Res. Lett. 2005. Vol. 32. L15302.
57. *Hastie A.R., Kerr A.C., Mitchell S.F., Pearce J.A., McDonald I., Millar I., Barfod D., Mark D.F.* Geochemistry and petrogenesis of rhyodacite lavas in eastern Jamaica: A new adakite subgroup analogous to early Archaean continental crust? // Chem. Geol. 2010. Vol. 276. P. 344–359.
58. *He Y.S., Wu H., Ke S., Liu S.A., Wang Q.* Iron isotopic compositions of adakitic and non-adakitic granitic magmas: magma compositional control and subtle residual garnet effect // Geochim. Cosmochim. Acta. 2017. Vol. 203. P. 89–102.
59. *Hermann J., Zheng Y.F., Rubatto D.* Deep fluids in subducted continental crust // Elements. 2013. Vol. 9. P. 281–287.
60. *Hollings P.R.* Archean Nb-enriched basalts in the northern Superior Province // Lithos. 2002. Vol. 64. P. 1–14.
61. *Hou Z.Q., Gao Y.F., Qu X.M., Rui Z.Y., Mo X.X.* Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east–west extension in southern Tibet // Earth Planet. Sci. Lett. 2004. Vol. 220. P. 139–155.
62. *Huang J., Zhang X.C., Chen S., Tang L., Wörner G., Yu H., Huang F.* Zinc isotopic systematics of Kamchatka-Aleutian arc magmas controlled by mantle melting // Geochim. Cosmochim. Acta. 2018. Vol. 238. P. 85–101.
63. *Johnston S.T., Thorkelson D.J.* Cocos–Nazca slab window beneath Central America // Earth Planet. Sci. Let. 1997. Vol. 146. P. 465–474.
64. *Kay R.W.* Aleutian magnesian andesites: Melts from subducted Pacific ocean crust // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 1978. Vol. 4. No. 1–2. P. 117–132.
65. *Kay S.M., Ramos V.A., Marquez M.* Evidence in Cerro Pampa volcanic rocks for slab-melting prior to ridge-trench collision in Southern South America // J. Geol. 1993. Vol. 101. No. 6. P. 703–714.
66. *Kay S.M., Godoy E., Kurtz A.* Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes // GSA Bull. 2005. Vol. 117. P. 67–88
67. *Kepezhinskas P., Defant M.J., Drummond M.S.* Progressive enrichment of island arc mantle by melt-peridotite interaction inferred from Kamchatka xenoliths // Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. Vol. 60. No. 7. P. 1217–1229.
68. *Kepezhinskas P., McDermott F., Defant M.J., Hochstaidter A., Drummond M.S., Hawkesworth C.J., Koloskov A., Maury R.C., Bellon H.* Trace element and Sr-Nd-Pb isotopic constraints on a three-component model of Kamchatka arc petrogenesis // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. Vol. 61. No. 5. P. 577–600.
69. *Kerrich R., Manikyamba C.* Contemporaneous eruption of Nb-enriched basalts – K-adakites – Na-adakites from the 2.7 Ga Penakacherla terrane: implications for subduction zone processes and crustal growth in the eastern Dharwar craton, India // Canad. J. Earth Sci. 2012. Vol. 48. No. 4. P. 211–231.
70. *Khanchuk A.I., Kepezhinskas P., Defant M.J.* Ridge subduction, slab melt-mantle interaction and origin of adakites and high-Nb basalts in Southern Kamchatka: geologic and geochemical constraints // EOS Transact. AGU. 2000. Vol. 81. No. 48. P. F1315.
71. *König S., Schuth S., Münker C., Qopoto C.* The role of slab melting in the petrogenesis of high-Mg andesites: Evidence from Simbo Volcano, Solomon Islands // Contrib. Mineral. Petrol. 2007. Vol. 153. P. 85–103.
72. *Liebscher A., Franz G., Frei D., Dulski P.* High-pressure melting of eclogite and the *P–T-X* history of tonalitic to trondhjemitic zoisite pegmatites, Munchberg Massif, Germany // J. Petrol. 2007. Vol. 48. P. 1001–1019.
73. *Ling M.X., Wang F.Y., Ding X., Zhou J.B., Sun W.D.* Different origins of adakites from the Dabie Mountains and the Lower Yangtze River Belt, eastern China: Geochemical constraints // Int. Geol. Rev. 2011. Vol. 53. P. 727–740.
74. *Liu D., Zhao Z., DePaolo D.J., Zhu D-C., Meng F-Y., Shi Q., Wang Q.* Potassic volcanic rocks and adakitic intrusions in southern Tibet: insights into mantle-crust interaction and mass transfer from Indian plate // Lithos. 2017. Vol. 268–271. P. 48–64.
75. *Ma Q., Zheng J.P., Xu Y.G., Griffin W.L., Zhang R.S.* Are continental "adakites" derived from thickened or foundered lower crust? // Earth Planet. Sci. Lett. 2015. Vol. 419. P. 125–133.
76. *Macpherson C.G., Dreher S.T., Thirlwall M.F.* Adakites without slab melting: high pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines // Earth Planet. Sci. Lett. 2006. Vol. 243. P. 581–593.
77. *Márquez A., Oyarzun R., Doblas M., Verma S.P.* Alkalic (ocean–island basalt type) and calc-alkalic volcanism in the Mexican volcanic belt: a case for plume- related magmatism and propagating rifting at an active margin? // Geology. 1999. Vol. 27. P. 51–54.
78. *Martin H.* Effects of steeper Archaean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas // Geology. 1986. Vol. 14. P. 753–756.
79. *Martin H.* Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids // Lithos. 1999. Vol. 46. P. 411–429.

