

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт
геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения
Российской академии наук

На правах рукописи



Колесов Константин Константинович

**Позднедокембрийские вулканогенно-осадочные толщи Большого
Каратау: состав, возраст и палеотектонические обстановки
формирования**

1.6.1 «Общая и региональная геология. Геотектоника и геодинамика»

Диссертация на соискание ученой степени кандидата
геолого-минералогических наук

Научный руководитель
д.г.-м.н., профессор РАН
Летникова Елена Феликсовна

Новосибирск – 2026

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	1
Глава 1. ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ХРЕБТА БОЛЬШОЙ КАРАТАУ	6
1.1. Геодинамическая позиция в структуре юго-западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса.....	6
1.2. Особенности строения Каратау-Джебаглинского блока	25
1.3. Стратиграфия докембрийских комплексов Каратау-Джебаглинского блока	29
1.4. Позднедокембрийский магматизм.....	36
1.5. Месторождения полезных ископаемых в позднедокембрийской стратифицированной последовательности хребта Большой Каратау.	37
Глава 2. МЕТОДИЧЕСКИЕ ПОДХОДЫ В ИЗУЧЕНИИ ПОРОД ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ ХРЕБТА БОЛЬШОЙ КАРАТАУ	38
2.1. Изучение древних ледниковых отложений	39
2.1.1. Глобальные оледенения в истории Земли в докембрии	41
2.1.2. Диагностика древних ледниковых отложений	47
2.2. Sm-Nd изотопия.....	50
2.3. U-Pb датирование зерен циркона.....	51
2.4. Sr-хемостратиграфия карбонатных пород	53
Глава 3. СОСТАВ И ОЦЕНКА ВОЗРАСТА КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ КАРАТАУ-ДЖЕБАГЛИНСКОГО БЛОКА	55
3.1. Особенности строения бакырлинской свиты	55
3.2. Петрографические и геохимические особенности карбонатных пород бакырлинской свиты.	56
3.3. Sr-хемостратиграфия карбонатных пород нижней части разреза бакырлинской свиты.....	60
Глава 4. СОСТАВ И ОЦЕНКА ВОЗРАСТА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД КАЙНАРСКОЙ СВИТЫ	64
4.1 Особенности строения кайнарской свиты	64
4.2. Петрографические и геохимические особенности пород кайнарской свиты.....	65
4.3. Результаты U-Pb датирования зерен циркона вулканических пород кайнарской свиты	75
Глава 5. СОСТАВ И ВОЗРАСТ ПОРОД ИСТОЧНИКОВ СНОСА ДЛЯ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ХРЕБТА БОЛЬШОЙ КАРАТАУ В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ	77
5.1. Состав и обстановки накопления терригенных пород ранской свиты.....	79
5.2. Особенности строения тиллитов косшокинской свиты	83
5.4 Петрографические и геохимические особенности тиллитов косшокинской свиты	85
5.4. Результаты U-Pb датирования зерен циркона из горизонта тиллитов косшокинской свиты .	91
Глава 6. ХРОНОЛОГИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКОЙ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ КАРТАУ-ДЖЕБАГЛИНСКОГО БЛОКА.....	100
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	112
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	114
ПРИЛОЖЕНИЕ	128

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования

В строении западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), включающей палеозоиды Казахстана и Тянь-Шаня, большую роль играют крупные террейны с докембрийской континентальной корой в основании (Кокчетавский, Актау-Илийский, Иссыккульский, Чуйско-Кендыктасский и др.). В их строении, как правило, выделяют неметаморфизованные позднедокембрийские и нижнепалеозойские отложения чехла, представленные грубообломочными, терригенно-карбонатными и кремнисто-терригенными толщами, которые перекрывают в различной степени метаморфизованные комплексы протерозойского фундамента (Degtyarev et al., 2017; Ярмолук, Дегтярев, 2019). Стратиграфическая последовательность и возраст осадочных толщ в пределах большинства террейнов установлены с большой степенью достоверности, но информация о возрастах и соотношениях друг с другом более древних комплексов часто противоречива. Поэтому в последние годы при исследованиях докембрийских террейнов основное внимание уделяется обоснованию возраста и установлению соотношений между протерозойскими осадочными, вулканогенными и плутоническими комплексами фундамента. Изучение протерозойских комплексов ранее проводилось и в пределах наиболее крупного Ишим-Срединно-Тяньшаньского террейна, который протягивается более чем на 2000 км от Ишимской Луки в Северном Казахстане до хребта Сарыджаз на востоке Срединного Тянь-Шаня. В этом террейне выделяются Улутауский, Каратау-Джебаглинский, Чаткальский и Нарынско-Сарыджазский блоки, разделённые выходами фанерозойских комплексов или крупными сдвигами. Изучение Улутауского, Чаткальского и Нарынско-Сарыджазского блоков показало, что в строении их фундамента в основном участвуют неопротерозойские вулканогенные толщи кислого состава и гранитоиды (Glory et al. 2011, Третьяков и др., 2022, Konopelko et al., 2017, Terbishaliev et al., 2021, Сейитказиев и др., 2022). В то же время позднедокембрийские комплексы Каратау-Джебаглинского блока оказались практически не изученными, что не позволяет реконструировать историю его геологического развития и проводить корреляции с региональными и глобальными геологическими событиями, запечатленными в строении других континентальных блоков (Ишим-Срединно-Тяньшаньского террейна и других террейнов Центрально-Азиатского складчатого пояса). Актуальность изучения позднедокембрийских комплексов Каратау-Джебаглинского блока обусловлена тем, что в его строении участвуют карбонатные отложения, вулканиты и диамиктиты ледникового происхождения, которые могут стать реперными комплексами при проведении корреляций и геодинамических реконструкций.

Объектами исследования в данной диссертационной работе являются позднедокембрийские отложения северо-западной части Каратау-Джебаглинского блока в районе хребта Большой Каратау – карбонатные отложения бакырлинской свиты, вулканические породы кайнарской свиты, терригенные породы ранской свиты улутауской серии, а также матрикс и обломочная часть тиллитов косшокинской свиты.

Цель исследования: установить хронологию осадочных и вулканических событий в неопротерозойской истории Каратау-Джебаглинского континентального блока юго-западной части ЦАСП.

Задачи исследования:

1. Изучить геологическое строение позднедокембрийской осадочно-вулканогенной последовательности Каратау-Джебаглинского континентального блока;
2. Установить петрографические и геохимические особенности слагающих его бакырлинской, кайнарской, ранской и косшокинской свит;
3. Провести Sr-хемостратиграфию карбонатных пород бакырлинской свиты;
4. Установить возраст вулканических пород кайнарской свиты и источников обломочного материала для осадочных пород ранской и косшокинской свит на основе данных U-Th-Pb датирования циркона методом LA ICP-MS;
5. Провести корреляцию геологических событий неопротерозоя, отразившихся в породах Каратау-Джебаглинского континентального блока и докембрийских блоков юго-западной части ЦАСП.

Фактический материал, методы исследования и личный вклад автора

Основу работу составляют результаты исследования образцов, отобранных автором в течение 2022 – 2023 гг., а также материалы, полученные в ходе полевых работ 2015, 2018 и 2019 гг. сотрудниками лаборатории литогеодинимики осадочных бассейнов ИГМ СО РАН. Коллекция образцов включает 130 проб бакырлинской свиты, 59 проб кайнарской свиты, 4 пробы ранской свиты и 16 проб косшокинской свиты. Для всех отобранных проб (209 шт.) были получены петрографические шлифы, для 79 проб определены содержания петрогенных элементов, для 43 проб - содержания рассеянных элементов и редкоземельных элементов. Для 8 проб терригенных пород проведено U-Pb датирование зерен циркона методом LA ICP-MS, для 38 проб карбонатных пород - геохимическое изучение растворимой карбонатной фазы, для 6 проб карбонатных пород получены данные C- и O-изотопии, для 4 проб – данные Sr-изотопии.

Силикатный анализ выполнялся на рентгенофлуоресцентном спектрометре ARL-9900 XP (Thermo Fisher Scientific ARL Products, Швейцария), оснащенном рентгеновской трубкой с родиевым анодом и тонким (0,075 мм) бериллиевым окном, по программе

полуколичественного анализа QuantAS. Излучатели готовили путем прессования 1 г пробы с использованием прессы HERZOG HTP 40 (HERZOG Maschinenfabrik GmbH, Германия). Образцы пород перед прессованием высушивали в сушильном шкафу при температуре 105 °С в течение 1 часа. Для определения потерь при прокаливании пробы выдерживали в течение 1,5 часов при температуре 960 °С в муфельной печи (Карманов, Карманова, 2011).

Содержания редких и редкоземельных элементов были определены на ИСП масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT фирмы Finnigan Mat (Германия) с распылителем Майнхарда в ЦКП МИИ ИГМ СО РАН, Новосибирск. Для расчета концентраций использовали внешнюю градуировку по международным стандартным геологическим образцам BHVO-2, BCR-2, G-2. Градуировочные растворы были приготовлены в соответствии с методикой пробоподготовки, используемой для анализируемых образцов (Николаева и др., 2012).

Содержания Fe, Mg, Mn, Ca, Sr измерялись атомно-абсорбционным методом на приборе Thermo Scientific со спектрометром SOLAAR AA (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск).

Химическое разложение проб и измерение содержаний в них Rb и Sr на многоколлекторном масс-спектрометре МИ1201АТ выполнено в ЦКП МИИ СО РАН. Изотопное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ измерено на масс-спектрометре Finnigan-262 (ЦКП «Геодинамика и геохронология», г. Иркутск). Определение изотопных отношений стронция контролировали параллельным измерением в каждой серии образцов изотопного стандарта ВНИИМ, отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в котором составляет 0.70800 ± 0.00007 (2 σ , n = 9) и SRM-987 (отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.71026 ± 0.00006 , 2 σ , n = 8).

Для анализа изотопного состава кислорода и углерода в карбонатном веществе использован приборный комплекс, состоящий из масс-спектрометра Finnigan MAT-253 и линии пробоподготовки – Gas Bench II (ЦКП МИИ СО РАН).

Внутреннее строение цирконов было изучено на сканирующих катодолюминесцентных микроскопах JEOL JSM 6510LV и LEO 1430VP с приставкой Detector Centaurus, ЦКП МИИ ИГМ СО РАН, Новосибирск. U-Pb геохронологические исследования проводились методом LA-ISP-MS на масс-спектрометре Thermo Scientific Element XR, ЦКП МИИ ИГМ СО РАН, Новосибирск.

Основные защищаемые положения

1. На шельфе Каратау-Джебаглинского континентального блока в интервале 760-800 млн лет накапливались карбонатные породы бакырлинской свиты, позже на рубеже 745 млн лет происходило формирование вулканитов кайнарской свиты в обстановках активной континентальной окраины.

2. При формировании тиллитов косшокинской свиты и песчаников ранской свиты основными источниками поступления обломочного материала являлись магматические породы неопротерозоя, в том числе вулканические породы кайнарской свиты. Среди источников сноса так же присутствовали породы мезо-, палеопротерозоя и неогархей, что является свидетельством длительной истории развития Каратау-Джебаглинского континентального блока.

3. Образование неопротерозойских осадочных и магматических комплексов Каратау-Джебаглинского блока синхронно с проявлениями аналогичных геологических событий в пределах блоков Улутау-Моюнкусской группы юго-западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и указывает на их формирование в составе крупного континента.

Научная новизна

Впервые проведено изотопно-геохимическое и геохронологическое изучение осадочных и вулканических комплексов северо-восточной части Каратау-Джебаглинского континентального блока. Это позволило обосновать хронологию различных геологических событий в его позднедокембрийской истории. На основе этих исследований установлено время накопления карбонатных пород бакырлинской свиты и образования вулканических пород кайнарской свиты. Изучение тиллитов косшокинской свиты позволило установить, как минимум два магматических комплекса неопротерозойского возраста на пути движения палеоледника, а также более древние породы. Следует отметить, отсутствие среди валунов тиллитов метаморфических пород. Установлена хронология позднедокембрийских осадочных и вулканических процессов и проведена корреляция с отдельными блоками крупного Ишим-Срединно-Тяньшанского континентального террейна.

Теоретическая и практическая значимость работы

Результаты исследований позволяют более точно охарактеризовать позднедокембрийскую историю развития Каратау-Джебаглинского блока. Полученные геологические и геохронологические данные могут быть использованы при палеогеографических реконструкциях, для межрегиональных геологических корреляций позднедокембрийских осадочных и магматических комплексов, при оценке времени формирования месторождений золота, урана и ванадия на изучаемой территории. Проведенные палеогеодинамические реконструкции позволят в дальнейшем более обосновано определять основные рудообразующие факторы при накоплении осадочных ванадиевых руд Большого Каратау, что позволит в дальнейшем оценить потенциал их обнаружение в осадочных последовательностях на территории нашей страны.

Апробация работы

По теме диссертации опубликовано 2 работы в российских рецензируемых журналах, рекомендованных ВАК. Основные положения работы прошли апробацию в ходе очного участия на 5 российских конференциях: XXIII Всероссийская научная конференция «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (Иркутск, 2025 г.), LVI, LIV, LIII Тектонические совещания (Москва, 2022, 2023, 2025 гг.), VIII Российская конференция по изотопной геохронологии (Санкт-Петербург, 2022 г.)

Структура и объем работы

Диссертационная работа состоит из введения, 6 глав и заключения общим объемом 146 страниц. В ней содержится 63 рисунка, 6 таблиц и 8 приложений. Список литературы включает 217 наименований.

Благодарности. Автор выражает благодарность научному руководителю д.г.-м.н. Е.Ф. Летниковой за непосредственное руководство и помощь на всех этапах работы, а также за предоставленный материал и помощь в его сборе во время экспедиционных работ. Глубоко признателен за участие в совместных полевых работах и обсуждении результатов исследования к.г.-м.н. С.И. Школьник, а также А.В. Иванову и А.И. Прошенкину. Критические замечания академика РАН К.Е. Дегтярева позволили автору получить более обоснованную хронологию проявления вулканических и осадочных событий в позднем докембрии Каратау-Джебаглинского блока, за что автор выражает особую признательность. Ценные советы и рекомендации были получены от к.г.-м.н. Д.В. Алексеева, которые улучшили понимание стратиграфии позднего докембрия Большого Каратау, за что автор благодарен. Автор признателен к.г.-м.н. А.Р. Агатовой за методические рекомендации в оформлении диссертации.

Глава 1. ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ХРЕБТА БОЛЬШОЙ КАРАТАУ

В пределах хребта Большой Каратау, расположенного в юго-западной части Республики Казахстан, широко распространены породы позднего докембрия. Их формирование происходило в пределах тектонического блока, который входит в структуру Центрально-Азиатского складчатого пояса, являющегося одним из крупнейших орогенных поясов мира. Остановимся более подробно на особенностях строения этого пояса в его юго-западной части.

1.1. Геодинамическая позиция в структуре юго-западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса

Центрально-Азиатский складчатый пояс является крупнейшей структурой Азии. Он сформировался в результате геологической эволюции Палеоазиатского океана, который возник в конце позднего неопротерозоя и завершил свое развитие в раннем мезозое, за счет последовательного сближения и столкновения Сибирского континента с Северо-Китайским, Таримским, Таджикским, Каракумским и Казахстано-Северо-Тянь-Шаньским древними массивами (Зоненшайн и др., 1990). Однако ряд структур в пределах пояса имеет значительно более длительную историю. Эти структуры представлены террейнами с докембрийской корой которые рассредоточены по всему Центрально-Азиатскому складчатому поясу. Первые палеогеодинамические реконструкции, показывающие положение докембрийских террейнов в пределах Палеоазиатского океана, были построены в конце прошлого века (Диденко и др., 1994; Моссаковский и др., 1993).

В соответствии с положением террейнов в пределах пояса, а также особенностями строения их принято разделять на следующие группы: Хангайскую и Тувино-Монгольскую в центральной части складчатого пояса; Северо-Забайкальскую в северо-восточной части пояса; Исседонскую и Улутау-Моюнкусскую в западной части пояса (Ярмолюк, Дегтярев 2019) (рис. 1.1). Террейны Исседонской и Улутау-Моюнкусской группы представлены фрагментами структур, сложенных в основном неопротерозойскими породами, в то время как террейны центральной (Хангайская и Тувино-Монгольская группа) и северо-восточной (Северо-Забайкальская) части пояса являются фрагментами структур с установленной мезо- и реннелопротерозойской корой.

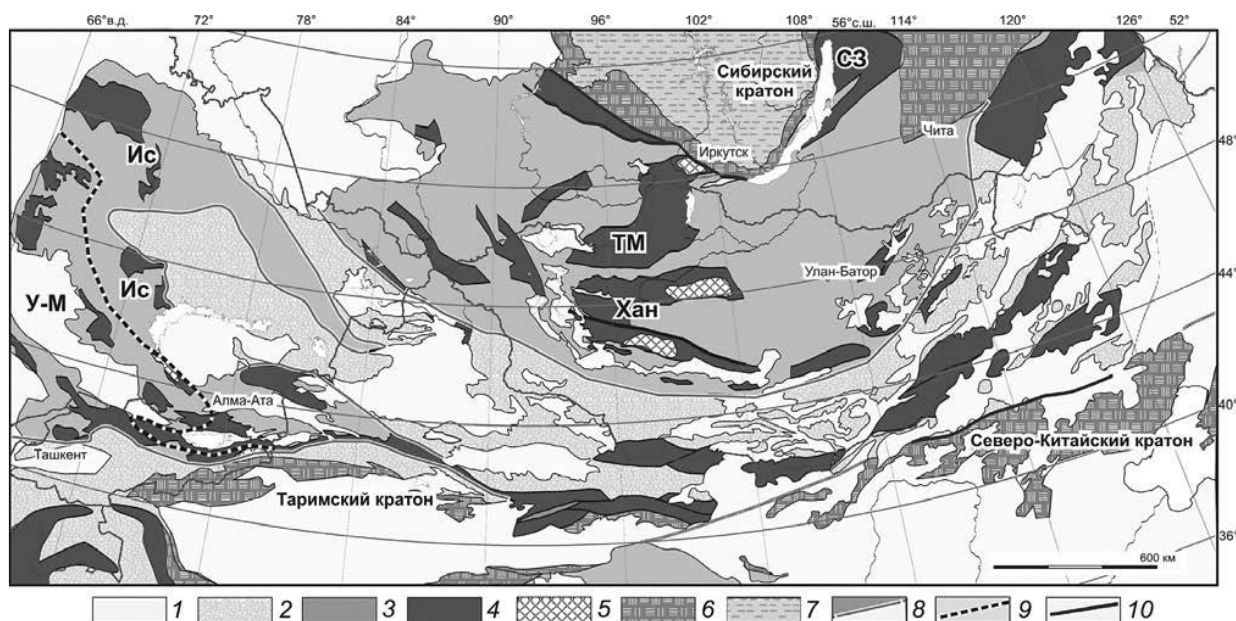


Рис. 1.1. Схема расположения докембрийских террейнов в Центрально-Азиатском складчатом поясе (Ярмолюк, Дегтярев 2019).

