

УДК 551.243(574.3)

## РЕКОНСТРУКЦИЯ ЛАТЕРАЛЬНЫХ РЯДОВ СТРУКТУР АКТИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ ПОЗДНЕГО КЕМБРИЯ И РАННЕГО ОРДОВИКА В ПАЛЕЗОИДАХ СЕВЕРНОГО КАЗАХСТАНА<sup>1</sup>

© 2023 г. К. Е. Дегтярев<sup>1</sup>, \*, А. А. Третяков<sup>1</sup>, Е. Б. Сальникова<sup>2</sup>,  
А. Б. Котов<sup>2</sup>, В. П. Ковач<sup>2</sup>, Ю. В. Плоткина<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Геологический институт РАН,

Пыжевский пер. д. 7, 119017 Москва, Россия

<sup>2</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН,

наб. Макарова, д. 2, 199034 Санкт-Петербург, Россия

\*e-mail: degtkir@mail.ru

Поступила в редакцию 28.12.2022 г.

После доработки 12.01.2023 г.

Принята к публикации 20.01.2023 г.

Проведено комплексное изучение верхнекембрийских и нижнеордовикских образований Северного Казахстана, обоснован их возраст, изучены структурное положение, строение и особенности состава пород. Установлено, что верхнекембрийские образования представлены грубообломочными толщами, основными щелочными эффузивами и габбро, кислые вулканиды и граниты представлены только валунами в конгломератах. Для нижнего ордовика характерны базальт-риолитовые серии, кислые щелочные вулканиды и гранитоиды. Реконструированы латеральные ряды структур активной континентальной окраины для позднего кембрия и раннего ордовика. В позднем кембрии латеральный ряд включает только структуры области тылового растяжения, где происходило формирование комплексов с внутриплитными геохимическими характеристиками. В латеральном ряду структур раннего ордовика выявлены фронтальная вулканическая область, где распространены островодужные вулканиды, и область тылового растяжения с внутриплитными кислыми вулканидами и гранитами. Предполагается, что различия латеральных рядов структур могут быть связаны с изменением режима активной континентальной окраины на границе кембрия и ордовика, — когда трансформный режим, при котором отсутствует типичный надсубдукционный магматизм, сменился конвергентным магматизмом с широким распространением островодужных вулканидов.

*Ключевые слова:* активная континентальная окраина, латеральный ряд, верхний кембрий, нижний ордовик, кислые и основные эффузивы, габбро, гранитоиды

DOI: 10.31857/S0016853X23010046, EDN: EOCDGB

### ВВЕДЕНИЕ

Формирование континентальной коры и большинства рудных месторождений связано с магматизмом в пределах современных и древних активных окраин, что определяет актуальность их изучения. Проведенные исследования современных активных окраин позволили выделить среди них несколько типов (андский, зондский, марианский, японский), различия между которыми обусловлены углом погружения и возрастом коры пододвигающейся плиты, а также — типом коры надвигающейся плиты. При этом возникали различные латеральные ряды структур, участвующих в строении активных окраин [65, 82, 88]. Для со-

временных активных окраин по периферии Тихого океана детально изучены их эволюция в кайнозой, структура коры взаимодействующих плит, созданы реконструкции латеральных рядов структур для нескольких временных срезов, рассмотрена эволюция магматизма в островных дугах и его зависимость от мощности и строения коры погружающейся плиты.

Реконструкция латеральных рядов древних активных окраин затруднена в связи с тем, что комплексы, формировавшиеся в их пределах, участвуют в строении покровно-складчатых сооружений. Для выделения таких комплексов применяются структурно-геологические, литологические и геохимические методы, которые позволяют сопоставлять изученные образования с современными обстановками в пределах различ-

<sup>1</sup> Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0016853X23010046 для авторизованных пользователей.

ных структур латеральных рядов активных окраин. Большое значение для реконструкции латеральных рядов древних активных окраин имеет установление точного возраста их комплексов. Сохранность комплексов активных окраин в покровно-складчатых сооружениях различна, лучше сохраняются образования, формировавшиеся в пределах структур с корой континентального типа, реже удается реконструировать полные латеральные ряды окраин, развивавшихся на океанической коре.

Центрально-Азиатский пояс является крупнейшим аккреционным орогенным поясом в мире, в строении которого большую роль играют комплексы древних активных окраин. В его восточной и центральной частях выявлены позднекембрийские и кембрийские образования энсиматических островных дуг и задуговых бассейнов с океанической корой, рассмотрена их эволюция, установлено время инициации субдукции, изучены особенности магмогенерации, выявлены этапы аккреции фрагментов островных дуг к континенту. Изучены особенности ордовикско-девонского магматизма, установлен его окраинно-континентальный характер, выявлены фрагменты вулкано-плутонических поясов и тыловых прогибов со щелочным вулканизмом [2, 3, 6, 15, 17, 18, 24, 25, 30, 32, 33, 67, 68, 80, 81, 91].

В западной части Центрально-Азиатского пояса комплексы, формирование которых происходило в пределах различных структур латерального ряда древних активных окраин, участвуют в строении покровно-складчатых сооружений Казахстана, Тянь-Шаня, Западной и Восточной Джунгарии. Для этого региона выявлены основные временные рубежи формирования островодужных и аккреционных комплексов, установлено преобладание энсиматических структур активной окраины в кембрии-ордовике и окраинно-континентальных – в среднем и позднем палеозое [10–12, 34].

Наиболее детально латеральные ряды структур активной окраины, эволюция которой происходила на океанической коре, реконструированы в восточной части рассматриваемого региона, охватывающей Бошекуль-Чингизскую и Джунгаро-Балхашскую области. В Бошекуль-Чингизской области латеральные ряды активной окраины кембрия-ордовика включают энсиматические вулканические дуги, аккреционные призмы, преддуговые и междугуовые бассейны [10, 11, 14]. В Джунгаро-Балхашской области установлены латеральные ряды, включающие юные энсиматические островные дуги, аккреционные призмы и преддуговые бассейны для кембрия-ордовика в Северо-Балхашской, а для ордовика в Тектурмаской зонах [52, 53]. В Западной Джунгарии уста-

новлено раннекембрийское время инициации субдукции и длительная – на протяжении кембрия-начала карбона эволюция структур активной окраины на океанической коре [71, 92–97].

Латеральный ряд активной окраины среднего-позднего ордовика, эволюция основных структур которой происходила на континентальной коре, реконструирована в пределах Кокчетав-Северотяньшаньской области. Наиболее полно комплексы этой окраины представлены в Степнякской и Селетинской зонах Северного Казахстана, где реконструирована энсиматическая вулканическая островная дуга, преддуговой и задуговой флишевые прогибы [10].

Реконструкция досреднеордовикской эволюции Северного Казахстана до настоящего времени являлась проблематичной ввиду почти полного отсутствия геологической информации о стратифицированных и плутонических комплексах этого возрастного диапозона.

Задачами настоящей работы является геологическое, геохронологическое и изотопно-геохимическое изучение досреднеордовикских вулкано-осадочных и плутонических комплексов Северного Казахстана, установление обстановок их формирования и реконструкция тектонической эволюции этого региона в конце кембрия-начале ордовика.

## СТРОЕНИЕ И РАСПРОСТРАНЕНИЕ ДОСРЕДНЕОРДОВИКСКИХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ И ПЛУТОНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

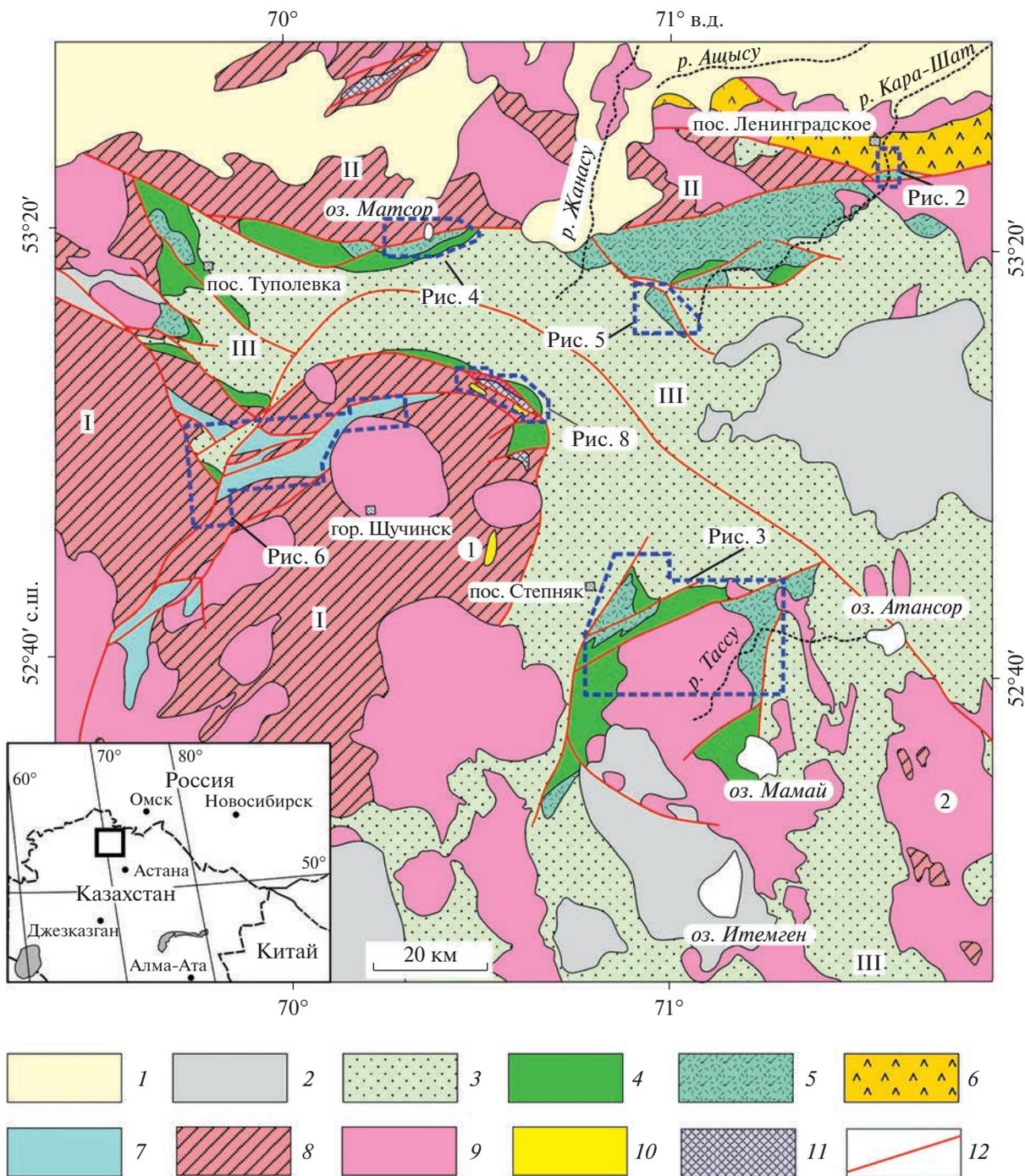
Досреднеордовикские вулкано-осадочные и плутонические комплексы в Северном Казахстане распространены на ограниченных площадях в пределах Шатского и Кокчетавского массивов, северной и центральной частях Степнякской зоны (рис. 1).

Эти образования были выявлены лишь в последние годы в основном благодаря новым геохронологическим данным и редким находкам конodontов в кремнистых породах.

### *Шатский массив*

Шатский массив располагается на самом севере палеозойского Казахстана, его северная часть перекрыта мезозойско-кайнозойскими осадочными толщами чехла Западно-Сибирской плиты. Большая часть Шатского массива сложена кварцитами и сланцами кокчетавской серии неопротерозойского возраста [8].

На северо-востоке массива значительные площади занимает толща метаморфизованных вулкано-осадочных пород основного и кислого



**Рис. 1.** Схема геологического строения Северного Казахстана (Шатский массив и восточная часть Кокчетавского массива, Степнякская зона).

На врезке: показан (квадрат) регион исследования.

Обозначено (римские цифры в квадратах): I – Кокчетавский массив; II – Шатский массив; III – Степнякская зона.

Обозначено (арабские цифры в кругах): 1 – Карловский плутон; 2 – Крьккудукский плутон.

1 – кайнозойские отложения; 2–3 – терригенные и вулканогенно-осадочные толщи: 2 – среднего и верхнего палеозоя, 3 – среднего и верхнего ордовика; 4 – кремнисто-терригенные толщи нижнего и среднего ордовика; 5 – вулканиты свиты тассу нижнего ордовика и гранитоиды тассуйского комплекса; 6 – вулканиты и туфы даутской свиты нижнего ордовика; 7 – вулканогенно-осадочные и терригенные толщи верхнего кембрия; 8 – докембрийские метаморфические комплексы; 9–11 – плутонические комплексы: 9 – гранитоидные позднего ордовика, силура и раннего девона, 10 – граниты раннего ордовика (карловский комплекс), 11 – габбро и ультрамафиты позднего кембрия (жанаталапский комплекс и его аналоги); 12 – разрывные нарушения

состава, выделяемая как даутская свита, которая традиционно относилась к верхнему докембрию [7, 8, 31, 51]. В разрезе этой свиты ранее отмечалось присутствие высокоглиноземистых базальтов, характерных для надсубдукционных комплексов, вулканитов и туфов кислого состава [7].

Даутская свита обнажена на северо-востоке Шатского массива по долинам рек Карашат, Шат и правому притоку р. Ащысу (см. рис. 1). Наиболее полный разрез свиты вскрывается в нижнем течении р. Карашат к югу от пос. Ленинградское (рис. 2).

Нижняя подсвита сложена рассланцованными плагиоклазовыми базальтами и кристаллокластическими туфами основного состава, среди которых встречаются редкие потоки риолитов и прослои кристаллокластических туфов кислого состава. Базальты сохраняют реликтовую порфиновую структуру с вкрапленниками плагиоклаза (лабрадор), которые погружены в мелкозернистый гранобластовый агрегат основной массы, сложенный плагиоклазом, клиноцоизитом, актинолитом, хлоритом.

В низах верхней подсвиты преобладают рассланцованные риолиты с реликтовой порфировой структурой. Вкрапленники в них представлены кварцем, плагиоклазом (альбит, альбит-олигоклаз) и щелочным полевым шпатом, содержания которых изменяются в широких пределах. Основная масса образована мелкозернистым лепидогранобластовым агрегатом кварца, полевого шпата, серицита, биотита и хлорита, циркона, апатита и сфена.

Выше по разрезу кислые эффузивы чередуются с лито-, кристалло- и витрокристаллокластическими туфами кислого состава, содержащими обломки кварца и каолинитизированного вулканического стекла, а также — с фельзитами. Разрез верхней подсвиты даутской свиты завершается пачкой тонко рассланцованных филлитов. Породы даутской свиты, особенно в верхней части ее разреза, неравномерно деформированы, поэтому ее мощность может быть оценена только приблизительно в 1000–1200 м.

Органические остатки в породах даутской свиты отсутствуют, поэтому для установления ее воз-

раста были проведены U–Pb геохронологические исследования акцессорного циркона из вулканитов и туфов кислого состава. Для циркона из рассланцованных кислых вулканитов нижней части верхней подсвиты была получена U–Pb оценка возраста их кристаллизации  $486 \pm 5$  млн лет (ID-TIMS) (см. рис. 2 проба Z-12304).

Для циркона из туфов кислого состава верхней части верхней подсвиты получены U–Pb оценки возраста (см. рис. 2):

–  $486 \pm 7$  млн лет (ID-TIMS), проба Z-1067;

–  $477 \pm 2$  млн лет (SHRIMP II), проба Z-1807 (по [38]).

Оценки возраста кристаллизации акцессорного циркона из различных частей разреза верхней подсвиты даутской свиты, полученные разными методами, близки и, в целом, соответствуют тремадокскому ярусу нижнего ордовика [48].

### Степнякская зона

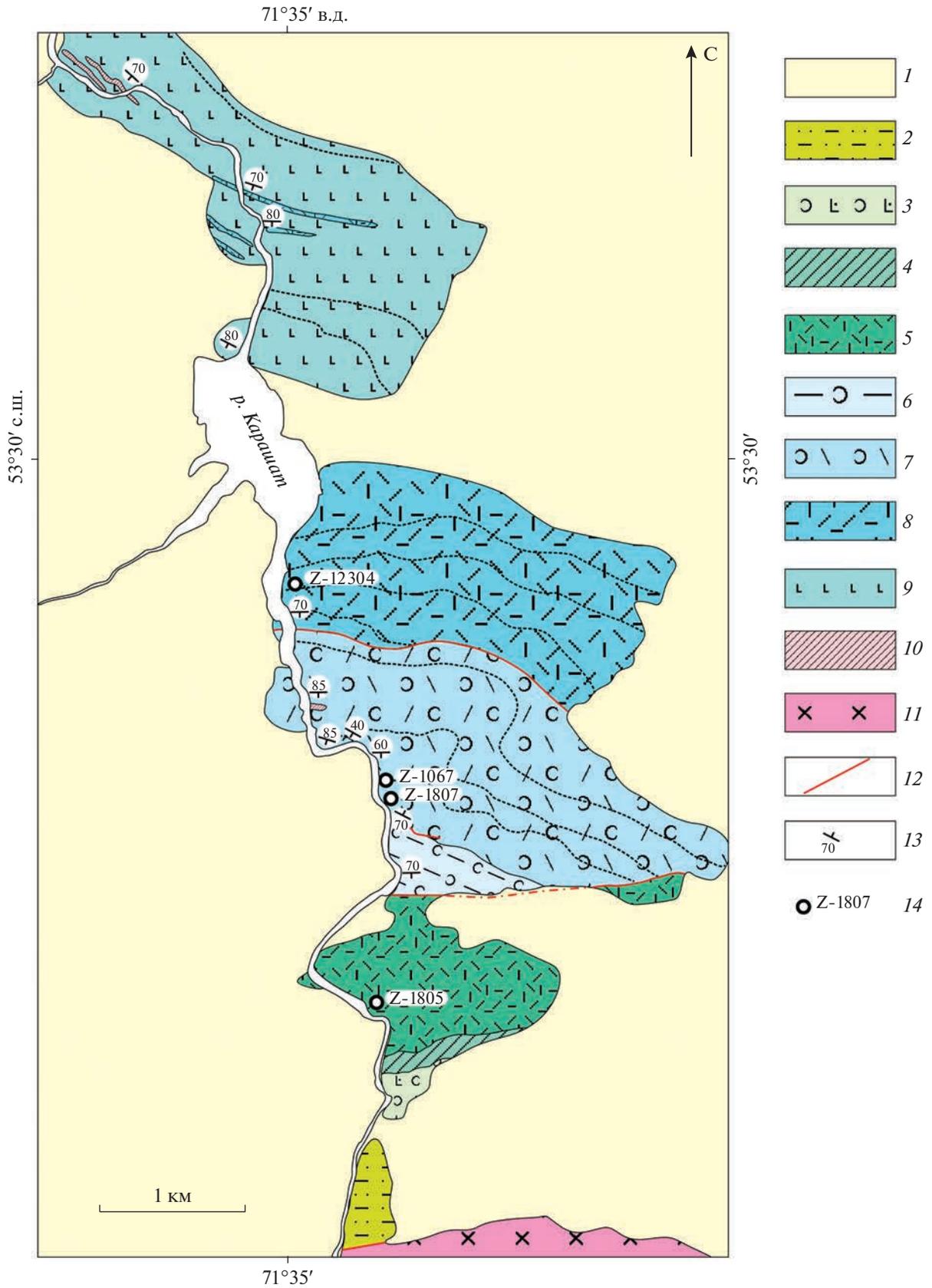
Степнякская зона располагается к югу от Шатского массива и протягивается в субмеридиональном направлении более чем на 250 км, на западе она ограничена Кокчетавским, а на востоке — Ишкеольмесским докембрийскими массивами (см. рис. 1). Степнякская зона в основном сложена средне-верхнеордовиковскими вулканогенно-осадочными и флишевыми толщами, более древние образования распространены на относительно небольших участках в ее западной части — окрестности горы Келиншек и нижнее течение руч. Тассу, а также на севере — вблизи границы с Шатским массивом — к северо-западу от пос. Туполевка, в районе оз. Матсор, месторождения Жаналык и по р. Кара-Шат (см. рис. 1).

Докембрийские комплексы в Степнякской зоне нашими исследованиями не установлены. Однако в результате предшествующих работ среди гранодиоритов позднеордовиковского Крыккудукского плутона в восточной части зоны были выявлены ксеноблоки, сложенные плагиогнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами, кварцитами, кальцифирами альмандин-амфиболитовой фации и гранито-гнейсами (см. рис. 1). Эти породы сопоставляются с мезопротерозойскими комплексами Ишкеольмесского массива [1].

**Рис. 2.** Схема геологического строения нижнего течения р. Карашат к югу от пос. Ленинградское (северо-восток Шатского массива).

Положение см. на рис. 1.

1 — кайнозойские отложения; 2 — средне-верхнеордовиковские песчаники и алевролиты; 3–4 — нижне-среднеордовиковские толщи; 3 — туфы основного состава, 4 — кремни и фтаниты; 5 — нижнеордовиковская свита тассу: трахириолиты, туфы и туфопесчаники кислого состава; (6–9) нижнеордовиковская даутская свита: 6–8 — верхняя подсвита: 6 — филлиты и туффиты, 7 — туфы кислого состава с потоками риолитов, 8 — риолиты с прослоями туфов кислого состава, 9 — нижняя подсвита (базальты и их туфы с потоками риолитов и прослоями туфов кислого состава); 10–11 — позднеордовиковские интрузивные породы: 10 — габбро-диориты и гранодиориты, 11 — гранодиориты и граниты; 12 — разрывные нарушения; 13 — элементы залегания слоистости; 14 — места отбора проб для геохронологических исследований и их номера



Присутствие докембрийских образований в фундаменте Степнякской зоны также подтверждается находками ксеногенных цирконов в гранитоидах одноименного позднеордовикского интрузива, который находится в западной части зоны в окрестностях пос. Степняк и прорывает терригенные толщи среднего-верхнего ордовика (см. рис. 1). В гранодиоритах, наряду с зернами циркона раннепалеозойского возраста, обнаружены кристаллы циркона, имеющие  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возраст в интервале от 983 до 3888 млн лет. При этом встречено несколько зерен с возрастом 2300–2600 млн лет, а ядро наиболее древнего циркона имеет  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возраст  $3888 \pm 1$  млн лет [66].

Таким образом, можно предполагать, что фундамент Степнякской зоны сложен различными докембрийскими, в том числе раннедокембрийскими, образованиями, почти не обнаженными на современном эрозионном срезе.

Комплексы, возраст которых охватывает интервал верхов кембрия–низов ордовика, в Степнякской зоне представлены толщей осадочных брекчий, а также вулканогенными и вулканогенно-обломочными породами кислого состава повышенной щелочности, которые объединяются в свиту тассу. К плутоническим образованиям этого возрастного диапазона также относятся кварцевые монодиориты и субщелочные граниты тассуйского комплекса.

**Толща осадочных брекчий.** Толща выделяется на небольшом участке к востоку от оз. Матсор (рис. 4). Здесь она сложена осадочными брекчиями и конглобрекчиями, состоящими из обломков кварцитов, кварцито-сланцев и мраморизованных известняков, последние также слагают глыбы размером до 10–15 м. Мощность толщи несколько сот метров. Породы толщи прорваны разного размера телами риолитов и дацитов, которые по составу близки к вулканитам свиты тассу, занимающей более высокое структурное положение.

Осадочные породы и прорывающие их тела подверглись значительным метасоматическим изменениям и выветриванию. Контакты толщи с породами свиты тассу и кремнистыми породами нижнего ордовика не обнажены. По аналогии с близкими по составу терригенными толщами восточной части Кокчетавского массива толща осадочных брекчий условно может быть отнесена к верхам кембрия.

**Свита тассу.** Свита тассу в стратотипической местности — окрестностях горы Келиншек и нижнем течение руч. Тассу слагает ядро крупной Котырколь-Мамайской антиклинали (см. рис. 3). В этом районе свита тассу сложена в основном крупногалечными и валунными туфоконгломе-

ратами и туфобрекчиями, состоящими из обломков (до 1 м) афировых и мелкопорфировых, часто флюидалных, эффузивов риолитового, трахириолитового и трахидацитового состава.

Реже отмечаются лавы и игнимбритоподобные породы трахириолитового и трахидацитового состава. Мощность вулканогенно-обломочного разреза достигает 1000–1500 м. Среди туфобрекчий встречаются различные по размеру субвулканические тела порфировых риолитов и трахидацитов. К северу от горы Келиншек свита тассу перекрыта красными кремнистыми алевролитами, яшмами, желтыми и серыми слоистыми кремнями общей мощностью не более 200 м, в которых собраны конодонты позднефлоско-раннедапинского возраста [10, 51].

На севере Степнякской зоны свита тассу распространена на нескольких участках вблизи границы с Шатским массивом.

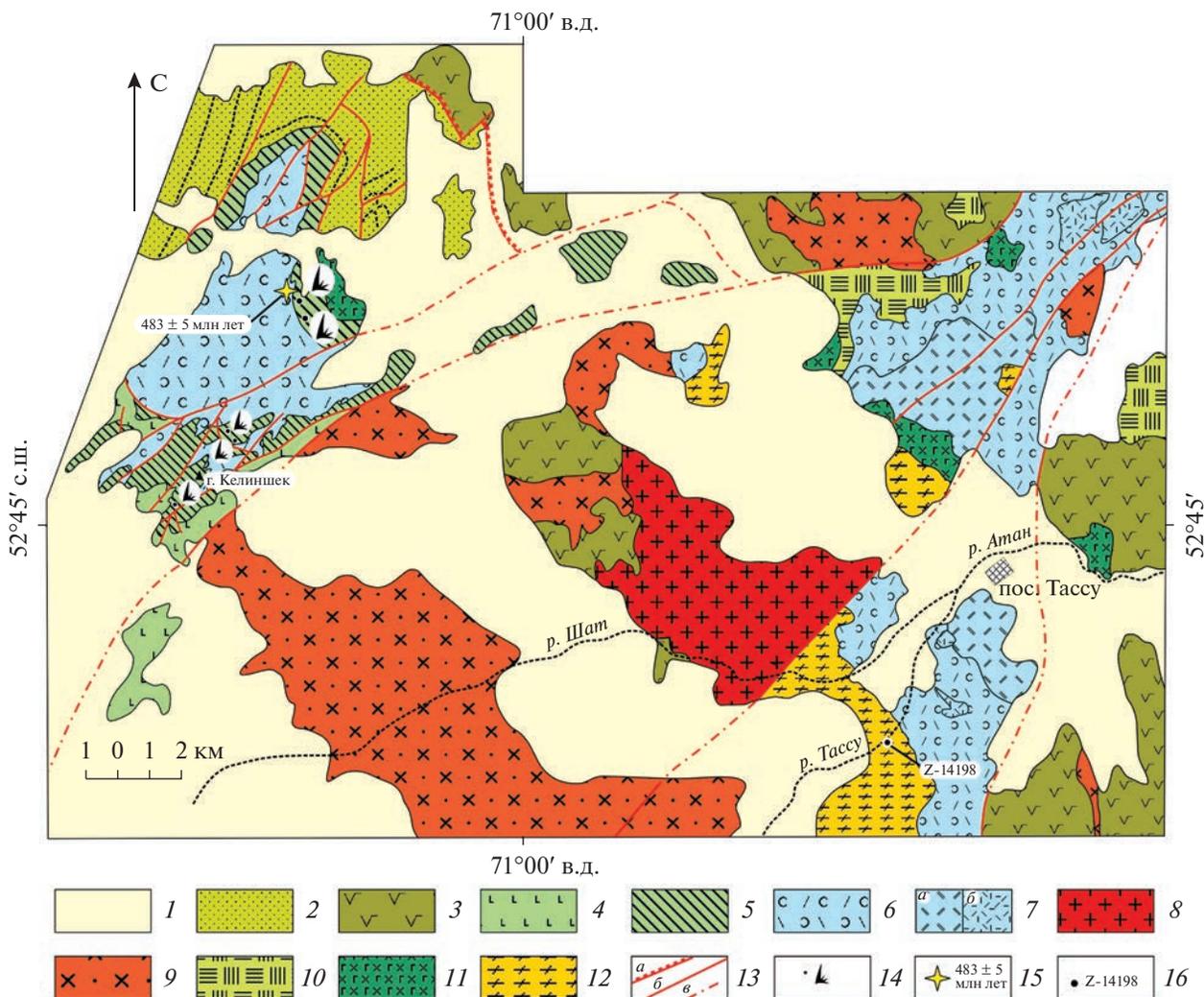
К северо-западу от пос. Туполевка на небольшой площади обнажены мелкопорфировые трахиандезиты и трахидациты мощностью до 300 м, структурно выше вулканитов располагаются красные кремнистые алевролиты и яшмы с конодонтами позднефлоско-дапинского возраста (см. рис. 1).