80. *Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.-F., Champion D.* An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) and sanukitoid: Relationships and some implications for crustal evolution // Lithos. 2005. Vol. 79. No. 1–2. P. 1–24.

81. *Martınez-Serrano R.G., Schaaf P., Solıs-Pichardo G., Hernandez-Bernal M., Hernandez-Trevino T., Morales-Contreras J.J., Luis Macıas J. Sr*, Nd and Pb isotope and geochemical data from the Quaternary Nevado de Toluca volcano, a source of recent adakitic magmatism, and the Tenango volcanic field, Mexico // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2004. Vol. 138. P. 77–110.

82. *Maury R.C., Sajona F.G., Pubellier M., Bellon H., Defant M.J.* Fusion de la croute oceanique dans les zones de subduction/collision recentes: l'example de Mindanao (Philippines) // Bull. Soc. Geol. France. 1996. Vol. 167. No. 5. P. 579–595.

83. *Mints M.V., Belousova E.A., Konilov A.N., Natapov L.M., Shchipansky A.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Dokukina K.A., Kaulina T.V.* Mesoarchean subduction processes: 2.87 Ga eclogites from the Kola Peninsula, Russia // Geology. 2010. Vol. 38. P. 739–742.

84. *Moyen J.-F.* High Sr/Y and La/Yb ratios: the meaning of the "adakitic signature" // Lithos. 2009. Vol. 112. P. 556–574.

85. *Moyen J.-F., Stevens G.* Experimental constraints on TTG petrogenesis: Implications for Archean geodynamics // Archean Geodynam. Environ., Geophys. Monogr. Ser. 2006. Vol. 164. P. 1–28.

86. *Nakamura H., Iwamori H.* Generation of adakites in a cold subduction zone due to double subducting plates // Contrib. Mineral. Petrol. 2013. Vol. 165. P. 1107–1134.

87. *Qian Q., Hermann J.* Partial melting of lower crust at 10–15 kbar: Constraints on adakite and TTG formation // Contrib. Mineral. Petrol. 2013. Vol. 165. P. 1195–1224.

88. *Pallares C., Maury R.C., Bellon H., Royer J.-Y., Calmus T., Aguillon-Robles A., Cotten J., Benoit M., Michaud F., Bourgois J.* Slab-tearing following ridge-trench collision: Evidence from Miocene volcanism in Baja California, Mexico // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2007. Vol. 161. No. 1–2. P. 95–117. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.11.002

89. *Peacock S.M., Rushmer T., Thompson A.B.* Partial melting of subducting oceanic crust // Earth Planet. Sci. Lett. 1994. Vol. 121. P. 224–227.

90. *Polve M., Maury R.C., Joron J.L.* Slab melting and the origin of gold in Au and Au-Cu deposits: geochemical clues from recent adakites // Geophysical Research Abstracts. 2003. Vol. 5. No. 12068.

91. *Ramos V.A., Kay S.M.* Southern Patagonian plateau basalts and deformation: Back arc testimony of ridge collisions // Tectonophysics. 1992. Vol. 205. No. 1–3. P. 261–282.

92. *Rapp R.P., Watson E.B., Miller C.F.* Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalities // Precambrian Research. 1991. Vol. 51. P. 1–27.