Примечание: Тувино-Монгольский террейн — ТМ. Группы террейнов: Северо-Забайкальская — СЗ, Хангайская — Хан, Исседонская — Ис, Улутау-Моюнкумская — У-М. 1 — мезозойско-кайнозойские впадины; 2–3 — палеозойские складчатые структуры Центрально-Азиатского пояса: 2 — средне-позднепалеозойские (герцинские), 3 — раннепалеозойские (каледонские); 4–5 — докембрийские террейны: 4 — неопротерозойские, 5 — раннедокембрийские; 6 — кратоны; 7 — чехол Сибирской платформы; 8 — границы складчатых поясов; 9 — граница между группами террейнов, расположенных в западной части ЦАСП; 10 — крупнейшие разломы.

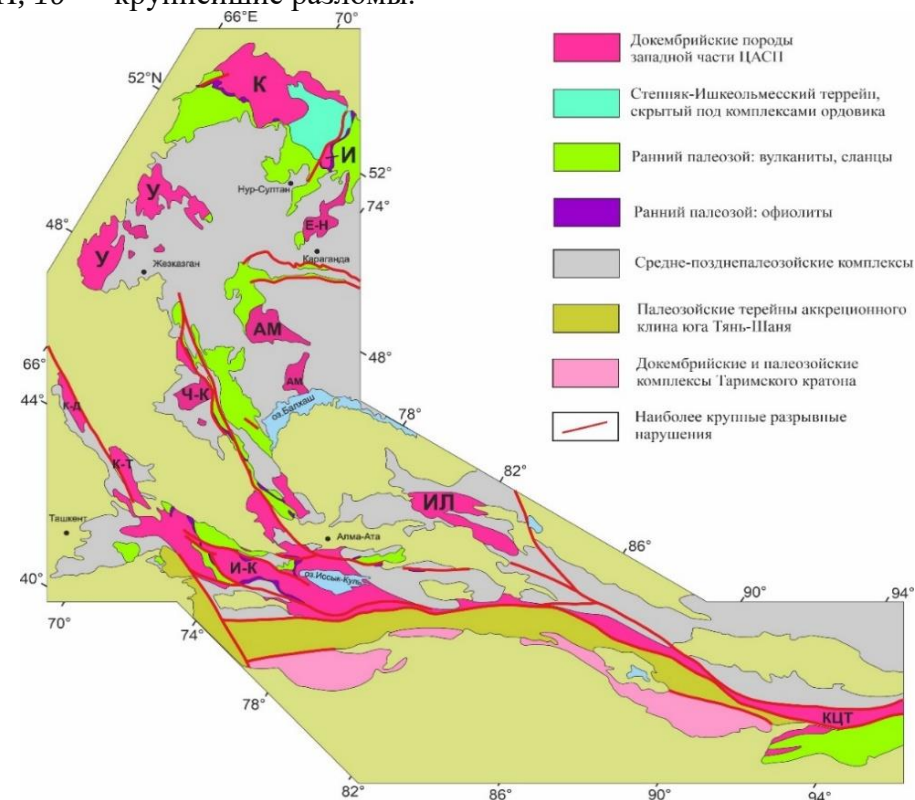


Рис. 1.2. Упрощенная схема расположения докембрийских континентальных блоков в западной части ЦАСП (из работы Degtyarev et al., 2017).

Примечание: докембрийские массивы: К – Кокчетавский, И - Ишкеольмесский, Е-Н – Ерементав-Ниязский, У – Улутауский, АМ – Актау-Моинтинский, Ч-К Чуйско-Кендыктасский, К-Д – Каратау-Джебаглинский, К-Т – Каратау-Таласский, И-К – Иссыкульский, ИЛ– Иллийский, КЦТ – Китайский Центрально-Тянь-Шанский.

Террейны западных районов Центрально-Азиатского складчатого пояса в соответствии с особенностями их состава и строения объединены в две группы, разделенные раннепалеозойским офиолитовым швом: северо-восточную (Исседонскую) и юго-западную (Улутау-Моюнкусскую) (Degtyarev et al., 2017) (рис. 1.2).

Улутау-Моюнкуская группа террейнов литологически и геохронологически сходна с ассоциациями горных пород северной части Таримского кратона. Развитие террейнов Исседонской и Улутау-Моюнкусской групп на протяжении позднего неопротерозоя происходило в субплатформенном режиме. Данные группы террейнов имели различную тектоно-магматическую эволюцию в течение мезопротерозоя и неопротерозоя. Исседонская группа террейнов располагалась в пределах континентального блока, расположенного между Сибирским и Северо-Китайским кратонами и Лаврентией. Данный блок подвергся гренвильской орогении, которая сопровождалась поздне-мезопротерозойским магматизмом около 1100 млн лет. Для континентального блока, в пределах которого были сформированы террейны Улутау-Моюнкусской группы в позднем мезопротерозое происходило накопление отложений платформенного чехла. Домезопротерозойская кора террейнов Исседонской группы была полностью переработана в результате более молодых событий. В раннем и позднем протерозое в пределах этих двух блоков происходили процессы внутриплитной активизации, сопровождающиеся магматическими и рифтогенными процессами. Распад на картируемые в настоящее время докембрийские террейны происходил в конце эдиакарского и раннепалеозойского времени после раскрытия крупных океанических бассейнов, реликты которых сохранились в многочисленных палеозойских офиолитовых швах по всей западной части ЦАСП (Degtyarev et al., 2017).

Террейны Исседонской группы включают в себя блоки докембрийской коры: Кокчетавский, Актау-Илийский, Иссык-Кульский и Китайский Центрально-Тянь-Шанский. Их общей особенностью являются масштабные проявления кислого магматизма в мезопротерозое. Проявление мезопротерозойского магматизма с возрастом 1410-1450 млн лет наблюдается в пределах Китайского-Центрального-Тянь-Шаня. Результатом этих магматических процессов является образование гранодиоритов и гранитов в восточной части террейна. Также магматизм был проявлен в позднем мезопротерозое 1050–1150 млн лет назад, в результате которого были сформированы многочисленные массивы

гранитоидов, а также риолит-базальтовые и риолитовые вулканические ассоциации. Данный магматизм охватил докембрийские блоки Северного Казахстана, Иссык-Кульский и Китайский Центрально-Тянь-Шаньский террейны. На границе мезо и неопротерозоя, около 1000 млн лет назад в истории развития террейнов данной группы произошло формирование кварцито-сланцевых толщ, мощностью более 1000 метров. Между 930 и 870 млн лет в пределах террейнов Исседонской группы произошло образование риолит-гранитных ассоциаций и серии крупных массивов гранитоидов. 780 и 730-750 млн лет назад в истории рассматриваемых террейнов произошло образование внутриплитных габброидов, габбро-диоритов и щелочных гранитоидов. Образование данных магматических комплексов вероятно было связано с проявлениями рифтогенных процессов вдоль северо-восточного фланга Исседонской группы террейнов (Degtyarev et al., 2017).

Террейны Улутау-Моюнкумской группы включают Улутау-Сарыджазский, Каратау-Джебаглинский, Каратау-Таласский, Чуйско-Кендыкстасский и Жельтавский террейны. Около 1800-1850 и 2300 млн лет назад в пределах, рассматриваемых террейнов происходило образование наиболее древних комплексов, представленных метаосадочными породами и метаморфизованными гранитоидами. В конце раннего и начале позднего неопротерозоя наибольшее распространение получили вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи кислого или риолит-базальтового состава и гранитоиды. Их образование произошло в интервале 850- 750 млн лет предположительно в результате заложения крупного рифтогенного прогиба на палеопротерозойском основании. В позднем криогении-эдиокарии происходило формирование вулканогенно-осадочного комплекса, с которым было связано внедрение щелочных сиенитов Карсакпайского комплекса с возрастом 673 ± 2 млн лет. В интервале 630-540 млн лет в составе этой серии пород происходило формирование двух горизонтов тиллитов и тиллитоподобных конгломератов (Degtyarev et al., 2017).

К северу от Казахского нагорья докембрийские породы образуют относительно изометрические Кокчетавский, Шацкий, Степняк-Ишкеолмесский и Ерейментау-Ниязский террейны. Они обнаруживают литологическое сходство и, несмотря на раннепалеозойские аккреционные клинья с офиолитами между ними (см. рис. 1.2), принадлежат к одной группе террейнов (Degtyarev et al., 2017). Анализ геологического строения вышеперечисленных террейнов, результатов Nd-изотопной систематики и U-Pb датирования детритовых зерен циркона из терригенных отложений показал, что фундамент земной коры североказахстанских тектонических блоков сходен с Китайско Центрально-Тянь-Шаньским террейном и отличается от архейского фундамента Таримского кратона,

возрастные пики популяций изученных цирконов составляют 1,92–1,86, 1,78–1,65 и 1,46–1,13 млрд лет, что может связано с формированием и распадом суперконтинента Колумбия/Нуна и объединением в дальнейшем в суперконтинент Родинию (Kovach et al., 2017).

Кокчетавский террейн размером 250 на 200 км является самым крупным на севере Казахстанского нагорья (рис. 1.3). В его центральной части около 50% площади занято гранитоидными батолитами палеозойского возраста. Докембрийские породы обнажаются на его северной и восточной окраинах и лучше всего изучены благодаря широко распространенным метаморфическим породам высоких и ультравысоких давлений, к которым в районе Кумды-Коля приурочено крупное месторождение метаморфических алмазов (Shatsky et al., 1999; Katayama et al., 2001; Hermann et al., 2006), возраст метаморфизма которого определен как 519 млн лет (Ильин и др., 2023). При этом возраст офиолитов, расположенных в структуре Кокчетавского тектонического блока имеют позднекембрийский возраст (Дегтярев и др., 2013), что не согласуется с субдукционной моделью образования этих метаморфических пород.

Установлен мезопротерозойский временной интервал формирования гранитов и вулканитов Кокчетавского террейна – 1150-1128 млн лет (Летников и др., 2007; Туркина и др., 2011). Nd-изотопная систематика этих пород показывает, что их формирование происходило за счет плавления раннедокембрийской континентальной коры (Третьяков и др., 2016в). Основными источниками обломочного материала для кварцито-сланцевых толщ этого тектонического блока послужили метаморфические комплексы умеренных и высоких температур при незначительном вкладе магматических пород кислого состава (Каныгина и др., 2017), образования которых связано со следующими возрастными интервалами тектоно-магматической активизации 1,92–1,86, 1,78–1,65 и 1,46–1,13 млрд лет (Дегтярев и др., 2015; Kovach et al., 2017).

Степняк-Ишкеольмесский террейн размерами 200 на 120 км был надвинут с востока на Кокчетавский террейн до формирования позднеордовикских гранитоидов. Основная масса террейна состоит из ордовикских островодужных вулканитов, флиша и палеозойских гранитоидов, но докембрийские породы обнажаются в ядрах антиклиналей и образуют ксенолиты внутри гранитоидных массивов. Лучше всего они обнажены в Ишкеольмесском террейне треугольной формы размерами 50 на 5-25 км на востоке (Degtyarev et al., 2017).

Шацкий террейн размером 150 на 50 км расположен к северу от Кокчетава. Он слабо обнажен на окраине Западно-Сибирского осадочного бассейна. По этой причине его полная протяженность неизвестна и может быть определена только по магнитным данным (Degtyarev et al., 2017).

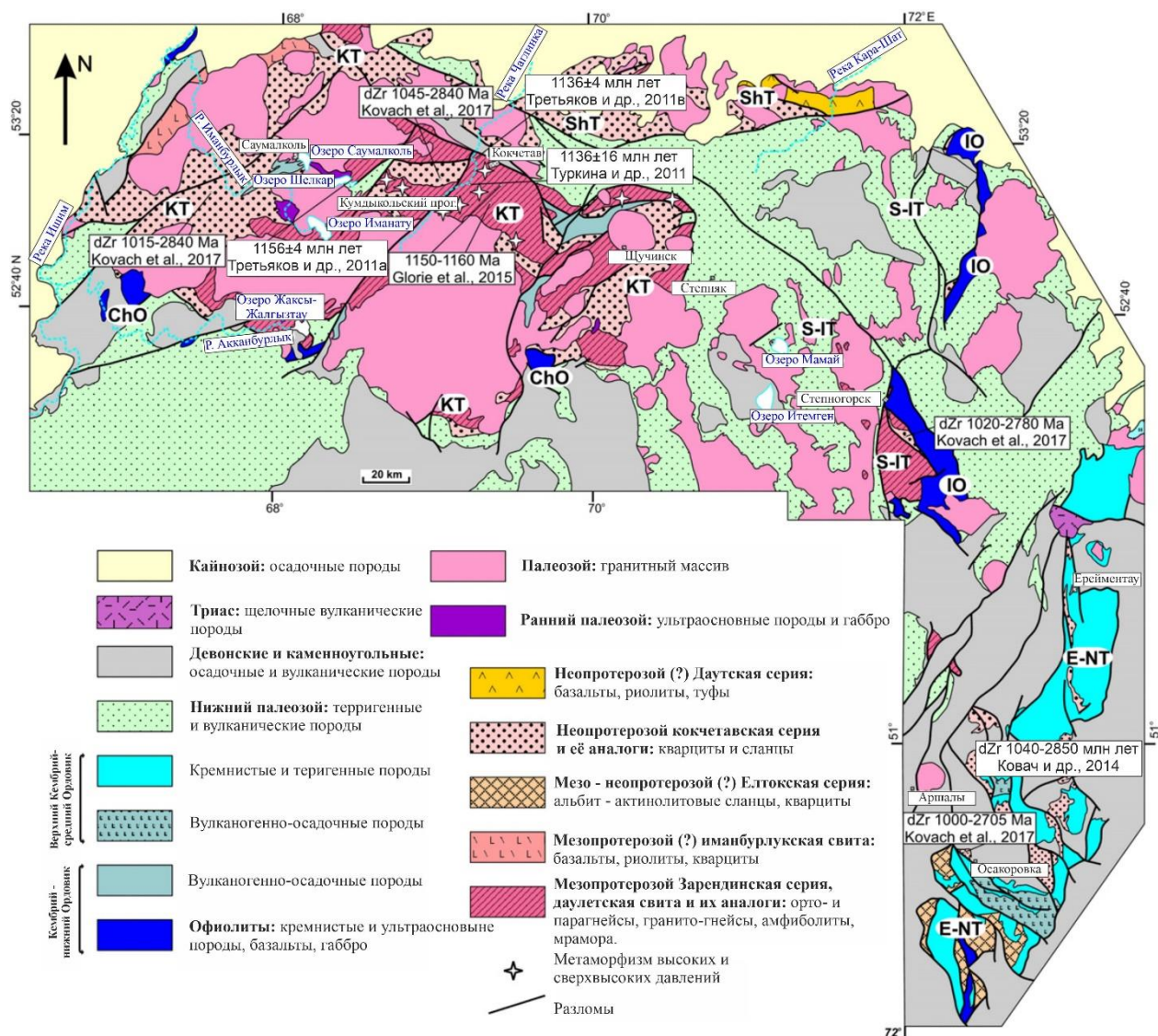


Рис. 1.3. Геологическая схема Северного Казахстана.

Примечание. Террейны: KT – Кокчетавский, ShT – Шацкий, S-IT– Степняк-Ишкеольмесский, E-NT– Ерементау-Ниязский; офиолитовые швы: ChO – Чистополье, IO – Ирадырь (Degtyarev et al., 2017).

Самым восточным в этой группе является Ерементау-Ниязский террейн протяженностью 200 на 50 км, простирающийся с севера на юг. Он отделен от других террейнов раннепалеозойским офиолитовым швом и аккреционным клиновидным террейном. В основном он скрыт под аллохтонными верхнекембрийскими-среднеордовикскими базальтовыми и кремнистыми толщами (Рязанцев, 2005), а докембрийские породы обнажаются только в крупных антиформах. Последние представлены кварцито-сланцевыми толщами ниязовской и святогорской свитами. Среди минералов тяжелой фракции в них преобладают титаномagnetит, циркон, рутил реже хромшпенелиды, кианит и турмалин (Ковач и др., 2014). Источниками обломочного материала для них в основном послужили кислые вулканы и гранитоиды мезопротерозойского возраста (1,1-1,34 млрд лет) и, реже, палеопротерозойские и

неоархейские породы, во многом однотипные с таковыми для Кокчетавского и Северо-Тяньшанского континентальных блоков (Ковач и др., 2014).

Актау-Илийский террейн в центральном и южном Казахстане и на северо-западе Китая имеет ширину всего 150–200 км и простирается >1000 км в северо-западном направлении (рис. 1.4). Границы террейна в основном представлены тектоническими швами с офиолитовыми и аккреционными комплексами. На северо-востоке и юго-западе он ограничен нижнепалеозойскими и силурийскими аккреционными клиньями (Degtyarev, 2003). К юго-востоку Китайский Центрально-Тянь-Шаньский террейн находится в кулисообразном положении по отношению к Актау-Илийскому террейну, и большая часть его перекрыта средне-позднепалеозойскими магматическими дугами и комплексами осадочных бассейнов (рис. 1.5). Особенно большие площади занимают палеозойские гранитоиды. Докембрийские породы обнажаются на северо-западе, юго-востоке и востоке, слагая сходные литологические метаморфизованные кварцито-сланцевые и кислые вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи, гранитоиды, обломочно-карбонатные и грубообломочные комплексы (Degtyarev, 2003; Wang et al., 2014). Для северной части Актау-Илийского террейна (Актау-Моинтинский блок) на основе U-Pb датирования детритовых зерен циркона их кварцито-сланцевых толщ киикской серии установлена длительная история развития этого блока с этапами тектоно-магматической активизации в неоархее, палеопротерозое и мезопротерозое (Каныгина и др., 2018; Kanygina et al., 2021). Среди магматических комплексов здесь геохронологическое обоснование возраста имеют вулканические породы алтансагинской и уркенддеуской свит и гранитоиды узунжальского комплекса, образующих в неопротерозое единую вулканоплутоническую серию с возрастом 917-925 млн лет, формирование которой связывают с глобальными дивергентными процессами при распаде Родинии (Третьяков и др., 2015).

В работах последних лет из структуры Актау-Илийского террейна на юге Казахстана выделен Джунгарский террейн, объединений с Северо-Илийским террейном (Каныгина и др., 2024). При изучении позднедокембрийских осадочных комплексов сарычабынской и косагшской свит установлено, что они накапливались в континентальных обстановках в конце мезопротерозоя-начале неопротерозоя (1026-920 млн лет) в результате разрушения метаморфических пород умеренных и высоких давлений и гранитоидов различной геодинамической природы (Каныгина и др., 2024).

Китайский Центрально-Тянь-Шаньский террейн в восточной части провинции Синьцзян вытянут с востока на запад на 1000 км при ширине всего до 100 км. На юго-западе Туркестанско-Атбашинско-Иныльчекский шов Южного Тянь-Шаня отделяет этот террейн от Таримского кратона (рис. 1.6). На юго-востоке он ограничен палеозойским орогеном

Бэйшан. Его окраину на севере и северо-востоке образует Главная Тянь-Шаньская сдвиговая зона. К северу от этой сдвиговой зоны располагаются палеозойские офиолиты и островодужные комплексы Китайского Северного-Тянь-Шаня. Около 50 % площади террейна занимают крупные массивы палеозойских гранитов, внедрение которых связано с термической переработкой докембрийских пород. В Китайском Центральном-Тянь-Шаньском террейне выделяют западный и восточный сегменты (Li et al., 2005). Они различаются возрастом и литологическими особенностями, а также объемами палеозойских гранитов. В обоих сегментах присутствуют сходные докембрийские породы, такие как гнейсы и сланцы, несколько генераций метаморфизованных гранитоидов и бимодальные вулкано-плутонические комплексы (Degtyarev et al., 2017).