Восточнее — в окрестностях оз. Матсор — в строении свиты тассу участвуют массивные и сферолитовые мелкопорфировые риолиты, риодациты и дациты мощностью несколько сот метров (см. рис. 1, см. рис. 4). Более низкое структурное положение в этом районе занимают толща осадочных брекчий, условно относимая к верхам кембрия, и слюдястые кварциты кокчетавской серии неопротерозоя. Толща осадочных брекчий и кислые эффузивы свиты тассу к югу от оз. Матсор перекрываются красными и желтыми яшмами, кремнистыми алевролитами и кремнями, содержащими конодонты, возраст которых охватывает интервал от низов флоского яруса нижнего ордовика до низов дарривильского яруса среднего ордовика.

Далее на восток — в верховьях рек Карашат и Жанасу и в районе месторождения Жаналык — свита тассу распространена на значительной площади, но обнажена только карьерах и небольших коренных выходах.

В верховьях рек Карашат и Жанасу свита тассу сложена флюидалными эффузивами и туфами риолитового и трахириолитового состава мощностью около 500 м, с которыми связаны субвулканические тела порфировых риолитов.

В окрестностях поселка и месторождения Жаналык нижняя часть разреза свиты тассу представлены измененными кислыми эффузивами, которые вверх сменяются чередованием лав, ту-



**Рис. 3.** Схема геологического строения низовьев р. Тассу и окрестностей горы Келиншек (западная часть Степнякской зоны).

Положение см. на рис. 1.

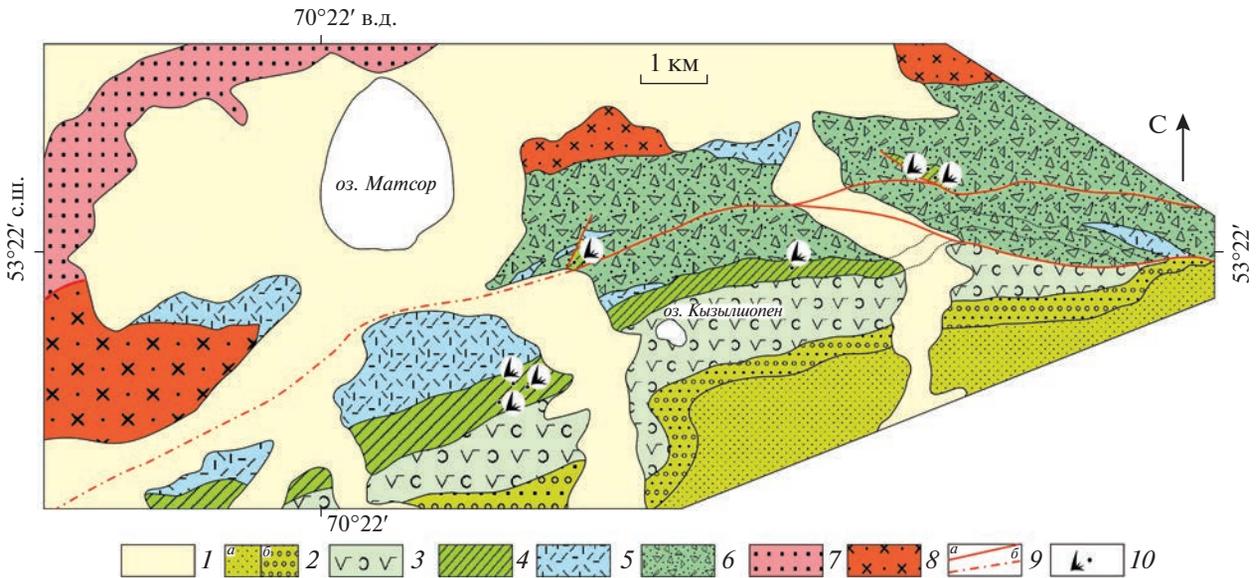
1 – кайнозойские отложения; 2 – средне-верхнеордовикские терригенные толщи; 3 – среднеордовикские эффузивы среднего состава; 4–5 – нижне-среднеордовикские толщи: 4 – афировые базальты, 5 – кремнистые алевролиты, кремни, яшмы; 6–8 – нижнеордовикская свита тассу: 6 – туфобрекчи, туфоконгломераты, риолиты, риодациты; 7 – раннеордовикские субвулканические тела: а – трахидациты, б – риолиты; 8 – силурийские (?) граниты; 9–10 – позднеордовикские: 9 – гранодиориты, 10 – субвулканические тела риолитов; 11 – среднеордовикские габбро-диориты; 12 – раннеордовикские граносиениты и щелочные граниты; 13 – разрывные нарушения: а – надвиги, б – прочие прослеженные, в – предполагаемые (под кайнозойскими отложениями); 14 – местонахождения конодонтов; 15 – место отбора пробы для U–Pb геохронологических исследований и полученная оценка возраста риолитов свиты тассу (по [51]); 16 – место отбора пробы для геохронологических исследований и ее номер

фов и туфобрежий кислого состава, игнимбритов и флюидалных щелочных трахидацитов и трахириолитов (см. рис. 1, рис. 5).

Эти породы обладают слабопорфировой структурой, обусловленной редкими вкрапленниками ортоклаз-пертита, погруженными в кварц-полевошпатовую основную массу с фельзитовой микроструктурой. Общая мощность вулканитов здесь достигает 1000 м. К верхам разреза здесь приурочены кварц-барит-сульфидные рудные тела с золото-барит-полиметаллическим оруднением [4]. К югу

от месторождения Жаналык структурно выше флюидалных кислых эффузивов свиты тассу располагаются вулканиты и терригенные породы среднего-верхнего ордовика (см. рис. 5).

Восточные выходы свиты тассу на севере Степнякской зоны расположены вблизи границы с Шатским массивом – на правом берегу р. Карашат в 6.5 км южнее пос. Ленинградское (см. рис. 1, см. рис. 2). Ранее эти породы относились к шатской толще, возраст которой принимался либо позднекембрийским, либо средне-позднекем-



**Рис. 4.** Схема геологического строения окрестностей оз. Матсор (северная часть Степнякской зоны).

Положение см. на рис. 1.

1 – кайнозойские отложения; 2 – среднеордовикские терригенные породы: *a* – песчаники и алевролиты, *b* – конгломераты; 3 – среднеордовикские туфы и лавобрекчии средне-основного состава; 4 – нижне-среднеордовикские кремнистые породы; 5 – нижнеордовикские риолиты, трахириолиты свиты тассу, в том числе субвулканические тела; 6 – верхнекембрийские (?) осадочные брекчии и конгломерки с глыбами мраморизованных известняков; 7 – неопротерозойские кварциты кокчетавской серии; 8 – палеозойские гранодиориты; 9 – разрывные нарушения; 10 – местонахождения конодонтов

брийским [28, 51]. Здесь свита тассу сложена риолитами и трахириолитами с редкими прослоями литокластических туфов и туфопесчаников кислого состава общей мощностью 500–600 м. Трахириолиты обладают порфировой структурой и раскристаллизованной кварц-полевошпатовой основной массой. Среди вкрапленников преобладает кварц (до 50%), в меньшей степени ортоклаз-пертит и плагиоклаз (альбит-олигоклаз).

Контакт кислых вулканитов свиты тассу с филлитовыми сланцами и рассланцованными кислыми туфами даутской свиты, которые относятся к комплексам Шатского массива, рассматривается как тектонический, описанные ранее [28] базальные полимиктовые конгломераты, обнаружены не были. Структурно выше вулканитов залегают сильно окварцованные серые и черные кремни, чередующиеся с полосчатыми фтанитами мощностью около 100 м, которые вверх по разрезу сменяются туфами основного состава. В кремнях собраны конодонты плохой сохранности.

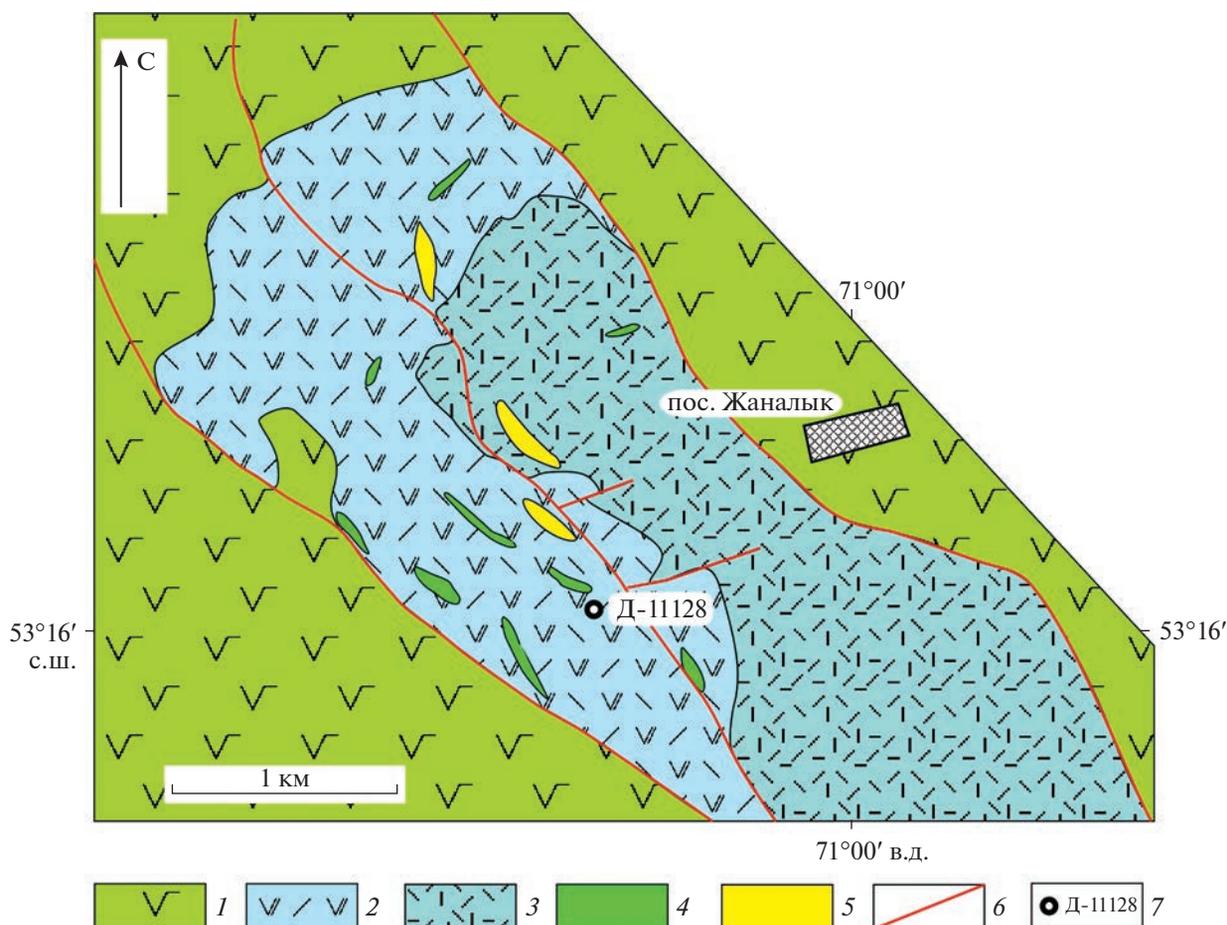
В породах свиты тассу отсутствуют органические остатки, из-за недостаточной обнаженности ее соотношения с ордовикскими комплексами исследователями трактовались по-разному и в различных публикациях вулканиты свиты тассу относились верхнему протерозою [7, 28], кембрию [1, 5], нижнему ордовику [8, 22] или к силуру–девону [23, 39].

Первые U–Pb оценки возраста пород свиты тассу были получены авторами несколько лет назад для субвулканических порфировых риолитов, прорывающих туфоконгломераты на участке к северу от горы Келиншек (см. рис. 3). U–Pb возраст кристаллизации этих пород составляет  $483 \pm 5$  млн лет (ID-TIMS) и соответствует тремадокскому ярусу нижнего ордовика [10, 51]. В ходе дальнейших исследований были получены новые U–Pb данные о возрастах акцессорного циркона из кислых вулканитов свиты тассу в северной части Степнякской зоны (см. рис. 2, рис. 6).

Для циркона из флюидальных щелочных трахидацитов в верхней части разреза свиты тассу в районе месторождения Жаналык (см. рис. 5, проба D-11128) была получена оценка возраста  $475 \pm 4$  млн лет (SHRIMP II), а для трахириолитов по р. Карашат (см. рис. 2, проба Z-1805) –  $478 \pm 2$  млн лет (SHRIMP II), соответствующие верхам тремадокского-нижам флоского ярусов нижнего ордовика.

Таким образом, все полученные оценки возраста вулканических пород свиты тассу в пределах ошибок совпадают и охватывают интервал всего тремадокского яруса нижнего ордовика.

**Тассуйский гранитоидный комплекс.** Этот комплекс выделялся в Степнякской зоне как силурийский [1, 27] или позднедевонский [26], при этом в



**Рис. 5.** Схема геологического строения окрестностей поселка и месторождения Жаналык (северная часть Степнякской зоны), (по данным [4], с изменениями и дополнениями).

Положение см. на рис. 1.

1 – средне-верхнеордовикские эффузивы и туфы основного состава, туфопечаники; 2–3 – нижнеордовикская свита тассу; 2 – туфы и туфобреccии кислого состава, игнимбриты, и флюидалные щелочные трахидациты и трахириолиты, 3 – эффузивы кислого состава; 4 – субвулканические тела средне-основного состава; 5 – кварц-барит-сульфидные рудные тела; 6 – разрывные нарушения; 7 – место отбора пробы для геохронологических исследований и ее номер

его состав включались интрузивы, прорывающие как ордовикские, так и более древние комплексы.

В последние годы для наиболее крупного Аралаульского плутона, который ранее относился к этому комплексу и прорывает ордовикские вулканогенно-осадочные толщи, была получена U–Pb оценка возраста  $420 \pm 4$  млн лет (ID-TIMS), соответствующая второй половине силура [13].

Более мелкие интрузивы, входящие в состав тассуйского комплекса, прорывают вулканыты свиты тассу в восточной части Котырколь-Мамайской антиклинали (см. рис. 3).

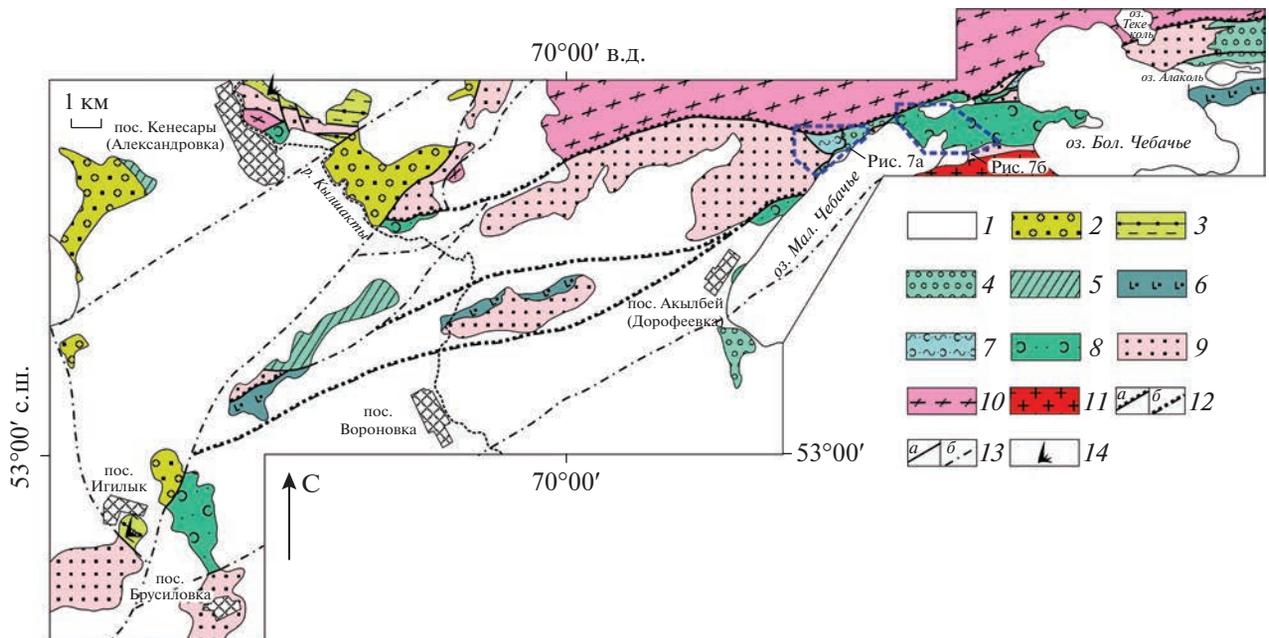
Наиболее крупным является Тассуйский плутон, сложенный кварцевыми монцодиоритами и субщелочными гранитами. Для крупнозернистых субщелочных гранитов этого плутона, обнаженных в русле руч. Тассу (см. рис. 3, проба Z-14198), получена оценка возраста их кристаллизации

$472 \pm 1$  млн лет (ID-TIMS), соответствующая флоскому ярусу нижнего ордовика.

#### *Восточная часть Кокчетавского массива*

Кокчетавский массив с запада обрамляет Степнякскую зону и является одной из наиболее крупных структур Северного Казахстана. Массив в основном сложен докембрийскими в различной степени метаморфизованными образованиями, также большие площади в его пределах занимают ранне- и среднепалеозойские гранитоиды. Вулканогенно-осадочные и плутонические комплексы верхов кембрия-низов ордовика распространены ограничено, они хорошо обнажены и наиболее полно изучены в восточной части Кокчетавского массива [51].

Стратифицированные комплексы, рассматриваемого возрастного интервала, здесь



**Рис. 6.** Схема геологического строения восточной части Кокчетавского массива (район озер Большое и Малое Чебачье, пос. Вороновка, Александровка). Положение см. на рис. 1.

1 – кайнозойские отложения; 2 – конгломераты верхнего (?) ордовика; 3 – кремнистые породы нижнего ордовика; 4–8 – кембрийские толщи: 4 – валунных конгломератов и осадочных брекчий, 5 – вороновская, 6 – кылшактинская, 7 – озерная, 8 – майбалыкская; 9 – кварциты кокчетавской серии неопротерозоя; 10 – гнейсы и кристаллические сланцы мезопротерозоя; 11 – граниты позднего силура; 12 – надвиги: а – прослеженные, б – предполагаемые (под чехлом кайнозойских отложений); 13 – прочие разрывные нарушения: а – прослеженные, б – предполагаемые (под чехлом кайнозойских отложений); 14 – местонахождения конодонтов раннего ордовика

распространены по берегам озер Большого и Малого Чебачьих, Майбалык, Алаколь и р. Кылшакты, в окрестностях пос. Вороновка, Брусилровка (см. рис. 6).

В этом районе нижнепалеозойские образования в основном имеют тектонические соотношения друг с другом и вместе с докембрийскими ортогнейсами и кварцитами участвуют в строении пакета тектонических пластин северо-западного и субширотного простираний (см. рис. 6). Стратифицированные комплексы верхов кембрия–низов ордовика представлены терригенными, в том числе грубооблочными и кремнисто-терригенными, разрезами, а также вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами.

**Терригенные комплексы.** Они представлены кремнисто-терригенной вороновской толщей и толщей валунных конгломератов и осадочных брекчий.

**Кремнисто-терригенная вороновская толща.** Эта толща распространена к северу и северо-западу от пос. Вороновка, к юго-западу от пос. Кенесары (см. рис. 6). Толща имеет только тектонические соотношения с другими комплексами, ее структура характеризуется сочетанием узких изоклиальных наклонных и лежащих складок,

осложненных как крутопадающими, так и пологими разломами.

В нижней части разреза преобладают кремнистые алевролиты, серые кремни и фтаниты, которые не закономерно чередуются с осадочными брекчиями и песчаниками, выше наблюдаются отчетливые ритмы с градационной слоистостью мощностью от 0.5 до 1 м от мелкообломочных брекчий и грубозернистых песчаников до кремнистых алевролитов и кремней. Мелкообломочные брекчии состоят из слабоокатанных и неокатанных обломков кварцитов и кварцито-сланцев, реже кремней, размером от 4 мм до 0.2 мм. Встречаются единичные обломки зерен белой слюды, турмалина, циркона и рутила. Брекчии вверх по разрезу сменяются грубозернистыми песчаниками, обломки в которых сложены теми же породами. Верхи ритмов образованы слюдистыми алевролитами, аргиллитами и серыми полупрозрачными кремнями, насыщенными спикулами губок. В верхах нижней части разреза преобладают кремнистые алевролиты, переслаивающиеся с редкими прослоями песчаников.

Верхняя и нижняя части разреза разделяются слоем осадочных брекчий и конглобрекчий (3–5 м), крупные обломки в которых представлены почти

не окатанными глыбами (до 1–2 м) серых и черных слоистых кремней, а в песчанистом цементе преобладают обломки кварцитов и сланцев. Вверх по разрезу брекчии сменяются крупно-среднезернистыми кварцево-слюдистыми песчаниками (до 2 м), а затем чередованием плитчатых кремнистых алевролитов и полупрозрачных глинистых кремней (>30 м). В наиболее кремнистых пачках верхней части разреза были обнаружены многочисленные спиккулы губок [51].

**Толща валунных конгломератов и осадочных брекчий.** Эта толща распространена на северном и юго-восточном берегах оз. Малое Чебачье и к северу от оз. Алаколь (см. рис. 6, рис. 7, а). По берегам оз. Малое Чебачье толща сложена чередованием пачек полимиктовых валунных, крупно- и мелкогалечных конгломератов и песчаников различной зернистости, содержащими прослойки алевролитов. На юго-восточном берегу оз. Малое Чебачье грубообломочные породы вверх по разрезу сменяются туфопесчаниками. Общая мощность толщи достигает 500 м.

Для пород толщи характерна не всегда четко проявленная градационная слоистость, валуны и гальки в конгломератах почти всегда хорошо окатаны. Чаще всего они сложены кварцитами (размером до 1 м), которые иногда слагают глыбы протяженностью до 10–15 м при ширине 3–5 м. Реже встречаются гальки и валуны ортогнейсов, мраморизованных известняков и среднезернистых субщелочных гранитов (до 1 м). Также присутствуют валуны порфировых базальтов (до 20 см), ингимбритоподобных эффузивов кислого состава (до 1 м), лейкократовых гранит-порфиров, алевролитов, туфоалевролитов и мелкогалечных конгломератов (до 50–70 см), состоящих из хорошо окатанных галек кварцитов, кварцито-сланцев и гранит-порфиров. Цемент конгломератов образован обломками гранитоидов, кварцитов, кварцито-сланцев, алевролитов размером 1.5–2 мм. Встречаются отдельные зерна полевых шпатов, кварца, слюды, турмалина, рутила.

К северу от оз. Алаколь грубообломочные породы, вероятно, стратиграфически перекрывают докембрийские кварциты и сланцы (см. рис. 6). Здесь в разрезе толщи большую роль играют песчаники и алевролиты, которые чередуются с пачками осадочных брекчий, состоящих из неокатанных обломков слюдистых сланцев, кварцитов и мраморизованных известняков различного размера. В песчаниках и брекчиях отмечаются редкие глыбы кварцитов размером до 5 м. Здесь для всей толщи, мощность которой достигает нескольких сот метров, характерна хорошо проявленная градационная слоистость.

Органических остатков в разрезе рассматриваемой толще не обнаружено, ранее на основании

косвенных данных она относилась к верхам нижнего-среднему кембрию [51].

В результате дополнительных исследований была получена оценка возраста субщелочных гранитов, слагающих валун в конгломератах на северном берегу оз. Малое Чебачье (см. рис. 7, а; проба Z-1326). Граниты, возраст которых составляет  $495 \pm 1$  млн лет, что соответствует середине верхнего кембрия, обладают среднезернистой, гипидиоморфнозернистой, с участками порфировидной, структурой, обусловленной более крупными выделениями ортоклаза (до 40%) в сравнении с плагиоклазом (олигоклаз) (20–25%) и кварцем (~20%), темноцветные минералы представлены хлоритизированными реликтами роговой обманки и биотита.

Полученная оценка возраста определяет нижний возрастной предел накопления толщи валунных конгломератов и осадочных брекчий.

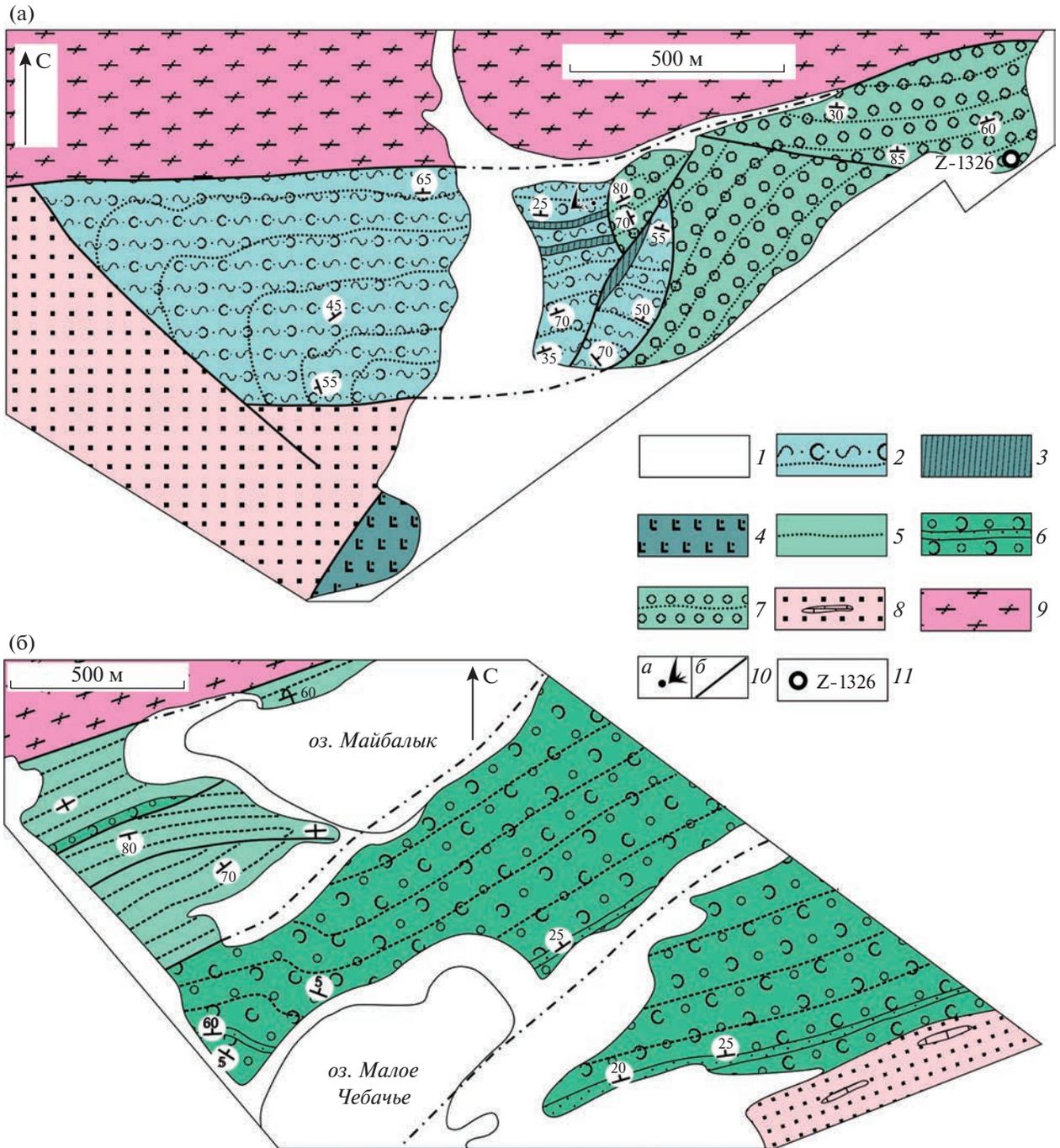
**Вулканогенно-осадочные комплексы.** Они представлены вулканогенными (кылшактинская), туфогенными и вулканогенно-обломочными (майбалькская), а также кремнисто-вулканомиктовыми (озерная) толщами, характерной особенностью которых является единство состава эффузивов и их производных во всех толщах.

**Кылшактинская толща.** Эта толща обнажена к югу от оз. Алаколь, на северо-западном берегу оз. Малое Чебачье, к северо-западу и северу от пос. Вороновка по р. Кылшакты, – толща сложена калиевыми трахибазальтами и содержит дайки высокощелочных лампрофиров основного состава (см. рис. 6).

Среди трахибазальтов преобладают разности, содержащие значительное количество вкрапленников (до 45%) Ti-авгита и биотита, реже калина-трового полевого шпата, гломеропорфировые сростки Ti-авгита и ксенолиты плагиоклазовых клинопироксенитов и монцогаббро, погруженные в мелкозернистую основную массу, сложенную плагиоклазом, калина-тровым полевым шпатом, моноклинным пироксеном и биотитом. Реже встречаются слабопорфировые разности биотитовых и клинопироксеновых базальтов. С эффузивами ассоциируют лавобрекчии, сложенные обломками и брекчированными фрагментами слабо- и сильнопорфировых базальтов. Общая мощность толщи несколько сот метров.