93. *Rapp R.P., Watson E.B.* Dehydration melting of metabasalt at 8–32 rbar: Implications for continental growth and crustal-melting recycling // J. Petrol. 1995. Vol. 32. P. 891–931.

94. *Rapp R.P., Shimizu N., Norman M.D., Applegate G.S.* Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: Experimental constraints at 3.8 GPa // Chem. Geol. 1999. Vol. 160. P. 335–356.

95. *Reagan M.K., Gill J.B.* Coexisting calcalkaline and high-niobium basalts from Turrialba volcano, Costa Rica: implications for residual titanites in arc magma sources // J. Geophys. Res. 1989. Vol. 94. P. 4619–4633.

96. *Richards J., Kerrich R.* Special paper: Adakite-like rocks: their diverse origins and questionable role in metallogenesis // Economic Geology. 2007. Vol. 102. P. 1–40.

97. *Rodriguez C., Selles D., Dungan M., Langmuir C., Leeman W.* Adakitic dacites formed by intracrustal crystal fractionation of water-rich parent magmas at Nevado de Longav volcano (36.2 degrees S; Andean Southern Volcanic Zone, central Chile) // J. Petrol. 2007. Vol. 48. P. 2033–2061.

98. *Rogers G., Saunders A.* Magnesian andesites from Mexico, Chile and the Aleutian Islands: Implications for magmatism associated with ridge-trench collision. – in *Boninites*. – Ed.by A.J. Crawford, (Unwin Hyman, London, UK. 1989), P. 416–445.

99. *Rudnick R.L.* Making continental crust // Nature. 1995. Vol. 378. P. 571–578.

100. *Rushmer T.* Partial melting of two amphibolites: contrasting experimental results under fluid absent conditions // Contrib. Mineral. Petrol. 1991. Vol. 107. P. 41–59.

101. *Sajona F.G., Maury R.C., Bellon H., Cotten J., Defant M.* High field strength element enrichment of Pliocene–Pleistocene island arc basalts, Zamboanga Peninsula, western Mindanao (Philippines) // J. Petrol. 1996. Vol. 37. P. 693–726.

102. *Sajona F.G., Maury R.C., Pubellier M., Leterrier J., Bellon H., Cotton J.* Magmatic source enrichment by slab-deribed melts in a young post-collision setting, central Mindanao (Philippines) // Lithos. 2000. Vol. 54. P. 173–206.

103. *Samaniego P., Martin H., Robin C., Monzier M.* Transition from calc–alkalic to adakitic magmatism at Cayambe volcano, Ecuador: Insights into slab melts and mantle wedge interactions // Geology. 2002. Vol. 30. P. 967–970.

104. *Samsonov A.V., Bogina M.M., Bibikova E.V., Petrova A.Yu., Shchipansky A.A.* The relationship between adakitic, calc-alkaline volcanic rocks and TTGs: Implications for the tectonic setting of the Karelian greenstone belts, Baltic Shield // Lithos. 2005. Vol. 79. P. 83–106.

105. *Scaillet B., Prouteau G.* Oceanic slab melting and mantle metasomatism // Science Progress. 2001. Vol. 84. No. 4. P. 335–354.

106. *Schiano P., Clochiatti R., Shimizu N., Maury R., Jochum K.P., Hofmann A.W.* Hydrous, silica-rich melts in the sub-arc mantle and their relationships with erupted arc lavas // Nature. 1995. Vol. 377. P. 595–600.

107. *Schwartz J., Johnson K., Miranda E.A., Wooden J.L.* The generation of high Sr/Y plutons following Late Jurassic arc–arc collision, Blue Mountains province, NE Oregon // Lithos. 2011. Vol. 126. P. 22–41.

108. *Sigmarsson O., Martin H., Knowles J.* Melting of a subductiog oceanic crust from U–Th disequilibria // Nature. 1998. Vol. 394. No. 6. P. 566–569.

109. *Sisson T.W., Kelemen P.B.* Near-solidus melts of MORB + 4 wt % H_2O at 0.8–2.8 GPa applied to issues of subduction magmatism and continent formation // Contrib. Mineral. Petrol. 2018. Vol. 173. P. 70–?. https://doi.org/10.1007/s00410-018-1494-x

110. *Smith D.R., Leeman W.P.* Petrogenesis of Mount St, Helens Dacitic Magmas // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 1987. Vol. 92. No. B10. P. 10313–10334.

111. *Smithies R H.* The Archaean tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakite // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. Vol. 182. P. 115–125.

112. *Sorensen S.S., Barton M.D.* Metasomatism and partial melting in a subduction complex: Catalina Schist, southern California // Geology. 1987. Vol. 15. P. 115–118.