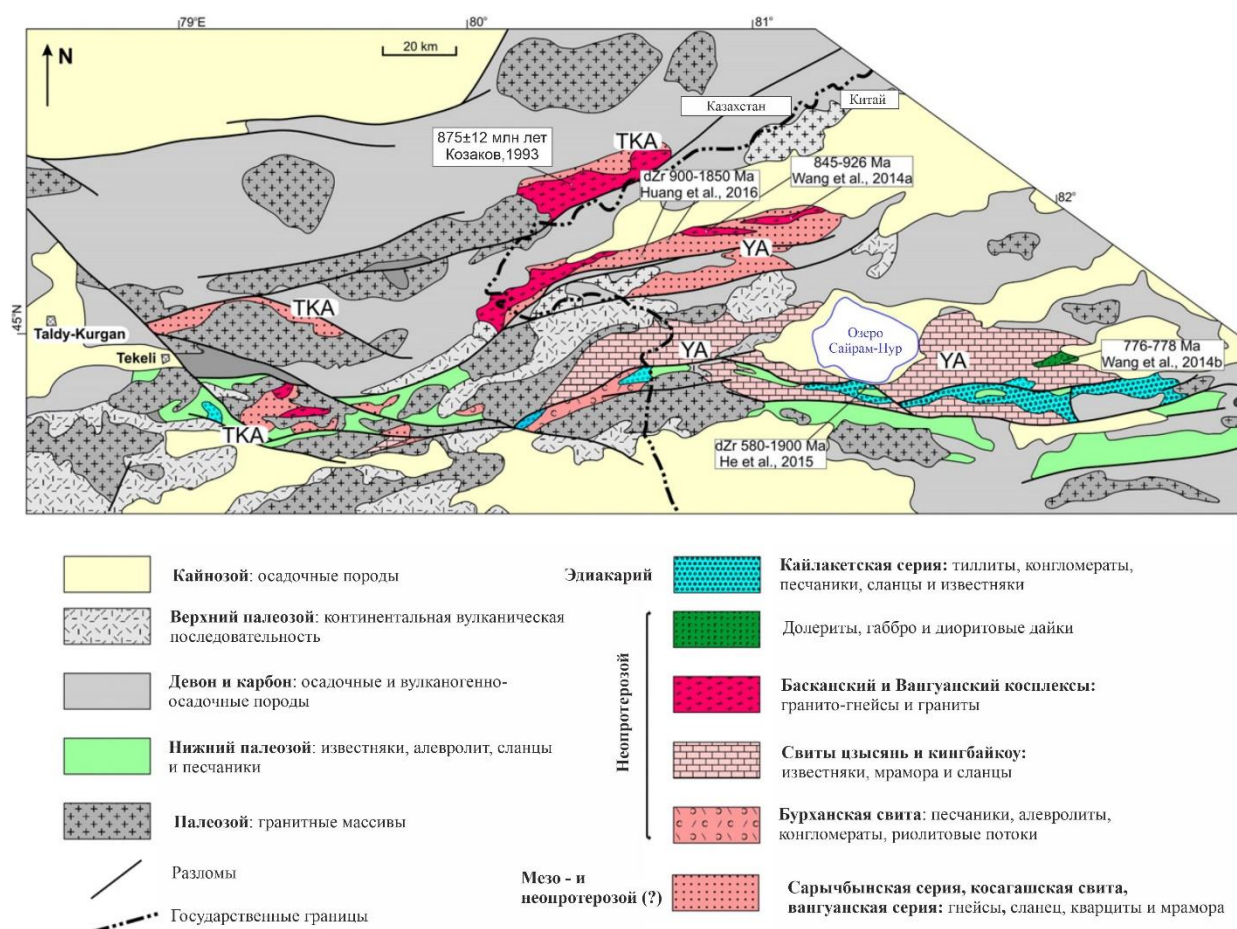


Рис. 1.4. Геологическая схема юго-восточной части Актау-Илийского террейна (район Ткели (ТКА) и Илийский (YA)) (Degtyarev et al., 2017).

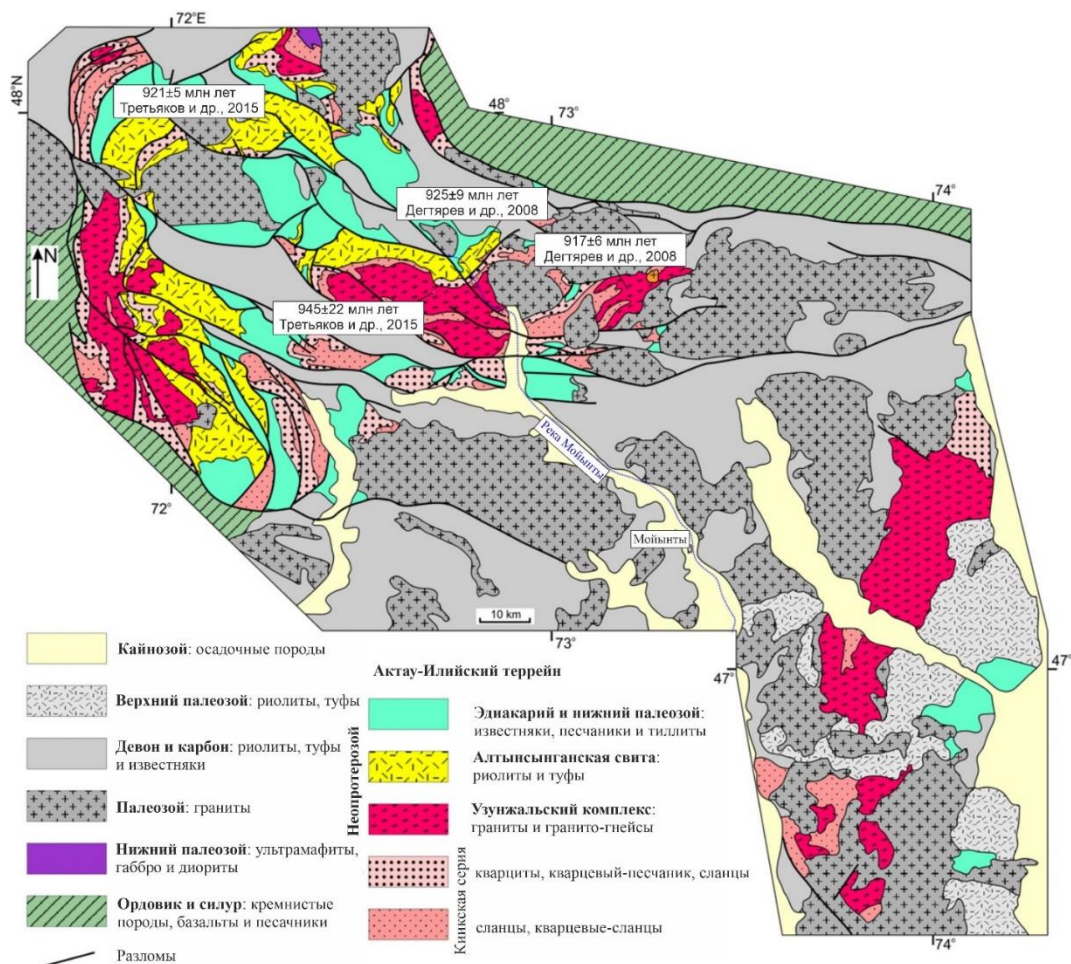


Рис. 1.5. Геологическая схема северо-западной части Актау-Илийского террейна (район Актау-Моинты) (Degtyarev et al., 2017).



Рис. 1.6. Геологическая схема Киргизского Тянь-Шаня.

Примечание: IST - Иссыкульский террейн, N-S— Нарын-Сарыджазский, К-Т— Каратау-Таласский террейн, Ch-K — Чу-Кендыктайский террейн, KTZ — Киргиз-Терская офиолитовая сутура, ST — Южный Тянь-Шань (Degtyarev et al., 2017).

Иссык-Кульский террейн занимает Киргизский Северный Тянь-Шань. Прослеживается с востока на запад на 900 км при максимальной ширине всего 80–100 км. На юге, юго-западе и северо-западе его границу определяет раннепалеозойский Киргизско-Терский офиолитовый шов (см. рис. 1.6). На северо-востоке он перекрыт среднепозднепалеозойскими вулканическими дугами (Degtyarev et al., 2017). Характерной чертой Иссык-Кульского террейна являются обширные палеозойские (преимущественно позднеордовикские) гранитоидные тела, занимающие >70% его площади. Докембрийские породы Иссык-Кульского террейна хорошо обнажены и изучены в западной, центральной, южной, юго-восточной и восточной частях (Degtyarev et al., 2013; Konopelko et al., 2012; Kröner et al., 2013). Они представлены гнейсовыми, кварцитовыми, кристаллосланцевыми и амфиболитовыми, черносланцевыми, базальт-риолитовыми, кварцито-сланцевыми и обломочно-карбонатными ассоциациями, а также гранитоидными комплексами.

Желтауский террейн. Докембрийские породы, входящие в состав Желтауского террейна Южного Казахстана (или Чу-Илийского террейна (Windley et al., 2007)), образуют узкие (200 на 5–25 км) блоки северо-западного простирания (рис. 1.7). Определен палепротерозойский (1841 млн лет) этап анорогенного магматизма, проявленного в фундаменте этого тектонического блока на основе изучения амфиболитовых гнейсо-гранитов Желтауского массива (Третьяков и др., 2016). На юго-западе этот террейн ограничен раннепалеозойскими офиолитами Джалаир-Найманского шва. Основная часть этого террейна расположена под ордовикскими обломочными толщами и девонскими вулканитами, также прорванными палеозойскими гранитами. В различных частях террейна присутствуют схожие по литотипам ортогнейсы, амфиболиты, гранито-гнейсы, парагнейсы, сланцы, кварциты, мрамора, среди неметаморфизованных пород преобладают вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования (Alexeiev et al., 2011; Tretyakov et al., 2016). Протолитом для метаморфических образований послужили породы с палепротерозойским и неопротерозойским (не моложе 790 млн лет) возрастами (Pilitsyna et al., 2015).

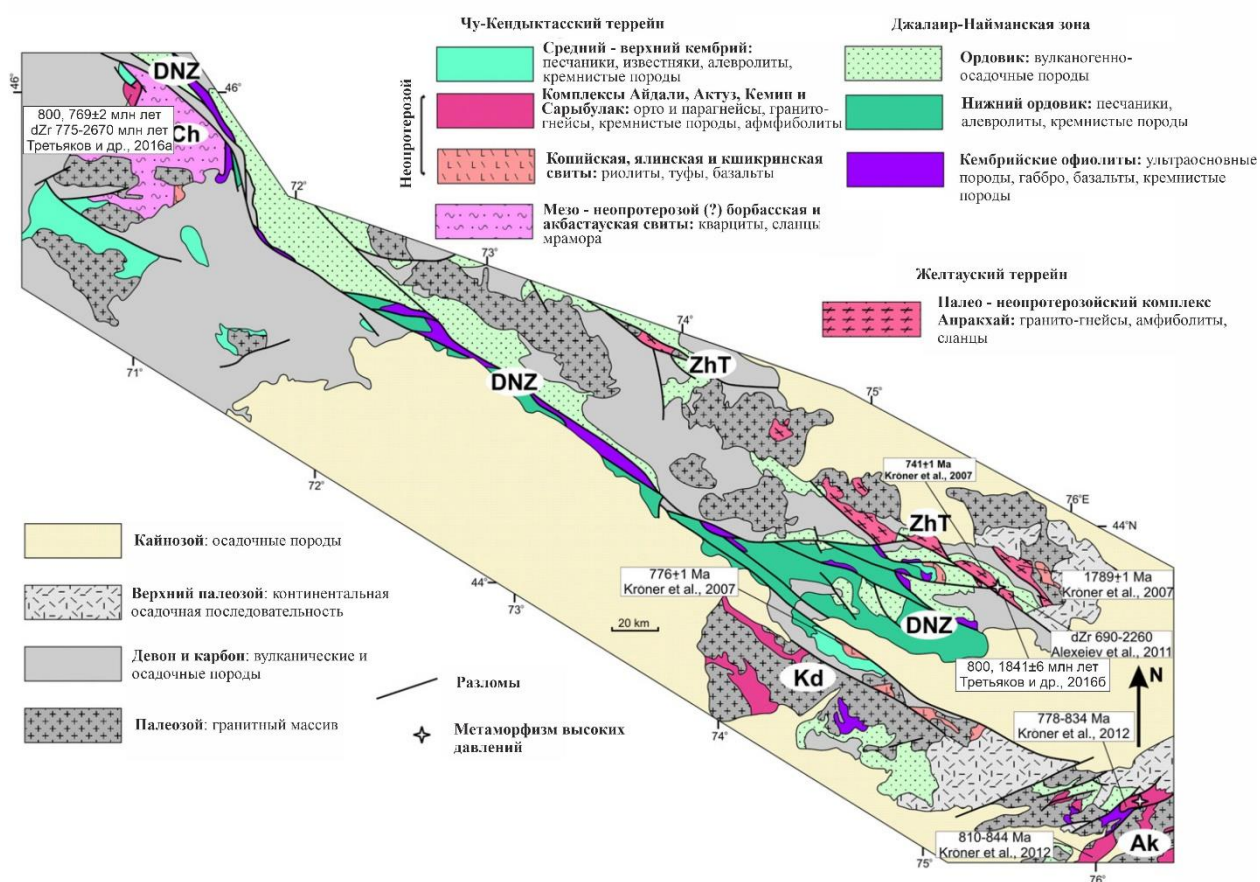


Рис. 1.7. Геологическая схема Чу-Илийских гор.

Примечание: ZhT – Желтауский террейн; зоны Чуйско-Кендыктасского террейна: Ch – Чуйский, Kd – Кендыктасский, Ak – Актюз, DNZ – Джалаир-Найманский офиолитовый шов (Degtyarev et al., 2017).

Ишим-Срединно-Тяньшаньский террейн также известен как Улутау-Сарыджазский, Улутау-Средний Тяньшаньский, Ишим-Нарынский, Тобол-Сырдарьинский или Сырдарьинский микроконтинент (Авдеев и Ковалев, 1989; Abdulin et al., 1995; Бакиров и Максумова, 2001; Burtman, 2006; Degtyarev et al., 2017, Alekseev et al., 2023). Ишим-Срединно-Тяньшаньский террейн является крупнейшей докембрийской тектонической единицей, протягивающейся более чем на 2000 км от Ишимской Луки в Северном Казахстане до хребта Сарыджаз на востоке Срединного Тянь-Шаня. В этом террейне выделяются докембрийские блоки, разделенные выходами фанерозойских комплексов или крупными сдвигами. На севере расположены блоки Байконур и Улутау (рис. 1.8). К юго-востоку располагаются Каратау-Джебаглинский, Бессазский и Чаткальский блок. В Киргизском Тянь-Шане находится Нарын-Сарыджазский блок, расположенный южнее Иссык-Кульского блока. К этой же группе можно отнести Чу-Кендыктасский и Каратау-Таласский блоки (Degtyarev et al., 2017). Считается, что этот составной микроконтинент образовался в результате деструкции земной коры Палеотарима при раскрытии Туркестанского палеоокеана в позднем докембрии (Максумова и Алиаскарова, 2019).

Рифтогенные процессы, которые привели к этому начинаются 830 млн лет назад. В неопротерозойских осадочных разрезах Срединного Тянь-Шаня установлены диамиктиты, образование которых связывают с ледниковыми процессами в эпоху Марино (640-635 млн лет) (Алексеев и др., 2023).

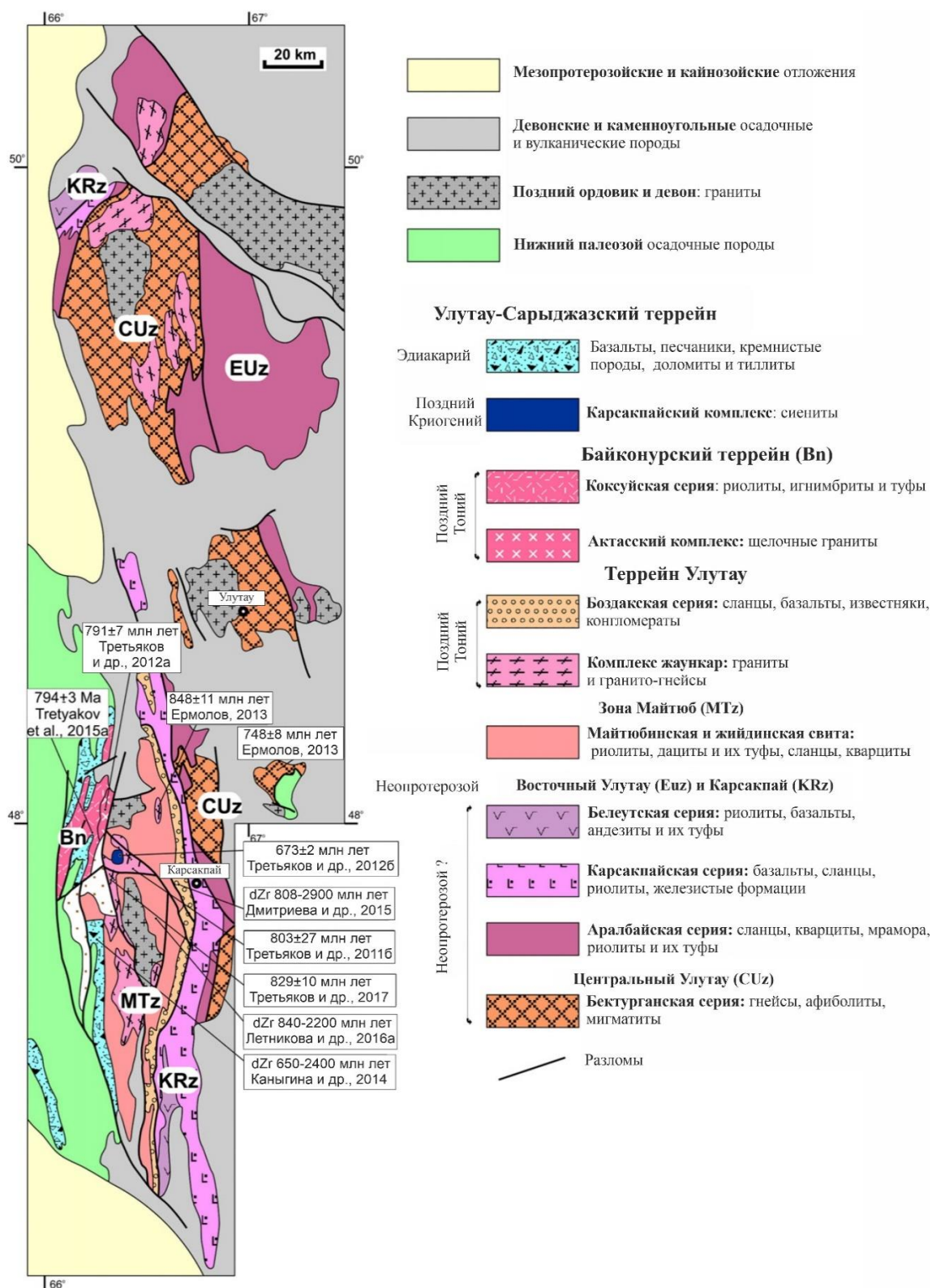


Рис. 1.8. Геологическая схема гор Улутау (Degtyarev et al., 2017).