**Майбалькская толща.** Эта толща обнажена на перемычке между озерами Большое и Малое Чебачье, в обрывах правого берега р. Кылшакты у пос. Кенесары и к северо-западу от пос. Брусиловка (см. рис. 6).

Нижняя часть разреза толщи мощностью более 600 м состоит из мощных пачек туфоконгломератов, миндалекаменных кристалло- и литокла-



**Рис. 7.** Схема геологического строения района распространения верхнекембрийских терригенных и вулканогенно-осадочных толщ в восточной части Кокчетавского массива по северо-восточному берегу озера Малое Чебачье (а) и на перешейке между озерами Малое Чебачье и Майбалык (б).

Положение см. на рис. 6.

1 – кайнозойские отложения; 2–3 – озерная толща: 2 – кремнистые туффиты и вулканомиктовые песчаники, 3 – тела лапрофиров основного и среднего состава; 4 – кылшактинская толща; 5–6 – майбалыкская толща: 5 – туфоалевролиты и туффиты, 6 – туфоконгломераты основного состава с прослоями туфопесчаников; 7 – толща валунных конгломератов и осадочных брекчий; 8 – кварциты, сланцы и мраморы кокчетавской серии неопротерозоя; 9 – ортогнейсы и кристаллические сланцы мезопротерозоя; 10 – местонахождение а – конодонтов, б – разрывные нарушения; 11 – место отбора пробы для геохронологических исследований и ее номер

стических туфов основного состава, чередующихся с маломощными прослоями туфопесчаников и туфоалевролитов (см. рис. 7, б). Для отдельных интервалов разреза характерна градационная слоистость. Обломки образованы порфиrowыми базальтами с вкрапленниками плагиоклаза и Тi-авгита, которые погружены в основную массу из плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Они, как правило, неплохо окатаны, а их размеры могут достигать 50–70 см. Туфы сложены обломками клинопироксенов, афировых, реже клинопироксен-порфиrowых базальтов и граносиенит-порфиrow. Верхи разреза толщи мощностью 150–200 м сложены в основном зелеными и вишневыми туфопесчаниками, туфоалевролитами и туффитами, среди которых иногда встречаются пачки грубых туфоконгломератов основного состава мощностью до 10–20 м. К северо-западу от пос. Брусиловка среди туфоалевролитов и туфопесчаников отмечаются редкие прослои среднезернистых кварцевых песчаников.

**Озерная толща.** Эта толща обнажена на западном берегу оз. Большое Чебачье и на северо-западном берегу оз. Малое Чебачье (см. рис. 6).

В основании ее разреза залегают алевролиты и мелкозернистые песчаники, которые сменяются грубообломочными лито- и кристаллокластическими туфами основного состава с параллельно-линзовой текстурой, обусловленной обтеканием крупных (до 4 мм) обломков клинопироксена, реже плагиоклаза, мелкообломочными кристаллокластическими туфами с обломками амфибола и клинопироксена, туфоалевролитами, а затем пачкой слабослоистых алевролитов. Мощность этой части разреза составляет не более 60–70 м.

Далее разрез наращивается часто переслаивающимися серыми кремнистыми туффитами, черными туфоалевролитами, туфопесчаниками, вулканомиктовыми алевролитами, песчаниками, гравелитами с обломками клинопироксена общей мощностью до 200–300 м.

Характерной особенностью вулканомиктовых песчаников и алевролитов является присутствие среди обломков разложенного вулканического стекла, фрагментов и кристаллов Тi-авгита, а также порфиrowых базальтов. Для всей толщи характерна градационная слоистость, ритмы начинаются грубыми вулканомиктовыми песчаниками и гравелитами, а заканчиваются кремнистыми туффитами. Среди этих пород встречаются маломощные (20–50 см) силлы субщелочных лампрофиrow основного состава (см. рис. 7, а).

Их афировые разности сложены плагиоклазом, калинатровым шпатом, биотитом и амфиболом, в порфиrowых разностях вкрапленники образованы амфиболом и биотитом, также встречаются вкрапленники и гломеропорфиrowые сростки

Тi-авгита и апатита. Для лампрофиrow характерно присутствие ксенолитов плагиоклазовых клинопироксенов, монцогаббро и монцонитов.

Для щелочных вулканитов кылшактинской толщи по биотиту была получена  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  оценка возраста их формирования  $479 \pm 4$  млн лет (тремадокский ярус нижнего ордовика), а в кремнистых туффитах озерной толщи собраны спиккулы губок и небольшие элементы прото- и параконодонтов относительно плохой сохранности, что позволяет определить возраст толщи не точнее, чем верхи среднего–поздний кембрий [51].

**Плутонические комплексы позднего кембрия–начала ордовика на востоке Кокчетавского массива.** Эти комплексы выявлены вблизи его границы со Степнякской зоной – в окрестностях пос. Жанаталап, Кумкосяк и Маданиет, где широко распространены плутоны габброидов и гранитоидов (см. рис. 6). Эти плутоны приурочены к ядрам антиклиналей и прорывают ортогнейсы, а с кварцитами имеют только тектонические соотношения. Структурно выше метаморфических и плутонических пород залегают осадочные брекчии с обломками подстилающих пород, чередующиеся с красными яшмами, кремнистыми алевролитами, зелеными кремнистыми туффитами и песчаниками, содержащими конодонты середины флосского яруса нижнего ордовика-низов дапинского яруса среднего ордовика.

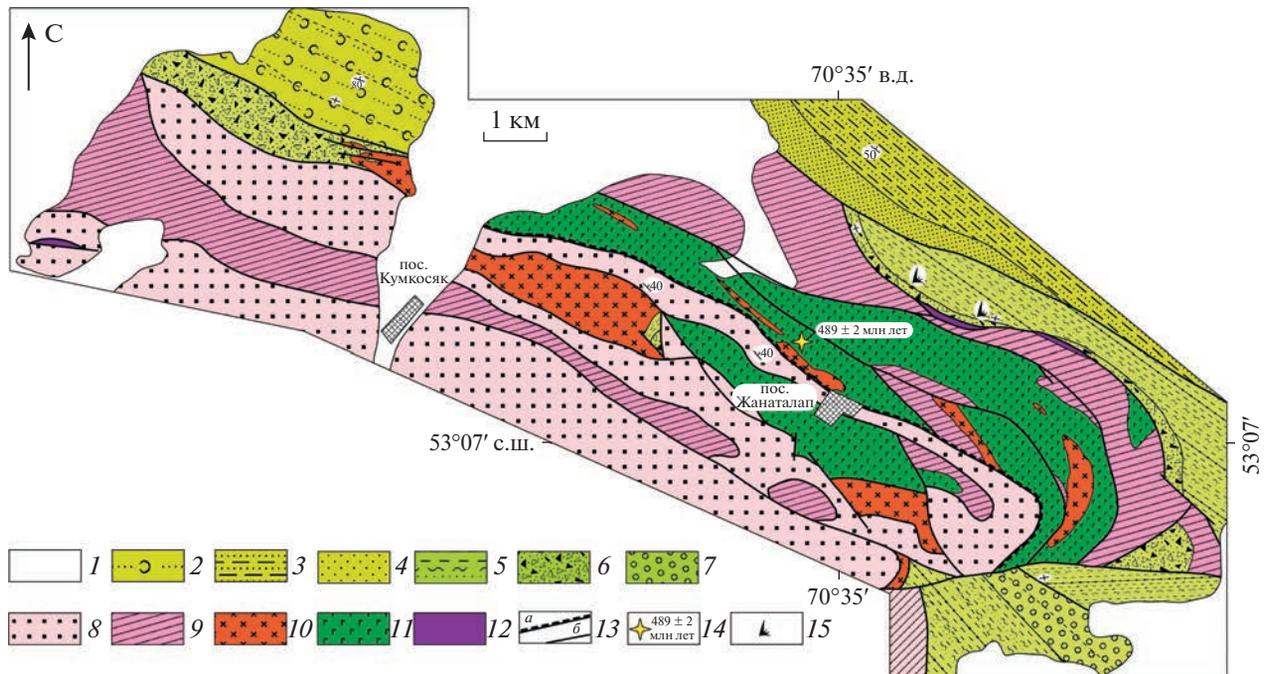
Среди плутонических пород в рассматриваемом районе выделяются габбро-плагиогранитный жанаталапский и гранит-гранодиоритовый карловский комплексы.

**Жанаталапский комплекс.** Он объединяет два протяженных плутона к юго-западу и северо-востоку от пос. Жанаталап и ряд более мелких тел (рис. 8).

Плутоны в основном сложены слабо полосчатыми и массивными амфиболизированными габбро, реже встречаются пироксениты, серпентинизированными перидотиты, габбро-пироксениты. Среди габброидов присутствуют небольшие дайкообразные тела плагиогранитов и плагиоклазитов. Для габбро жанаталапского комплекса получена U–Pb оценка возраста их кристаллизации –  $489 \pm 2$  млн лет, соответствующая самым верхам позднего кембрия [51].

**Карловский комплекс.** В этот комплекс входят Карловский плутон, интрузивы к северо-западу и северо-востоку от пос. Кумкосяк, к юго-востоку от пос. Жанаталап и ряд более мелких тел, прорывающих габброиды жанаталапского комплекса (см. рис. 1, см. рис. 8).

В строении относительно крупных интрузивов этого комплекса, преобладают катаклазированные, часто рассланцованные, роговообманковые монц-



**Рис. 8.** Схема геологического строения окрестностей пос. Жанаталап и Кумкосяк. Положение см. на рис. 1.

1 – кайнозойские отложения; 2–4 – туфо-терригенная толща среднего-верхнего ордовика: 2 – туфопесчаники, 3 – чередование алевролитов и песчаников, 4 – кварцевые песчаники; 5–7 – кремнисто-терригенная толща нижнего-среднего ордовика: 5 – чередование красных яшм, кремнистых алевролитов и туффитов, с прослоями осадочных брекчий и песчаников, 6 – осадочные брекчии, 7 – конгломераты; 8 – кварциты кокчетавской серии неопротерозоя; 9 – ортогнейсы, кристаллические сланцы и амфиболиты; 10 – гранодиориты, граниты карловского комплекса; 11 – габбро и габбро-пироксениты с телами плагиогранитов жанаталапского комплекса; 12 – серпентиниты и серпентинитовые сланцы; 13 – разрывные нарушения: а – надвиги, б – прочие; 14 – место отбора пробы для U–Pb геохронологических исследований и полученная оценка возраста габбро жанаталапского комплекса (по [51]); 15 – местонахождение конодонтов

одиориты и гранодиориты, реже встречаются биотитовые граниты, лейкограниты и габброиды.

Небольшие тела, прорывающие габбро, сложены только гранитами. Гранитоиды прорывают габбро жанаталапского комплекса, относящиеся к самым верхам позднего кембрия, и перекрываются кремнисто-терригенной толщей с конодонтами верхов флоского яруса нижнего ордовика, алевролиты и глинистые яшмы которой содержат обломки гранитоидов. На основании анализа этих данных мы полагаем, что возраст гранитоидов карловского комплекса является тремадокским [51].

#### ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

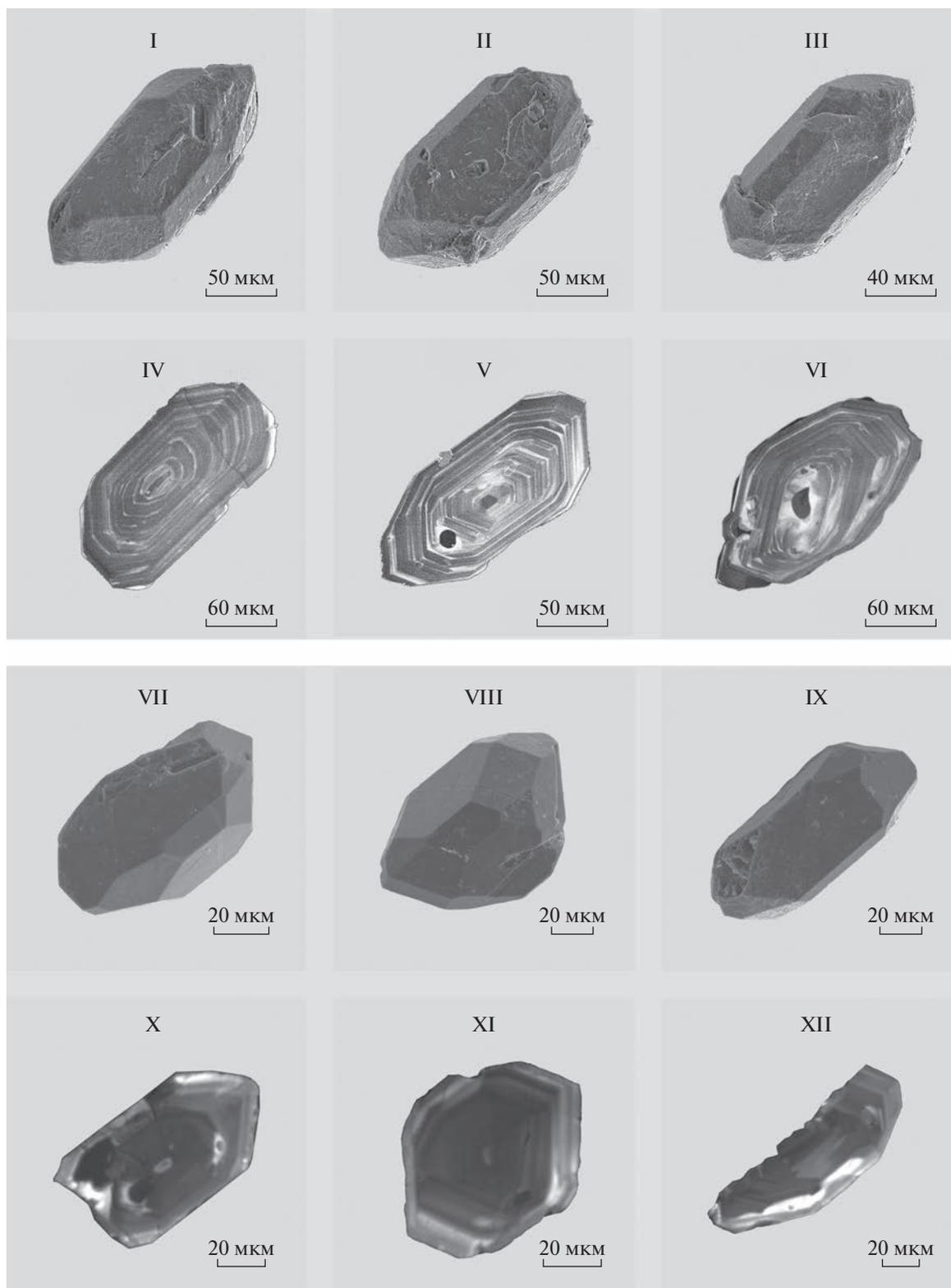
Для обоснования возраста вулканических и plutonic пород были проведены U–Pb геохронологические исследования акцессорных цирконов. Выделение циркона из кислых вулкаников и гранитоидов проводилось в Геологическом институте РАН (ГИН РАН, г. Москва, Россия) по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Геохронологические исследова-

ния классическим U–Pb методом (ID-TIMS) выполнены в лаборатории изотопной геологии Института геологии и геохронологии докембрия РАН (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург, Россия) в соответствии с методикой, изложенной в [35]. Геохронологические исследования локальным методом (SIMS) проводились в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург, Россия) по методике, описанной в [29, 69].

#### *Риолиты и риолитовые туфы даутской свиты*

Для установления возраста пород нижней части верхней подсвиты проведены геохронологические исследования акцессорного циркона, выделенного из рассланцованных кислых вулкаников (см. рис. 2; проба Z-12304: 53°29'27.2" с.ш., 71°34'59.3" в.д.).

Он представлен идиоморфными и субидиоморфными призматическими и короткопризматическими кристаллами, размер которых не превышает 75 мкм (Кулл = 1.4–2.4). Огранка определяется комбинацией призм {100}, {110} и дипирамид {111}, {112}, {101} (рис. 9, VII–IX).



**Рис. 9.** Микрофотографии кристаллов циркона из пород верхней подсвиты даутской свиты. Выполнено на сканирующем электронном микроскопе АВТ-55 в режиме вторичных электронов (I–III и VII–IX) и катодолуминесценции (IV–VI и X–XII).

Обозначено: I–VI – риолитовые туфы (проба Z-1067); VII–XII – риолиты (проба Z-12304).

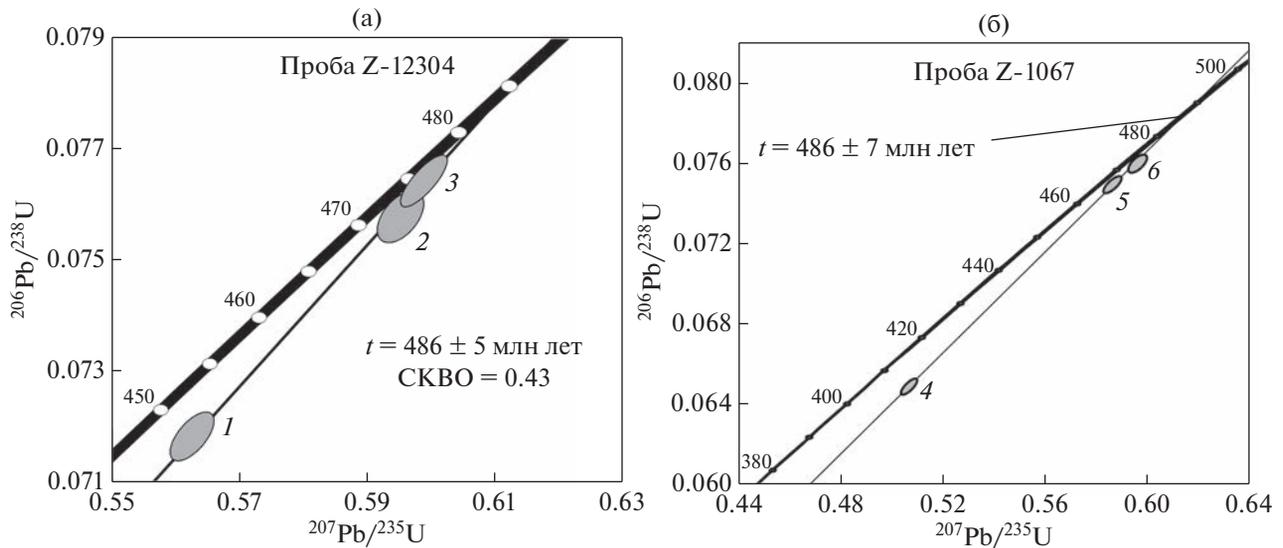


Рис. 10. Диаграммы с конкордией для пород верхней подсвиты даутской свиты.

(а) — проба Z-12304; (б) проба Z-1067.

На (а): номера точек 1, 2 и 3 на диаграмме соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

На (б): номера точек 4, 5 и 6 соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

Кристаллы прозрачные, полупрозрачные, бесцветные. Циркон характеризуется пониженной люминесценцией, зональным строением и большим количеством минеральных, расплавных и флюидных включений (см. рис. 9, X–XII).

Для U–Pb геохронологических исследований были отобраны три микронавески наиболее чистых кристаллов из размерных фракций 50–75 мкм. Циркон двух микронавесок (№ 2 и 3) был подвергнут предварительному высокотемпературному отжигу в течение 48 ч при  $t = 850^\circ\text{C}$  и последующей кислотной обработке с экспозицией от 4–6 ч при  $t = 220^\circ\text{C}$ . Увеличение длительности кислотной обработки при этом позволило существенно уменьшить степень дискордантности циркона.

Точки изотопного состава циркона образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует значению возраста  $486 \pm 5$  млн лет (СКВО = 0.43, нижнее пересечение соответствует нулю) (рис. 10; табл. 1).

Морфологические особенности и внутреннее строение кристаллов свидетельствуют о магматическом происхождении изученного циркона, возраст кристаллизации которого можно оценивать в  $486 \pm 5$  млн лет.

Для установления возраста пород верхней части верхней подсвиты проведены геохронологические исследования акцессорного циркона, выделенного из рассланцованных риолитовых туфов (см. рис. 2; проба Z-1067:  $53^\circ 28' 40.3''$  с.ш.,  $71^\circ 35' 41.9''$  в.д.).

Циркон из этих пород образует субидiomорфные и идиоморфные прозрачные и полупрозрачные призматические кристаллы желтого цвета. Размер кристаллов составляет 50–300 мкм, отношение длины к ширине изменяется от 2 : 1 до 3 : 2. Для формы их огранки характерна комбинация призм {100}, {110} и дипирамид {101}, {111}, {211} (см. рис. 9, I–III). В режиме катодолюминесценции наблюдается тонкозональное строение циркона (см. рис. 9, IV–VI). В проходящем свете в некоторых кристаллах обнаруживаются унаследованные ядра (см. рис. 9, VI).

Выбранные для U–Pb изотопных исследований наиболее идиоморфные и “чистые” кристаллы циркона были подвергнуты предварительной аэробразивной и кислотной обработкам (см. табл. 1, № 4, 5, 6).

Точки изотопного состава циркона располагаются на дискордии, верхнее пересечение которой с конкордией отвечает возрасту  $486 \pm 7$  млн лет (нижнее пересечение соответствует  $40 \pm 61$ , СКВО = 0.66) (см. рис. 10, б). Полученное значение принимается в качестве оценки возраста кристаллизации изученного циркона, морфологические особенности которого указывают на магматический генезис.

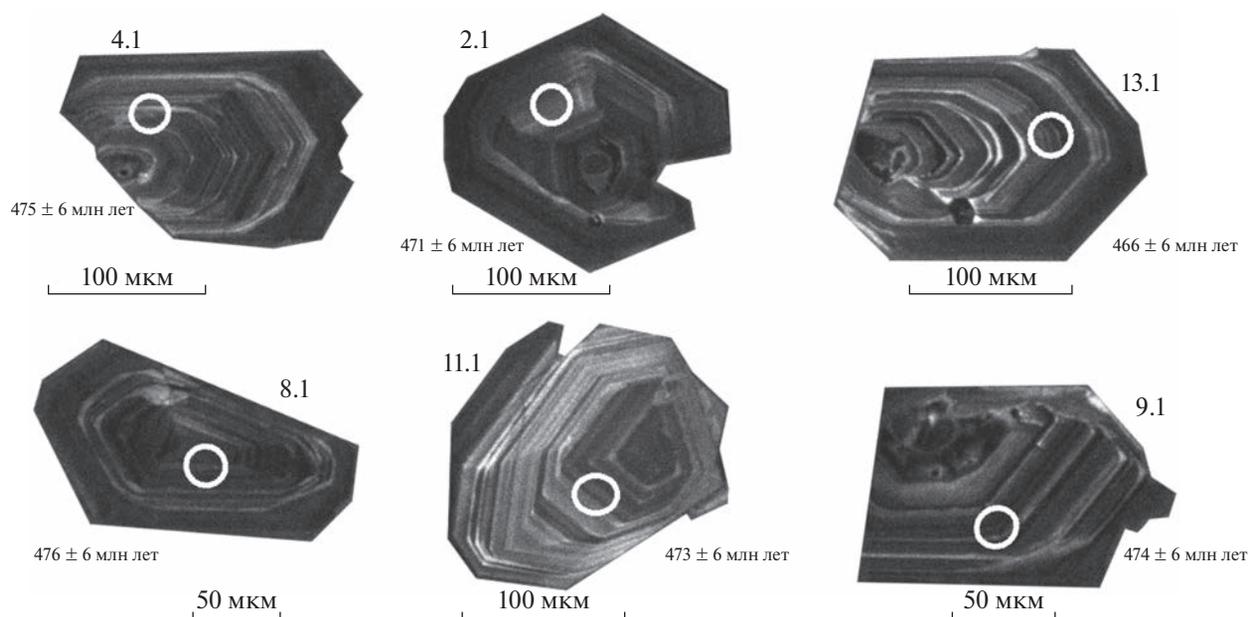
#### Риолиты свиты тассу

Для установления возраста пород свиты тассу в северной части Степнякской зоны проведены геохронологические исследования акцессорного

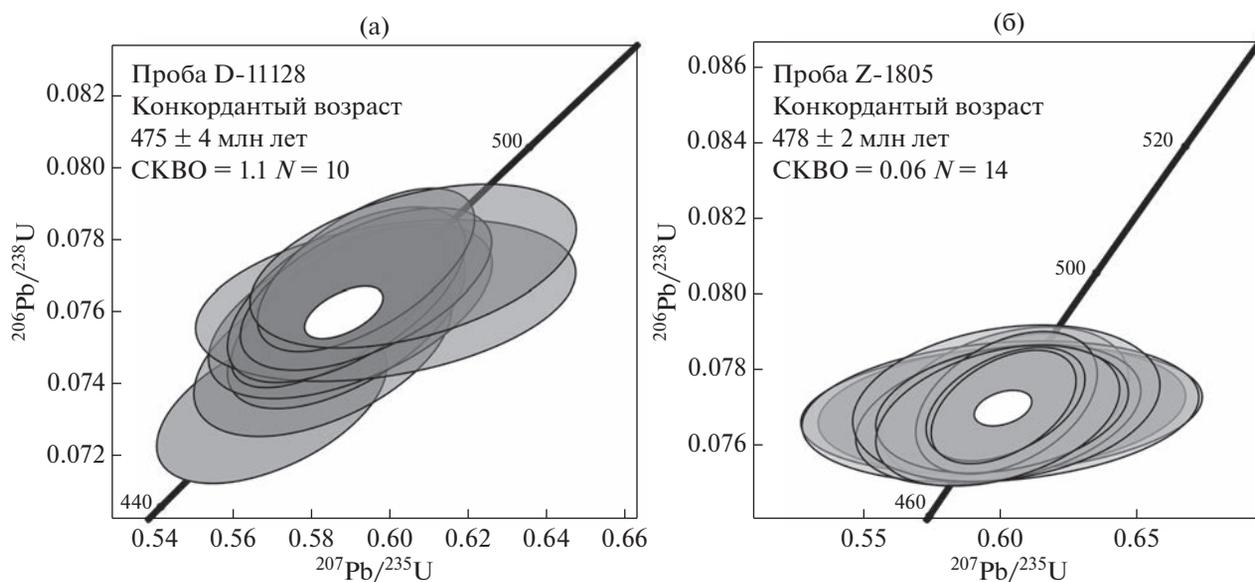
**Таблица 1.** Результаты U–Pb изотопных геохронологических исследований циркона из риолитов и риолитовых туфов даутской свиты (пробы Z-12304 и Z-1067) и граносенитов тасуэйского комплекса (проба Z-14198)

Номер п/п	Размерная фракция (мкм) и характеристика циркона	U/Pb*	Изотопные отношения				Возраст (млн лет)				
			$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		
Проба Z-12304											
1	50–75, 37 з.	12.2	398	0.0568 ± 1	0.1628 ± 1	0.5626 ± 17	0.0718 ± 1	0.64	453 ± 1	447 ± 1	484 ± 5
2	50–75, ВО, кисл. обр. = 4.0	10.5	258	0.0570 ± 2	0.1523 ± 1	0.5952 ± 18	0.0758 ± 1	0.51	474 ± 1	471 ± 1	490 ± 6
3	50–75, ВО, кисл. обр. = 6.0	12.5	1725	0.0568 ± 1	0.1494 ± 1	0.5989 ± 12	0.0764 ± 1	0.80	476 ± 1	475 ± 1	485 ± 2
Проба Z-1067											
4	>0.1, 20 крист. A = 30%	13.6	536	0.0567 ± 1	0.1521 ± 1	0.507 ± 11	0.0649 ± 1	0.77	416 ± 1	405 ± 1	479 ± 3
5	>0.1, 30 крист., A = 20%	12.5	1154	0.0568 ± 1	0.1486 ± 1	0.5866 ± 14	0.0749 ± 1	0.85	468 ± 1	467 ± 1	483 ± 3
6	80–100, >100, кисл. обр. = 2.5	13.2	6640	0.0569 ± 1	0.1133 ± 1	0.5961 ± 11	0.0760 ± 1	0.74	473 ± 1	472 ± 1	488 ± 3
Проба Z-14198											
7	75–100, кисл. обр. = 1.5	12.7	366	0.0564 ± 1	0.1421 ± 1	0.5411 ± 17	0.0695 ± 1	0.66	439 ± 1	433 ± 1	469 ± 5
8	75–100, ВО, кисл. обр. = 4.0	12.1	476	0.0564 ± 1	0.1455 ± 1	0.5559 ± 10	0.0713 ± 1	0.51	449 ± 1	444 ± 1	473 ± 3
9	100–150, кисл. обр. = 2.0	10.3	182	0.0568 ± 1	0.1369 ± 1	0.5910 ± 30	0.0758 ± 1	0.53	471 ± 2	471 ± 1	474 ± 8

Примечание. <sup>a</sup> — изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; Rho — коэффициент корреляции ошибок отношений  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  —  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ; \* — навеска циркона не определялась; кисл. обр. = 2.0 — кислотная обработка циркона с заданной экспозицией (часы); ВО — высокотемпературный отжиг циркона. Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам.