113. *Stern C.R., Kilian R.* Role of the subducted slab, Mantle Wedge and Continental Crust in the Generation of Adakites from the Andean Austral Volcanic Zone // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. Vol. 123. P. 263–281.

114. *Stöckhert B., Duyster J., Trepmann C., Massonne H.J.* Microdiamond daughter crystals precipitated from supercritical COH + silicate fluids included in garnet, Erzgebirge, Germany // Geology. 2001. Vol. 29. P. 391–394.

115. *Sun W., Zhang H., Ling M.-X., Ding X., Chung S.-L., Zhou J., Yang X.-Y., Fan W.* The genetic association of adakites and Cu–Au ore deposits // Int. Geol. Rev. 2011. Vol. 53. P. 691–703.

116. *Sun W., Ding X., Ling M., Zartman R., Yang X.Y.* Subduction and ore deposits // Int. Geol. Rev. 2015. Vol. 57. No. 9–10. P. 475–484.

117. *Syracuse E.M., van Keken P.E., Abers G.A.* The global range of subduction zone thermal models // Phys. Earth Planet. Interios. 2010. Vol. 183. P. 73–79.

118. *Thiéblemont D., Stein G., Lescuyer J.L.* Epithermal and porphyry deposits: The adakite connection // Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. 1997. Vol. 325. P. 103–109.

119. *Thorkelson D.J., Breitsprecher K.* Partial melting of slab window margins: Genesis of adakitic and non-adakitic magmas // Lithos. 2005. Vol. 79. No. 1–2. P. 25–41.

120. *Tiepolo M., Oberti R., Zanetti A., Vannucci R., Foly S.F.* Trace-element partitioning between amphibole and silicate melt // Rev. Mineral. Geochem. 2007. Vol. 67. No. 1. P. 417–452.

121. *Tomascak P., Ryan J.G., Defant J.* Lithium isotopes and light elements depict incremental slab contributions to the subarc mantle in Panama // Geology. 2000. Vol. 28. P. 507–510.

122. *Wallace P.J., Carmichael I.S.E.* Quaternary volcanism near the Valley of Mexico: Implications for subduction zone magmatism and the effects of crustal thickness variations on primitive magma compositions // Contrib. Mineral. Petrol. 1999. Vol. 135. P. 291–314.

123. *Wang Q., McDermott F., Xu J.F., Bellon H., Zhu Y.T.* Cenozoic K-rich adakitic Volcanic rocks in the Hohxil area, northern Tibet: lower-crustal melting in an intracontinental setting // Geology. 2005. Vol. 33. P. 465–468.

124. *Wang Q., Wyman D.A., Xu J.F., Zhao Z.H., Jian P., Xiong X.L., Bao Z.W., Li C.F., Bai Z.H.* Petrogenesis of Cretaceous adakitic and shoshonitic igneous rocks in the Luzong area, Anhui Province (eastern China): Implications for geodynamics and Cu–Au mineralization // Lithos. 2006. Vol. 89. P. 424–446.

125. *Wang C., Song S.G., Niu Y.L., Allen M.B., Su L., Wei C.J., Zhang G.B., Fu B.* Long-lived melting of ancient lower crust of the North China Craton in response to paleo-Pacific plate subduction, recorded by adakitic rhyolite // Lithos. 2017. Vol. 92–93. P. 437–451.

126. *Wang Q., Hao L., Zhang X., Zhou J., Wang J., Li Q., Ma L., Zhang L., Qi Y., Tang G., Dan W., Fan J.* Adakitic rocks at convergent plate boundaries: compositions and petrogenesis // Sci. China Earth Sciences. 2020. Vol. 63. No. 12. P. 1992–2016.

127. *Whalen J.B., Hildebrand R.S.* Trace element discrimination of arc, slab failure, and A-type granitic rocks // Lithos. 2019. Vol. 348–349. P. 105179. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105179

128. *Wu H., Li X., Li C.* Early Cretaceous (100–105 Ma) adakitic magmatism in the Dachagou area, northern Lhasa terrane, Tibet: Implications for the Bangong-Nujiang ocean subduction and slab break-off // Int. Geol. Rev. 2015. Vol. 57. No. 9–10. P. 1172–1188.

129. *Xiao L., Clemens J.D.* Origin of potassic (C-type) adakite magmas: Experimental and field constraints // Lithos. 2007. Vol. 95. P. 399–414.