Чуйско-Кендыктасский террейн шириной 80–100 км в Южном Казахстане протягивается в северо-западном направлении на >600 км от Актюзского района Северного Тянь-Шаня до Чуйского района западнее оз. Балхаш. На северо-западе он скрыт под среднепалеозойским Казахским вулканическим поясом. На юго-западе этот террейн также в значительной степени перекрыт средне-позднепалеозойским Чу-Сарысуйским бассейном и широко распространенным мезо-кайнозойским осадочным чехлом (Degtyarev et al., 2017). Большие площади занимают палеозойские граниты. На северо-востоке его ограничивает Джалаир-Найманский шов протяженностью 600 км с раннепалеозойскими офиолитами (Дегтярев, 2012). Джалаир-Найманский шов свидетельствует об отделении Чу-Кендыктасского террейна от Желтауского террейна в раннем палеозое. Докембрийские породы Чу-Кендыктасского террейна обнажаются на Чуйской площади на северо-западе, Кендыктасской площади в центре и Актюзской площади на юго-востоке. Чуйско-Кендыктасский террейн состоит из трех основных групп пород: кварцитов и сланцев; ортогнейс, амфиболит и парагнейс; вулканогенно-осадочные толщи (Kröner et al., 2012; Третьяков и др., 2016a). Установлено, что накопление кварцито-сланцевых толщ этого блока происходило в континентальных обстановках на домезопротерозойском фундаменте в его основании, в то время как аналогичные по составу комплексы Северного и Центрального Казахстана формировались в результате разрушения пород мезопротерозойских комплексов (Каныгина и др., 2019). Более древними являются отложения акбастауской свиты, выше по разрезу располагаются гнейсы и амфиболиты айдалинской свиты (Каныгина и др., 2019). Конкордатные оценки возраста детритовых цирконов из кварцито-сланцевых толщ акбастауской свиты находятся преимущественно в интервале от 1672 до 2115 млн лет, с максимумами 1697, 1780, 1857 и 2066 млн лет. Отдельные зёрна имеют оценки возраста в интервале от 2291 до 2332 млн лет со слабовыраженным максимумом 2303 - 2322 млн лет. Другая значительная популяция цирконов образует неоархейский интервал значений от 2608 до 2747 с максимумом в области 2680 млн лет (Каныгина и др., 2019). Метаморфические породы айдалинской свиты образовались по осадочным породам грауваккового состава за счет разрушения гетерогенных источников палео- и неопртерозойского возраста в пределах палеопротерозойского континентального блока (Третьяков и др., 2019).

Улутауский террейн с севера ограничен нижнепалеозойской Калмыккульской флишевой зоной, простирающейся с востока на запад, и Чистопольским офиолитовым швом, образуя водораздел с докембрийскими террейнами на севере Казахского нагорья (Degtyarev et al., 2017). Контактная зона между Улутауским террейном и Степняк-Ишкеольмеским террейном скрыта под Тенизским осадочным бассейном. Каратау-

Джебаглинский и Чаткальский блок смещены вправо на 200 км по Таласо-Ферганскому разлому относительно Каратау-Таласского террейна (Буртман, 2012). Большинство террейнов сложено близкими по составу породами - гнейсами, гнейсо-амфиболитовыми и карбонатными ассоциациями, а также риолитовыми и риолит-базальтовыми вулканогенно-осадочными ассоциациями, гранитоидами и тиллитами. Улутауский террейн наиболее сложен в литологическом, тектоническом и метаморфическом отношении. Он состоит из нескольких зон простираения с севера на юг различного литологического состава, имеющие тектонические границы. Осевую часть занимает Центрально-Улутауская зона, сложенная гнейсами и амфиболитами. На востоке находится Восточно-Улутауская зона, а на западе – Карсакпайская зона, обе сложены риолит-базальт-андезитовыми породами. К западу от Карсакпая находится Майтубинская зона, вмещающая в основном кислые вулканогенно-осадочные толщи. Восточнее Улутау на Сарысу-Тенизской площади известны докембрийские породы, которые также могут быть отнесены к Улутаускому террейну (Филатова, 1983). Палеопротерозойские образования представлены кварцитами, сланцами кумолинской свиты с максимальным возрастом седиментации 2,03 млрд лет, которые вместе с терригенными толщами Чуйско-Кендыктасского и Иссыкульского террейнов маркируют древнейший этап накопления зрелых осадочных последовательностей в западной части Центрально-Азиатского пояса, связанный с раскрытием рифтогенных бассейнов в пределах суперконтинента Нуна на стадии постколлизийного растяжения (Третьяков и др., 2025). К мезопротерозойским образованиям относится бимодальная вулканогенно-осадочная ассоциация жииндинской серии (~1326-1367 млн лет), связанная с эктазийским этапом рифтогенного магматизма, сопровождавшим распад суперконтинента Нуна (Третьяков и др., 2023а). В неопротерозое в строении Южного Улутау выделено две риолит-гранитные вулканоплутонические серии – Дюсембайская (830 млн лет) и Актсаакская (790 млн лет), образованные из родоначальных расплавов, сформированных во внутриплитных континентальных обстановках и отражающих процессы континентального рифтогенеза (Третьяков и др., 2022а).

Позже происходило формирование дифференцированных магматических комплексов аралбайской свиты 757 млн лет назад в обстановках активной континентальной окраины в надсубдукционных обстановках (Третьяков и др., 2020а). Далее в обстановках задугового бассейна при вкладе гидротермальных подводных флюидов происходило формирование железорудной вулканогенно-осадочной карсакпайской серии, возраст которой установлен на основе U-Pb датирования зерен циркона из андезитового туфа болбраунской свиты и составил 745 млн лет (Третьяков и др., 2022б). Для плутонических, осадочных и вулканогенных пород Северного Улутау были установлены идентичные этапы

развития (835-747 млн лет) этого тектонического блока аналогично Южному Улуту (Третьяков и др., 2024). Метаморфические породы бектурганской и баладжездинской серий могли образоваться в результате синсдвиговых тектонических процессов на трансформной границе континента. Заложение новой зоны субдукции и возобновление островодужного магматизма произошло на границе криогения-эдикария (Третьяков и др., 2023б).

Каратау-Таласский террейн простирается на 400 км от хребта Каратау до самого северного Тянь-Шаня (рис. 1.9). На юго-западе он усекается Талас-Ферганским разломом. Южная окраина этого террейна на Тянь-Шане совпадает с раннепалеозойским Кыргызско-Терскойским офиолитовым швом, эквивалентом Джалаир-Найманского шва, с которым он образует Z-образную структуру (Дегтярев, 2012). На севере его граница с Чу-Кендыктасским террейном скрыта под среднепалеозойско-кайнозойским Чу-Сарысуйским бассейном (Degtyarev et al., 2017). Докембрийские породы Каратауско-Таласского террейна представляют собой неметаморфизованные или слабо метаморфизованные обломочные породы и породы с обломочно-углеродистым составом, с хорошо сохранившимися осадочными структурами, выявленными в районах Малого Каратау, Кокжота и Узунахмата (см. рис. 1.9). В районе Малого Каратау и Таласского хребта обломочные и карбонатно-каменистые комплексы несогласно перекрываются мощной карбонатной толщей от нижнего кембрия до среднего ордовика (Еганов и Советов, 1979; Абдулин, 1986). В районах Кокжот и Узунахмат нижнепалеозойские карбонаты отсутствуют. Докембрийский возраст обломочных и карбонатно-обломочных толщ в районе Малого Каратау никогда не подвергался сомнению, но многие исследователи недавно отнесли обломочные отложения в районах Таласа, Кокжота и Узунмахмата к нижнему палеозою или верхнему эдиакарскому периоду – нижнему палеозою, основываясь на находках сомнительных органических остатков. Связи с палеонтологически датированными карбонатными отложениями нижнего палеозоя считаются тектоническими (Абдулин, 1986; Voitenko, Khudoley, 2012). Докембрийские толщи Каратау-Таласского террейна состоят из флишевых, флишоидных, карбонатных, карбонатно-обломочных, алевролитопесчаниково-конгломератных, карбонатно-туфогенно-обломочных и тиллоидных пород. Появление микрофоссилий вазообразной формы (МВФ) в осадочных отложениях чичканской серии малоклройской серии свидетельствует об приобретении панцирей эукариотами в позднем тонийском периоде (Sergeev and Schopf, 2010). Для зерен магматического циркона из пеплового горизонта этой свиты методом U–Pb CA-ID-TIMS установлен их возраст $759,4 \pm 2,5$ млн лет (Lonsdale et al., 2025).

В пределах Таласского хребта в разрезе чиимташской свиты установлена бимодальная риолит-базальтовая серия с возрастом 851 ± 4 млн лет, связанная своим происхождением с рифтогенными процессами при распаде Родинии (Худолей и др., 2021). Для неопротерозойских терригенных пород в удаленных разрезах в Таласской части этого блока установлен возраст источников сноса, который варьирует в интервале 750-2770 млн лет с пиками на 820 и 2000 млн лет (Rojas-Agramonte et al., 2014).

Каратау-Джебаглинский террейн является одним из наименее изученных блоков. В настоящее время для этого блока имеются следующие единичные геохронологические данные (рис. 1.10). Получена оценка возраста сиенитов Кумыстинского массива на основе датирования цирконов – 717 ± 4 млн лет (Дегтярев и др., 2019). Также получены данные U-Pb датирования обломочных цирконов ранской свиты, определяющие ее возраст не древнее, чем 700-720 млн лет (Кушнарёва и др., 2020). Ранская свита может отвечать по возрасту верхней части малокаройской серии, и при этом оба стратона имеют скорее позднерифейский, чем вендский возраст.

Также распространение пород докембрия предполагается под Моюнкусской и Сырдарьинской впадинами, где предполагаются соответствующие докембрийские массивы. Эти блоки считаются частями единого Казахстан-Северо-Тянь-Шаньского (Казахстано-Киргизского) массива, переработанного каледонскими тектоническими процессами (Зоненшайн и др., 1990).

Трудности корреляции докембрийских отложений Казахстана объясняются разобщённостью районов их распространения, недостаточными и неравномерными петрологическими, радиологическими и палеонтологическими характеристиками, а также слабой изученностью опорных разрезов, являющихся стратотипическими.

Согласно палеогеодинамическим реконструкциям (Моссаковский и др., 1993; Диденко и др., 1994,) в позднем рифее Палеоазиатский океан располагался между Палеосибирью и Восточно-Гондванским суперконтинентом и имел субмеридиональную ориентировку сливаясь на севере с основной частью Палеопацифики (Панталассы) (рис. 1.11). Восточная Гондвана включала практически все докембрийские массивы Центрально-Азиатского складчатого пояса, а также Таримский, Северо и Южно-Китайский палеоконтиненты. В венде и начале раннего кембрия процессы рифтогенеза охватывают Восточную Гондвану в результате чего происходит отделение континентальных блоков и смещение в центральную часть палеоокеана. На месте единого Палеоазиатского океана образовалась серия обособленных океанических бассейнов, разделенных микроконтинентами. С конца рифея в западной части Палеоазиатского океана происходил процесс аккреции к Сибирскому палеоконтиненту докембрийских микроконтинентов,

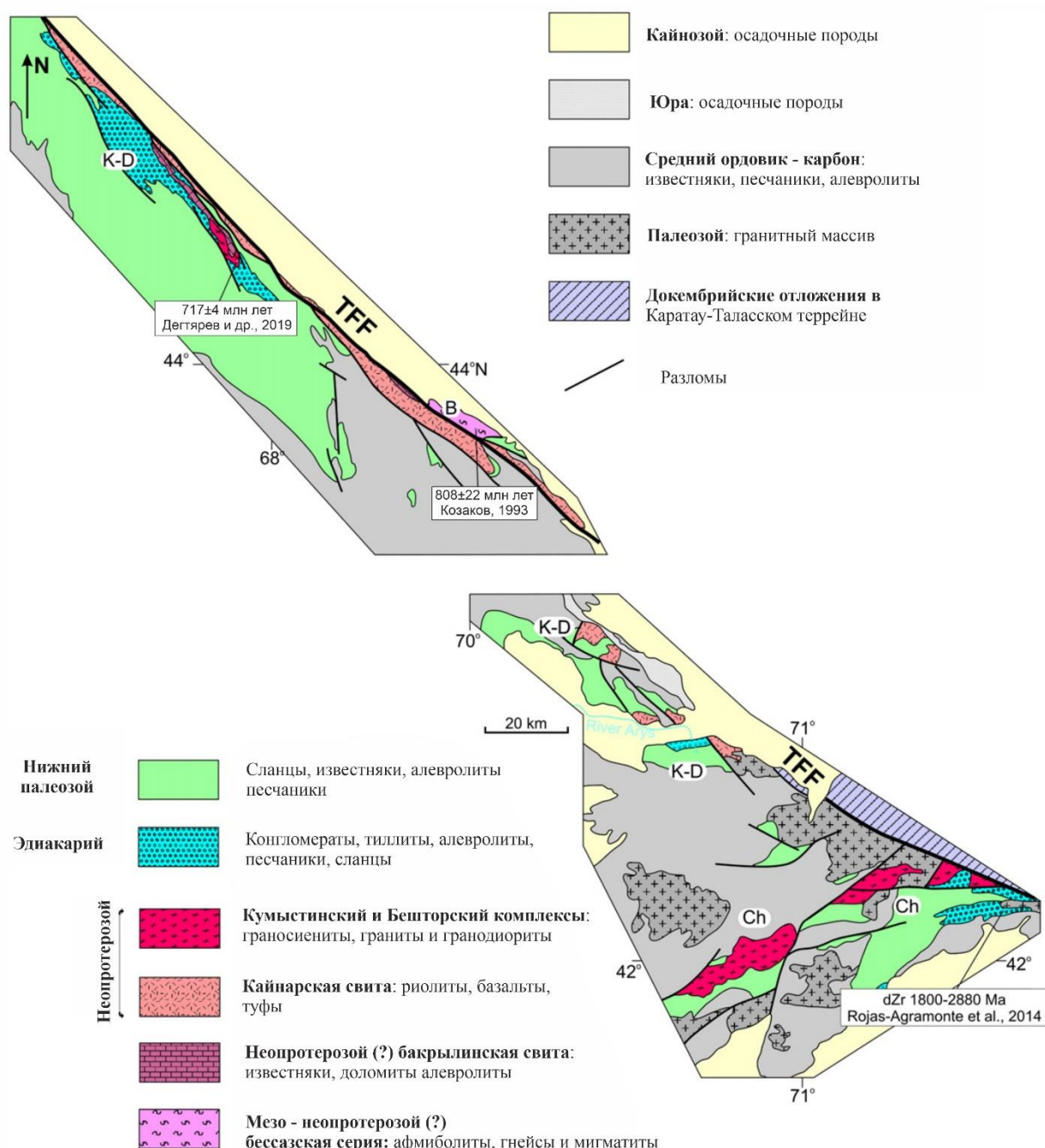


Рис. 1.10. Геологическая схема хребта Большой Каратау, а также гор Джебаглы.

Примечание: террейны: K-D – Каратау-Джебаглинский, Ch – Чаткальский, В – Бессазский (Degtyarev et al., 2017).

окраинных морей и вулканических дуг. К концу ордовика аккреционные процессы привели к возникновению неоднородной каледонской аккреционной системы, включавшей многочисленные докембрийские массивы и содержавшие отдельные изолированные реликтовые бассейны. В дальнейшем в ходе эволюции Палеоазиатского океана эта аккреционная система была подвержена дроблению, в результате которого произошло разделение на те группы, которые отмечаются в современной структуре Центрально-Азиатского складчатого пояса (см. рис 1.11)

Одна из часто встречающихся реконструкций (Диденко и др., 1994, Моссаковский и др., 1993) предполагает, что все микроконтиненты ЦАСП являются фрагментами Восточной Гондваны. Последние работы показывают, что Северный Тянь-Шань с Кокчетавом имеют другую историю по сравнению с Средним Тянь-Шанем и Янцзы (Alexeiev et al., 2023).

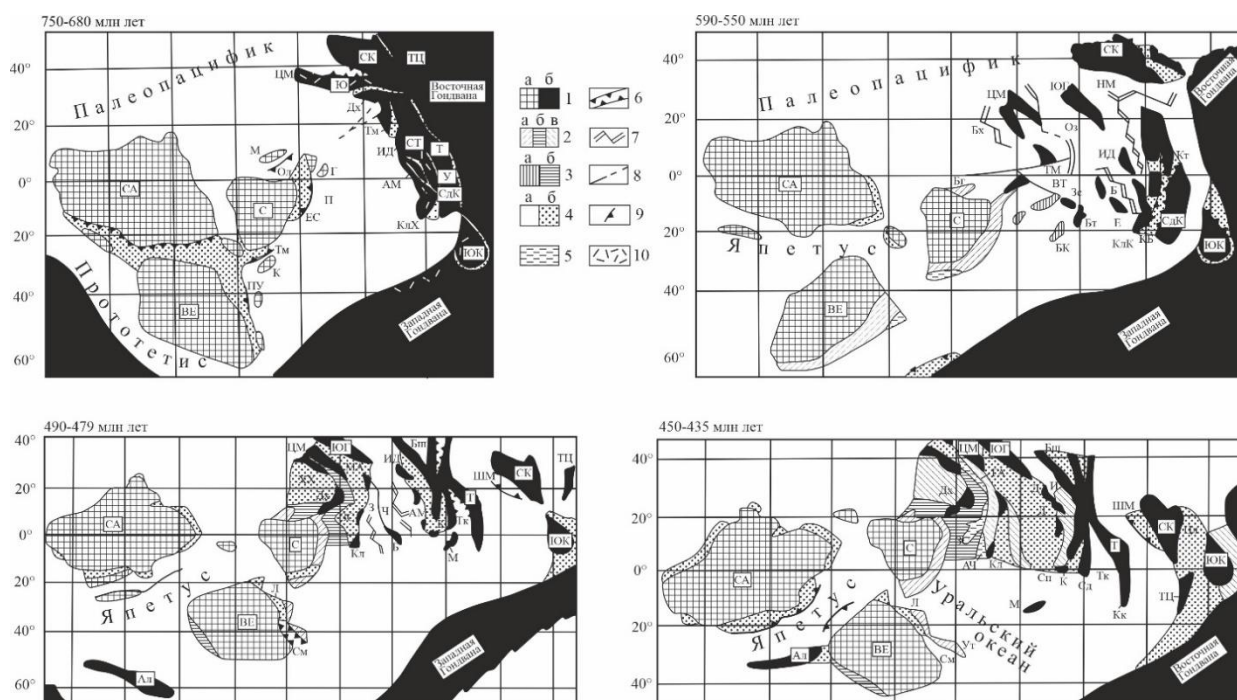


Рис. 1.11. Геодинамическая реконструкция Палеоазиатского океана охватывающая временной интервал поздний рифей – поздний ордовик (Диденко и др., 1994).