**Рис. 11.** Микрофотографии кристаллов акцессорного циркона из трахириолитов свиты тассу (проба D-11128) выполнены на сканирующем электронном микроскопе Samsan MX 2500S (Великобритания) в режиме катодолуминесценции. Обозначены (кружки) участки датирования. Номера точек 4.1, 2.1, 13.1, 8.1, 11.1, 9.1 соответствуют номерам в табл. 2.



**Рис. 12.** Диаграммы с конкордией для трахириолитов свиты тассу. (а) – проба D-11128; (б) – проба Z-1805.

циркона, выделенного из щелочных трахидаци- тов и трахириолитов (см. рис. 5, пробы D-11 128: 53°16'03.1" с.ш., 70°58'58.9" в.д.; см. рис.2, Z-1805: 53°27'56.0" с.ш., 71°35'42.9" в.д.).

В пробе D-11128 акцессорный циркон пред- ставлен в основном идиоморфными и субиди- морфными кристаллами призматического и таблитчатого габитуса, а также их обломками,

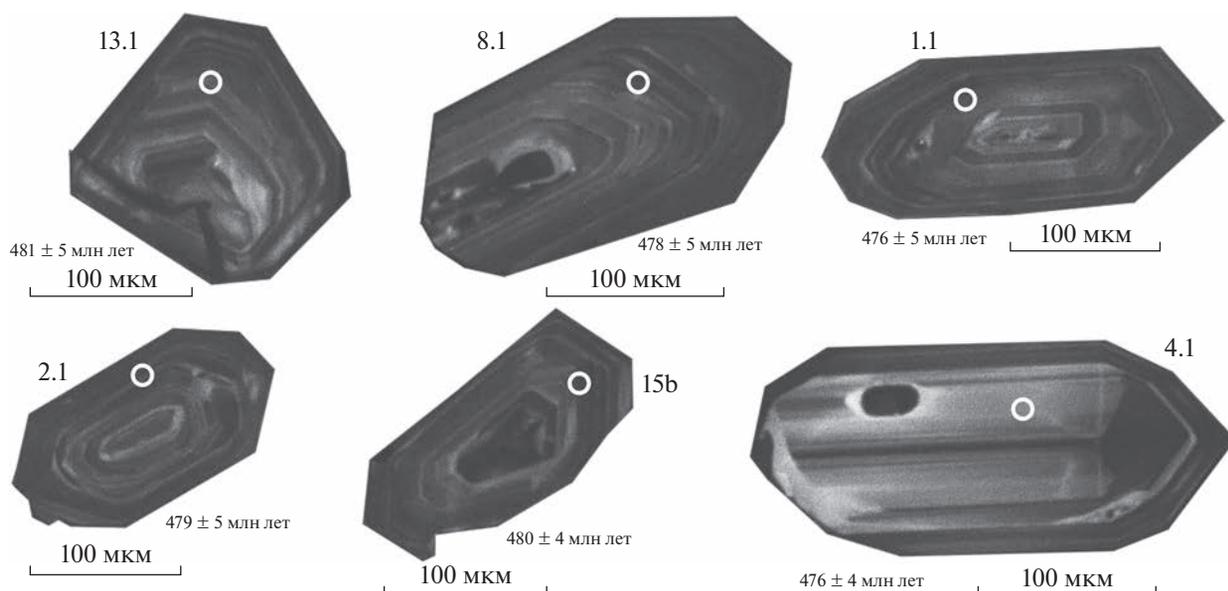
размером 120–200 мкм. Кристаллы характеризу- ются хорошо проявленной магматической зо- нальностью (рис. 11).

U–Pb геохронологические исследования были выполнены для десяти кристаллов циркона. Кон- кордантный возраст, рассчитанный по отноше- нию  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , составляет  $475 \pm 4$  млн лет (рис. 12, а; табл. 2).

**Таблица 2.** Результаты U-Pb изотопных геохронологических исследований циркона из трахириолитов свиты тассу (пробы D-11128 и Z-1805) и валуна гранитов в толще валунных конгломератов и осадочных брекчий (проба Z-1326)

№ анализа	$^{206}\text{Pb}_c$ %	Содержание, мкг/г			Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет
		$^{206}\text{Pb}^*$	U	Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$
<b>D-11128</b>										
5.1	0.76	69.0	1086	961	0.91	$0.0563 \pm 1.8$	$0.570 \pm 2.1$	$0.0734 \pm 1.2$	0.57	$456 \pm 5$
13.1	0.23	30.4	471	694	1.52	$0.0564 \pm 2.0$	$0.583 \pm 2.3$	$0.0749 \pm 1.3$	0.54	$466 \pm 6$
2.1	0.00	25.4	390	464	1.23	$0.0564 \pm 1.7$	$0.589 \pm 2.1$	$0.0757 \pm 1.3$	0.60	$471 \pm 6$
6.1	0.22	24.8	379	270	0.74	$0.0563 \pm 2.1$	$0.590 \pm 2.5$	$0.0760 \pm 1.3$	0.52	$472 \pm 6$
11.1	0.00	34.1	521	537	1.07	$0.0559 \pm 1.4$	$0.587 \pm 1.9$	$0.0761 \pm 1.2$	0.66	$473 \pm 6$
9.1	1.95	51.8	774	797	1.06	$0.0569 \pm 3.1$	$0.599 \pm 3.3$	$0.0763 \pm 1.2$	0.37	$474 \pm 6$
4.1	0.04	27.9	424	448	1.09	$0.0559 \pm 1.7$	$0.589 \pm 2.1$	$0.0765 \pm 1.3$	0.61	$475 \pm 6$
8.1	0.16	54.9	832	804	1.00	$0.0562 \pm 1.8$	$0.594 \pm 2.2$	$0.0766 \pm 1.2$	0.56	$476 \pm 6$
7.1	0.19	50.9	766	773	1.04	$0.0559 \pm 1.5$	$0.594 \pm 1.9$	$0.0772 \pm 1.2$	0.64	$479 \pm 6$
1.1	1.66	78.4	1161	1073	0.95	$0.0568 \pm 2.5$	$0.606 \pm 2.8$	$0.0773 \pm 1.2$	0.44	$480 \pm 6$
<b>Z-1805</b>										
12.2	0.00	24.6	375	157	0.43	$0.0576 \pm 4.4$	$0.608 \pm 4.5$	$0.0766 \pm 0.9$	0.21	$476 \pm 4$
15.1	0.00	44.2	671	349	0.54	$0.0567 \pm 1.6$	$0.599 \pm 1.8$	$0.0766 \pm 0.8$	0.46	$476 \pm 4$
4.1	0.00	28.6	434	360	0.86	$0.0561 \pm 2.0$	$0.592 \pm 2.2$	$0.0766 \pm 0.9$	0.43	$476 \pm 4$
1.1	0.00	21.8	332	120	0.37	$0.0587 \pm 2.2$	$0.621 \pm 2.4$	$0.0766 \pm 1.0$	0.41	$476 \pm 5$
6.1	0.12	24.1	365	204	0.58	$0.0559 \pm 2.3$	$0.591 \pm 2.5$	$0.0768 \pm 1.0$	0.39	$477 \pm 5$
11.1	2.56	42.0	636	373	0.60	$0.0578 \pm 4.8$	$0.613 \pm 5.0$	$0.0768 \pm 0.9$	0.18	$477 \pm 4$
5.1	0.10	14.6	221	74	0.35	$0.0560 \pm 2.9$	$0.593 \pm 3.1$	$0.0769 \pm 1.1$	0.36	$477 \pm 5$
12.1	0.00	27.1	411	178	0.45	$0.0598 \pm 2.7$	$0.634 \pm 2.9$	$0.0769 \pm 0.9$	0.34	$478 \pm 4$
9.1	1.55	24.9	377	174	0.48	$0.0584 \pm 4.7$	$0.620 \pm 4.8$	$0.0769 \pm 1.1$	0.21	$478 \pm 5$
8.1	0.44	20.5	310	113	0.38	$0.0595 \pm 3.2$	$0.631 \pm 3.4$	$0.0769 \pm 1.1$	0.31	$478 \pm 5$
2.1	0.81	27.2	411	228	0.57	$0.0553 \pm 3.8$	$0.588 \pm 4.0$	$0.0771 \pm 1.1$	0.28	$479 \pm 5$
14.1	0.19	45.8	691	396	0.59	$0.0557 \pm 1.8$	$0.593 \pm 2.0$	$0.0771 \pm 0.8$	0.41	$479 \pm 4$
15.1	0.50	73.5	1108	613	0.57	$0.0575 \pm 3.1$	$0.612 \pm 3.1$	$0.0773 \pm 0.9$	0.28	$480 \pm 4$
13.1	0.00	19.3	291	122	0.43	$0.0552 \pm 2.1$	$0.589 \pm 2.3$	$0.0774 \pm 1.0$	0.44	$481 \pm 5$
<b>Z-1326</b>										
1.1	0.05	26.7	395	155	0.405	$0.057 \pm 1.7$	$0.614 \pm 1.8$	$0.079 \pm 0.6$	0.34	$488 \pm 3$
17.1	0.00	47.4	700	576	0.850	$0.057 \pm 1.9$	$0.619 \pm 2.0$	$0.079 \pm 0.5$	0.27	$489 \pm 3$
4.1	0.00	23.3	344	139	0.418	$0.058 \pm 2.2$	$0.635 \pm 2.3$	$0.079 \pm 0.7$	0.29	$490 \pm 3$
5.1	0.15	24.5	361	117	0.334	$0.057 \pm 2.1$	$0.623 \pm 2.2$	$0.079 \pm 0.6$	0.29	$490 \pm 3$
3.1	0.06	32.3	473	203	0.443	$0.058 \pm 1.5$	$0.630 \pm 1.6$	$0.080 \pm 0.6$	0.34	$492 \pm 3$
6.1	0.00	26.1	384	141	0.381	$0.057 \pm 1.9$	$0.622 \pm 2.0$	$0.079 \pm 0.6$	0.31	$492 \pm 3$
15.1	0.13	48.0	702	374	0.551	$0.058 \pm 1.6$	$0.630 \pm 1.7$	$0.080 \pm 0.5$	0.28	$493 \pm 2$
13.1	0.08	32.5	476	255	0.554	$0.057 \pm 1.6$	$0.622 \pm 1.7$	$0.079 \pm 0.6$	0.33	$493 \pm 3$
20.1	0.05	31.9	466	145	0.322	$0.057 \pm 1.6$	$0.622 \pm 1.7$	$0.080 \pm 0.6$	0.34	$493 \pm 3$
2.1	0.00	44.5	650	229	0.364	$0.057 \pm 1.2$	$0.627 \pm 1.3$	$0.080 \pm 0.5$	0.37	$494 \pm 2$
8.1	0.00	68.3	993	346	0.360	$0.057 \pm 1.0$	$0.623 \pm 1.1$	$0.080 \pm 0.4$	0.38	$496 \pm 2$
10.1	0.10	54.1	785	256	0.336	$0.057 \pm 1.3$	$0.632 \pm 1.4$	$0.080 \pm 0.5$	0.33	$497 \pm 2$
9.1	0.00	26.0	377	151	0.415	$0.057 \pm 1.6$	$0.629 \pm 1.7$	$0.080 \pm 0.7$	0.41	$497 \pm 3$
12.1	0.07	18.1	262	97	0.381	$0.056 \pm 2.0$	$0.623 \pm 2.2$	$0.080 \pm 0.9$	0.39	$497 \pm 4$
18.1	0.00	24.5	356	167	0.486	$0.058 \pm 1.7$	$0.639 \pm 1.8$	$0.080 \pm 0.6$	0.36	$498 \pm 3$
14.1	0.00	29.8	431	170	0.407	$0.057 \pm 1.5$	$0.636 \pm 1.6$	$0.081 \pm 0.6$	0.36	$499 \pm 3$
16.1	0.00	40.5	585	247	0.437	$0.058 \pm 1.3$	$0.646 \pm 1.4$	$0.081 \pm 0.5$	0.37	$500 \pm 2$
19.1	0.00	16.4	237	97	0.422	$0.058 \pm 2.0$	$0.641 \pm 2.2$	$0.081 \pm 0.8$	0.36	$501 \pm 4$
11.1	0.00	14.8	212	107	0.519	$0.058 \pm 2.1$	$0.643 \pm 2.3$	$0.081 \pm 0.8$	0.36	$502 \pm 4$
7.1	0.11	10.9	156	50	0.333	$0.057 \pm 2.6$	$0.633 \pm 2.8$	$0.081 \pm 0.9$	0.33	$502 \pm 5$

Примечание:  $^{206}\text{Pb}_c$  – обыкновенный Pb;  $^{206}\text{Pb}^*$  – радиогенный Pb; Rho – коэффициент корреляции ошибок  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  –  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ . Ошибки измерений изотопных отношений даны в процентах на уровне 1σ. Номера анализов в табл. 1 соответствуют номерам зерен на 11, 13, 16.



**Рис. 13.** Микрофотографии кристаллов акцессорного циркона из трахириолитов свиты тассу (проба Z-1805) выполнены на сканирующем электронном микроскопе Samscan MX-2500S (Великобритания) в режиме катодолуминесценции. Кружки – участки датирования. Номера точек 13.1, 8.1, 1.1, 2.1, 15b, 4.1 соответствуют номерам в табл. 2.

В пробе Z-1805 циркон образует идиоморфные и субидиоморфные кристаллы таблитчатого и дипирамидального габитуса размером 150–220 мкм, с коэффициентом удлинения от 2 до 3. Кристаллы характеризуются хорошо проявленной магматической зональностью, в ядрах иногда наблюдаются минеральные включения (рис. 13).

U–Pb геохронологические исследования были выполнены для 14 кристаллов циркона. Конкордантный возраст, рассчитанный по отношению  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , составляет  $478 \pm 2$  млн лет (см. рис. 12, б; см. табл. 2).

Полученные оценки возраста соответствуют границе тремадокского и флоского ярусов нижнего ордовика. Морфологические особенности циркона указывают на его магматическое происхождение, что позволяет считать данные о возрастах циркона соответствующими времени кристаллизации расплава родоначального для риолитов.

#### *Гранитоиды тассуйского комплекса*

Для установления возраста пород Тассуйского плутона проведены геохронологические исследования акцессорного циркона, выделенного из крупнозернистых субщелочных гранитов (см. рис. 3, проба Z-14198:  $52^{\circ}41'02.3''$  с.ш.,  $71^{\circ}11'17.8''$  в.д.).

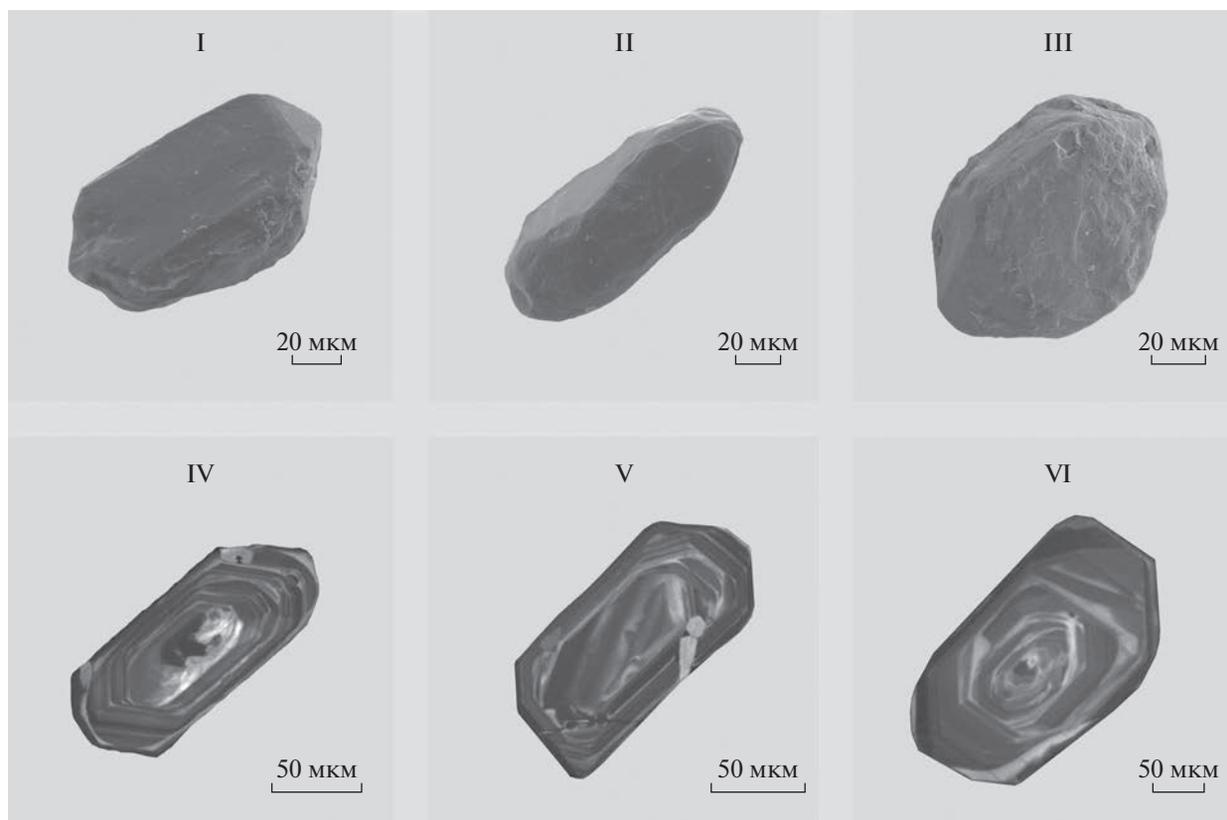
Циркон из них представлен субидиоморфными призматическими и короткопризматическими кристаллами с  $K_{\text{удл}} = 1.2–2.6$ . Огранка зерен опре-

деляется призмой {100} и дипирамидами {101}, {201} (рис. 14, I–III). Ребра граней часто сглажены, а поверхности граней корродированы. Кристаллы полупрозрачные, редко прозрачные, рыжежовато-желтого цвета. Для внутреннего строения этого циркона характерно наличие осцилляторной зональности и полуметамиктных оболочек с низким двупреломлением и низкой интенсивностью люминесценции (см. рис. 14, IV–VI).

Для U–Pb геохронологических исследований были отобраны три микронавески наиболее чистых и прозрачных кристаллов из размерных фракций 75–100 мкм и 100–150 мкм. Кристаллы циркона были подвергнуты предварительной кислотной обработке с экспозицией от 1.5 до 4 ч при  $t = 220^{\circ}\text{C}$ , в том числе с предшествующим высокотемпературным отжигом в течение 48 ч при  $t = 850^{\circ}\text{C}$ .

Изученный циркон является конкордантным (№ 9, размерная фракция 100–150 мкм) или характеризуется незначительной дискордантностью (№ 7 и 8, размерная фракция 75–100 мкм) (рис. 15; см. табл. 1).

Значение конкордантного возраста соответствует  $471 \pm 2$  млн лет (СКВО = 0.27, вероятность 0.61) и совпадает со значением возраста, рассчитанным по верхнему пересечению дискордии, образованной тремя точками изотопного состава, с конкордией и соответствующим  $473 \pm 12$  млн лет (СКВО = 0.44, нижнее пересечение отвечает нулю). Морфологические особенности и строение



**Рис. 14.** Микрофотографии кристаллов циркона из граносиенитов тассуйского комплекса (проба Z-14198). Выполнены на сканирующем электронном микроскопе АВТ-55 (Япония) в режиме вторичных электронов (I–III) и катодолуминесценции (IV–VI).

кристаллов свидетельствуют о магматическом происхождении изученного циркона, возраст кристаллизации которого можно оценивать в  $471 \pm 2$  млн лет, что соответствует флоскому ярусу нижнего ордовика.

*Гранитоиды из валуна в толще валунных конгломератов и осадочных брекчий*

Для установления нижнего возрастного предела толщи валунных конгломератов и осадочных брекчий были проведены геохронологические исследования акцессорного циркона, выделенного из валуна гранитоидов (см. рис. 7, а; проба Z-1326:  $53^{\circ}06'24.0''$  с.ш.,  $70^{\circ}09'05.5''$  в.д.).

В этой пробе акцессорный циркон представлен субидiomорфными кристаллами призматического, дипирамидального, таблитчатого габитуса, а также их обломками размером 50–150 мкм, с коэффициентом удлинения от 2 до 3. Кристаллы характеризуются хорошо проявленной магматической зональностью с редкими минеральными включениями (рис. 16).

U–Pb геохронологические исследования были выполнены для 20 кристаллов циркона. Конкор-

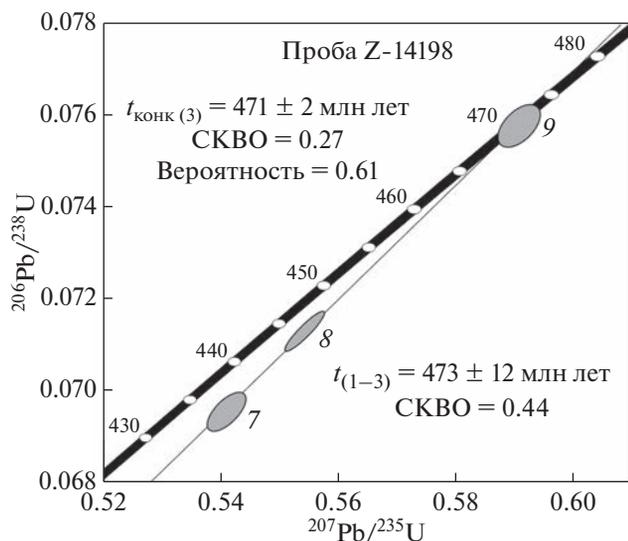
дантный возраст, рассчитанный по отношению  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , составляет  $495 \pm 1$  млн лет, что соответствует середине верхнего кембрия (рис. 17, см. табл. 2).

**КОРРЕЛЯЦИЯ ДОСРЕДНЕОРДОВИКСКИХ КОМПЛЕКСОВ СЕВЕРНОГО КАЗАХСТАНА**

Геохронологические данные и находки органических остатков, полученные в последние годы, позволяют проводить достоверные корреляции досреднеордовикских стратифицированных и плутонических комплексов, распространенных в изученных структурах Северного Казахстана (рис. 18).

Полученные новые результаты позволяют считать, что формирование рассмотренных комплексов в основном происходило в достаточно узком временном диапазоне, охватывающем интервал от верхов верхнего кембрия (~490 млн лет) до первой половины флоского яруса нижнего ордовика (~475 млн лет), т.е. около 15 млн лет.

Более древними являются гранитоиды и вулканиты, слагающие валуны и гальки в толще ва-



**Рис. 15.** Диаграмма с конкордией для граносиенитов тассуйского комплекса (проба Z-14198). Номера точек 7, 8 и 9 на диаграмме соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

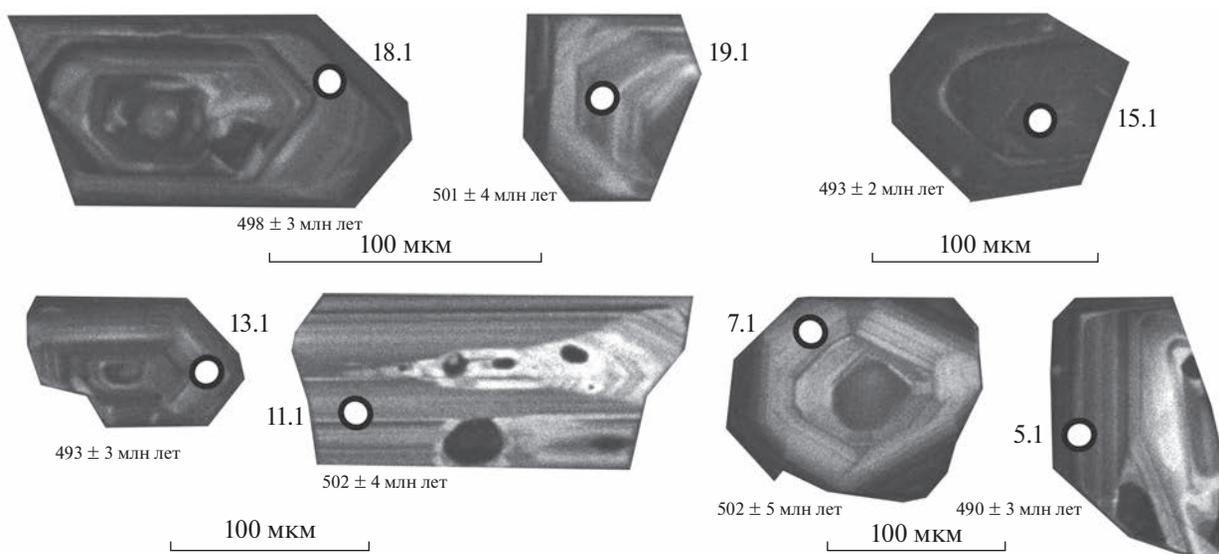
лунных конгломератов и осадочных брекчий, и, вероятно, вороновская толща.

Валуны и гальки в толще валунных конгломератов и осадочных брекчий, кроме преобладающих докембрийских кварцитов и ортогнейсов, сложены субщелочными гранитами, гранит-порфирами, игнимбритоподобными риолитами и базальтами. Только для гранитоидов получена оценка возраста  $495 \pm 1$  млн лет, соответствующая

середины верхнего кембрия. Возможно, что вулканы и гранитоиды имеют близкий возраст, а их соседство в обломках с ортогнейсами и кварцитами, может свидетельствовать о формировании на докембрийском фундаменте.

Вороновская толща имеет кремнисто-терригенный состав, здесь в обломках присутствуют либо кремнистые породы более низких частей этого же разреза, либо сланцы и кварциты кокчетавской серии неопротерозоя, обломки других пород не обнаружены. В кремнистых породах опорного участка в окрестностях пос. Вороновка из органических остатков присутствуют только гексонные спикеры губок плохой сохранности. Радиоларии и конодонты, несмотря на длительные поиски, здесь обнаружены не были. Поэтому возраст толщи определяется на основании сопоставления с близким по строению, но маломощным фрагментом, находящимся в 25 км юго-западнее опорного участка (окрестности пос. Карабулак). Здесь собраны спикеры губок хорошей сохранности, которые представлены исключительно монаксами, триаксами и гексонами Hexactinellida, а также несколько элементов протоконодентов *Phakelodus tenuis* (Müller). На основании этих данных возраст вороновской толщи с некоторой долей условности может быть ограничен верхами среднего–поздним кембрием [51].

Остальные комплексы, изученные в различных структурах Северного Казахстана, несмотря на относительно узкий возрастной диапазон их



**Рис. 16.** Микрофотографии кристаллов акцессорного циркона из валуна гранитов в толще валунных конгломератов и осадочных брекчий (проба Z-1326), выполненные на сканирующем электронном микроскопе Camscan MX-2500S (Великобритания) в режиме катодолуминесценции. Обозначены (кружки) участки датирования. Номера точек 18.1, 19.1, 15.1, 13.1, 7.1, 5.1 соответствуют номерам в табл. 2.

формирования, могут быть разделены на две разновозрастные группы (см. рис. 18):

– первая группа объединяет терригенные и вулканогенно-осадочные толщи, а также жанаталапский габброидный комплекс восточной части Кокчетавского массива;

– вторая группа включает даутскую свиту северо-востока Шатского массива, свиту тассу и тассуйский гранитоидный комплекс Степнякской зоны и гранитоиды карловского комплекса востока Кокчетавского массива.

В первой группе наиболее точно определен возраст габбро жанаталапского комплекса, составляющий  $489 \pm 2$  млн лет, что соответствует началу десятого (последнего) яруса кембрия Международной стратиграфической шкалы (МСШ) [48] или второй половине верхнего кембрия Общей стратиграфической шкалы (ОСШ) [37]. Эти данные позволяют уверенно относить габбро жанаталапского комплекса к самым верхам кембрия. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи, развитые на востоке Кокчетавского массива, с большой вероятностью также могут быть отнесены к самым верхам кембрия. Об этом свидетельствуют находки кембрийских конодонтов в кремнистых туффилах озерной толщи и сходство состава вулканитов и габбро жанаталапского комплекса. Поэтому оценку возраста  $479 \pm 4$  млн лет (тремадокский ярус нижнего ордовика), полученную  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  методом по биотиту для эффузивов кылшактинской толщи, мы считаем несколько омоложенной.

Нижний возрастной предел терригенных толщ определяется оценкой возраста граносиенитов из валуна в толще валунных конгломератов и осадочных брекчий, которая составляет  $495 \pm 1$  млн лет, т.е. примерно соответствует границе паибского и цзяньшаньского ярусов кембрия МСШ [48] или низам верхнего кембрия ОСШ [37].

На верхний возрастной предел этих толщ может указывать отсутствие в терригенных разрезах обломков трахибазальтов и лапрофиров характерных для вулканогенно-осадочных кылшактинской, майбалыкской и озерной толщ. Эти данные свидетельствуют о несколько более древнем возрасте терригенных разрезов относительно вулканогенно-осадочных, но не выходящим за пределы середины верхнего кембрия по ОСШ. Таким образом, все комплексы, входящие в первую группу, имеют возраст, охватывающий интервал от  $\sim 495$  до  $\sim 487$  млн лет, т.е. самый конец кембрия.