130. *Xiong X.L., Adam J., Green T.H.* Rutile stability and rutile/melt HFSE partitioning during partial melting of hydrous basalt: Implications for TTG genesis // Chem. Geol. 2005. Vol. 218. P. 339–359.

131. *Xiong B.Q., Xu W.L., Li Q.L., Yang D.B., Zhou Q.J.* SIMS U-Pb dating of rutile within eclogitic xenoliths in the Early Cretaceous adakitic rocks of the Xuzhou-Huaibei area, China: Constraints on the timing of crustal thickening of the eastern North China Craton // Sci. China Earth Sciences. 2015. Vol. 58. P. 1100–1106.

132. *Xiong X.L., Xia B., Xu J.F., Niu H.C., Xiao W.S.* Na depletion in modern adakites via melt/rock reaction within the sub-arc mantle // Chem. Geol. 2006. Vol. 229. P. 273–292.

133. *Xu J.-F., Shinjo R., Defant M.J., Wang Q., Rapp R.P.* Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: Partial melting of delaminated lower continental crust // Geology. 2002. Vol. 30. No. 12. P. 1111–1114.

134. *Xu W.L. Gao S., Yang D.B., Pei F.P., Wang Q.H.* Geochemistry of eclogite xenoliths in Mesozoic adakitic rocks from Xuzhou-Suzhou area in central China and their tectonic implications // Lithos. 2009. Vol. 107. P. 269–280.

135. *Xu W.C., Zhang H.F., Luo B.J., Guo L., Yang H.* Adakite-like geochemical signature produced by amphibole-dominated fractionation of arc magmas: An example from the late cretaceous magmatism in Gangdese belt, south Tibet // Lithos. 2015. Vol. 232. P. 197–210.

136. *Yogodzinski G.M., Kay R.W., Volynets O.N., Koloskov A.V., Kay S.M.* Magnesian andesite in the Western Aleutian Komandorsky region: Implications for slab melting and processes in the mantle wedge // GSA Bull. 1995. Vol. 107. No. 5. P. 505–519.

137. *Yogodzinski G.M., Kelemen P.B.* Slab melting in the Aleutians: implication of an ion probe study of clinopyroxene in primitive adakite and basalt // Earth Planet. Sci. Lett. 1998. Vol. 158. P. 53–65.

138. *Yogodzinski G.M., Lees J.M., Churikova T.G., Dorendorf F., Woerner G., Volynets O.N.* Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plates edges // Nature. 2001. Vol. 409. P. 500–504.

139. *Yumul Jr. G.P., Dimalanta C.B., Bellon H., Faustino D.V., de Jesus J.V., Tamayo Jr. R., Jumawan F.T.* Adakitic lavas in the Central Luzon Back-arc region, Philippines: lower crust partial melting products? // Island Arc. 2000. Vol. 9. P. 499–512.

140. *Zhang Q.* Adakite research: Retrospect and prospect // Geology in China. 2008. Vol. 35. No. 1. P. 32–39.

141. *Zhang L., Li S., Zhao Q.* A review of research on adakites // Int. Geol. Rev. 2019. Vol. 63. No. 1. P. 47–64.

Adakite Magmatism – Composition, Petrogenesis, Geodynamic Setting: An Overview

M. V. Luchitskaya*

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, bld. 7, Pyzhevskii per., 119017 Moscow, Russia

**e-mail: luchitskaya@ginras.ru*

The author analyzed and generalized data on the composition peculiarities, petrogenesis, magma sources and geodynamic setting of adakite magmatism ant its input in the formation of the Earth's continental crust and interrelation with the beginning of plate tectonic processes. During 30-year period from the introduction of the term in 1990 to the present day a huge amount of factual material has been accumulated, revealing the existence of adakites in numerous objects of both Cenozoic magmatism at the convergent margins of the Pacific ocean and Mesozoic and Paleozoic magmatic complexes, which formation was related to different geodynamic settings. The division of adakites into different subtypes was carried out, the spatial and temporal association with specific Nb-enriched basals and Cu-Au mineralization was established. The adakites are compared with tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) series of Precambrian areas and their similarities and differences are revealed. A review of different petrogenetic models of adakite magmatism and geodynamic setting where they are may be realized is done. The material discussed in the paper shows that adakite occur in very wide spectrum of gedynamic settings and the very discovery of such rocks does not testify their origin as a result of partial melting of the basalts, of young subducting plate.

Keywords: adakites, slab, subduction, young oceanic crust, partial melting, geodynamic setting, petrogenesis, TTG, magmatism