Условные обозначения. 1 – рифейские континенты, микроконтиненты и блоки Балтийско-Сибирского (а) и Гондванского (б) ряда; 2 – аккреционные зоны, возникшие в конце рифея (а), на рубеже средний-поздний кембрий (б) и средний-поздний ордовик; 3 – континентальные массивы, сформировавшиеся в начале девона (а) и в позднем палеозое (б); 4 – бассейны с океанической корой (а) и корой переходного типа (б); 5 – остаточные и наложенные флишеидные прогибы; 6 – рифтогенные структуры; 7 – простирание осей спрединга диабазовых даек; 8 – трансформные разломы и сдвиги; 9 – островные вулканические дуги; 10 – окраинно-континентальные пологие зоны субдукции. Буквами указаны гондванские блоки: СК – Северо-Китайский, ТЦ – Тибет-Цайдамский, Т – Таримский, Сдк – Сырдарьинско-Каракумский, ЮК – Южно-Китайский, ЦМ – Центрально-Монгольский, ЮГ – Южно-Гобийский, Дх – Дзобханский, ТМ – Тувино-Монгольский, ИД – Илийско-Джунгарский, СТ – Северо-Тяньшаньский, АМ – Актау-Моинтинский, У – Улутауский, Б – Бошекульский, КлК – Кулундинско-Кокчетавский; палеоконтиненты: С – Сибирский, СА – Северо-Американский (Лаврентия), ВЕ – Восточно-Европейский (Балтия); сибирские глыбы: М – Муйская, Г – Гарганская, К – Карская, П – Протеросаян; вулканические дуги: Ол – Олоkitская, ЕС – Енисейско-Саянская, Тм – Таймырская, ПУ – Полярно-Уральская.

При этом рассмотренный выше Желтауский террейн находит общие геологические черты с Чу-Кендыктаским террейном юго-западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса имеют много общего с точки зрения их докембрийской и раннепалеозойской эволюции и химического состава основных типов горных пород (Skoblenko et al., 2022). Присутствие раннедокембрийских пород (прямые свидетельства и косвенные признаки), обилие позднемезопротерозойских (1000-1100 млн лет) детритовых цирконов в эдиакарско-кембрийских метаседиментных комплексах и широкое распространение поздненеопротерозойских кислых метамагматических комплексов являются отличительными чертами сравниваемых блоков. На основании возраста циркона метамагматических и метаосадочных пород и их химического состава, Желтауский и Чу-Кендыктаский террейны, наряду с другими террейнами Улутау-Среднего Тянь-Шаня, могли быть отнесены к Улутау-Моюнкусской группе докембрийских террейнов западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (Skoblenko et al., 2022). Детальное геологическое и геохронологическое изучение докембрийских пород Улутауского континентального блока позволили предполагать, что он в палео- и мезопротерозое имели близкую эволюцию с Таримским кратоном и кратоном Янцзы, связанную с внутриплитными тектоно-магматическими процессами, проявленными в западной и северо-западной частях суперконтинента Нуна (Третьяков и др., 2025).

Позднедокембрийская история развития Джунгарского, Актау-Моинтинского, Илийского, Иссыккульского, Китайско Центрально-Тянь-Шаньского континентальных блоков, а также кратонных террейнов Северного Казахстана имеет сходство в тектоно-магматической эволюцией. В это время террейны представляли собой единый континентальный блок, который располагался, как считают в последнее время ряд авторов, вблизи Свеконорвежского орогена на западе палеоконтинента Балтики при образовании суперконтинента Родиния (Каныгина и др., 2024).

1.2. Особенности строения Каратау-Джебаглинского блока

Одним из наименее изученных континентальных блоков юго-восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса является Каратау-Джебаглинский (см. рис. 1.10). Исследования проводились в его северо-западной части в районе хребта Большой Каратау. Хребет Каратау – горный массив, расположенный на северо-западе Тянь-Шаньской горной системы. Каратау протягивается по визуальным геологическим данным на 400-500 км, по геофизическим на 900-1000 км, ширина 50-70 км. В юго-восточной половине хребет Каратау разделяется продольно на две части: Малый Каратау и Большой Каратау. Он занимает внешнюю, юго-западную часть палеозоид Казахстана. Структуры

этого складчатого региона, простирающиеся в северо-западном направлении более чем на 400 км, граничат на юго-западе с Сырдарьинской впадиной, на северо-востоке – с Сарысуйской. На юго-востоке Каратау продолжается в структурах Срединного Тянь-Шаня (Абдулин и др., 1986).

Тянь-Шаньская горная область включает каледонские и герцинские складчатые системы, которые имеют субширотное простирание и в западной части приобретают северо-западное направление. Каледониды, расположенные в северной части Тянь-Шаня являются южным продолжением каледонид западной части Казахского нагорья. В районе Южного Приаралья герциниды Тянь-Шаня соединяются с герцинидами восточной части Урала, образуя выпуклую к юго-западу дугу. Тянь-Шаньская складчатая система подверглась тектонической активизации в позднем кайнозое, результатом которой стало образование резко контрастного рельефа (Милановский, 1989).

На востоке складчатые системы Тянь-Шаня ограничены джунгарским правым сдвигом. На севере складчатые структуры Тянь-Шаня как каледонские, так и герцинские переходят с одной стороны в складчатую область Казахстанского нагорья, а с другой стороны продолжают на север структуры восточного Урала. На юге складчатые структуры Тянь-Шаня граничат с Таримской платформой, а также с позднепалеозойскими и мезокайнозойскими структурами Памира. На севере и на западе складчатые сооружения Тянь-Шаня уходят под мезо-кайнозойский чехол Северо-Туранской молодой плиты и продолжают там, переходя в структуры восточного Урала и Казахстана.

По особенностям тектоники Тянь-Шань подразделяется на три области, которые названы Северным, Срединным и Южным Тянь-Шанем (рис. 1.12). Граница между Северным и Срединным Тянь-Шанем названа Киргиз-Терскейской (Хаин, 2001). Таласо-Ферганским диагональным правым сдвигом северо-западного простирания Тянь-Шань делится на Западный и Восточный (Бакиров и др., 2014). Срединный Тянь-Шань наиболее выражен в Киргизии, к востоку от Таласо-Ферганского разлома, а восточнее в Синьцзяне она выклинивается, и ограничивающие ее структуры сшиваются. Срединный Тянь-Шань занимает в историческом плане промежуточное положение между в основном каледонским Северным Тянь-Шанем и чисто герцинским Южным Тянь-Шанем, испытав воздействия как каледонского, так и герцинского тектоногенеза и магматизма (Хаин, 2001). Строение Срединного Тянь-Шаня к западу от Таласо-Ферганского разлома отличается от его восточного сегмента. Слагающие Срединный Тянь-Шань толщи в итоге двух эпох деформации каледонской и герцинской приобрели довольно сложную структуру характеризующуюся в частности надвигами и сдвиговыми смещениями (Хаин, 2001).

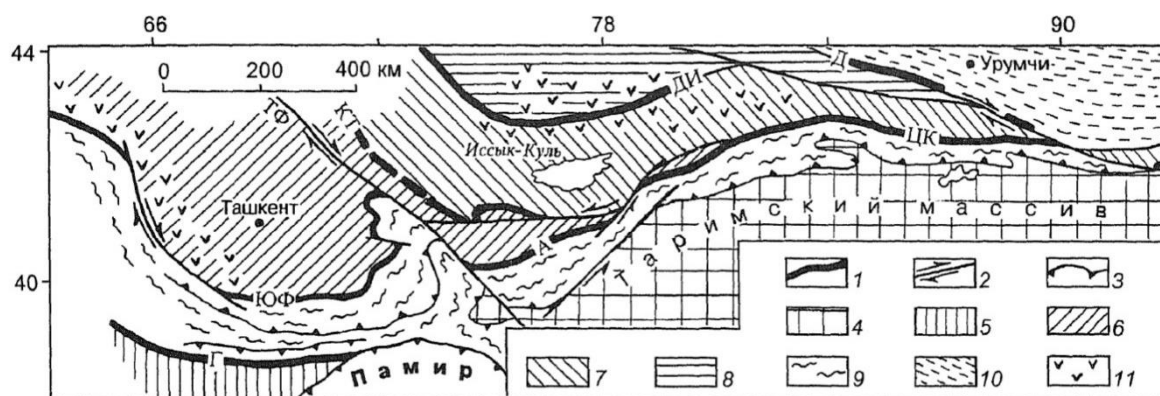


Рис. 1.12. Соотношение главных структурных единиц в палеозоидах Тянь-Шаня (Хаин, 2001).

Условные обозначения: 1 – офиолитовые сuture: Гиссарская (Г), Южно-Ферганская (ЮФ), Атбашинская (А), Цинбулак-Кавабулакская (ЦК), Киргизко-Терской (КТ), Джалаир-Илийская (ДИ), Джунгарская (Д); 2 – сдвиги: Таласо-Ферганский (ТФ), Джунгарский (Д); 3 – надвижки; 4 – 8 – области догерцинской консолидации: 4 – Таримский массив, 5 – Каракумско-Таджикский массив, 6 – Срединный Тянь-Шань, 7 – Северный Тянь-Шань, 8 – массивы Балхашский и Борохоро; 9 – герцинская складчато-покровная система Южного Тянь-Шаня; 10 – Южно-Джунгарская система складчатых герцинид; 11 – позднепалеозойские вулканические пояса. В Синьцзяне тектонические единицы Северного, срединного и Южного Тянь-Шаня не совпадают по названию с одноименными горными грядками.

Северным ограничением Южного Тянь-Шаня является хорошо выраженная офиолитовая сuture. Эти офиолиты являлись частью Туркестанского океана, отделившего начиная с конца венда – начала кембрия Казахстано-Киргизский микроконтинент от Таримского континента на востоке и Алайского микроконтинента на западе. Выделяется две фазы раскрытия Туркестанского океана первая длилась до среднего ордовика одновременно с фазой раскрытия Киргиз-Терского бассейна, вторая фаза относится к силуру и среднему девону и совпадает с закрытием Киргиз-Терского бассейна и коллизией Срединного и Северного Тянь-Шаня. В раннедевонское время началась субдукция литосферы Туркестанского бассейна под Казахстано-Киргизский микроконтинент, что привело к вхождению Срединного Тянь-Шаня в состав Казахстано-Киргизского микроконтинента. В среднем карбоне вместе с закрытием океана произошла коллизия Алайского, Таримского и Казахстано-Киргизского микроконтинентов. Затем в фане – раннем карбоне произошло ослабление тектонической активности и трансгрессии с превращением мегазоны в карбонатную платформу – пассивную континентальную окраину, располагавшуюся южнее туркестанского океанического бассейна. Но в конце раннего – начале среднего карбона пассивная окраина превратилась в активную благодаря субдукции литосферы Туркестанского океана. В среднем карбоне Южный Тянь-Шань

вступил в орогенный этап своего развития, который продолжался до конца перми (Хаин, 2001).

В строении Каратау-Джебалгинского блока Большого Каратау выделяются три структурно-формационные зоны: Большекаратауская, Кокжотская и Малокаратауская (Абдулин и др., 1986). Они параллельно протягиваются с северо-запада на юго-восток и ограничиваются глубинными разломами (рис. 1.13). Структурно-формационные зоны отличаются друг от друга составом и возрастом слагающих их осадочных и магматических формаций, мощностью, характером деформаций, метаморфизма и полезными ископаемыми.

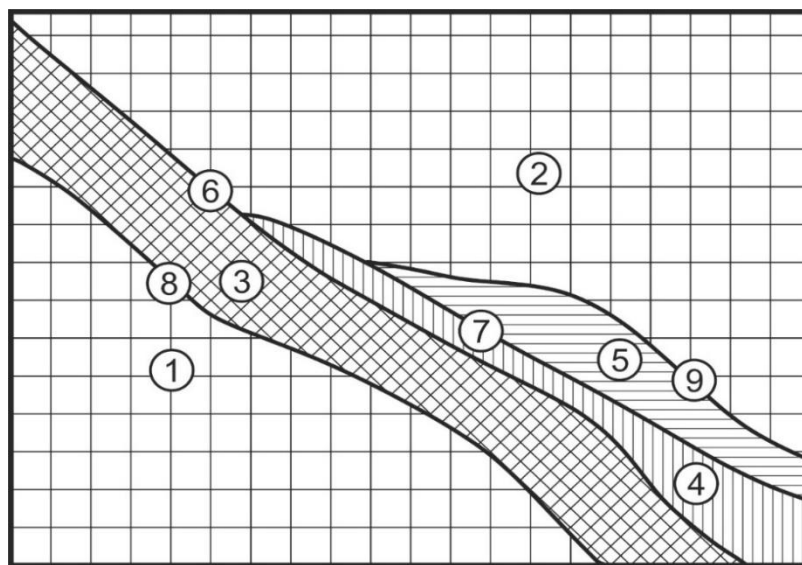


Рис. 1.13. Схема расположения тектонических структур Каратау (Абдулин и др., 1986).

Примечание: срединные массивы: 1 – Сырдарьинский, 2 – Улутау-Моюнкусский, 3 – Большекаратауский, 4 – Кокжотский, 5 – Малокаратауский; разломы: 6 – Главный Каратауский, 7 – Больше-Каройский, 8 – Сырдарьинский, 9 – Байкадамский.

В пределах Большекаратауской структурно-формационной зоны наиболее древними образования являются карбонатные и осадочно-вулканогенные отложения среднего – верхнего рифея, верхняя часть которых несет черты начальной стадии рифтогенеза. Выше залегает каледонский структурный этаж, начинающийся трансгрессивной осадочной серией венда, образование которой связано с дальнейшим развитием рифтогенеза. Затем следуют глубоководные отложения континентального склона, подножия и гипабиссальной равнины: кремнисто-углеродистые, ванадиеносные, карбонатные, глинистые и яшмовые отложения кембрия и нижнего ордовика. Выше по разрезу они сменяются регрессивными осадками среднего и верхнего ордовика. Далее следуют орогенные отложения среднего палеозоя, в основном терригенные, а потом карбонатные. Силурийские и нижнедевонские

отложения не выявлены во всем Каратау. Особенностью зоны является также отсутствие нижнего – среднего триаса (Абдулин и др., 1986).

1.3. Стратиграфия докембрийских комплексов Каратау-Джебаглинского блока

Среди докембрийских комплексов Каратау-Джебаглинского блока традиционно выделяются бакырлинская терригенно-карбонатная и кайнарская вулканогенная свиты, а также кумыстинский граносиенитовый комплекс. Эти образования с несогласием перекрыты конгломератами, песчаниками и алевролитами ранской свиты верхов криогения - низов эдиакария (Абдулин и др., 1986; Геология СССР, 1971; Кушнарева и др., 2020). Соотношения между карбонатными породами бакырлинской и вулканитами кайнарской свит являются наиболее дискуссионными в стратиграфии докембрия Большого Каратау (Макарычев, 1957; Геология СССР..., 1971). В настоящее время наиболее распространенной является точка зрения о более древнем возрасте бакырлинской свиты, хотя характер ее взаимоотношений с кайнарской свитой не установлен (Абдулин и др., 1986).

Залегание карбонатных отложений бакырлинской свиты на более древних толщах не установлено. Состав свиты довольно однообразен – доломитово-известняковая ассоциация пород. Отложения бакырлинской свиты накапливались в условиях шельфового мелководного морского бассейна в обстановке стабильного тектонического режима. Для них характерна выдержанность строения на значительных расстояниях. Встречаются строматолитовые постройки. Мощность свиты достигает 900 м (Абдулин и др., 1986).

В средней части хребта Большой Каратау широко развиты карбонатно-терригенные отложения вендского возраста, охватывающие ранскую, косшокинскую и курайлинскую свиты. Залегание с разрывом на граносиенитах Кумыстинского массива и платформенных карбонатных породах рифея, преобладание сиалического материала в составе обломочных пород свидетельствуют о том, что эти отложения образовались на континентальной коре за счет разрыва блока земной коры со сформированной континентальной корой. Данные свиты являются крупной непрерывной трансгрессивной серией морских шельфовых отложений. Микститы косшокинской свиты образовались в результате таяния ледников в прибрежно-морской части бассейна и, вероятно, связаны с оледенением Марино.

Углеродисто-кремнистые (черносланцевые) отложения по времени отвечают нижнему и нижней части среднего отделов кембрия, по объему соответствуют курумсакской свите. В средней полосе хребта Большой Каратау отложения представлены фацией карбонатно-углеродисто-кремнистых осадков континентального склона. Гемипелагический характер отложений, преобладание биогенного планктонного компонента, небольшое содержание глинистого материала, отсутствие терригенных

минералов, тонкая горизонтальная слоистость, близкая к ритмичной, свидетельствуют о том, что их образование происходило в результате осаждения биогенных илов в глубоководной, удаленной от берега обстановке.

О стратиграфии верхнедокембрийских отложений Большого Каратау до настоящего времени нет единой точки зрения. Возраст и взаимоотношения стратиграфических подразделений, часто разделенных разломами, дискуссионные и по мере поступления новых данных подвергаются обсуждению. Существуют противоположные мнения о стратиграфической последовательности свит, хотя определенный косвенным способом верхнепротерозойский возраст вулканогенно-осадочного комплекса Большого Каратау не оспаривается (Советов, 1984).

При этом разными авторами выделяется различное стратиграфическое положение бакырлинской и кайнарской свит. В стратиграфической колонке к геологической карте L – 42 XXXII, 1:200000, 1963 г. автор Н.М. Салов, редактор В.В. Галицкий последовательность отложений начинается с кайнарской свиты. В стратиграфической колонке к геологической карте 1:200000, 1986 г. под редакцией А.А. Абдулина, М.А. Чимбулатова наблюдается обратная последовательность бакырлинской и кайнарской свит. Остановимся более подробно на строении этих двух свит (рис. 1.14).

Бакырлинская свита была выделена Н.Л. Бубличенко и Н. А. Дорофеевым в 1932 г. (Макарычев и др., 1957). Этими же геологами обнаружены столь характерные для бакырлинской свиты строматолиты, отнесенные к *Collenia*. При составлении мелкомасштабной геологической карты Большого Каратау Н.С. Саловым в 1943-1947 г. среди протерозойских образований выделены в стратиграфической последовательности бакырлинская карбонатная и кайнарская терригенно-вулканогенная свиты. Протерозойские образования, как было установлено Н.М. Саловым и принято многими геологами в настоящее время, перекрываются со стратиграфическим несогласием улутауской серией венда и саускандыкской серией кембрия.

В более поздней, стратиграфической схеме (Макарычева и др., 1957) разрез протерозойских отложений подразделен на кайнарскую, шованскую и бакырлинскую свиты. Последовательность их образования обратна предложенной Н.М. Саловым. Стратиграфическая последовательность, описанная Г.И. Макарычевым, поддержана С.Г. Анкиновичем (Анкинович и др., 1961) и применена при характеристике ванадиеносного бассейна Большого Каратау.