Во второй группе наиболее точно датированы вулканиты верхней части даутской свиты, эффузивы свиты тассу и гранитоиды тассуйского комплекса. Для вулканитов получены тремадокские

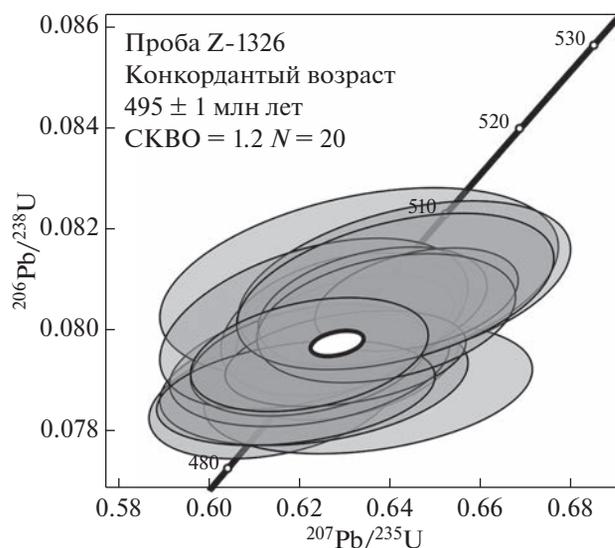


Рис. 17. Диаграмма с конкордией для гранитов из валуна в толще валунных конгломератов и осадочных брекчий (проба Z-1326).

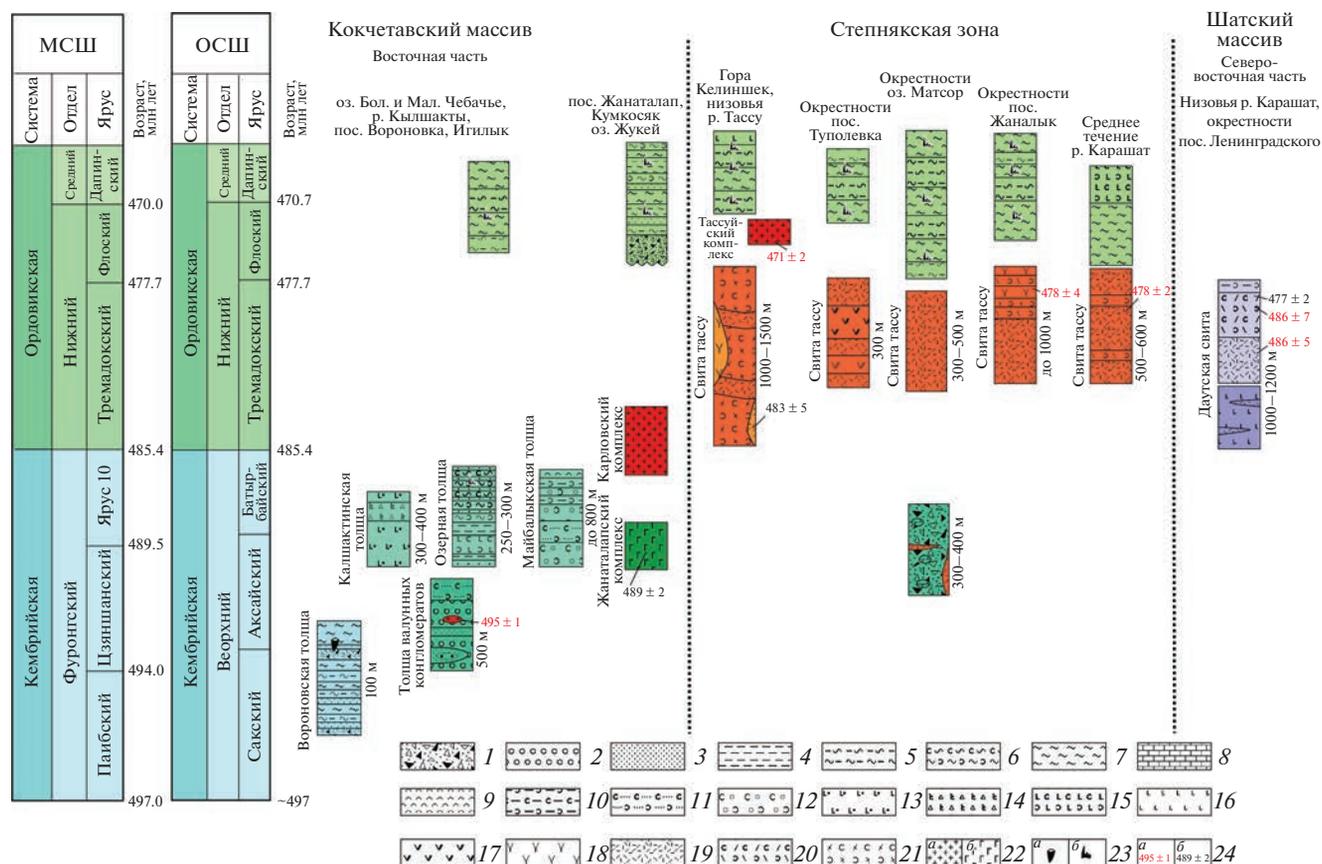
оценки возраста и только гранитоиды имеют несколько более молодой (флоский) возраст. Возможно, что нижние части разрезов даутской свиты и свиты тассу могут относиться к самым низам тремадокского яруса нижнего ордовика или к верхам кембрия, но в настоящее время данные, подтверждающие такое предположение, отсутствуют.

Для гранитоидов карловского комплекса надежные геохронологические данные отсутствуют, поэтому их раннеордовикский (тремадокский) возраст определяется на основании соотношений с более древними и более молодыми образованиями. Однако не исключено, что возраст этих пород может быть несколько более древним и охватывать интервал от самых верхов позднего кембрия до низов раннего ордовика.

На основании имеющихся данных наиболее обоснованным следует считать тремадокский возраст большинства комплексов второй группы, только гранитоиды тассуйского комплекса могут считаться флосскими.

## ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ВУЛКАНИЧЕСКИХ И ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОРОД

Изучение состава магматических пород проводилось в лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН (г. Москва, Россия) рентгено-флуоресцентным методом (главные петрогенные элементы) на спектрометре S4 Pioneer (фирма Bruker, Германия) и в Аналитическом сертификационном испытательном центре



**Рис. 18.** Схема корреляции верхнекембрийских и нижнеордовикских комплексов Северного Казахстана. Аббревиатуры: МСШ – Международная стратиграфическая шкала (по [48]); ОСШ – Общая стратиграфическая шкала, (по [37]).

1 – осадочные брекчии и конглобрекчии; 2 – конгломераты, в том числе валунные; 3 – песчаники; 4 – алевролиты; 5 – кремнистые алевролиты; 6 – кремнистые туффиты; 7 – кремни, яшмы, фтаниты; 8 – известняки; 9 – туффиты; 10 – туфоалевролиты; 11 – туфопесчаники; 12 – туфоконгломераты; 13 – щелочные базальты; 14 – лавобрекчии щелочных базальтов; 15 – туфы основного состава; 16 – базальты; 17 – дациты и трахидациты; 18 – трахириолиты и трахиты; 19 – риолиты; 20 – туфы кислого состава; 21 – туфы и туфобрекчии трахириолитов; 22 – plutonic породы: а – граниты, б – габбро и щелочные габбро; 23 – местонахождение: а – губок, б – конодонтов; 24 – U–Pb оценки возраста (млн лет): а – полученные данные, б – по данным [38, 51]

Института микроэлектроники и особо чистых материалов РАН (г. Черноголовка, Московская обл., Россия) методами атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на спектрометре ICAP-61 (фирма Thermo Jarrell Ash, США) и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (редкие и редкоземельные элементы) на спектрометре X-7 (фирма Thermo Elemental, США). Изотопные исследования проводились в лаборатории изотопной геологии ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург, Россия) на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI (Германия).

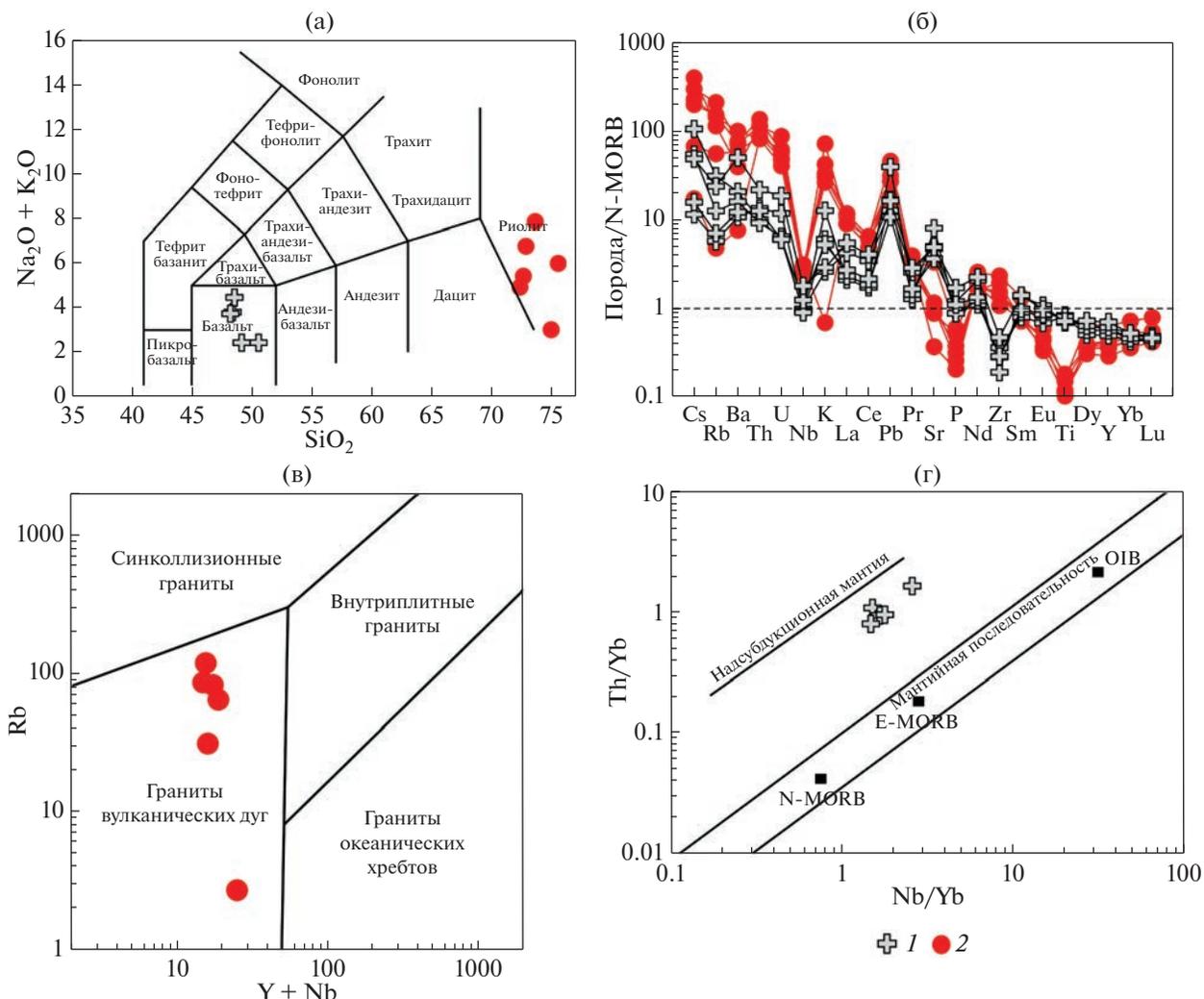
*Вулканические породы даутской свиты*

Вулканические породы даутской свиты характеризуются контрастным базальт-риолитовым составом пород (рис. 19, а; Suppl. 1: Tabl. S1). Ба-

зальты имеют высокие глиноземистость ( $Al_2O_3 = 17.5–19.8$  мас. %) и известковистость ( $CaO = 8.2–10.6$  мас. %) при невысокой железистости ( $FeO^*/FeO^* + MgO 0.6–0.77$ ), что определяет их принадлежность к известково-щелочной серии.

Отсутствие обеднения тяжелыми РЗЭ ( $(Gd/Yb)_n = 1.4–2$ ) и низкие соотношения Nb/Yb (1.5–2.6) позволяют предполагать образование расплавов при частичном плавлении верхней мантии на глубинах, отвечающих генерации MORB-базальтов [76] (см. рис. 19, б, г).

Высокие концентрации в базальтах таких несовместимых элементов как Cs, Rb, Sr, Ba, Th свидетельствует об участии флюидизированного мантийного вещества, что характерно для надсубдукционного магматизма (см. рис. 19, б, г).



**Рис. 19.** Петро-геохимические характеристики эффузивных пород даутской свиты. (а) – диаграмма  $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$  (по [70]); (б) – мультиэлементные диаграммы редких элементов, нормированных на состав примитивной мантии (по [84]), для эффузивов основного и кислого состава; (в) – диаграмма  $\text{Rb} - \text{Y} + \text{Nb}$  для эффузивов кислого состава (по [77]); (г) – диаграмма  $\text{Th}/\text{Yb} - \text{Nb}/\text{Yb}$  для эффузивов основного состава (по [76]). 1–2 – породы даутской свиты: 1 – базальты и туфы основного состава, 2 – риолиты и туфы риолитов

Кислые эффузивы соответствуют риолитам ( $\text{SiO}_2 \sim 72.3-75.5$  мас. %;  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - 3-7.8$ ) известковистой и известково-щелочной (MALI – 2.3–7) серий, имеют высокую глиноземистость (ASI – 1–2) и низкую железистость ( $\text{FeO}^*/\text{FeO}^* + \text{MgO} 0.58-0.75$ ) [61].

Для риолитов характерен дифференцированный спектр распределения РЗЭ ( $(\text{La}/\text{Yb})_n 7-17$ ), обеднение Nb, Ti, Sr, что также указывает на их надсубдукционное происхождение (см. рис. 19, б).

Такое предположение подтверждается и соотношением  $\text{Rb} - \text{Y} + \text{Nb}$ , характерным для кислых пород островных дуг [77] (см. рис. 19, в).

Широкие вариации  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  (0.01–2.6) в риолитах и их изотопные составы Nd ( $\epsilon\text{Nd}(\text{T})$ :

от – 3.6 до – 0.8),  $t\text{Nd}(\text{DM}) = 1.09-1.51$  млрд лет) (табл. 3) позволяют предполагать участие в образовании расплавов вещества докембрийской континентальной коры, что указывает на сиалический фундамент островодужной постройки, в пределах которой происходило формирование вулканогенно-осадочных пород даутской свиты.

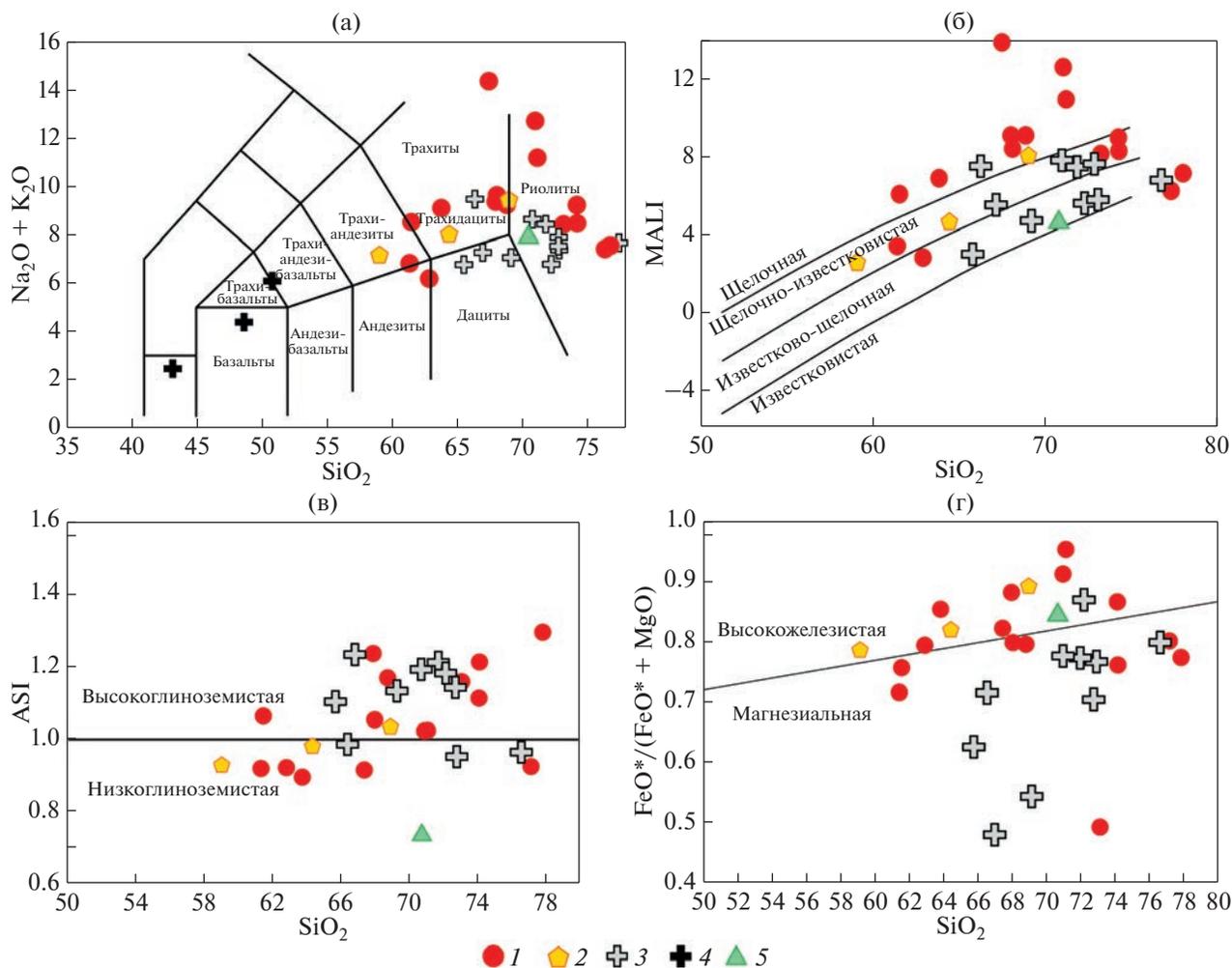
**Вулканические породы свиты тассу и гранитоиды тассуйского комплекса.** Эффузивы свиты тассу по соотношениям  $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  образуют серию от трахиандезитов до трахириолитов (рис. 20, а).

Большая часть эффузивов принадлежит щелочно-известковистой, щелочной серии, характеризуется умеренной и повышенной глиноземистостью и железистостью (см. рис. 20, б, в, г).

**Таблица 3.** Результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований вулканитов и гранитоидов Северного Казахстана

№№	№ проб	Возраст млн лет	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon\text{Nd}(t)$	$t_{\text{DM}}$ (млн лет)
1	STP-021	480	10.70	45.6	0.1418	0.512541	1.5	1292
2	STP-022/2	480	5.34	24.6	0.1310	0.512587	3.0	1040
3	STP-007	480	6.71	29.8	0.1358	0.512672	4.4	937
4	STP-22/3	480	5.28	24.9	0.1281	0.512593	3.3	994
5	STP-025	480	10.39	48.6	0.1293	0.512557	2.6	1073
6	Д-1164	480	7.46	40.88	0.1104	0.512368	0.0	1155
7	Д-1172	480	63.22	281.81	0.1356	0.512413	-0.6	1440
8	Z-9019	480	2.07	13.37	0.0936	0.512206	-2.1	1198
9	Z-14198	480	5.00	24.2	0.1248	0.512577	3.2	985
10	Z-14195	480	4.18	20.3	0.1246	0.512581	3.3	976
11	Z-1023	480	1.36	6.34	0.1301	0.511919	-10.0	2238
12	Z-1030	480	7.25	35.56	0.1233	0.511918	-9.6	2073
13	Z-1059	480	4.16	23.78	0.1057	0.511743	-11.9	1982
14	Z-1104	480	3.67	19.77	0.1123	0.511974	-7.8	1765
15	Z-12263	480	2.09	11.23	0.1123	0.511860	-10.0	1935
16	Z-1231	480	6.14	31.60	0.1174	0.511878	-10.0	2009
17	Z-1232	480	7.65	41.46	0.1116	0.511715	-12.8	2136
18	Z-1105	480	4.23	14.71	0.1738	0.512074	-9.6	2021
19	Z-12304	480	2.73	14.34	0.1152	0.512339	-0.8	1256
20	Z-1314	480	2.32	14.06	0.0999	0.512243	-1.8	1215
21	Z-1069	480	2.09	15.16	0.0832	0.512210	-1.4	1099
22	Z-1070	480	2.06	10.43	0.1192	0.512211	-3.6	1513
23	Z-1026	480	1.42	10.74	0.0802	0.511898	-7.1	1429
24	Z-1032	480	2.49	13.06	0.1152	0.511814	-11.0	2061

Примечание. 1–8 – кислые вулканические породы свиты тассу; 9–10 – граносиениты тассуйского комплекса, 11–18 – граниты карловского комплекса; 19–22 – кислые вулканиты даутской свиты; 23, 24 – трондьемиты жанаталапского комплекса.



**Рис. 20.** Петрохимические характеристики кислых магматических пород верхнего кембрия и нижнего ордовика Степнянской зоны и востока Кокчетавского массива. (а) – диаграмма  $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$  (по [70]); (б)–(г) – диаграммы (по [61]): (б) –  $\text{SiO}_2 - \text{MALI}$  ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ ), (в) –  $\text{SiO}_2 - \text{ASI}$  ( $\text{Al}/\text{Ca} - 1.67\text{P} + \text{Na} + \text{K}$ ), (г) –  $\text{SiO}_2 - \text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ . 1 – эффузивы свиты тассу; 2 – граниты тассуйского комплекса; 3–4 – породы карловского комплекса: 3 – граниты, 4 – габбро; 5 – граниты из валуна в толще валунных конгломератов и осадочных брекчий

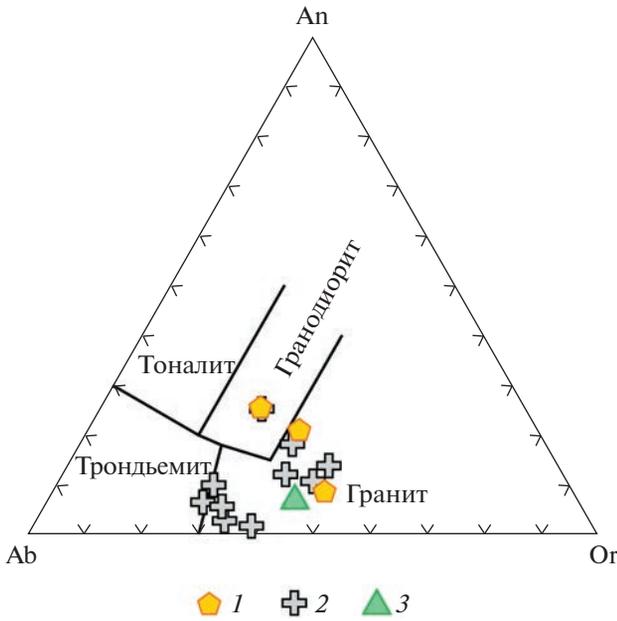
Породы имеют широкие вариации  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  и коэффициента агапитности (Ка), а между щелочами и  $\text{SiO}_2$  не наблюдается отчетливой корреляции, что может быть связано с наложенными постмагматическими процессами (Suppl. 1: Tabl. S2).

Отношения  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{FeO}^*$ , концентрации которых подвержены меньшим изменениям при постмагматических процессах, характерны для комендитов и комендитовых трахитов.

Породы Тассуйского плутона по соотношению Ab-An-Or, соответствуют гранодиоритам и гранитам, обладают петрохимическими особенностями ( $\text{MALI} = 2.5-8$ ;  $\text{ASI} = 0.9-1.03$ ;  $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) = 0.78-0.89$ ) близкими с эффузивами свиты тассу (рис. 21).

Рост содержаний  $\text{SiO}_2$  в эффузивах и гранитоидах сопровождается снижением концентраций всех петрогенных оксидов, за исключением  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$ . При этом между собой щелочи образуют линейную отрицательную зависимость, а суммарное содержание  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  характеризуется ростом при переходе от трахиандезитов к риолитам и резким снижением в интервале  $\text{SiO}_2$  от ~70 до ~80 мас. % (рис. 22).

Эффузивы и гранитоиды обладают и близким характером распределения редких и редкоземельных элементов. Породы при разном обогащении РЗЭ, демонстрируют дифференцированный спектр распределения  $((\text{La}/\text{Yb})_n 2.7-15.8)$  с различно проявленной Eu-ой аномалией ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* 0.24-1.1$ ) (рис. 23, а).



**Рис. 21.** Диаграммы нормативных составов в координатах Ab-An-Og с полями соответствующим кислым породам (по [44]) для гранитоидов Северного Казахстана.

1–3 – гранитоиды: 1 – тассуйского комплекса, 2 – карловского комплекса, 3 – из валуна в толще валунных конгломератов и осадочных брекчий

Для вулканитов и гранитоидов характерны высокие концентрации P3Э, Y, Th, Zr, Hf, на фоне обеднения Nb, Ti, Sr, P (см. рис. 23, б).

Близкие петро-геохимические особенности позволяют рассматривать гранитоиды тассуйского массива в качестве плутонических аналогов эффузивов свиты тассу и связывать их происхождение с эволюцией одного расплава.

Линейные зависимости между SiO<sub>2</sub> и петрогенными оксидами, проявленные в гранитах и эффузивах, являются результатом фракционной кристаллизации. Снижение концентраций FeO\*, MgO, TiO<sub>2</sub>, а также CaO, Sr и отрицательная корреляция Eu/Eu\*, наблюдаемые в интервале значений SiO<sub>2</sub> от ~60 до ~70 мас. %, указывают на ведущую роль фракционирования темноцветного минерала (амфибола) и плагиоклаза. В более кислых разностях отрицательная корреляция K<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O по мере увеличения SiO<sub>2</sub> от ~70 до ~80 мас. %, а также положительные линейные зависимости между Ba и Sr, отрицательные между Ba и Rb отражают удаление из расплава щелочно-

го полевого шпата на более поздних стадиях эволюции расплава. Фракционирование последнего представляется ведущим фактором эволюции кислых расплавов А-типа [55, 56].

Расчетные температуры насыщения родоначальных для эффузивов и гранитоидов расплавов цирконием (TZr среднее) составляют ~800°C (эффузивы) и ~780°C (граниты) [98]. При этом отсутствие ксеногенных ядер в акцессорных цирконах позволяет рассматривать полученные температуры насыщения Zr как минимальные [73]. На этом основании можно предполагать, что температуры плавления были выше 800°C, относить рассматриваемые образования к “горячему” типу гранитов и считать режим их образования высокотемпературным.

Эти особенности являются характерными чертами А-гранитов железистого типа. Принадлежность эффузивов и гранитов к А-типу подтверждается и расположением точек на фигуративных диаграммах FeO\*/MgO – Zr + Nb + Ce + Y, CaO/(FeO\* + MgO + TiO<sub>2</sub>) – CaO + Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Rb – Y + Nb (рис. 24).

Соотношение Y – Nb – Ce в этих породах характерно для гранитов типа А-2, происхождение которых связывают с плавлением пород континентальной коры [55, 56].

Петро-геохимические характеристики эффузивов и гранитов сопоставимы с продуктами плавления кварц-полевошпатовых пород континентальной коры [62].

Плавление метатоналитовых и метаграувакковых субстратов за счет дегидратационного плавления биотита в интервале  $P = 4–8$  кбар приводит к образованию умеренно-глиноземистых, железистых расплавов. При более высоких давлениях образование в рестите клинопироксена вместо ортопироксена сопровождается увеличением магнезиальности и глиноземистости в расплавах (ASI 1.4–1.6) [75], а появлением в рестите граната приводит к обеднению расплавов тяжелыми P3Э и Y.

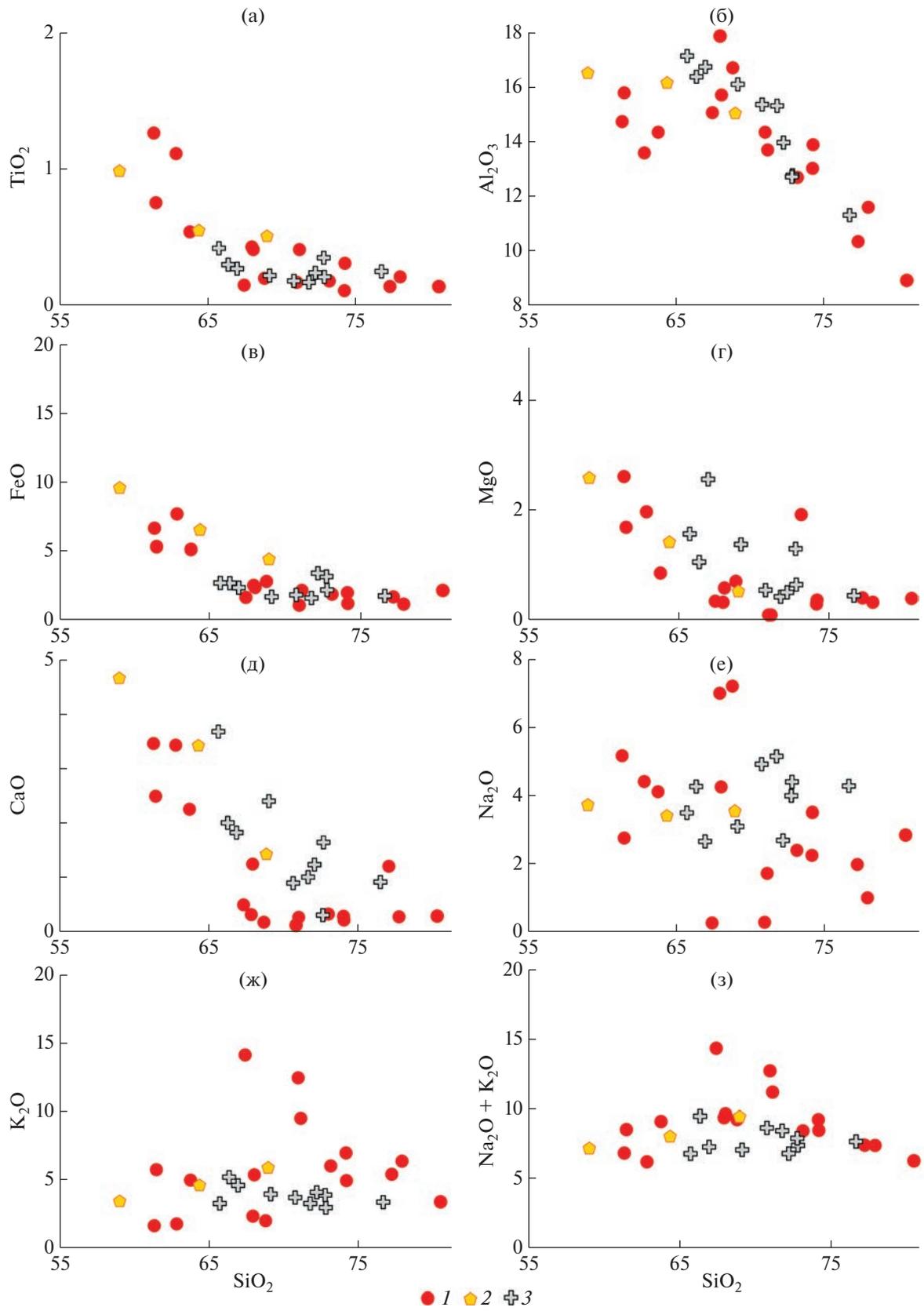
Высокая железистость эффузивов свиты тассу и гранитоидов тассуйского комплекса, умеренная глиноземистость и отсутствие обеднения тяжелыми P3Э и Y указывают на генерацию расплавов при плавлении кварц-полевошпатового источника при давлении не более 8 кбар.

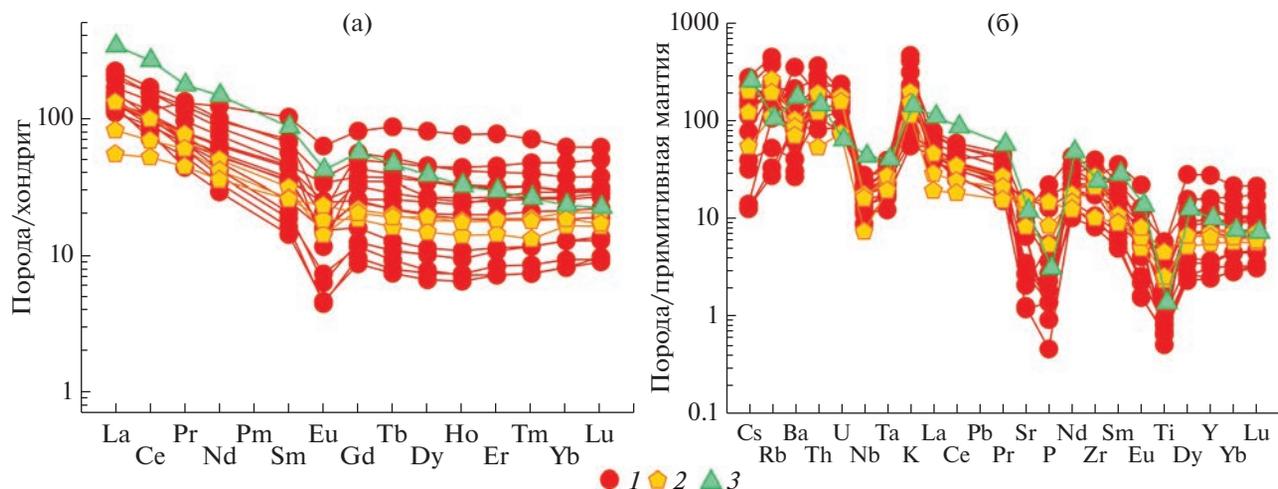
Вариации изотопного состава Nd эффузивов и гранитов ( $\epsilon Nd(T)$  от –2.1 до +4.4;  $t(Nd)(DM) = 0.94–1.44$  млрд лет), вероятно, отражают плав-

**Рис. 22.** Вариационные диаграммы Харкера (мас. %) для кислых магматических пород нижнего ордовика Степнякской зоны и востока Кокчетавского массива.

(а) – SiO<sub>2</sub>–TiO<sub>2</sub>; (б) – SiO<sub>2</sub>–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; (в) – SiO<sub>2</sub>–FeO\*; (г) – SiO<sub>2</sub>–MgO; (д) – SiO<sub>2</sub>–CaO; (ж) – SiO<sub>2</sub>–K<sub>2</sub>O; (з) – SiO<sub>2</sub>–Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O.

1 – эффузивы свиты тассу; 2–3 – гранитоиды: 2 – тассуйского комплекса, 3 – карловского комплекса





**Рис. 23.** Распределение редких и редкоземельных элементов в породах кислого состава верхнего кембрия и нижнего ордовика Степнякской зоны и востока Кокчетавского массива. (а) – график распределения РЗЭ, нормированных по хондриту; (б) – мультиэлементные диаграммы редких элементов, нормированных на состав примитивной мантии (по [84]). 1 – эффузивы свиты тассу; 2–3 – гранитоиды: 2 – тассуйского комплекса, 3 – из валуна в толще валунных конгломератов и осадочных брекчий

ление гетерогенного источника, сложенного породами с разной коровой предысторией (см. табл. 3).

#### *Вулканические породы восточной части Кокчетавского массива*

Данные породы представлены эффузивами, туфами и лапрофирами, входящими в состав кылшактинской, майбалыкской и озерной толщ. Эти породы имеют не только близкий минералогический состав, как было показано выше, но и обладают сходными петро-геохимическими характеристиками (Suppl. 1: Tabl. S3).

По соотношению  $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2 + \text{K}_2\text{O}$  (рис. 25, а):

– базальты, обнаженные по берегу оз. Малое Чебачье, соответствуют трахибазальтам и трахиандезибазальтам ( $\text{SiO}_2 - 46.7-51.2$  мас. %;  $\text{Na}_2 + \text{K}_2\text{O} - 5.4-7.2$  мас. %);

– эффузивы по р. Кылшакты в районе пос. Вороновка соответствуют базанитам и тефритам ( $\text{SiO}_2 - 43.8-47.5$  мас. %;  $\text{Na}_2 + \text{K}_2\text{O} - 4.5-8$  мас. %).

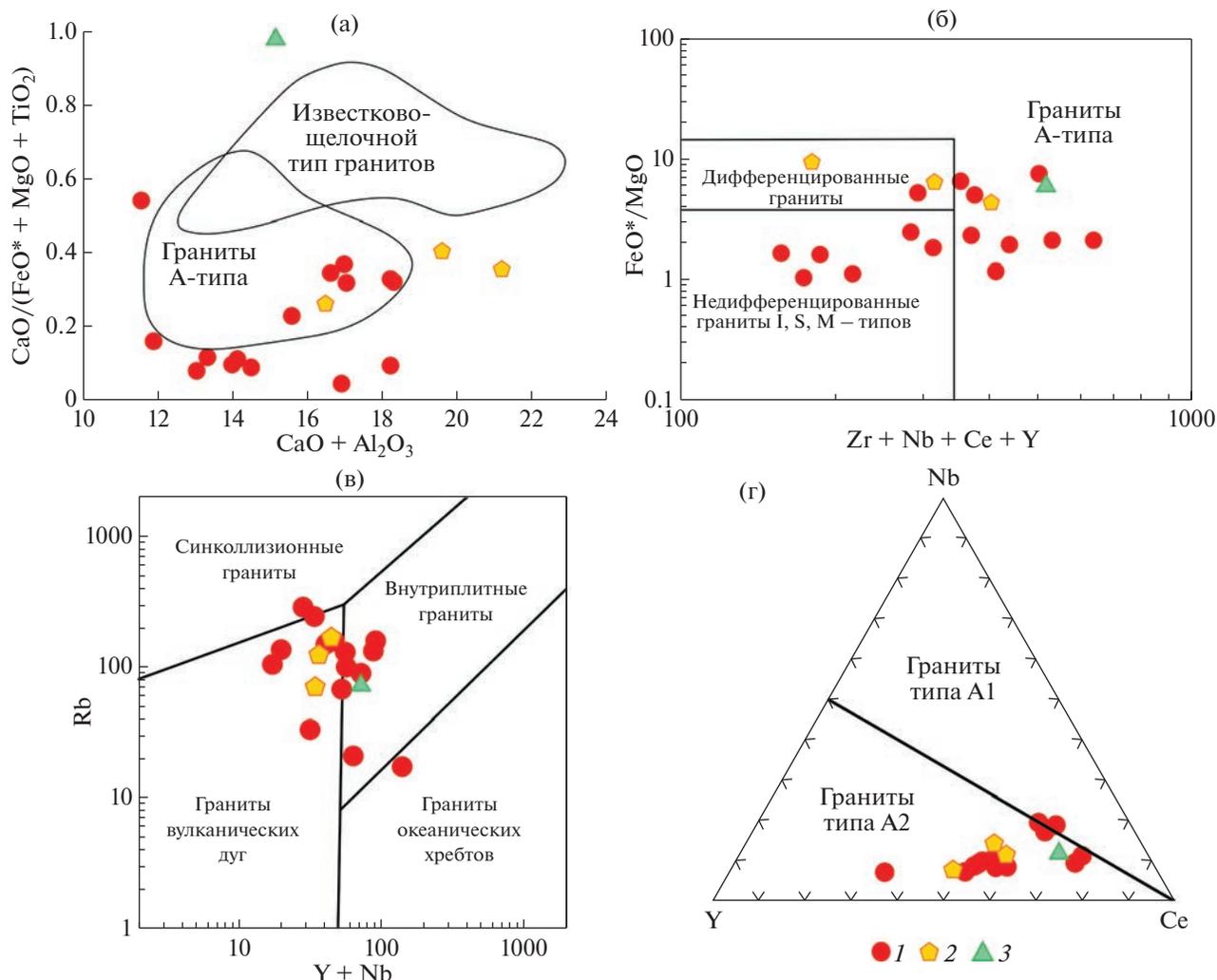
По содержанию  $\text{K}_2\text{O}$  (1.4–6.5 мас. %;  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} - 0.4-1.9$ ) все вулканы относятся к шошонитовой серии и характеризуются высокой железистостью (0.55–0.7). Магнезиальность ( $\text{MgO} - 4.68-10.54$  мас. %,  $\text{Mg\#} 0.3-0.45$ ) и широкие вариации концентраций La (8.8–25.7 мг/г), Ce (21.9–56.5 мг/г) при незначительных вариациях концентраций тяжелых РЗЭ (Yb 1.3–2.2 мг/г; Lu 0.19–0.32 мг/г), позволяют рассматривать эффузивы как продукты кристаллизационной дифференциации более примитивных мантийных расплавов [43] (см. рис. 25, б).

Обогащение пород легкими РЗЭ и крупноионными литофильными элементами на фоне обеднения Nb, Ta, Zr, Hf указывает на участие в их образовании вещества сублитосферной мантии, что подтверждается и соотношением La/Yb и Nb/La [49] (см. рис. 25, в; рис. 26, а). Отсутствие значительного обеднения тяжелыми РЗЭ и относительно пологий характер распределения Ti–Yb части мультиэлементного спектра, предполагают отсутствие в составе рестила граната и формирование расплавов в поле стабильности шпинели [89] (см. рис. 26, б).

Высокие концентрации Th определяют положение точек составов эффузивов выше линии мантийной эволюции на диаграмме Th/Yb–Nb/Yb, что указывает на процессы контаминации расплавов веществом континентальной коры и предполагают внутриплитную обстановку формирования расплавов [76] (см. рис. 26, г). Повышенные на этом фоне отношения Th/Ta – 6.5–11.5 и La/Nb – 19–26, указывают на то, что сиалический материал был представлен верхней континентальной корой [74].

Высокая щелочность эффузивов ( $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} - 3.43-8.11$  мас. %;  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} - 0.4-2$ ), а также высокие содержания Ba (в среднем 950 г/т) предполагают участие в составе источника калиевых минералов, таких как К-амфибол или флогопит, плавление которых также обеспечивает высокие концентрации Ba в расплаве [79]. Их присутствие указывает на метасоматическое обогащение источника расплавов надсубдукционными флюидами.

Лампрофиры, слагающие силлы и дайки среди эффузивов и вулканомиктовых песчаников,



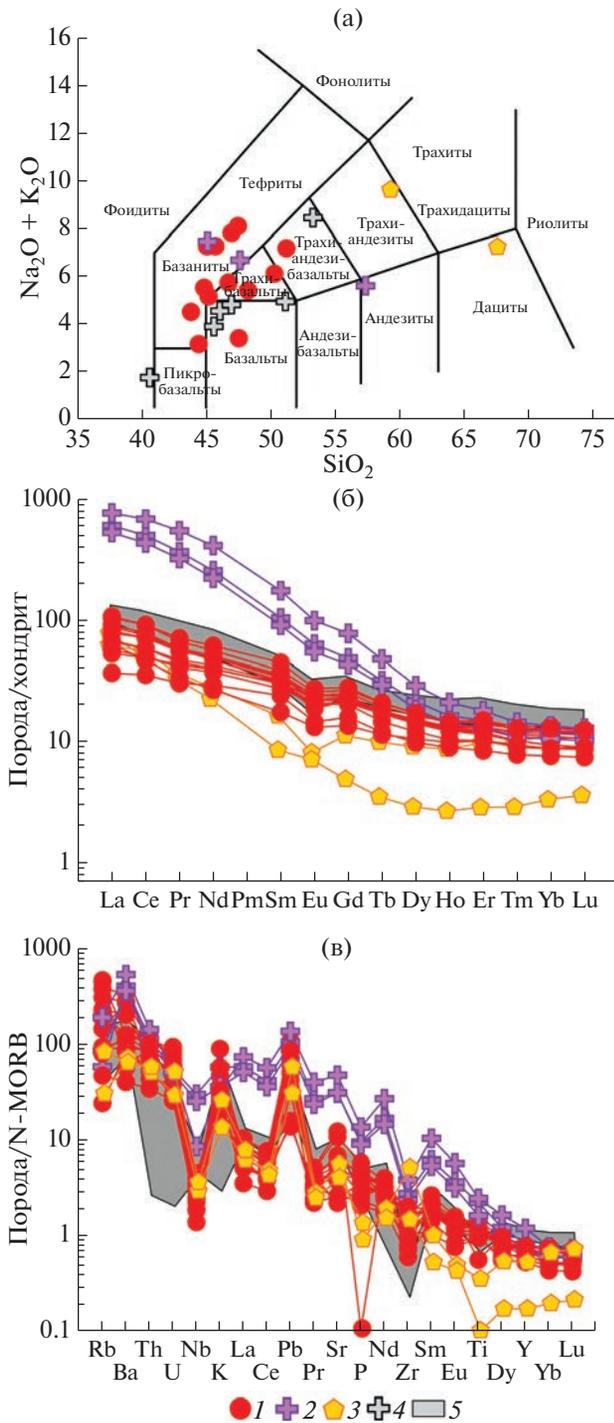
**Рис. 24.** Дискриминантные диаграммы для пород верхнего кембрия и нижнего ордовика Степнякской зоны и востока Кокчетавского массива. (а) –  $\text{CaO}/(\text{FeO}^* + \text{MgO} + \text{TiO}_2) - \text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3$  (по [50]); (б) –  $\text{FeO}^*/\text{MgO} - \text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$  (по [90]); (в) –  $\text{Rb} - \text{Y} + \text{Nb}$  (по [77]); (г) –  $\text{Y} - \text{Nb} - \text{Ce}$  (по [55, 56]). 1 – эффузивы свиты тассу; 2–3 – гранитоиды: 2 – тассуйского комплекса, 3 – из валуна в толще валунных конгломератов и осадочных брекчий

по соотношению  $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  соответствуют тефритам и трахиандезитобазальтам ( $\text{SiO}_2 - 45-57$  мас. %;  $\text{Na}_2 + \text{K}_2\text{O} - 4.3-5.7$  мас. %) (см. рис. 25, а). По содержанию  $\text{K}_2\text{O}$  (2.4–4.15 мас. %) они относятся к шшонитовой и высококалийевой известково-щелочной сериям. По сравнению с базальтами они обладают более дифференцированным распределением РЗЭ ( $(\text{La}/\text{Yb})_n - 47-56$ ), что проявлено в значительно большем обогащении легкими РЗЭ (см. рис. 25, б).

Лампрофиры имеют повышенные концентрации Cs, Rb, Ba, Th, U, а также значительно меньше обедненны Nb–Ta, что характерно для производных обогащенного мантийного источника и подтверждается расположением точек составов

лампрофиров на диаграмме  $\text{TiO}_2/\text{Yb} - \text{Nb}/\text{Yb}$  в области базальтов OIB (см. рис. 26, в). Соотношения  $(\text{Th}/\text{Yb})_n$  указывают на образование расплавов на больших глубинах, чем для эффузивов – в поле стабильности граната (см. рис. 26, б).

Таким образом, особенности состава эффузивов и лампрофиров позволяют предполагать, что их формирование связано с процессами частичного плавления разных мантийных источников. Эффузивы являются производными расплавов, образованных во внутриплитной обстановке в результате плавления сублитосферной мантии в шпинелевой фации глубинности, испытавшей ранее метасоматическое обогащение в надсубдукционной обстановке. Однако образование



**Рис. 25.** Петро-геохимические характеристики верхнекембрийских пород основного состава восточной части Кокчетавского массива.

(а) – диаграмма  $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$  (по [70]); (б) – графики распределения РЗЭ, нормированных по хондриту (по [84]); (в) – мультиэлементные диаграммы редких элементов, нормированных на состав базальтов N-MORB (по [84]).

1 – эффузивы кышлактинской толщи; 2 – дайки и силлы лампрофиров в озерной толще; (3–5) – жанаталапский комплекс: 3 – плагиограниты, 4–5 – габбро

лампрофиров было связано с частичным плавлением более глубинного обогащенного мантийного источника, вероятно, не испытавшего переработки в надсубдукционной обстановке.

#### Плутонические породы восточной части Кокчетавского массива

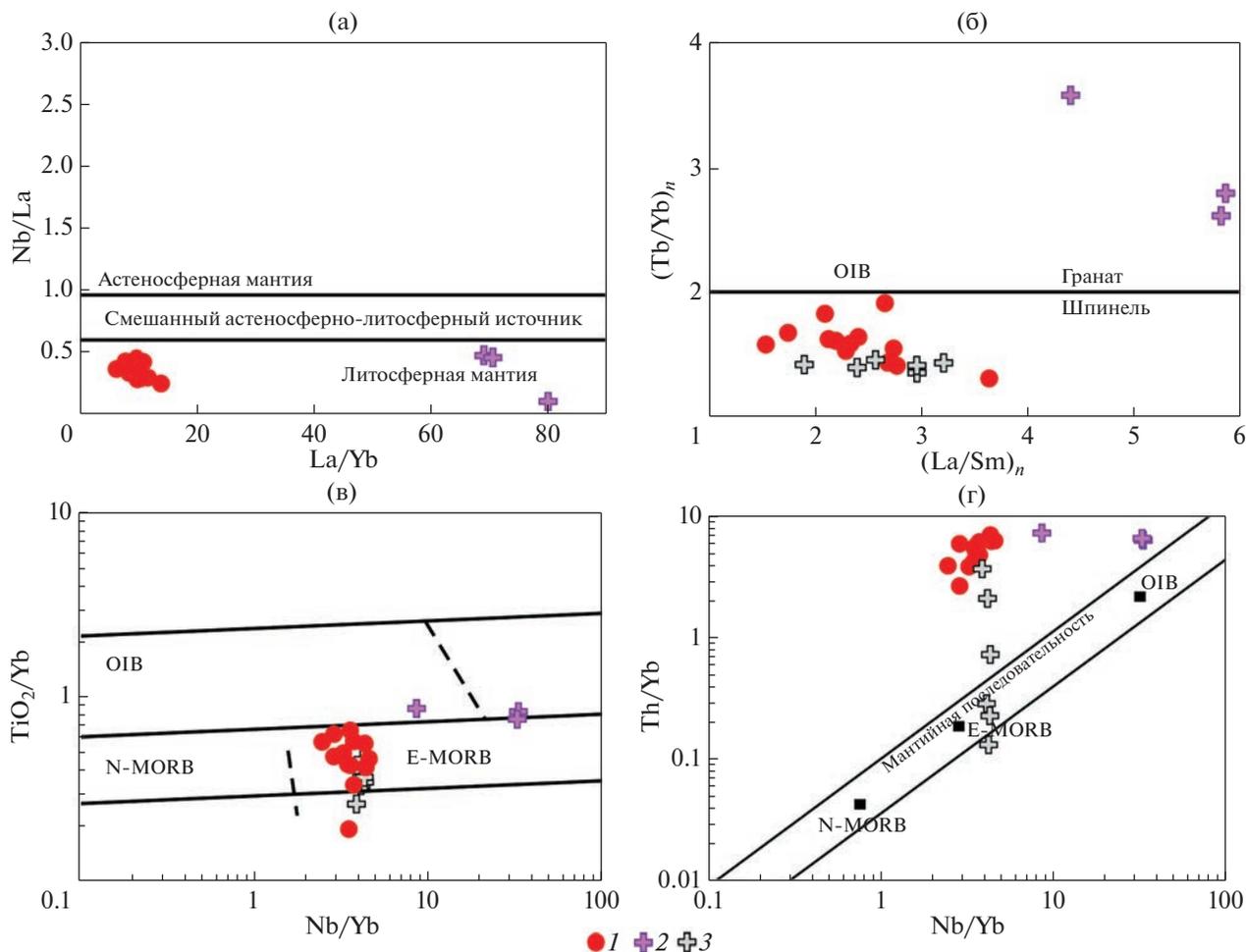
Эти породы включают породы жанаталапского и карловского комплексов, а также гранитоиды из валуна в толще валунных конгломератов и осадочных брекчий.

**Породы жанаталапского комплекса.** Они представлены габброидами и трондьемитами. Габброиды ( $\text{SiO}_2 - 46.13-53.34$  мас. %) комплекса принадлежат шошонитовой серии ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - 3.96-8.5$  мас. %;  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} - 1.06-3.77$ ), имеют низкую Mg (0.25–0.3), высокую железистость (0.7–0.75), что характерно для пород толеитовой серии (Suppl. 1: Tabl. S4).

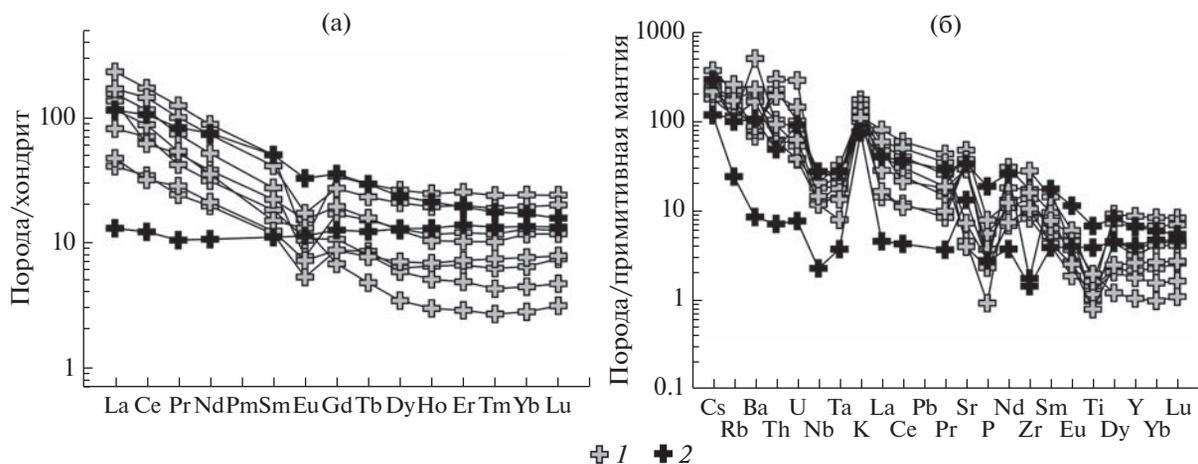
На фоне общего обогащения РЗЭ, они обладают дифференцированным распределением РЗЭ –  $(\text{La}/\text{Yb})_n 5-7$  (см. рис. 25, а). Положительные значения  $\Delta\text{Nb}$  в габброидах (0.2–1.8), указывают на генерацию родоначальных расплавов в результате плавления обогащенного источника [59]. Однако отсутствие выраженного обеднения тяжелыми РЗЭ, а также соотношения  $\text{La}/\text{Yb}$  и  $\text{Nb}/\text{La}$  и  $\text{TiO}_2/\text{Yb}-\text{Nb}/\text{Yb}$  в габброидах, фигуративные точки состава которых попадают в область расплавов типа MORB и E-MORB, свидетельствуют об участии их источника в строении сублитосферной мантии в поле стабильности шпинели (см. рис. 25, а, в).

Принадлежность габброидов к шошонитовой серии с высокими содержаниями  $\text{K}_2\text{O}$  (3.13–4.37 мас. %), а также обогащение Ba (450–1983 г/т) свидетельствуют о метасоматической переработке мантийного источника в надсубдукционной обстановке. Обеднение Ta, Nb, Zr, Ti на фоне положительных значений  $\text{La}/\text{Nb}$  (1.6–3.3), вероятно, является следствием контаминации коровым веществом, что подтверждается и высокими  $\text{Th}/\text{Yb}$  отношениями, которые определяют положение фигуративных точек габброидов на диаграмме выше области базальтов N-MORB – OIB [87] (см. рис. 26, г). При этом наименее кремнекислые и дифференцированные разности габброидов обладают относительно низкими  $(\text{Th}/\text{Ta})_{\text{PM}} (\leq 1)$  и умеренными  $(\text{La}/\text{Nb})_{\text{PM}}$ , что позволяет предполагать в качестве корового вещества породы нижней континентальной коры [74].

Маломощные жилы и тела плагиогранитного состава, прорывающие габбро, по соотношению Ab-An-Or соответствуют трондьемитам известково-щелочной серии ( $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.1-0.3$ ).



**Рис. 26.** Дискриминантные диаграммы для основных пород верхнего кембрия восточной части Кокчетавского массива. (а) – Nb/La – La/Yb (по [42]); (б) – (Tb/Yb)<sub>n</sub> – (La/Sm)<sub>n</sub> (по [89]); (в) – TiO<sub>2</sub>/Yb – Nb/Yb; (г) – Th/Yb – Nb/Yb (по [76]). 1 – эффузивы кышлактинской толщи; 2 – дайки и силлы лапрофиров в озерной толще; 3 – габбро жанаталапского комплекса



**Рис. 27.** Распределение редких и редкоземельных элементов в породах карловского комплекса. (а) – график распределения РЗЭ, нормированных по хондриту; (б) – мультиэлементные диаграммы редких элементов, нормированных на состав примитивной мантии (по [84]). 1 – граниты; 2 – габбро

Трондьемиты имеют низкую и умеренную глиноземистость ( $ASI = 0.7-0.9$ ) и умеренную железистость ( $FeO^*/FeO^* + MgO = 0.7-0.8$ ). По сравнению с габброидами они обладают более дифференцированным распределением РЗЭ (см. рис. 24, б). Большое обеднение трондьемитов промежуточными и тяжелыми РЗЭ, вероятно, является следствием фракционирования амфибола и плагиоклаза, что проявлено в росте  $La/Yb$ ,  $Sr/Y$  и снижении  $Du/Yb$  отношений при увеличении кремнекислотности от габброидов к трондьемитам.