Отложения бакырлинской свиты представлены внешне однообразными толстослоистыми и массивными доломитизированными известняками с преобладающими светло-серыми и голубоватыми цветами (Салов, 1970). Редко среди крупноплитчатых

а

$Cm_2 km$		60-160	Курумсакая свита. Валунно-щебнистые конгломераты, доломиты, кремнистые и углисто-глинистые ванадиеносные сланцы
$Cm_1 ak$		190-260	Аксумбинская свита. Светло-серые тонкослоистые известняки, известковистые песчаники, темно-серые глинисто-хлоритовые сланцы
$Cm_1 kg$		170-280	Карагурская свита. Зеленые и фиолетовые полосчатые глинистые сланцы и песчаники с линзами доломитов
$Cm_1 rn$		100-250	Ранская свита. Зеленовато-серые песчаники, гравелиты, конгломераты, пласт доломита
$Pt_2 bk$		более 400	Бакырлинская свита. Доломитизированные известняки, доломиты, пласты песчаников, кремнистых сланцев, конгломератов
$Pt_2 kn$		более 400	Кайнарская свита. Песчаники, конгломераты, тонкослоистые известняки, кварцевые порфиры, андезитовые и диабазовые порфириты и их туфы, известняково-хлоритовые сланцы

б

$\epsilon_1 - 2kr$		50-255	Курумсакая свита. Углисто-глинистые, кремнисто-углисто-глинистые, ванадиеносные сланцы, доломиты.
$V bk$		50-250	Байконурская свита. Конгломераты тиллитоподобные, песчаники, алевролиты.
$V'kr$		150-650	Курайлинская свита. Известняки светлые мраморизованные, карбонатно-глинисто-хлоритовые сланцы, алевролиты, песчаники, вверху прослой доломитов.
Vks		40-450	Косшокинская свита. Конгломераты, песчаники, углисто-глинистые, хлорито-глинистые, глинистые-сланцы, кремни, доломиты.
Vrn		30-90	Ранская свита. Конгломераты, песчаники, алевролиты, гравелиты.
$R_3 sv$		80-250	Шованская свита. Известняки, метаморфические сланцы, линзы эффузивов, песчаники, алевролиты.
$R_3 kn$		до 1200	Кайнарская свита. Диабазы, спилиты, альбитофиры, фельзитпорфиры, кварцевые порфиры, туфы основного и кислого состава, метаморфические сланцы.
$R_2 bk$		200-450	Бакырлинская свита. Известняки, доломиты, мраморы, алевролиты, кремни, песчаники. Строматолиты типа Collenia и Baicalica (?).

Рис. 1.14. Фрагменты стратиграфических колонок: А – геологическая карта L – 42 XXXII, 1:200000, 1963 г. автор Н.М. Салов, редактор В.В. Галицкий, Б – геологическая карта 1:200000, 1986 г. под редакцией А.А. Абдулина, М.А. Чимбулатова.

доломитов встречаются пачки тонкоплитчатых глинистых разностей и темно-серых тонкослоистых мраморизованных известняков мощностью до 40-60 м. В доломитах залегают линзы и слои кремнисто-доломитовых и кремнистых пород, появляющиеся в значительном количестве в верхних частях свиты (Абдулин и др., 1986). В карбонатной толще выделяются разновидности по цветам, характеру слоистости и полосчатости, структуре и текстуре, примесям и включениям. Отмечаются пачки кремнисто-карбонатных пород, прослои черных кремней, пласты конгломератов, брекчий, песчаников, глинистых сланцев. Для основания свиты характерны тонкослоистые известняки и известково-хлоритовые сланцы с реликтовой структурой конгломератов включающие пачки эпидотово-роговообманковых сланцев и филлитов (Салов, 1970). Нижняя пачка занимает незначительную площадь обнажений бакырлинской свиты, которые прослеживаются вдоль северо-восточного склона Большого Каратау. Она представлена серыми монотонными тонкопереслаивающимися рассланцованными глинистыми породами и известняками. Мощность пачки более 100 м. Верхняя пачка сложена преимущественно доломитами, и лишь в ее основании отмечаются прослои рассланцованных глинистых пород. Разрез данной пачки обнажается северо-западнее долины ручья Бакырлыузен. Мощность ее достигает 800-900 м (Абдулин и др., 1986). В северо-восточных предгорьях в основании свиты залегают песчано-гравийные доломиты и хлоритовые сланцы с линзовидными гальками кварца и мрамора. Под конгломератами нижнего кембрия породы бакырлинской свиты на глубину до нескольких метров превращены в халцедонолиты, представляющие по-видимому, продукт докембрийской коры выветривания. (Салов, 1970). Возраст пород бакырлинской свиты предыдущими исследователями принимался как верхнепротерозойский (рифейский). Отложения бакырлинской свиты накапливались в условиях шельфового, мелководного морского бассейна в обстановке стабильного тектонического режима. Для нее характерна выдержанность строения на значительных расстояниях. Мощность формации достигает 900 м. В бакырлинских известняках в горах Бакырлы в 1932 г. Н.Л. Бубличенко найдены строматолиты и шаровые водоросли типа *Collenia*, а в 1963 г. И.Н. Крыловым в долине ручья Урстаты обнаружены столбчатые строматолиты типа *Baicalica* (?) (Абдулин и др., 1986). Бакырлинская свита была детально изучена Ю.К. Советовым в 1984 году. В работе бакырлинская свита описывается как рифовый комплекс. Приводится подробное петрографическое описание главных типов пород. Представлены изображения колоний строматолитов. Также описано взаимоотношение строматолитов доломитов рифового массива и обломочных отложений (Советов, 1984).

Кайнарская свита по объему значительно больше других свит рифея. Характер взаимоотношений осадочно-вулканогенных толщ данной свиты с подстилающими карбонатными отложениями бакырлинской свиты среднего рифея не установлен. В составе свиты участвуют метаморфизованные конгломераты, песчаники, сланцы, песчанистые известняки, кварцевые порфиры, андезитовые и диабазовые порфиры, спилиты, различные туфы и туфолавы (Салов, 1970).

В разрезе наблюдается следующая последовательность. Нижняя подсвита сложена преимущественно светло-розовыми, лиловыми, буровато-серыми, зеленовато-серыми и темными эффузивами кислого состава. В подчиненном количестве фиксируются вулканомиктовые песчаники, реже туфы и основные эффузивы, часто с миндалекаменной текстурой. В составе средней подсвиты преобладают терригенно-вулканогенные породы, рассланцованные песчаники полевошпат-кварцевого состава, туфы среднего и кислого состава, лавобрекчии и туфолавы кислого состава с линзами карбонатно-сланцевых пород. Мощность подсвиты до 400 м (Абдулин и др., 1986). Верхняя подсвита представлена эффузивами основного состава.

Выше по разрезу залегает невыдержанная по простиранию глинисто-карбонатно-вулканогенная шованская свита. Отложения шованской свиты простираются в виде узких полос на северо-запад вдоль зоны главного каратауского разлома. В составе свиты участвуют известняки, глинистые сланцы, линзы кислых эффузивов. Часто встречается чередование аргиллитов, алевролитов и мелкозернистых песчаников (Бекжанов и др., 2000).

Карбонатные и осадочно-вулканогенные отложения рифея с несогласием перекрываются трансгрессивной осадочной серией венда. В пределах Казахстана тиллиты являются стратиграфическим маркером вендских отложений, они подразделяются на «верхние» и «нижние» тиллиты которые разделяет межтиллитовый карбонатный горизонт (Бекжанов и др., 2000). Относительно положения «нижних» тиллитов в стратиграфической последовательности позднего докембрия Большого Каратау существуют разные точки зрения. В середине прошлого века ранская свита в объеме, принятом Г.С. Анкиновичем (Анкинович, 1961), представляет собой сборную литостратиграфическую единицу, содержащую внутри разреза горизонт «нижних» тиллитов. Также данная свита подразделяется на три самостоятельных толщи: базальные конгломераты, гравелиты и песчаники (за которой предлагалось сохранить название – ранская свита); далее – нижние тиллиты, и косшокинская свита (Резолюц. совещ., 1958). Затем было предложено разделить прежнюю ранскую свиту на два подразделения с выделением ранской и косшокинской, относя горизонт «нижних» тиллитов к косшокинской свите (Ергалиев, 1965). Это было связано с тем, что прежняя ранская свита включала два типа конгломератов, имеющих

разный генезис и распространенность (Абдулин и др., 1986). Также была выдвинуто предположение, что под косшокинской свитой стоит понимать толщу флишеподобного чередования песчаников, алевролитов, в верхней части – углисто-кремнистых пирит содержащих аргиллитов, кварцевых песчаников и кремней, снизу имеющих резкий контакт с «нижними» тиллитами (Королев, Максумова, 1978). Таким образом, в большинстве работ горизонт «нижних» тиллитов относят к нижней части косшокинской свиты (Ергалиев, 1965; Абдулин и др., 1986; Бекжанов и др., 2000). Так как наши исследования направлены на определение состава и возраста пород на площади движения ледника и в данной работе не стоит вопрос об обосновании стратиграфической принадлежности изученных тиллитов, то мы принимаем наиболее распространенную точку зрения об отнесении их к основанию косшокинской свиты улутауской серии. Происхождение этих грубозернистых пород как древние ледниковые отложения обосновано в ряде работ (Королев 1965; Королев, Максумова, 1978; Чумаков, 1978; Абдулин и др., 1986).

Позднедокембрийские отложения бакырлинской карбонатной и кайнарской вулканогенной свиты с несогласием перекрываются терригенными и терригенно-карбонатными отложениями позднего неопротерозоя, которые объединяют в улутаускую серию, представляющую собой крупную непрерывную трансгрессивную последовательность морских шельфовых отложений (Абдулин и др., 1986). В пределах Большого Каратау улутауская серия включает в себя четыре согласно залегающих свиты (снизу-вверх): ранскую, косшокинскую, курайлинскую и байконурскую (рис. 1.15).

Ранская свита залегает на гранитоидах Кумстинского массива, а также на известняках и доломитах бакырлинской и шованской свит рифейского возраста (Бегжанов и др., 2000). В основании ранской свиты залегают базальные конгломераты, которые сменяются выше по разрезу гравелитами, песчаниками и алевролитами. Имеются данные по датированию детритового циркона из матрикса грубообломочных пород ранской свиты в пачке, непосредственно перекрывающей Кумыстинские гранитоиды в долине реки Ран (Кушнарeva А.В. и др., 2020). Их возраст находится в интервале от 700 до 775 млн лет с отчетливым пиком в 746 млн лет (рис. 1.16). На ранской свите залегает косшокинская свита, содержащая тиллитоподобные конгломераты («нижние» тиллиты), песчаники, алевролиты углеродисто-глинистые сланцы, прослои доломитов и известняков. Курайлинская свита сложена чередующимися известняками и доломитами, алевролитами, песчаниками, углеродисто-глинистыми и глинисто-карбонатными сланцами. Разрез улутауской серии завершается байконурской свитой. В ее составе отмечены валунные и глыбовые, реже мелко и среднеобломочные «тиллитоподобные» конгломераты («верхние» тиллиты), прослои обломочных доломитов, песчаников, алевролитов (Бегжанов и др., 2000).

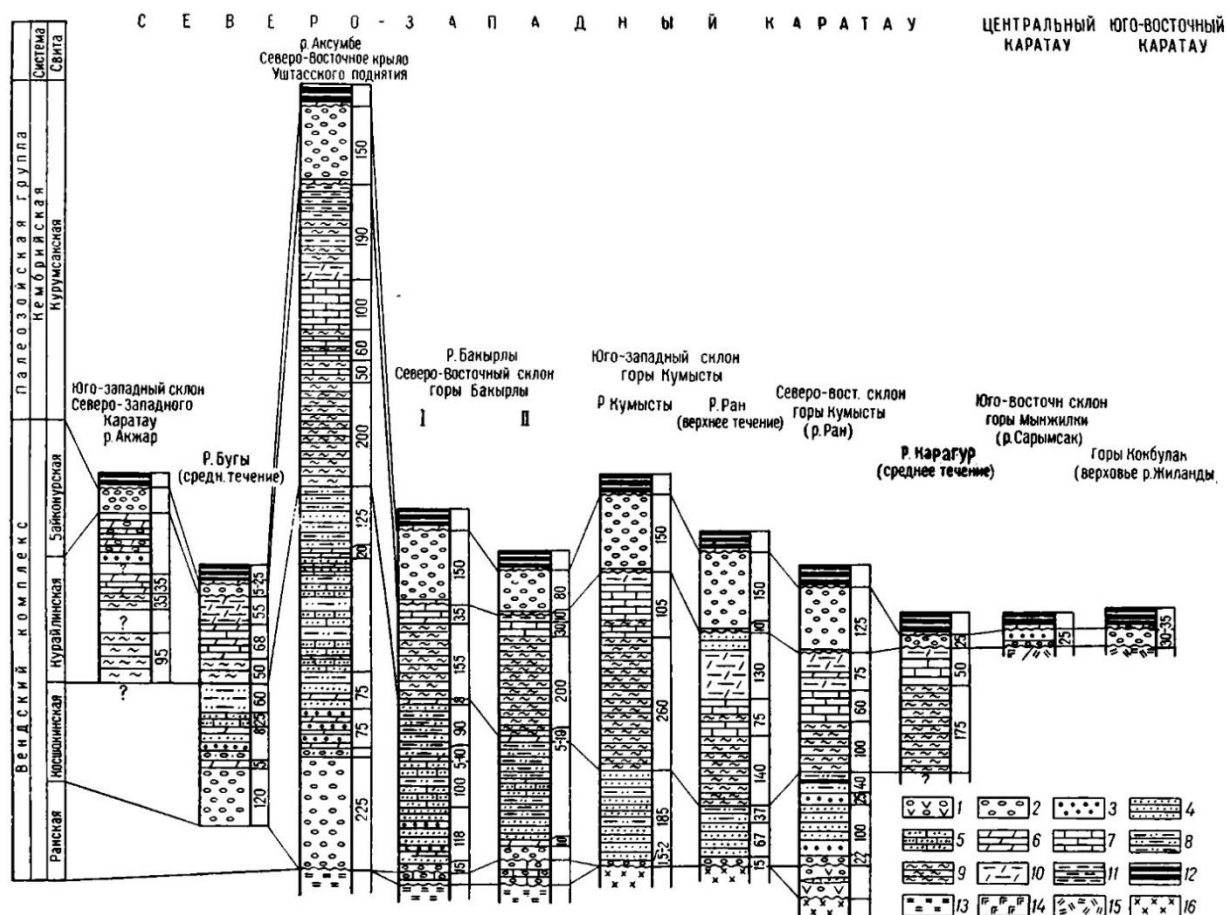


Рис. 1.15. Схема сопоставления разрезов вендских отложений Большого Каратау (Геология СССР..., 1971).

Условные обозначения: 1 – крупно- и средневалунные конгломераты; 2 – тилитоподобные конгломераты; 3 – гравелиты; 4 – песчаники; 5 – известковистые песчаники; 6 – доломиты; 7 – известняки; 8 – пиритизированные глинистые, глинисто-хлоритовые, глинисто-углистые и углисто-кремнистые сланцы; 9 – пестрые глинистые, глинисто-хлоритовые и алевролитовые сланцы; 10 – пиритизированные углистые и углистоглинистые сланцы; 11 – алевролиты; 12 – кремнистые, кремнисто-яшмовидные и кремнисто-углистые сланцы; 13 – филлитовидные сланцы; 14 – спилиты; 15 – альбитофиры, фельзиты и их туфы; 16 – граносиениты.

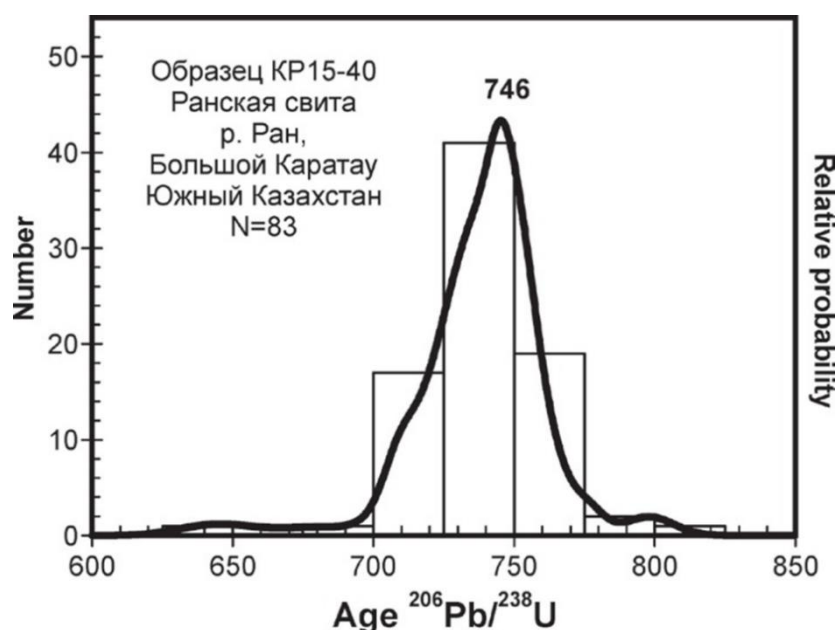


Рис. 1.16. Гистограмма плотности распределения возрастов зерен циркона из пробы ранской свиты (Кушнарева и др., 2020).

1.4. Позднедокембрийский магматизм

В пределах хребта Большой Каратау магматические образования редки. К ним относят рифейский Кумыстинский граносиенитовый комплекс и позднепалеозойские мелкие интрузивные тела среднего и кислого состава. Кумыстинский комплекс объединяет два интрузива, расположенных в северо-западной части хребта Каратау: Кумыстинский и Курдыкский. Кумыстинский интрузив имеет овальные очертания и размер 15 на 3 км, прорывает карбонатные толщи бакырлинской свиты среднего-верхнего рифея и трансгрессивно перекрывается ранской свитой, представленной конгломератами, в гальке которых содержатся предположительно кумыстинские граносиениты.

По составу Кумыстинский граносиенитовый комплекс неоднороден. Его большая часть сложена порфировидными крупнозернистыми граносиенитами, развитыми в центральной части, переходящими в кварцевые сиениты, нормальные граниты, порфировидные монцониты. Для пород массива характерны гнейсовидная и сланцевая текстуры, обилие ксенолитов и останцов кровли (Бекжанов и др., 2000). Курдыкский интрузив $\sim 1 \text{ км}^2$ площадью. Его структурное положение и состав пород аналогичны таковым Кумыстинского (Дегтярев и др., 2019). В результате геохронологических U–Pb исследований кварцевых сиенитов кумыстинского комплекса хребта Большой Каратау в Южном Казахстане был обоснован их поздненеопротерозойский (717 ± 4 млн лет) возраст (Дегтярев и др., 2019). До этого возраст гранитоидов оценивался в 720–770 млн лет (Киселев и др., 1972), 753 ± 16 млн лет (Козаков, Алтухов 1993), 724 ± 16 млн лет (Бакиров, 2014).

Таким образом, на основе данных, приведенных в этой главе можно заключить, что Каратау-Джебаглинский докембрийский тектонический блок является одним из наименее изученных среди подобных структур в юго-западной части ЦАСП, что не позволяет установить хронологию осадочных и вулканических процессов в позднем докембрии в пределах этого блока и не дает возможности привлекать на основе корреляций реперных событий в региональных и глобальных корреляциях. Нами были проведены исследования бакырлинской, кайнарской, ранской и косшокинской свиты Каратау-Джебаглинского древнего континентального блока в северо-западной части хребта Большой Каратау.