Изотопный состав Nd трондьемитов ( $\epsilon Nd(t)$  от  $-10.9$  до  $-7$ ;  $tNd(DM-2st) = 1.8-2.1$  млрд лет) указывают на участие в их формировании корового вещества и позволяют рассматривать в качестве контаминанта палеопротерозойские комплексы (см. табл. 3).

**Породы карловского комплекса.** Эти породы образуют бимодальную габбро-гранитную ассоциацию. Преобладающими в составе комплекса являются гранитоиды ( $SiO_2 - 66.38-76.69$  мас. %;  $Na_2O + K_2O - 6.8-9.5$  мас. %), которые по соотношению  $Ab-An-Or$  в основном соответствуют гранитам и гранодиоритам (см. рис. 20, а; см. рис. 21; Suppl. 1: Tabl. S5).

Гранитоиды принадлежат известково-щелочной и щелочно-известковистой сериям, характеризуются высокой глиноземистостью и низкой железистостью (см. рис. 20, в, г). Линейные зависимости между  $SiO_2$  и петрогенными оксидами, проявленные в гранитоидах, являются результатом фракционной кристаллизации (см. рис. 22). Снижение концентраций  $FeO^*$ ,  $Al_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $TiO_2$ , а также  $CaO$ ,  $Sr$  и отрицательная корреляция  $Eu/Eu^*$  указывают на ведущую роль фракционирования темноцветного минерала (амфибола) и плагиоклаза. Гранитоиды обладают в различной степени дифференцированными распределениями РЗЭ (рис. 27, а).

Габброиды ( $SiO_2 - 43.2-50.6$  мас. %;  $Na_2O + K_2O - 2.6-6.1$  мас. %) с содержаниями  $TiO_2$  ( $0.83-1.45$  мас. %) и высокой железистостью ( $FeO^*/(FeO^* + MgO) - 0.62-0.69$ ) относятся к породам толеитовой серии. Эти породы в разной степени обогащены легкими РЗЭ ( $(La/Yb)_n - 0.9-6.3$ ) на фоне отсутствия обеднения тяжелыми РЗЭ и  $Y$ , что может свидетельствовать либо о различных в степенях частичного плавления, либо о разной степени контаминации расплавов коровым веществом. Такие предположения подтверждаются обеднением Nb и обогащением Th (см. рис. 27, б). Положительные значения  $\Delta Nb$  ( $0.5-1.2$ ) указывают на обогащенный состав источника габброидов, что позволяет рассматривать их как производные плавления сублитосферной мантии [58].

Гранитоиды обогащены крупноионными литофильными элементами, в первую очередь  $Sr$  и  $Ba$  (см. рис. 27, б). Их высокие концентрации, особенно в гранодиоритах ( $Sr - 615-990$  г/т,  $Ba - 1200-3500$  г/т), на фоне деплетирования тяжелыми РЗЭ, отсутствия  $Eu$ -аномалии и высоких содержаний  $Na_2O + K_2O$  характерны для  $Sr-Ba$  типа гранитов. Это позволяет предполагать, что одним из источников расплавов могла являться субконтинентальная литосферная мантия [60, 78, 85].

Петро-геохимические характеристики гранитоидов сопоставимы с продуктами плавления кварц-полевошпатовых пород континентальной коры [62]. Высокая глиноземистость ( $ASI - 0.96-1.2$ ) и магнезиальность ( $FeO^*/(FeO^* + MgO) - 0.47-0.87$ ) характерны для расплавов, возникающих при дегидратационном плавлении биотита метатоналитовых, метаграувакковых субстратов с образованием в рестите клинопироксена и граната [75]. Участие граната в рестите подтверждается и обеднением тяжелыми РЗЭ ( $Lu/Tb 0.4-0.7$ ), что свидетельствует об образовании расплавов при давлении  $>8$  кбар [72].

На дискриминантных диаграммах фигуративные точки наименее дифференцированных гранитоидов карловского комплекса тяготеют к полям постколлизии гранитов А-типа, а соотношения  $Y - Nb - Ce$  указывают на участие в их образовании пород континентальной коры [55] (рис. 28). Такое предположение подтверждают данные об изотопном составе Nd ( $\epsilon Nd(T)$  от  $-7.8$  до  $-12.8$ ;  $tNd(DM) 1.76-2.24$  млрд лет) гранитоидов, свидетельствующие что основным компонентом расплавов являлись комплексы раннедокембрийской континентальной коры (см. табл. 3).

Таким образом, карловский комплекс представляют собой габбро-гранитную ассоциацию, формирование которой происходило во внутриплитной обстановке и сопровождалась частичным плавлением субконтинентальной литосферной мантии и нижней континентальной коры, сложенной комплексами раннедокембрийского возраста.

**Породы, слагающие валун в толще валунных конгломератов и осадочных брекчий.** Эти породы соответствуют гранитам ( $SiO_2 - 70.52$  мас. %;  $Na_2O + K_2O - 7.89$  мас. %) известково-щелочной ( $MALI - 4.5$ ), железистой серии ( $FeO^*/(FeO^* + MgO) - 0.85$ ) и характеризуются низкой глиноземистостью ( $ASI - 0.73$ ) (см. рис. 20; см. рис. 21; см. Suppl. 1: Tabl. S5).

Граниты обогащены легкими РЗЭ относительно тяжелых ( $(La/Yb)_n - 13.6$ ) и обладают отрицательной  $Eu$ -ой аномалией ( $Eu/Eu^* - 0.6$ ). Для них характерны высокие концентрации  $Cs$ ,  $Rb$ ,  $Ba$ ,  $Y$ ,

Th, Zr, Hf, на фоне незначительного обеднения Nb, Ta, Sr, P, Ti, что сближает их с гранитами А-типа. Это предположение подтверждается и расположением на фигуративных диаграммах  $FeO^*/MgO - Zr + Nb + Ce + Y$  и  $Rb - Y + Nb$  [77, 90] (см. рис. 24, б, в). Соотношение  $Y-Nb-Ce$  в этих породах характерно для гранитов типа А-2, происхождение которых связано с плавлением пород континентальной коры [55, 56] (см. рис. 24, г).

### ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ВЕРХНЕКЕМБРИЙСКИХ И НИЖНЕОРДОВИКСКИХ КОМПЛЕКСОВ СЕВЕРНОГО КАЗАХСТАНА

#### Осадочные комплексы восточной части Кокчетавского массива

Эти комплексы представлены верхнекембрийскими кремнисто-терригенными и грубообломочными толщами.

Кремнисто-терригенная вороновская толща представляет собой флишеподобную последовательность, в которой преобладают неритмичные пачки, реже встречаются ритмичные тонко терригенные пласты и горизонты “дикого” флиша.

Горизонты “дикого” флиша представляют собой первично оползневые грубые брекчии, в которых обломки пород сложены плохо окатанными кремнями, фтанитами и кремнистыми алевролитами, а также докембрийскими кварцитами и сланцами. Особенностью, рассматриваемой флишеидной толщи, является кремнистый состав средних частей элементарных ритмов, представленный насыщенным кремнеземом осадком, который, вероятно, сносился с мелководья, заселенного губками, в более глубокие части бассейна.

Об этом свидетельствуют многочисленные спикеры кремневых губок в средних тонкозернистых частях ритмов. Надо отметить, что, начиная с ордовика, пелагические (радиоляриевые и диатомовые) кремни типичны для завершающей пелитовой части ритмов турбидитовых циклитов, сложенных терригенными или карбонатными породами [57]. Однако турбидиты, в которых зернистые средние части ритмов содержат обильные радиолярии и спикеры губок, известны только в мезозое [83]. Подобные образования палеозойского, а тем более раннепалеозойского, возраста ранее не описывались.

В толще валунных конгломератов и осадочных брекчий преобладают грубообломочные породы, при этом окатанность обломочного материала меняется от хорошо окатанных почти изометричных галек до совершенно не окатанных обломков, характерно присутствие глыб кварцитов и пород с градиционной слоистостью.

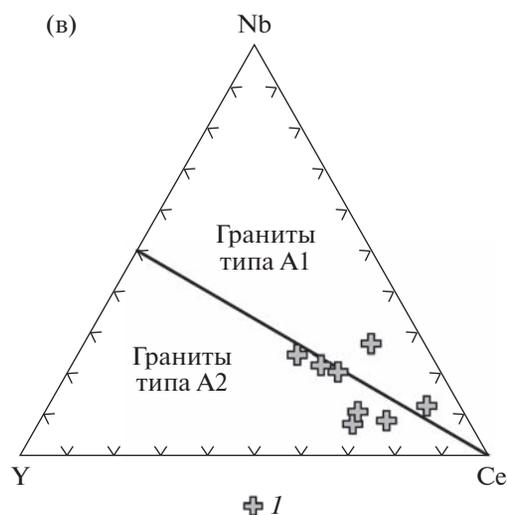
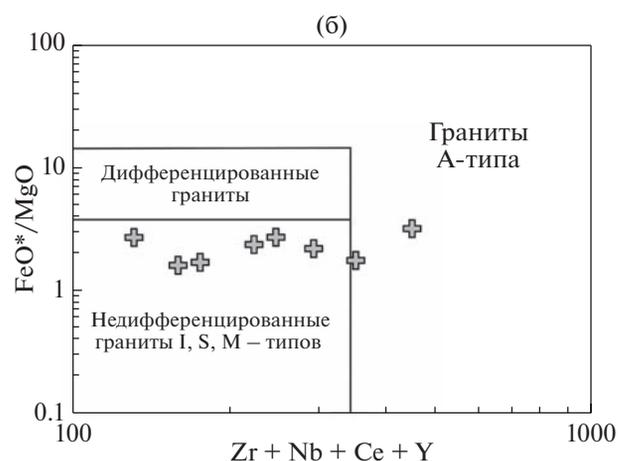
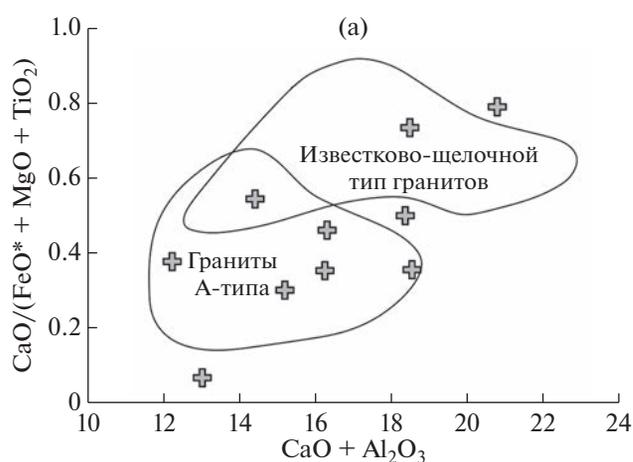


Рис. 28. Дискриминантные диаграммы для гранитов карловского комплекса.  
(а) —  $CaO/(FeO^* + MgO + TiO_2) - CaO + Al_2O_3$  (по [50]); (б) —  $FeO^*/MgO - Zr + Nb + Ce + Y$  (по [90]); (в) —  $Y - Nb - Ce$  (по [55, 56]).  
I — граниты карловского комплекса

Обломочный материал в этой толще представлен в основном докембрийскими комплексами Кокчетавского массива, в тоже время присутствуют обломки гранитоидов верхнего кембрия, вулканитов кислого и основного состава, которые в коренном залегании пока не обнаружены.

Исключительное разнообразие литологических разностей осадочных пород, невыдержанность фаций, быстро сменяющих друг друга как по латерали, так и в разрезе свидетельствует о формировании осадочных толщ на склоне и в донных областях прогибов (или разных частях одного прогиба) средних глубин, характеризующихся сильным расчленением палеорельефа со сложными уступами и поднятиями. Уступы, являвшиеся источниками крупных глыб и более мелких обломков, были сложены различными более древними комплексами Кокчетавского массива.

Осадконакопление проходило к тектонически нестабильной обстановке, при которой обломочный материал поступал в бассейн неравномерно, часто в виде несортированных и неокатанных свалов резко сменяющих относительно тонко-слоистые ритмичные осадки.

*Вулканогенно-осадочные толщи  
и габброиды жанаталапского комплекса  
восточной части Кокчетавского массива*

Они имеют сходные особенности состава пород и близкий возраст, что позволяет связывать их образование с одним магматическим этапом. Изотопно-геохимические особенности пород указывают на участие в образовании их расплавов разных источников.

Эффузивы и габброиды жанаталапского комплекса являются производными расплавов, образованных в шпинелевой фации глубинности при плавлении сублитосферной мантии, ранее испытывавшей метасоматическую переработку в надсубдукционной области. Лампрофиры, участвующие в строении вулканогенно-осадочных толщ, были образованы в результате кристаллизации расплавов, образованных при плавлении обогащенного мантийного источника в гранатовой фации глубинности. При этом как вулканические, так и плутонические разности обладают признаками контаминации исходных расплавов веществом континентальной коры.

Формирование вулканогенно-осадочных толщ и габброидов в конце позднего кембрия можно связывать с процессами растяжения континентальной коры, вызванной поднятием мантийного диапира магматических комплексов, которое происходило в тыловой области активной континентальной окраины.

*Кислые щелочные вулканиты свиты тассу  
и гранитоиды тассуйского  
и карловского комплексов*

Они формировались на протяжении одного этапа магматизма, что подтверждается данными об их возрастах и сходством геохимических особенностей, которые сближают эти породы с анорогенными гранитами. Источниками расплавов для пород кислого состава, вероятно, являлись породы с разной коровой предысторией, а габброиды карловского комплекса имели обогащенный ювенильный мантийный источник.

На основании имеющихся данных можно предполагать, что формирование кислых щелочных вулканитов и гранитоидов нижнего ордовика связано с процессами растяжения и плавления комплексов более древней континентальной коры во внутриплитных обстановках.

*Гранитоиды из валуна в толще  
валунных конгломератов и осадочных брекчий*

Обладают сходными геохимическими характеристиками и также были сформированы во внутриплитных условиях за счет плавления комплексов континентальной коры.

*Базальты, риолиты  
и их туфы даутской свиты*

Имеют геохимические особенности пород, формирование которых происходило в надсубдукционных обстановках в пределах островной дуги.

Сведения об источниках магматических пород кислого состава могут быть получены на основании анализа данных об изотопном составе Nd, которые имеются только для нижнеордовикских комплексов (см. табл. 3, рис. 29). Эти данные позволяют считать, что источником этих пород являлась докембрийская континентальная кора, которая являлась фундаментом как для островодужных вулканитов фронтальной области, так и для щелочных кислых эффузивов и гранитоидов области тылового растяжения. При этом отчетливо выделяются две группы источников пород кислого состава.

К первой группе относятся раннедокембрийские коровые источники ( $tNd(DM)$  1.76–2.24 млрд лет), которыми обладают только гранитоиды карловского комплекса восточной части Кокчетавского массива.

Вторая группа объединяет позднедокембрийские коровые источники ( $tNd(DM)$  0.94–1.51 млрд лет), производными которых являются комплексы Степнякской зоны и северо-востока Шатского массива.

### ОСОБЕННОСТИ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ СЕВЕРНОГО КАЗАХСТАНА

Пристальное внимание к проблемам тектонической эволюции Северного Казахстана в раннем палеозое, которое отмечается в последние десятилетия, вызвано открытием в начале 1990-х гг. раннекембрийского (пик ~530 млн лет) высокобарического и ультравысокобарического метаморфизма, которому подверглись осадочные и магматические породы Кокчетавского массива [41, 46].

В последующие годы отечественными и зарубежными исследователями были предложены различные модели раннепалеозойской тектонической эволюции Северного Казахстана, в которых рассматривались как процессы формирования раннекембрийских высокобарических комплексов, так геологическая история этого региона в кембрии—ордовике [16, 19–21, 36, 51, 63, 86].

В этих моделях ключевым событием раннепалеозойской эволюции Северного Казахстана является образование высокобарических и ультравысокобарических алмазоносных метаморфических комплексов Кокчетавского массива, которое связывается с тектоническим расслоением его коры на отдельные пластины и их погружением в зоне субдукции на глубины от 35 до 150 км. Такая модель формирования высокобарических комплексов является наиболее аргументированной и подтверждается многочисленными определениями  $P$ – $T$  параметров метаморфизма различных пород и находками коэсита. Возможность субдукции континентальной коры на глубины более 150 км подкрепляется также и экспериментальными данными. При этом было показано, что наиболее глубокое погружение испытывает относительно тонкий слой континентальной коры, мощность которого по некоторым оценкам не превышает 2 км [86].

В соответствии с рассматриваемыми моделями формирования высокобарических комплексов предполагается, что в зону субдукции погружаются образования, участвующие в строении пассивной окраины блока с континентальной корой (в основном различные осадочные породы). При этом бассейн с корой океанического типа, разделявший континентальный блок и островную дугу, закрывается, а его комплексы либо входят с состав аккреционной призмы, либо поглощаются в зоне субдукции.

Основная проблема этих моделей связана с реконструкциями латерального ряда структур на этапе, предшествующем субдукции пассивной окраины под островную дугу и их коллизии. Среди известных в Северном и сопредельных регионах Казахстана комплексов эдиакария—начало

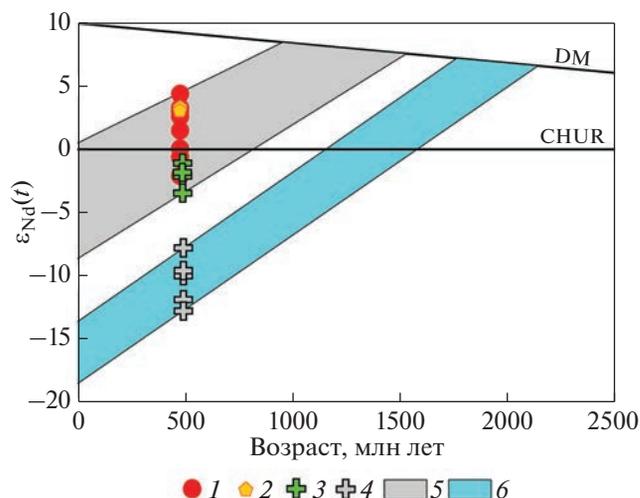


Рис. 29. Диаграмма эволюции изотопного состава Nd для нижнеордовикских магматических пород кислого состава в Северном Казахстане.

Обозначено: DM – линия изотопной эволюции деплетированной мантии (по [54]); CHUR – однородный хондритовый резервуар (по [64]).

1 – кислые вулканы свиты тассу; 2 – кислые эффузивы и туфы даутской свиты; 3–4 – гранитоиды комплексов: 3 – тассуйского, 4 – карловского; 5–6 – поля изотопных составов источников магматических пород кислого состава: 5 – позднекембрийского возраста, 6 – раннекембрийского возраста

кембрия не выявлены образования, формирование которых могло происходить в пределах островных дуг или бассейнов с океанической корой. Для океанических комплексов можно предполагать их полное поглощение при субдукции и последующей коллизии, однако для островодужных образований применение такого подхода вряд ли возможно.

В связи с этим многие исследователи предлагали различные варианты местонахождения эдиакарских островодужных комплексов в структуре палеозойд Казахстана. Обзор этих представлений дан в работе [51], где было показано, что ни одно из них не может считаться удовлетворительным. Также оказалось неверным и предположение авторов этой работы о неопротерозойском возрасте даутской свиты северо-востока Шатского массива, а выделенная на этом основании Даутская островная дуга по полученным нами данным оказалась гораздо более молодой. Поэтому в настоящее время можно гипотетически предполагать существование латерального ряда структур активной окраины эдиакария—начало кембрия, из комплексов которой сохранились только образования пассивной окраины, расчлененные на ряд тектонических пластин, метаморфизованных в разной степени при погружении в зону субдукции.

Затем, когда наиболее глубоко субдуцированные фрагменты комплексов пассивной окраины достигают глубин 150–200 км, под действием сил выталкивания начинается эксгумация погруженных блоков континентальной коры [45]. В метаморфических породах процессам эксгумации соответствуют  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  оценки возраста мусковита, фенгита и амфибола в интервале 525–485 млн лет, свидетельствующие об охлаждении пород до температур 300–400°C, которое обычно связывается с их выводом на коровые уровни. С этими процессами, вероятно, связано частичное плавление метаморфических пород с образованием небольших тел гранитов и мигматитов [36].

В соответствии с принятой моделью, после коллизии континентального блока и островной дуги обычно происходит изменение полярности субдукции, а пассивная континентальная окраина, к которой теперь причленены комплексы островной дуги, превращается в активную окраину.

Можно предположить, что эксгумация высокобарических метаморфических комплексов Кокчетавского массива была связана, в том числе и с процессами растяжения в тыловой части новой активной окраины, где в это время мог располагаться Кокчетавский массив. В пределах рассматриваемой части Северного Казахстана не выявлены комплексы раннего, среднего и начала позднего кембрия (в интервале от 530 до 495 млн лет), поэтому рассмотрение особенностей его эволюции в течение этого времени не представляется возможным. Только с середины позднего кембрия (~495 млн лет) мы можем делать предположения об обстановках формирования комплексов и режиме развития континентальной окраины.

С середины позднего кембрия и до конца раннего ордовика в эволюции этой окраины могут быть выделены два этапа:

- позднекембрийский (~495–489 млн лет);
- раннеордовикский (~485–475 млн лет).

Вулканогенно-осадочные и плутонические комплексы, формирование которых происходило в течение этих этапов, различаются особенностями составов и обстановками формирования. Поэтому для каждого из этих этапов реконструированы латеральные ряды структур активной континентальной окраины, которые имеют свои особенности.

## РЕКОНСТРУКЦИЯ ЛАТЕРАЛЬНЫХ РЯДОВ СТРУКТУР АКТИВНОЙ ОКРАИНЫ ПОЗДНЕГО КЕМБРИЯ И РАННЕГО ОРДОВИКА

### *Позднекембрийский этап*

Наиболее древние образования, относящиеся к этому этапу, представлены гранитоидами сере-

дины позднего кембрия (~495 млн лет) и базальт-риолитовой ассоциацией, возможно, того же возраста (слагают обломки в толще валунных конгломератов и осадочных брекчий). Они имеют внутриплитные геохимические характеристики, а их формирование, вероятно, связано с процессами растяжения в тыловой части активной окраины.

Во второй половине позднего кембрия процессы растяжения обусловили возникновение контрастного рельефа с уступами, сложенными докембрийскими ортогнейсами, сланцами и кварцитами, гранитами и вулканитами середины верхнего кембрия, и впадинами, которые заполнялись грубообломочными терригенными толщами. Эти толщи не имеют площадного распространения и приурочены только к нескольким участкам в восточной части Кокчетавского массива и на севере Степнякской зоны.

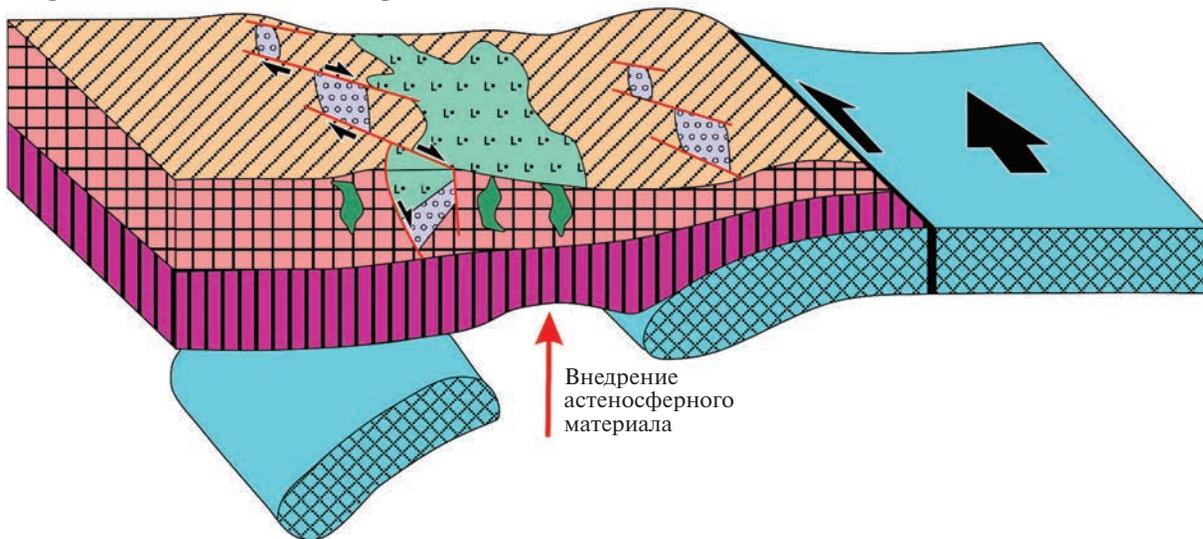
При этом обстановка осадконакопления отличалась не стабильностью, что приводило к незакономерному чередованию плохо сортированных и часто плохо окатанных свалов с редкими глыбами и пачек хорошо слоистых тонкотерригенных и кремнисто-терригенных пород.

С процессами растяжения в тыловой части окраины также может быть связан базитовый щелочной магматизм (трахибазальты, трахиандезитбазальты, базаниты, тефриты, лампрофиры кылшактинской и озерной толщ; габбро жанаталапского комплекса), которым завершается позднекембрийский этап эволюции окраины. Характерной особенностью является присутствие среди базитов продуктов плавления различных мантийных источников. Относительно деплетированного источника, испытавшего метасоматическую переработку в надсубдукционной области, для эффузивов и габбро, и обогащенного источника для лапрофиров.

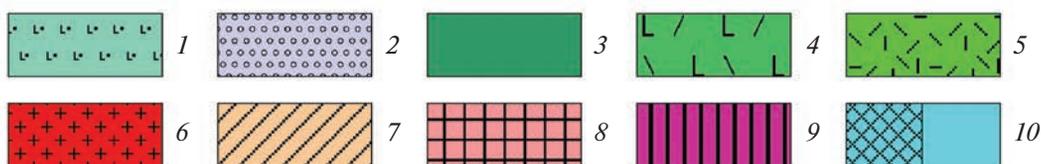
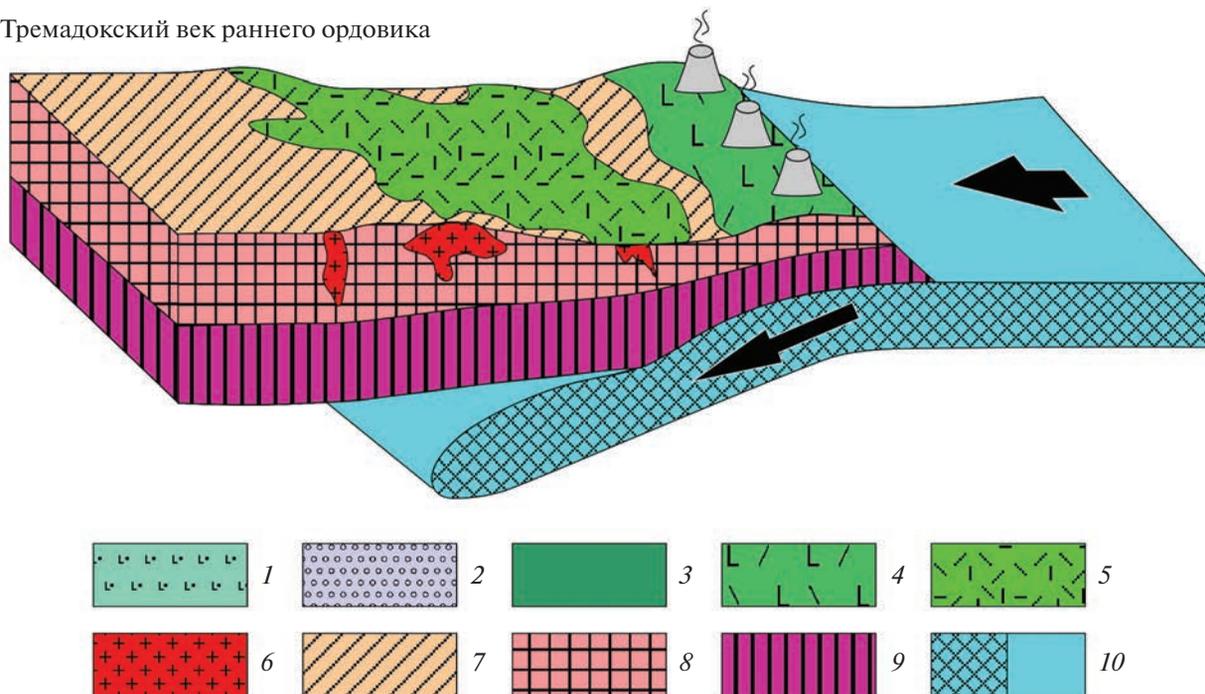
Таким образом, на позднекембрийском этапе латеральный ряд структур активной окраины включает только тыловую область, где формирование вулканических и плутонических комплексов связано с процессами растяжения. Особенности состава этих комплексов в большей степени указывают на внутриплитные обстановки, однако переработка источника щелочных вулканитов и габброидов в надсубдукционной области может рассматриваться как свидетельство связи этого магматизма со структурами континентальной окраины.

В рассматриваемом регионе не выявлено верхнекембрийских надсубдукционных комплексов, формирование которых могло происходить во фронтальной вулканической области активной окраины.