1.5. Месторождения полезных ископаемых в позднедокембрийской стратифицированной последовательности хребта Большой Каратау.

К уникальным осадочным месторождениям относятся ванадиеносные углеродистые сланцы хребта Большой Карату в Казахстане, где рудными минералами являются роскоэлит и патронит. Этот тип руд имеет достаточно высокую экономическую рентабельность. В пределах исследуемой области расположены месторождения ванадия, к которым относятся Баласаускандык, Ран и Курумсак. Следует отметить, что сопоставление строения и состава пород, подстилающих ванадиеносную углеродисто-кремнисто-сланцевую формацию как в районе Каратауского хребта, так и расположенных в Джебаглинском хребте, в нагорьях Улутау и Джунгарского Алатау имеют ряд общих черт (снизу вверх по разрезу): конгломераты, тиллиты; фтаниты, литиды; ванадиеносная пачка, углисто-глинистые, кремнисто-углисто-глинистые отложения (Металлогения., 1978). Это указывает на влияние региональных факторов при накоплении субсинхронных ванадийсодержащих отложений на значительной территории. При этом остается не ясным с чем они связаны - с климатическими, в том числе катастрофическими (например, оледенение), особенностями, геодинамическими обстановками седиментации, составом пород на палеосборных площадях, всплеском биопродуктивности и т.д. Возраст их накопления установлен условно как раннекембрийский.

В позднедокембрийских породах кайнарской свиты Кумыстинского рудного района хребта Большой Каратау находится месторождение рудного золота. Самородное рудное золото содержит включения минералов висмута. Считается, что золоторудная минерализация относится к малосульфидному золото-кварцевому типу и генетически связана с внедрением мелких гранитных интрузий (Жданова и др., 2025).

Глава 2. МЕТОДИЧЕСКИЕ ПОДХОДЫ В ИЗУЧЕНИИ ПОРОД ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ ХРЕБТА БОЛЬШОЙ КАРАТАУ

Работы по изучению геохимических и изотопных характеристик стратифицированных комплексов позднего докембрия хребта Большого Каратау разделяются на несколько направлений. Одно направление – изучение терригенных пород. Анализ геохимических характеристик этих отложений, в том числе метаморфизованных, позволяет выделить отдельные типы и определять присутствие в обломочных породах продукты разрушения субстратов различного возраста и генезиса в различных геодинамических обстановках (Herron 1988; Roser, Korsch 1986). Отдельным исследованием является изучение состава грубообломочных пород – конгломератов и микститов. Разработанные методические подходы в минералогических, изотопно-геохимических и геохронологических исследованиях этого типа пород позволяют получать прямую информацию о породах, находящихся в момент накопления грубообломочных пород на эродируемой поверхности суши (Летникова и др., 2016б; Иванов и др., 2020, 2023; Бродникова и др., 2022; Каныгина и др., 2019). Здесь используются петрографические и геохимические подходы в определении типа магматических или метаморфизованных пород из крупнообломочной части – валунов и галек, а также диагностика индикаторных геохимических критериев, позволяющих установить связь их формирования с процессами, протекающими в океанической или континентальной коре. Отдельное внимание уделяется матриксу грубообломочных пород, что позволяет определить его осадочный или вулканогенный генезис. Геохронологические исследования проводятся как для матрикса, так и отдельных валунов. Отдельное направление связано с изучением карбонатных отложений, где основным является в данном исследовании оценка временного интервала их седиментации. Для этого в работе проведены петрографические и геохимические исследования и для установленных образцов карбонатных пород с наименее нарушенной первичной изотопной системой проведено хемотратиграфическое исследование. Другое направление – изучение геохимических и изотопно-геохимических (Sm-Nd) характеристик вулканических пород и их изотопное датирование. Изучение геохимических характеристик вулканогенных пород позволит нам установить их индикаторные особенности, указывающие на источники расплавов, а также геодинамические обстановки, с которыми связано то или иное конкретное вулканическое событие. При этом многие геохимические характеристики вулканогенных пород могут быть конвергентными и зависеть от количества ксеногенного материала, захваченного при вулканическом извержении на разных этажах земной коры. Однако, на основе изучения индикаторных соотношений несовместимых (Zr/Y, Th/Nb, La/Nb и др.) и редкоземельных элементов, не зависящих от

процессов фракционной кристаллизации и частичного плавления, а также Sm-Nd-изотопных характеристик можно с определенным успехом реконструировать возможные источники расплавов и принадлежность их к определенному типу коры – континентальной или океанической. Реконструкции тектонических обстановок формирования вулканических и plutонических пород будет проводиться с использованием дискриминантных диаграмм, широко применяемых в мировой практике (Pearce et al., 1975 1984; Schandl, Gorton 2002; Muller et al., 1992; Frost et al., 2001, 2008.). Более корректную информацию об источниках расплавов нам дадут данные о Sm-Nd-изотопных характеристиках вулканомиктовых пород. Подобные сведения позволят более корректно проводить реконструкции геодинамических обстановок проявления вулканизма. Важным в данном направлении являются геохронологические исследования магматических пород с целью оценки их возраста методом U-Pb изотопного датирования методом LA ICP-MS.

Остановимся более подробно на методических подходах в геологическом и изотопном изучении осадочных и вулканических пород, примененные при изучении стратифицированных комплексов позднего докембрия хребта Большой Каратау.

2.1. Изучение древних ледниковых отложений

В разрезах позднего докембрия выделяются горизонты микститов, образование которых связывают с ледниковыми процессами. Определение ледниковых отложений в до-плейстоценовых разрезах является довольно сложной задачей из-за частого сходства ледниковых отложений и пород иного происхождения из-за того, что до-плейстоценовые отложения теряют свои геоморфологические и литологические признаки. В геологической истории Земли выделяют длительные интервалы с частыми оледенениями (гляциоэры) и интервалы, в которых следы оледенений отсутствуют (термоэры). В настоящее время выделяют пять гляциоэр и четыре разделяющие их термоэры. Гляциоэры состоят из серии ледниковых периодов, а ледниковые периоды делятся на ледниковые и межледниковые эпохи (рис. 2.1). Поскольку данная работа посвящена изучению позднедокембрийских отложений далее будут описаны только гляциоэры проявленные в протерозое.

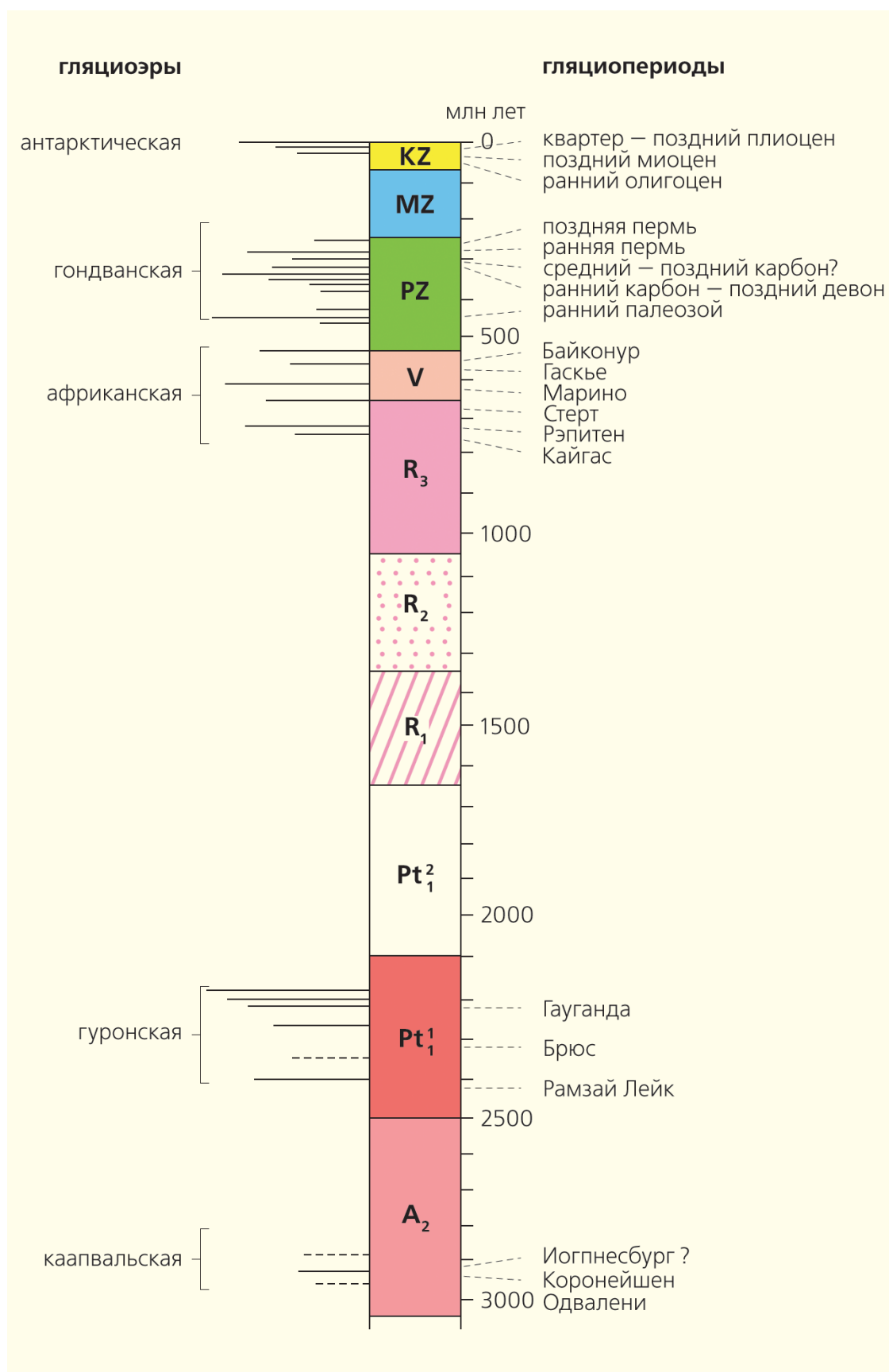


Рис. 2.1. Гляциоэры и гляциопериоды Земли в интервале поздний архей — наше время (Чумаков и др., 2015а).

2.1.1. Глобальные оледенения в истории Земли в докембрии

Следы оледенений, относящихся к Гуронской гляциоэре обнаружены в Северной Америке, Южной Африке, Западной Австралии и вероятно в центральной Индии. Типовые разрезы Гуронской гляциоэры находятся в Южной Канаде и на северном побережье оз. Гурон, где установлены три ледниковые формации с мощностью 75-600 метров. Они разделяются известняками, сланцами и косослоистыми песчаниками. Нижняя геохронологическая граница установлена методом U-Pb датирования циркона из риолитов Копер Клиф и составляет 2450 ± 10 млн лет. Верхняя геохронологическая граница установлена тем же методом по диабазам Нипайсинг. В Европе диамиктиты и ритмиты встречается чаще чем в Северной Америке, но имеют меньшие масштабы проявления. Возраст диамиктитов сариолийской серии архейского Карело-Финского массива Балтийского щита оценивается в 2430-2300 млн лет (Melezhik et al., 2013). С ними коррелируются тонкослоистые алевропелитовые породы свиты Уркаваара, имеющие признаки ледниковых отложений и располагающиеся на западе Финляндии. Также с этими отложениями сопоставляются сланцы и известняки свиты Полисарка, расположенные в Имандро-Варгузинском зеленокаменном поясе Кольского полуострова. Нижней геохронологической границей свиты является возраст подстилающих вулканогенных пород, полученный методом U-Pb датирования циркона $2429 \pm 6,6$ млн лет. Верхней геохронологической границей является возраст обломочных цирконов из вышележащей свиты 2050 млн лет. Предположительно, к ледниковым отложениям относится свита Неверскрукк, расположенная в пределах Печенегского зеленокаменного пояса. В Южной Африке ледниковые отложения нижнепротерозойского возраста известны в пределах прогиба Грикваленд. К ним относится формация Макганиене, возрастной интервал которой оценивается 2415-2222 млн лет. С ней коррелируются ледниковые отложения формации Босхоек и Таймеболл Хилл. Нижней геохронологической границей формации Таймеболл Хилл является Re-Os возраст черных сланцев 2316 ± 7 млн лет, залегающих в основании формации (Hannah et al., 2004). Верхней геохронологической границей является возраст перекрывающих вулканогенных пород 2224 ± 21 млн лет (Eriksson, Altermann 2013). Ниже с несогласием залегают отложения формации Дайчленд, содержащие два пласта диамиктитов. Нижние диамиктиты имеют характерные признаки ледниковых отложений. В западной Австралии ледниковые отложения нижнепротерозойского возраста известны в пределах прогиба Хамерсли. К ним относятся диамиктиты формации Кунгарра. Нижней геохронологической границей диамиктитов является возраст подстилающих риолитов, полученный методом U-Pb датирования циркона 2449 ± 3 млн лет. Верхней геохронологической границей является возраст базальтов, расположенных выше по разрезу

2209±15 млн лет (Martin, 1999). В центральной Индии расположены раннепротерозойские метадиамититы, относящиеся в группе Саусар и имеющие некоторые признаки ледниковых отложений. Нижней геохронологической границей является возраст подстилающих гранитов, полученный методом U-Pb датирования циркона 2432±5 млн лет.

Гуронская гляциоэра отделена от Африканской продолжительным безледниковым интервалом продолжительность около 1450 млн лет, который также называют «великой ледниковой паузой». Достоверных следов оледенения в отложениях этого временного интервала не обнаружено. Во второй половине XX в. были проведены масштабные работы, направленные на поиски полезных ископаемых и геологическое картирование. Ледниковые отложения являются стратиграфическими маркерами и обычно образуют крупные тела, имеющие региональное распространение. При подобных исследованиях их было бы трудно не заметить. Поэтому отсутствие следов оледенений в отложениях «великой ледниковой паузы» не может быть результатом недостаточной изученности.

Следы оледенения гляциопериода Кайгас, являющимся первым оледенением Африканской гляциоэры, были обнаружены в одноименной формации, расположенной в Южной Намибии. Оледенение данного гляциопериода имело большую область распространения порядка 1500 км и могло выдвигаться на шельф. В Бразилии к данному гляциопериоду относят ледниковые отложения, расположенные на восточной части кратона Сан-Франсиску. Геохронологические границы гляциопериода Кайгас примерно оцениваются в 765±5 и 735±5 млн лет (Key et al., 2001).

Следы оледенения гляциопериода Рэпитен установлены на северо-востоке Канады в горах Маккензи. Имеется геохронологическая оценка возраста методом U-Pb датирования циркона из туфов в ледниковых отложениях стратиграфического аналога группы Рэпитен 716,47±0,24 млн лет (Macdonald et al., 2010). К данному гляциопериоду относят диамититы аршанской серии, расположенные на Южном Урале, а также ледниковые отложения формации Гхубрах северного Омана. Для туфов формации Гхубрах получены датировки методом U-Pb датирования циркона 712±0,5 и 723 +16 млн лет (Allen et al., 2011, Brasier et al., 2000; Bowring et al., 2007). Близкий геохронологический возраст 725±10 млн лет, имеют диамититы формации Байси, расположенные на северо-западе Китая (Xu et al., 2009). Также методом U-Pb датирования циркона были получены геохронологические границы образования ледниковых отложений формации Чанган, расположенной в Южном Китае 725±10 и 663±4 млн лет (Zhang et al., 2008; Zhou et al., 2004).

Следы оледенения гляциопериода Стерт в Австралии представлены подгруппой Юднамонтана. Ее верхняя геохронологическая граница примерно оценивается в 650 млн лет, по данным U-Pb датирования циркона из туфов 658±2 млн лет (Fanning, Link, 2006), по

Re-Os возрасту сланцев $643 \pm 2,4$ млн лет (Kendall et al., 2006) и по U-Pb возрасту по детритовым цирконам 657 ± 17 млн лет (Preiss, 2000). Нижнюю геохронологическую границу подсерии Юднамонта приблизительно оценивается в 680 млн лет. Максимальный возраст 777 ± 7 млн лет получен методом U-Pb датирования циркона из риолитов, отделённых от подсерии Юднамонта отложениями мощностью 3-8 км (Preiss, 2000). К данному гляциопериоду относят диамиктиты формации Алтынгол и Тереекен, расположенные в Северо-Западном Китае. Для формации Алтынгол имеются две датировки вулканогенных цирконов, полученные методом U-Pb датирования $655 \pm 4,4$ и 654 ± 10 млн лет (He et al., 2014). Также к гляциопериоду Стерт относят Марино-гляциальные отложения джетымтаусской свиты, расположенные к западу от Куругтага в Киргизском Тянь-Шань. В юго-восточном Айдахо, США к ледниковому периоду Стерт относят диамиктиты Скаут Маунтинс, возраст которых оценивается в интервале от $686 \pm 0,4$ до 667 ± 5 млн лет (Link, Christie-Blick, 2011). Похожие возраста были получены для диамиктитов формации Эдвардсбург центрального Айдахо 684 ± 4 и 685 ± 5 млн лет (Lund et al., 2011).

Следы оледенения гляциопериода Марино представлены диамиктитам подгруппы Иерелина, расположенными в Южной Австралии. Данные U-Pb датирования детритовых цирконов и туфов показывают, что образование подгруппы Иерелина могло происходить в интервале от 658 ± 17 до 588 ± 35 млн лет (Preiss, 2000). К данному гляциопериоду относится формация Нантуо, расположенная в Южном Китае. Вблизи ее подошвы расположен горизонт туфов с возрастом $636,3 \pm 4,9$ млн лет (Zhang S. et al., 2008). К гляциопериоду Марино относится формация Фику, расположенная в пределах Омана. Полученные возраста для перекрывающих отложений позволяют достаточно уверенно относить формацию Фику к раннему венду (Rieu et al., 2007). К данному гляциопериоду также относится большепатовская свита Уринского поднятия, расположенная в пределах Средней Сибири. Имеющиеся палеонтологические (Леонов, Рудько, 2012, Чумаков и др., 2013), и изотопные данные (Покровский и др., 2006; Melezhik et al., 2009) позволяют относить большепатовскую свиту к раннему венду. В Южной Африке к гляциопериоду Марино относят формацию Гхауб Северной Намибии и формацию Нумис Южной Намибии. В Западной Африке выделяют ледниковые отложения группы Джебелиат. Ее верхняя геохронологическая граница установлена по двум датировкам из перекрывающих туфов 604 ± 6 и $609 \pm 5,5$ млн лет (Shields et. al., 2007a; 2007b). В Северной Америке к гляциопериоду Марино относят ледниковые отложения верхней части формации Айс-Брук. Палеонтологические (Narbonne, Aitken, 1995), и геохронологические данные (Kendall et al., 2004) позволяют относить данную формацию к нижнему венду и коррелировать с другими отложениями гляциопериода Марино. В Европе к гляциопериоду Марино

относят отложения формации Смальфиорд, расположенные в Норвегии. Время начала образования ледниковых отложений формации Смальфиорд примерно оценивается в 640 млн лет (Gorokhov et al., 2001). Отложения формаций Смальфиорд коррелируются с блоньской свитой, расположенной на западе Восточно-Европейской платформы в Оршанской впадине Беларуси.