Вторая половина позднего кембрия



Тремадокский век раннего ордовика



**Рис. 30.** Схематические геодинамические профили для Северного Казахстана с севера (на профилях справа) на юг (на профилях слева) в современных координатах.

1–3 – комплексы верхнего кембрия: 1 – щелочные вулканыты и туфы основного состава, 2 – грубообломочные толщи, 3 – щелочные габброиды; 4–6 – комплексы нижнего ордовика: 4 – островодужные вулканыты и туфы базальт-риолитового состава, 5 – щелочные кислые вулканыты и туфы, 6 – гранитоиды; 7 – докембрийские гнейсовые и кварцито-сланцевые комплексы Кокчетавского и Шатского массивов; 8 – комплексы континентальной коры, в том числе ранне-докембрийские; 9 – мантийный слой литосферы; 10 – океаническая плита

*Раннеордовикский этап*

Комплексы этого этапа выявлены во всех рассмотренных структурах Северного Казахстана, их возраст и особенности состава изучены достаточно полно. Надсубдукционные образования, которые могут быть сопоставлены с вулканическими комплексами фронтальной части активной окра-

ины, представлены базальт-риолитовой даутской свитой. Образования тыловой части активной окраины объединяют кислые щелочные вулканыты свиты тассу, гранитоиды тассуйского и карловского комплексов.

Формирование этой вулкано-плутонической ассоциации происходило за счет плавления как

ранне-, так и позднекембрийской континентальной коры в результате процессов растяжения. Некоторую роль в формировании гранитов играл обогащенный мантийный источник, с которым связаны небольшие объемы габброидов карловского комплекса.

В отличие от предшествующего этапа в латеральном ряду структур раннеордовикской активной окраины могут быть реконструированы фронтальная и тыловая области. В пределах фронтальной вулканической области происходит формирование островодужной контрастной базальт-риолитовой серии, а в области тылового растяжения – вулканоплутонической ассоциации кислых щелочных пород и гранитоидов. В раннем ордовике, как и в позднем кембрии, эволюция всех структур активной окраины происходила на континентальной коре.

Таким образом, позднекембрийский латеральный ряд структур активной окраины отличается от раннеордовикского отсутствием вулканических комплексов фронтальной области, формирующихся в надсубдукционной обстановке в пределах энсиалической островной дуги.

Изученность нижнепалеозойских комплексов Северного Казахстана достаточно высока и предположение о том, что верхнекембрийские надсубдукционные образования будут обнаружены в результате дальнейших исследований, вряд ли может быть принято. Поэтому возникновение различных латеральных рядов структур в позднем кембрии и раннем ордовике, скорее всего, было обусловлено особенностями эволюции активной окраины в течение этих временных интервалов.

Для реконструкции эволюция активной окраины в позднем кембрии и раннем ордовике важно иметь в виду, что формирование комплексов этого возраста в рассматриваемом регионе происходило после коллизии Кокчетавского континентального блока с островной дугой в начале кембрия [16, 17, 19, 36, 51, 86].

Геодинамическая эволюция после коллизии океанических дуг с континентальными блоками, изучена на окраинах Тихого океана, где подобные процессы происходили в недавнем геологическом прошлом. В этих регионах (например, о. Новая Гвинея или п-ов Камчатка) после аккрецирования островных дуг к континенту и прекращения субдукции зона сочленения с океанической плитой не становится пассивной, так как плиты продолжают перемещаться. Граница между континентальной окраиной и океанической плитой становится границей скольжения плит (трансформной границей) с разрывом и отрывом слэба, что предшествует образованию новой зоны субдукции [40, 47]. В связи с разрывом слэба в пределах трансформной окраины могут формировать-

ся магматические породы, влияние на генезис которых оказывала астеносферная обогащенная или деплетированная мантия, т.е. образования внутриплитного геохимического типа [9].

Поэтому можно предполагать, что после коллизии Кокчетавского континентального блока и островной дуги в раннем кембрии, сопровождавшейся образованием высокобарических метаморфических комплексов и последующим отрывом слэба, конвергентная окраина превратилась в трансформную (рис. 30).

В пределах этой окраины, которая продолжала существовать до конца кембрия, формировались магматические породы с внутриплитными геохимическими характеристиками и грубообломочные терригенные толщи, накопление которых могло быть приурочено к структурам типа пулл-апарт.

Новая зона субдукции была заложена в начале ордовика, когда во фронтальной вулканической области началось формирование островодужных комплексов, а в области тылового растяжения – кислых щелочных вулкаников и гранитоидов (см. рис. 30).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований нижнепалеозойских образований Северного Казахстана выявлены и детально изучены стратифицированные и плутонические комплексы верхнего кембрия и нижнего ордовика, обоснован их возраст, изучены структурное положение, внутреннее строение и особенности состава пород. На основании новых данных реконструированы обстановки формирования комплексов и предложена модель тектонической эволюции изученного региона в позднем кембрии и раннем ордовике.

Установлено, что комплексы верхнего кембрия, представленные грубообломочными толщами, основными щелочными вулканиками, габбро и гранитоидами, формировались в обстановке внутриплитного растяжения. Среди комплексов нижнего ордовика выявлены как базальт-риолитовые серии, образованные в пределах энсиалической островной дуги, так и кислые щелочные вулканики и гранитоиды, формирование которых связано с процессами внутриплитного растяжения.

Показано, что для позднего кембрия и раннего ордовика могут быть реконструированы различные латеральные ряды структур активной континентальной окраины. Позднекембрийский ряд представлен только структурами, находившимися в тыловой области внутриплитного растяжения, в то время как ряд раннего ордовика включает фронтальную вулканическую область и тыловую область внутриплитного растяжения.

Различия в характере латеральных рядов структур активной окраины могут быть связаны с изменением ее режима в течение позднего кембрия—раннего ордовика. В позднем кембрии развитие окраины могло происходить в трансформном режиме, когда надсубдукционный магматизм отсутствовал, и формирование осадочных, вулканических и плутонических комплексов происходило в пределах структур типа пулл-апарт в обстановках внутриплитного растяжения. В раннем ордовике режим сменился на конвергентный с образованием надсубдукционных вулканических серий во фронтальной области и внутриплитных вулканитов и гранитоидов в области тылового растяжения.

**Благодарности.** Авторы благодарят Н.А. Каныгину (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за помощь в обработке геохронологических данных. Авторы признательны рецензенту ак. В.В. Ярмолюку (ИГЕМ РАН, г. Москва, Россия), рецензенту чл.-корр. РАН А.А. Сорокину (ИГиП ДВО РАН, г. Благовещенск, Амурская обл., Россия) за комментарии, которые позволили улучшить статью, и редактору М.Н. Шуплецовой (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

**Финансирование.** Работа выполнена за счет Российского научного фонда, проект № 22-17-00069 в соответствии с планами научно-исследовательских работ ГИН РАН.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бабичев Е.А., Борисенок В.И., Великовская Э.М., Минервин О.В., Новикова М.З., Спиридонов Э.М., Филиппович И.З. Геологическое строение и история развития Степнякского синклиория. — В кн.: *Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана*. — Под ред. Ю.А. Зайцева — М.: Наука, 1977. С. 220—241.
2. Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Сючань, Чанг Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // *Геология и геофизика*, 1994. Т. 35. № 7—8. С. 8—28.
3. Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // *Геология и геофизика*. 1996. Т. 37. № 1. С. 63—81.
4. Беспяев Х.А., Глоба В.А., Абишев В.М., Гуляева Н.Я. Месторождения золота Казахстана. — Под ред. А.А. Абдуллина, Х.А. Беспяева, Э.С. Воцалевского, С.Ж. Даукеева, Л.А. Мирошниченко. — Алматы: Информационно-аналитический центр геологии, экологии и природных ресурсов Республики Казахстан. 1997. 232 с.
5. Борисенок В.И. Стратиграфия раннегеосинклинальных комплексов Ишкеольмесского антиклинория. — В кн.: *Геология раннегеосинклинальных комплексов Центрального Казахстана*. — Под ред. Ю.А. Зайцева— М.: МГУ, 1985. С. 132—164.
6. Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонбаатар Д., Куликова А.В., Чен Минг, Глори С., Семаков Н.Н., Рубанова Е.С., Абилдаева М.А., Войтишек Е.Э., Трофимова Д.А. Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // *Геология и геофизика*. 2013. Т. 54. № 10. С. 1600—1628.
7. Геологическая карта Казахской ССР. — М-6 1 : : 500000. — Серия Центрально-Казахстанская. — Объяснительная записка. — Алма-Ата: Мингео СССР, 1981. 326 с.
8. Геология Северного Казахстана (стратиграфия). — Под ред. М.А. Абдулкабировой — Алма-Ата: Наука, 1987. 224 с.
9. Гребенников А.В., Ханчук А.И. Геодинамика и магматизм трансформных окраин Тихого океана: основные теоретические аспекты и дискриминационные диаграммы // *Тихоокеанская геология*. 2021. Т. 40. № 1. С. 3—24
10. Дегтярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. М.: ГЕОС, 2012. 289 с.
11. Дегтярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойской активной окраины в Казахстане. — Под ред. С.А. Куренкова — М.: Наука, 1999. 123 с.
12. Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В. Модель кембрийской коллизии дуга—континент для палеозойд Казахстана // *Геотектоника*. 2007. № 1. С. 71—96.
13. Дегтярев К.Е., Третьяков А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Лучицкая М.В., Ковач В.П., Ван К.-Л. Позднесилурийский возраст реперного Аралаульского граносиенит-гранитного массива (Северный Казахстан) // *ДАН*. 2018. Т. 479. № 1. С. 37—40.
14. Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Ковач В.П., Третьяков А.А. Процессы формирования и изотопная структура континентальной коры каледонид хребта Чингиз (Восточный Казахстан) // *Геотектоника*. 2015. № 6. С. 20—51.
15. Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско—ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // *Геология и геофизика*. 2007. Т. 58. № 1. С. 93—108.
16. Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И., Травин А.В., Заячковский А.А. Венд—раннеордовикская эволюция и модель экзумаии пород сверхвысоких и высоких давлений Кокчетавской субдукционно-коллизиионной зоны (Северный Казахстан) // *Геология и геофизика*. 2006. Т. 47. № 4. С. 428—444.
17. Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Котляров А.В. Магматизм и геодинамика Палеоазиатского океана на венд-кембрийском этапе его развития // *Геология и геофизика*. 2005. Т. 46. № 9. С. 962—967.
18. Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Куренков С.А. Океанические и островодужные офиоли-

- ты Горного Алтая // Геология и геофизика. 1992. № 12. С. 3–14.
19. Добрецов Н.Л., Тиниссен К., Смирнова Л.В. Структурная и геодинамическая эволюция алмазодержащих метаморфических пород Кокчетавского массива (Казахстан) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. С. 1645–1666.
  20. Жимулев Ф.И., Буслов М.М., Травин А.В., Дмитриева Н.В., де Граве И. Ранне-среднеордовикская покровно-чешуйчатая структура зоны сочленения Кокчетавского НР-УНР метаморфического пояса и Степнякской палеоостроводужной зоны (Северный Казахстан) // Геология и геофизика. 2011. № 1. С. 138–157.
  21. Жимулев Ф.И., Полтаранина М.А., Корсаков А.В., Буслов М.М., Друзяка Н.В., Травин А.В. Структурное положение и петрология эклогитов позднекембрийско-раннеордовикской Северо-Кокчетавской тектонической зоны (Северный Казахстан) // Геология и геофизика. 2010. № 2. С. 240–256.
  22. Копяткевич Р.А., Цай Д.Т. О возрасте вулканогенно-яшмовой толщи Степнякского мегасинклиория. — В кн.: Информационный сборник научно-исследовательских работ Института геологических наук 1973 г. — Алма-Ата: ИГН АН Каз ССР, 1974. С. 194–196.
  23. Коробкин В.В., Смирнов А.В. Палеозойская тектоника и геодинамика вулканических дуг Северного Казахстана // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 4. С. 462–474.
  24. Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: ПРОБЕЛ, 2004, 192 с.
  25. Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н. Неопротерозойские островные дуги Восточного Саяна: длительность магматической активности по результатам датирования вулканокластики по цирконам // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 1. С. 45–57.
  26. Магматизм Северного Казахстана. — Под ред. А.Н. Нурлыбаева — Алма-Ата: Наука. 1988. 168 с.
  27. Магматические комплексы Казахстана. Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньская складчатая система. — Под ред. Г.Ф. Ляпичева — Алма-Ата: Наука. 1982. 236 с.
  28. Минервин О.В., Бабичев Е.А., Розен О.М. Доордовикские кремнисто-вулканогенные отложения Кокчетавского массива и его южного обрамления. — В кн.: Вопросы геологии Центрального Казахстана. — Под ред. А.А. Богданова — М.: МГУ, 1971. С. 214–224.
  29. Носова А.А., Возняк А.А., Богданова С.В., Савко К.А., Лебедева Н.М., Травин А.В., Юдин Д.С., Пейдж Л., Ларионов А.Н., Постников А.В. Раннекембрийский сиенитовый и монцитовый магматизм на юго-востоке Восточно-Европейской платформы: петрогенезис и тектоническая обстановка формирования // Петрология. 2019. Т. 27. № 4. С. 357–400.
  30. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадрач Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У.Дж., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.
  31. Розен О.М. Рифей Кокчетавского массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 7. С. 102–114.
  32. Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. Новосибирск. — Под ред. Г.В. Полякова — Новосибирск: СО РАН, 2013. 300 с.
  33. Руднев С.Н., Ковач В.П., Пономарчук В.А. Венд-раннекембрийский островодужный плагитогранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии (геохронологические, геохимические и изотопные данные) // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1628–1647.
  34. Рязанцев А.В. Структуры среднепалеозойской активной окраины в Казахстане: латеральные ряды, миграция // ДАН 1999. Т. 369. № 5. С. 659–663.
  35. Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Котов А.Б., Толмачева Е.В., Плоткина Ю.В., Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Федосеев А.М. Кристаллогенезис циркона щелочных гранитов и особенности его U–Pb датирования (на примере Хангайского магматического ареала) // Петрология. 2014. Т.22. № 5. С. 482–495.
  36. Скобленко А.В., Дегтярев К.Е. Раннепалеозойские высоко- и ультравысокобарические комплексы западной части Центрально-Азиатского орогенного пояса: возраст, условия и модели формирования // Петрология, 2021. Т. 29. № 3. С. 256–291
  37. Стратиграфический кодекс России. — 3-е изд. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2019. 96 с.
  38. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е. Нижнеордовикский островодужный комплекс Северного Казахстана: обоснование возраста и особенности состава // ДАН. Науки о Земле. 2022. Т. 506. № 1. С. 234–241.
  39. Филиппович И.З., Великовская Э.М. Девонский орогенный магматизм Степнякского синклиория (Северный Казахстан) // Советская геология. 1973. № 6. С. 144–148.
  40. Ханчук А.И., Гребенников А.В. Позднемиоцено-плиоценовая трансформная окраина Камчатки // Тихоокеанская геология. 2021. Т. 40. № 5. С. 3–15.
  41. Шацкий В.С., Ягоуц Э., Козьменко О.А., Блинчик Т.М., Соболев Н.В. Возраст и происхождение эклогитов Кокчетавского массива (Северный Казахстан) // Геология и геофизика. 1993. № 12. С.47–58.
  42. Abdel-Rahman A.M. Mesozoic volcanism in the Middle East: geochemical, isotopic and petrogenetic evolution of extension-related alkali basalts from central Lebanon // Geol. Magazine. 2002. Vol. 139. P. 621–640.

43. *Allegre C.J., Minster J.F.* Quantitative models of trace element behavior in magmatic processes // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1978. Vol. 38. P. 1–25.
44. *Barker F.* Trondhjemite: definition, environment and hypotheses or origin. — In: *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks.* — Ed. by F. Barker, (NY: Elsevier, 1979), P. 1–12.
45. *Chemenda A.I., Hurpin D., Tang J.-C., Stephan J.-F., Buffet G.* Arc-continent collision and mechanism for the burial and exhumation of UHP/LT rock: Constraints provided by experimental and numerical modeling // *Tectonophysics.* 2001. Vol. 342. P. 37–161.
46. *Claoue-Long J.C., Sobolev N.V., Shatsky V.S., Sobolev A.V.* Zircon response to diamond-pressure metamorphism in the Kokchetav massif, USSR // *Geology,* 1991. Vol. 19. No. 7. P. 710–713.
47. *Closs M., Sapii B., van Ufford A.Q., Weiland R.J., Warren P.Q., McMahon T.P.* Collisional delamination in New Guinea: The geotectonics of subducting slab break-off // *GSA Spec. Pap.* 2005. Vol. 400. P. 1–51.
48. *Cohen K.M., Finney S.C., Gibbard P.L., Fan J.X.* The ICS International Chronostratigraphic Chart // *Episodes.* 2013 (updated 02.2022). Vol. 36. No. 3. P. 199–204.
49. *Condie K.C.* Sources of Proterozoic mafic dyke swarms: constraints from Th/Ta and La/Yb ratios // *Precambrian Research.* 1997. Vol. 81. P. 3–14.
50. *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.
51. *Degtyarev K.E., Tolmacheva T.Y., Tretyakov A.A., Kotov A.B., Shatagin K.N.* Cambrian-Lower Ordovician complexes of the Kokchetav Massif and its fringing (Northern Kazakhstan): Structure, age and tectonic setting // *Geotectonics.* 2016. Vol. 30. No. 1. P. 71–142.
52. *Degtyarev K.E., Yakubchuk A.S., Luchitskaya M.V., Tolmacheva T.Yu., Skoblenko (Pilityna) A.V., Tretyakov A.A.* Ordovician supra-subduction, oceanic and within-plate ocean island complexes in the Tekturmas ophiolite zone (Central Kazakhstan): Age, geochemistry and tectonic implications // *Int. Geol. Rev.* 2022. Vol. 64. Is. 15. P. 2108–2150.
53. *Degtyarev K.E., Luchitskaya M.V., Tretyakov A.A., Pilityna A.V., Yakubchuk A.S.* Early Paleozoic supra-subduction complexes of the North-Balkhash ophiolite zone (Central Kazakhstan): Geochronology, geochemistry and implications for tectonic evolution of the Junggar-Balkhash Ocean // *Lithos.* 2021. Vol. 380–381. P. 105818.
54. *Depaolo D.J.* Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic // *Nature.* 1981. Vol. 291. P. 193–196.
55. *Eby G.N.* Chemical subdivision of the A-type granitoids—petrogenetic and tectonic implications // *Geology.* 1992. Vol. 20. P. 641–644.
56. *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.
57. *Fagan J.J.* Carboniferous cherts, turbidites, and volcanic rocks in northern Independence Range, Nevada // *GSA Bull.* 1962. Vol. 73. P. 595–612.
58. *Fitton J.G.* The OIB paradox. — In: *Plates, Plumes, and Planetary Processes.* — Ed. by G.R. Foulger, D.M. Jurdy, (GSA Bull. Spec. Pap. 2007. Vol. 430), P. 387–412.  
[https://doi.org/10.1130/2007.2430\(20\)](https://doi.org/10.1130/2007.2430(20)).
59. *Fitton J.G., Saunders A.D., Norry M.J., Hardarson B.S., and Taylor R.N.* Thermal and chemical structure of the Iceland plume // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1997. Vol. 153. P. 197–208.
60. *Fowler M.B., Henney P.J., Darbyshire D.P.F. et al.* Petrogenesis of high Ba–Sr granites: The Rogart pluton, Sutherland // *J. Geol. Soc. London.* 2001. Vol. 158. P. 521–534.
61. *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.
62. *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.
63. *Glorie S., Zhimulev F.I., Buslov M.M., Andersen T., Plavsa D., Izmer A., Vanhaecke F., De Grave J.* Formation of the Kokchetav subduction-collision zone (northern Kazakhstan): Insights from zircon U–Pb and Lu–Hf isotope systematics // *Gondwana Research.* 2014. Vol. 27. No. 1. P. 424–438.
64. *Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.* Sm–Nd evolution of chondrites and achondrites // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1984. Vol. 67. P. 137–150.
65. *Káráson H., van der Hilst R.D.* Constraints on mantle convection from seismic tomography. — In: *The history and Dynamics of Global Plate Motions: Geophysical Monograph,* — Ed. by M.A. Richards, R.G. Gordon, R.D. van der Hilst, (AGU, 2000. Vol.121), P. 277–288.
66. *Kröner A., Hegner E., Lehmann B., Heinhorst J., Wingate M.T.D., Lie D.Y., Ermolov P.* Palaeozoic arc magmatism in the Central Asian Orogenic Belt of Kazakhstan: SHRIMP zircon and whole-rock Nd isotopic systematic // *J. Asian Earth Sci.* 2008. No. 32. P. 118–130.
67. *Kuzmichev A., Kroner A., Hegner E., Liu Dunui, Wan Yusheng.* The Shishkhdid ophiolite, northern Mongolia: A key to the reconstruction of a Neoproterozoic island-arc system in central Asia // *Precambrian Research.* 2005. Vol. 138. P. 125–150.
68. *Kuzmichev A., Sklyarov E., Postnikov A., Bibikova E.* The Oka Belt (Southern Siberia and Northern Mongolia): A Neoproterozoic analog of the Japanese Shiman-to Belt ? // *Island Arc.* 2007. Vol. 16. P. 224–242.
69. *Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G.* The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U–Pb zircon ages of gabbros and syenite the Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: Ion microprobe U–Pb zircon ages of gabbros and syenite // *Geol. Soc. London, Mem.* 2004. Vol. 30. P. 69–74.
70. *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.
71. Liu B., Han B.F., Xu Z., Ren R., Chen J.F. The Ediacaran to Early Palaeozoic evolution of the Junggar–Balkhash Ocean: A synthesis of the ophiolitic mélanges in the southern West Junggar terrane, NW China // *Geological Journal*, 2020. Vol. 55. P. 1689–1707.
  72. McDermott F., Harris N.B.W., Hawkesworth C.J. Geochemical constraints on crustal anatexis: a case study from the Pan-African Damara granitoids of Namibia // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1996. Vol. 123. P. 406–423.
  73. 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.
  74. Neal C.R., Mahoney J.J., Chazey (III) W.J. Mantle sources and the highly variable role of continental lithosphere in basalt petrogenesis of the Kergulen Plateau and Broken Ridge LIP: Results from ODP Leg 183 // *J. Petrol.* 2002. Vol. 43. P. 1177–1205.
  75. 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.
  76. Pearce J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // *Lithos*, 2008. Vol. 100. P. 14–48.
  77. 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.
  78. Qian Q., Chung S.L., Lee T.Y. et al. Mesozoic high-Ba–Sr granitoids from North China: Geochemical characteristics and geological implications // *Terra Nova*. 2003. Vol. 15. No. 4. P. 272–278.
  79. Rudnick R.L., McDonough W.F., Chappell B.W. Carbonate metasomatism in the northern Tanzanian mantle: Petrographic and geochemical characteristics // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1993. Vol. 114. P. 463–475.
  80. Safonova I.Y., Santosh M. Accretionary complexes in the Asia-Pacific region: Tracing archives of ocean plate stratigraphy and tracking mantle plumes // *Gondwana Research*. 2014. Vol. 25. P. 126–158.
  81. Safonova I.Y. Juvenile versus recycled crust in the Central Asian Orogenic Belt: Implications from ocean plate stratigraphy, blueschist belts and intra-oceanic arcs // *Gondwana Research*. 2017. Vol. 47. P. 6–27.
  82. Stern R. Subduction Zones // *Rev. Geophys.* 2002. <https://doi.org/10.1029/2001RG000108>
  83. Stow D.A.V., Tabrez A.R. Hemipelagites: processes, facies and model // *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 1998. Vol. 129. No. 1. P. 317–337.
  84. 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.
  85. Tarney J., Jones C.E. Trace element geochemistry of orogenic igneous rocks and crustal growth models // *J. Geol. Soc. London*. 1994. Vol. 151. P. 855–868.
  86. The Diamond–Bearing Kokchetav Massif, Kazakhstan. – In: *Petrochemistry and Tectonic Evolution of an Unique Ultrahigh-Pressure Metamorphic Terrane*. – Ed. by C.D. Parkinson, I. Katayama, J.G. Liou, S. Maruyama, (Tokyo: Univers. Acad. Press, 2002), pp. 528.
  87. Thompson R.N., Morrison M.A., Hendry C.N., Parry S.J. A new assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: An elemental approach // *Phil. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A*. 1984. Vol. 310. P. 549–590.
  88. Uyeda S., Kanamori H. Back-arc opening and the mode of subduction // *J. Geophys. Res.* 1979. Vol. 84. P. 1049–1061.
  89. Wang K., Plank T., Walker J.D., Smith E.I. A mantle melting profile across the basin and range, SW USA // *J. Geophys. Res.* 2002. Vol. 107. No. B1. <https://doi.org/10.1029/2001JB0002092>
  90. Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites-geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1987. Vol. 95. P. 407–419.
  91. Windley B., Xiao W. Ridge subduction and slab windows in the Central Asian Orogenic Belt: Tectonic implications for the evolution of an accretionary orogen // *Gondwana Research*. 2018. Vol. 61. P. 73–87
  92. Xu Z., Han B.F., Ren R., Zhou Y.Z., Su L. Palaeozoic multiphase magmatism at Barleik Mountain, southern-West Junggar, Northwest China: Implications for tectonic evolution of the West Junggar // *Int. Geol. Rev.* 2013. Vol. 55. P. 633–656.
  93. Yang G., Li Y., Gu P., Yang B., Tong L., Zhang H. Geochronological and geochemical study of the Darbut Ophiolitic Complex in the West Junggar (NW China): Implications for petrogenesis and tectonic evolution // *Gondwana Research*. 2012. Vol. 21. P. 1037–1049.
  94. Yang G., Li Y., Santosh M., Yang B., Zhang B., Tong L. Carboniferous intra-oceanic accretionary tectonics of the southern Altaids mélange in West Junggar (NW China): Implications for Devonian // *GSA Bull.* 2013. Vol. 125. No. 3–4. P. 401–419.
  95. Yang G.X., Li Y.J., Santosh M., Gu P.Y., Yang B.K., Zhang B., Wang H.B., Zhong X., Tong L.L. A Neoproterozoic seamount in the Paleasian Ocean: evidence from zircon U–Pb geochronology and geochemistry of the Mayile ophiolitic mélange in West Junggar, NW China // *Lithos*. 2012. Vol. 140–141. P. 53–65.
  96. Zhang J., Xiao W., Han C., Mao Q., Ao S., Guo Q., Ma C. A Devonian to Carboniferous intra-oceanic subduction system in Western Junggar, NW China // *Lithos*. 2011. Vol. 125. P. 592–606.
  97. Zheng B., Han B.F., Liu B., Wang Z.Z. Ediacaran to Palaeozoic magmatism in West Junggar Orogenic Belt, NW China, and implications for evolution of Central Asian Orogenic Belt // *Lithos*. 2019. Vol. 338–339. P. 111–127.
  98. Zack T., Moraes R., Kronz A. Temperature dependence of Zr in rutile: Empirical calibration of a rutile thermometer // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2004. Vol. 148. P. 471–488.

## Reconstruction of Lateral Rows of the Late Cambrian and Early Ordovician Active Continental Margin Structures in the Paleozooids of Northern Kazakhstan

K. E. Degtyarev<sup>a, \*</sup>, A. A. Tretyakov<sup>a</sup>, E. B. Salnikova<sup>b</sup>, A. B. Kotov<sup>b</sup>, V. P. Kovach<sup>b</sup>, Yu. V. Plotkina<sup>b</sup>

<sup>a</sup>*Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky per. bld. 7, 119017 Moscow, Russia*

<sup>b</sup>*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, nab. Makarova bld. 2, 199034 St.-Petersburg, Russia*

*\*e-mail: degtkir@mail.ru*

A comprehensive study of the Upper Cambrian and Lower Ordovician complexes of Northern Kazakhstan was carried out, their ages were substantiated, the structures and compositions of the rocks were investigated. It has been ascertained that the Upper Cambrian formations comprise coarse clastic strata, mafic alkaline effusive rocks and gabbro, while felsic volcanic rocks and granites are represented only by boulders in conglomerates. The Lower Ordovician rocks contain basalt-rhyolite series, felsic alkaline volcanic rocks, and granitoids. The lateral rows of structures of the active continental margin have been reconstructed for the Late Cambrian and Early Ordovician. In the Late Cambrian, the lateral series includes only the structures of the rear extension region, where complexes with the within-plate geochemical characteristics were formed. In the lateral series of the Early Ordovician structures, the frontal volcanic area with the island-arc volcanic rocks and the rear extension area with the intraplate felsic volcanic rocks and granites, were revealed. It is assumed that the differences in the lateral rows of structures may be associated with a change in the tectonic mode of the active continental margin at the Cambrian–Ordovician boundary, when the transform mode with no evidence of suprasubduction magmatism was replaced by convergent magmatism accompanied by the wide distribution of island-arc volcanic rocks.

*Keywords:* active continental margin, lateral row, Late Cambrian, Early Ordovician, basic and acidic effusions, gabbro, granitoids