Следы оледенения гляциопериода Гаскье представлены одноименной формацией, расположенной на полуострове Авалон острова Ньюфаундленд в Северной Америке. Датировка ледниковых отложений формации Гаскье $582,4 \pm 0,5$ млн лет (Hoffman, Li, 2009), а также палеонтологические находки бесскелетных Metazoa в перекрывающих отложениях (Narbonne, Gehling, 2003) позволяют относить формацию Гаскье к концу нижнего венда. В Европе к гляциопериоду Гаскье относят диамиктиты Мортенснес, расположенные в Северной Норвегии. Это утверждение основывается на значении $\delta^{13}\text{C}$ (от $-7,6$ до $-9,9\text{‰}$ VPDB) перекрывающих доломитов (Rice et al., 2011) и наличии поздневендских фоссилий *Sabellidites*, *Vendotaenia* sp. в перекрывающей формации (Farmer et al., 1992). В Южной Норвегии с формацией Мортенснес коррелирует формация Муэльв. К гляциопериоду Гаскье относят ледниковые отложения глусской свиты, расположенной на Восточно-Европейской платформе в пределах Беларуси. Верхней геохронологической границей глусской свиты является возраст вышележащих туфов 551 ± 4 млн лет (Compston et al., 1995). На Урале к данному гляциопериоду относят ледниковые отложения танинской и койвенской свиты серебрянской серии и отложения старопеченской свиты сылвицкой серии. Геохронологические данные и палеонтологические находки позволяют ограничить интервал образования уральских ледниковых отложений в интервале 598-567 млн лет (Маслов и др., 2013). Также условно к гляциопериоду Гаскье относят ледниковые отложения формации Серра Азул в Южной Америке, диамиктиты района Кимберли в Австралии и ледниковую формацию Нумис в Южной Африке, которую как ранее было сказано иногда относят к гляциопериоду Марино.

Типовым стратиграфическим подразделением ледниковых отложений гляциопериода Байконур является байконурская свита. На территории Казахстана данная свита протягивается от гор Улутау до хребта Большой Каратау продолжаясь далее до границы с Китаем через Киргизию. Байконурская свита относится к верхней части улутауской серии в Казахстане и джетымской в Киргизии. Верхней геохронологической границей являются возраст вышележащих риолитов 690 ± 15 млн лет и липоритовых порфиров 705 ± 10 млн лет (Королев, Максумова, 1984). В пределах хребта Малый Каратау стратиграфическим аналогом байконурской свиты является нижняя часть кыршиактинской свиты. Нижней геохронологической границей кыршиактинской свиты является возраст

подстилающих туфов курганской, свиты 766 ± 7 млн лет (Meert et al., 2011). К Байконурскому ледниковому периоду относят формацию Кахар, расположенную на севере Ирана в средней части хребта Эльбрус. Возраст детритовых цирконов из подстилающих и перекрывающих песчаников (Etemad-Saeed et al., 2015) а также палеонтологические находки *Chuaria circularis* и *Trichophycus pedum* в перекрывающей формации позволяют утверждать, что диамиктиты формации Кахар моложе 550-560 млн лет и древнее эдиакарских ископаемых. В Китае к данному гляциопериоду относят диамиктиты формация Ханкалчоуг, расположенные в районе хребта Куругтаг. На основе палеонтологических находок *Vendotaenia* sp. в подстилающей формации и микрофоссилий *Michrystidium*, *Megathrix longus* *Kaiyangites* в перекрывающей формации (Xiao et al., 2004) ледниковые отложения формации Ханкалчоуг относят к верхней части верхнего венда. Близкое стратиграфическое положение занимают ледниковые отложения формации Лочуань, расположенной к юго-востоку от гор Хелан-Шань. К Байконурскому гляциопериоду относят диамиктиты забитской свиты, расположенные в Восточных Саянах в районе реки Боксон (Покровский и др., 1999). В фосфоритовой пачке, перекрывающей диамиктиты забитской свиты, обнаружены палеонтологические остатки, характерные для томмотского яруса нижнего кембрия (Постников, Терлеев, 2004). Также к данному ледниковому периоду могут относиться верхневендские ледниковые отложения группы Пурпур де Ахнет, расположенные в Северо-Западной Африке и диамиктиты формации Нудус и Номтсас, расположенные в Южной Африке.

Фанерозойские и докембрийские оледенения имеют ряд различий. Оледенения докембрийского возраста чаще имели более широкое распространение относительно фанерозойских. Также докембрийские оледенения характеризуются отрицательными аномалиями $\delta^{13}\text{C}$, в отличие от фанерозойских, для которых характерны положительные значения $\delta^{13}\text{C}$ (рис. 2.2). На многих ледниковых отложениях позднего неопротерозоя без видимого перерыва залегают «венчающие карбонаты», также называемые «сар carbonate» в англоязычной литературе. Нередко они используются в качестве стратиграфических маркеров, поскольку в отличие от морских карбонатов характеризуются пониженными значениями $\delta^{13}\text{C}$ (обычно в интервале $-2 \dots -6\text{‰}$).

В настоящий момент имеются следующие гипотезы образования «венчающих карбонатов»: 1) гипотеза «Земля-Снежок» (Snowball Earth) – карбонатонакопление связано с резким потеплением климата после глобальных оледенений (Kirschvink, 1992); 2) гипотеза континентального выветривания (continental weathering – alkalinity model) к накоплению доломитов привела повышенная щелочность, связанная с активизацией континентального

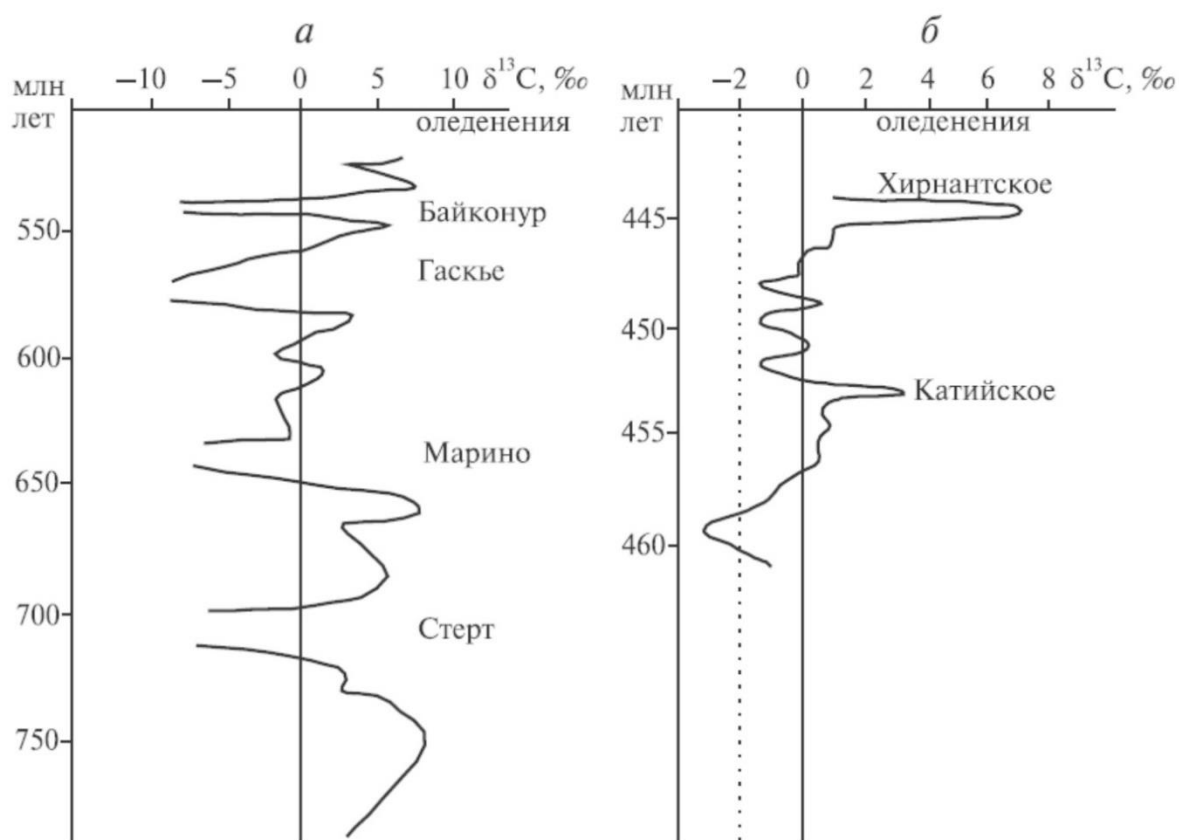


Рис. 2.2. Противоположные по знаку аномалии $\delta^{13}\text{C}$, сопровождающие неопротерозойские (а) и раннепалеозойские (поздний ордовик), (б) оледенения (Чумаков, 2015а).

выветривания в условиях резкого потепления климата (Hoffman and Schrag, 2002); 3) переворот бескислородного океана (anoxic ocean overturn) обусловленный апвеллингом насыщенных углекислотой глубинных вод после исчезновения ледового покрова и окислением в них растворенного органического вещества (Grotzinger and Knoll, 1995); 4) дестабилизация газогидратов (gashydrate destabilization), накопленных в континентальных мерзлых породах во время оледенения (Kennedy et al 2001); 5) гипотеза пресноводного плюма (plumeworld model) или гипотеза органогенного выпадения карбонатов из пресноводного плюма, образовавшегося в ходе таяния ледников (Shields, 2005); 6) гипотеза седиментационного голодания (sediment starvation model), согласно которой венчающие доломиты накапливались в течении долго времени, отсутствие терригенной примеси обуславливается ее задержкой в ледниках (Wallace et al., 2019); 7) гипотеза повышенной микробиальной активности (enhanced microbial activity model) – происхождение венчающих доломитов связано с деятельностью сульфатредуцирующих бактерий (Ne' de'lec et al, 2017); 8) гипотеза известкового лёсса (calcareous loess model) – терригенное эоловое происхождение венчающих доломитов (Retallack, 2011); 8) смыл вымороженных

карбонатов и модель *dorag* – разгрузка подледниковых потоков в небольшие, частично или полностью изолированные от Мирового океана палеобассейны (Покровский и др, 2010).

Наличие венчающих карбонатов рассматривается как аргумент в пользу глобального позднедокембрийского оледенения, также имеющего название “snowball Earth”. Однако стоит отметить что венчающие карбонаты встречаются вместе с отложениями всех шести неопротерозойских оледенений, некоторые из которых не считаются глобальными.

Согласно первоначальному варианту данной гипотезы, во время оледенений Марино и Стерт позднего рифея и раннего венда из-за снижения содержания CO_2 в атмосфере, а также более низкой солнечной радиации все континенты и океаны Земли от полюса до полюса полностью покрывалась мощными ледниковыми щитами, мощностью в несколько километров (Hoffman et al., 1998). Низкое содержание CO_2 в атмосфере могло быть причиной скопления континентов в районе экватора, которое стало причиной усиленного выветривания силикатов, сопровождающееся поглощением CO_2 из атмосферы. Такие глобальные позднедокембрийские оледенения могли продолжаться более полутора десятков миллионов лет. Приблизительно за такой временной интервал происходит накопление вулканогенного CO_2 в атмосфере до уровня, необходимого чтобы преодолеть влияние огромного альбедо мощного ледяного покрова.

2.1.2. Диагностика древних ледниковых отложений

В настоящее время к ледниковым отложениям нередко относят тиллитоподобные образования (диамиктиты). Типичные тиллитоподобные породы в большинстве случаев характеризуются преобладанием разнотекучего песчано-алевро-глинистого матрикса, в котором рассеяны обломки псефитовой размерности (Чумаков, 2015б). Присутствие в диамиктитах обломков с отдельными штрихами (рис. 2.3, а) или обломков, рассеянных в тонкослоистых породах не всегда достаточно для диагностики ледниковых отложений. На наличие оледенения могут указывать следующие, весьма разнообразные фациальные образования: отложения ледниковых водных потоков, породы криолитозоны, отложения наземных покровных и шельфовых ледников, наземных и подводных оползней, айсбергов и ледниковых озер (Hambrey, 1994; Benn, Evans, 1998).

Диагностические признаки ледниковых отложений условно подразделяют на три группы: прямые, характерные и формационные. К прямым относятся признаки, которые могут быть образованы только ледниками. Характерные признаки могут встречаться как в ледниковых отложениях, так и в отложениях, имеющих иной генезис. По отдельности характерные признаки не являются диагностическими, но в сочетании с прямыми признаками позволяют устанавливать принадлежность диамиктитов к ледниковым

отложениям. Формационные признаки характерны для пород, которые сопутствуют ледниковым отложениям.

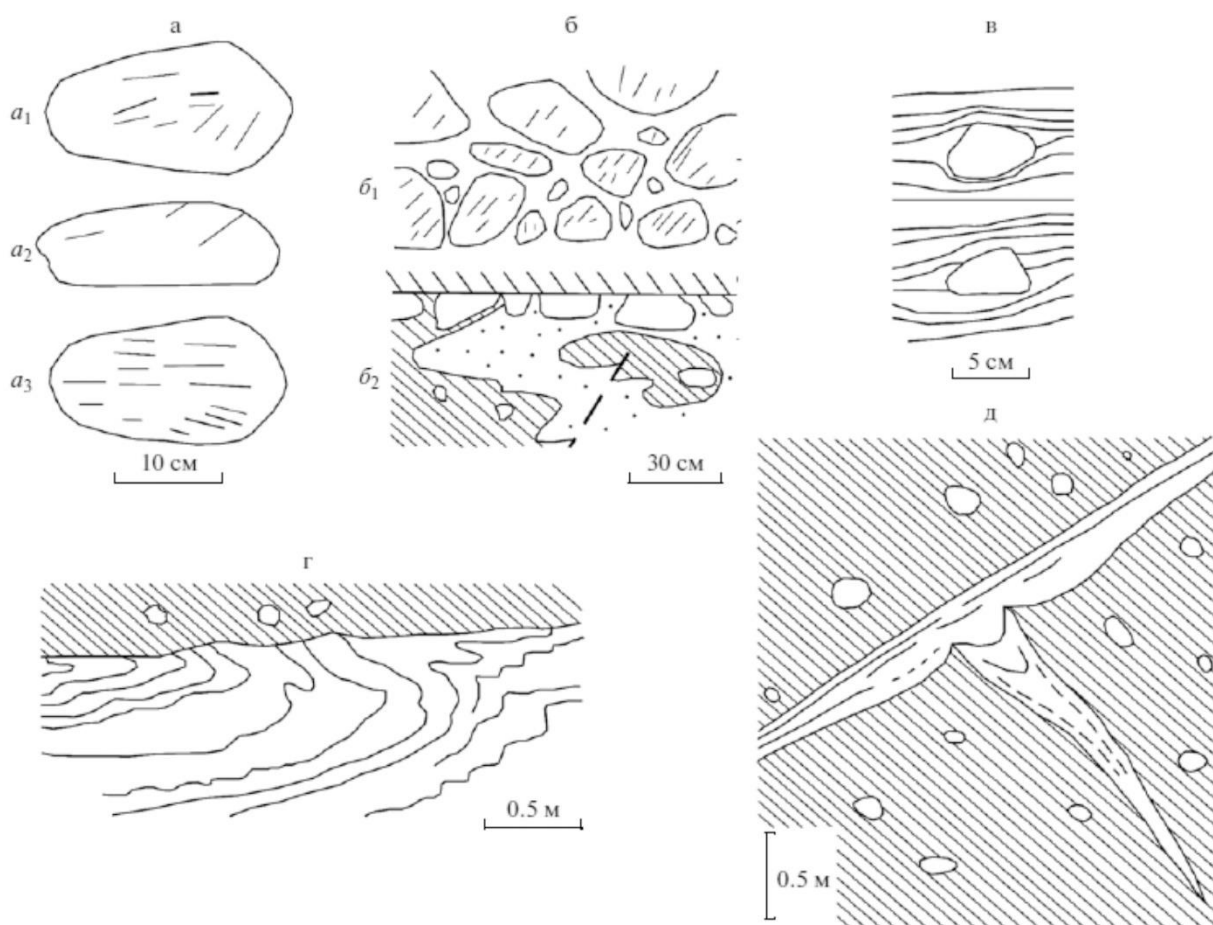


Рис. 2.3. Некоторые диагностические признаки ледниковых отложений.

а – штрихованный валун с абразивной гранью («утюг»): а₁ – вид сверху; а₂ – сбоку; а₃ – снизу – новообразованная абразивная грань (Шпицберген, ледниковая свита Уилсонбреен, венд); б – ледниковая валунная «мостовая», там же (б₁ – в разрезе; б₂ – в плане); в – дропстоуны (неопротерозойская кургашлинская свита, Южный Урал); г – гляциодислокации в юрских сланцах (Т2) в подошве плейстоценового тилла (Волга, вблизи г. Углич); д – мерзлотный клин в тиллитах (вендская ледниковая свита Уилсонбреен, Шпицберген) (Чумаков, 2015б).

К прямым признакам относится ледниковое ложе, которое образуется на твердых породах в основании движущихся ледников. Для него характерно наличие системы субпараллельной штриховки и более крупных продольных борозд, образующихся в результате раздавливания и истирания частиц матрикса при движении ледника. Составляющие штриховку царапины различаются глубиной, шириной и длиной. Царапины могут быть осложнены косыми и серповидными сколами, и трещинами. Борозды достигают размеров от первых сантиметров до первых метров. Ледниковая штриховка имеет ряд отличий от тектонических зеркал скольжения. Движущийся лед уносит растертое

вещество, которое является причиной образования зеркальной полировки и заноз, образующихся на тектоническом зеркале. В больших обнажениях на ложе могут наблюдаться асимметричные холмы с пологими штрихованными и «рваными» крутыми склонами («бараньи лбы»), а также уступы ледникового выпахивания. Довольно часто встречаются слои валунов с субпараллельной штриховкой и выровненной кровлей. Их принято называть ледниковыми мостовыми (рис. 2.3, б).

Еще одним прямым признаком являются обломки с продольной штриховкой и наложенными гранями, которые возникают в результате длительного истирания пород в фиксированном положении (вмороженных в лед). Причиной возникновения продольной штриховки является ориентировка длинной оси обломков пород преимущественно по направлению движения ледника. В качестве абразива выступает песок и гравий, содержащийся в послойно движущемся мореносодержащем льде. Обломки со следами ледниковой обработки довольно редки, их количество в тиллитах обычно не превышает доли процента или первые проценты. Разрозненные царапины на обломках также могут образовываться в результате случайных столкновений при движении обломочных потоков, оползней и селей.

К характерным признакам ледниковых отложений относят вещественный состав, структурные и текстурные особенности. Базальные тиллиты покровных ледников имеют диамиктовую или микститовую структуру с полимодальным гранулометрическим составом, выдерживающийся на значительных территориях (Верецкий, 1972). Их мощность может меняться в зависимости от палеорельефа, от первых метров на равнинах до сотни метров в понижениях доледникового рельефа. К текстурным особенностям ледниковых диамиктитов относится продольная ориентировка удлиненных обломков по направлению движения ледника. Также для них характерна неясная слоистость с редкими валунными прослоями и следующие гляциотектонические нарушения: надвиги, взбросы и чешуйчатые структуры. Вещественный состав ледниковых отложений может быть представлен только материалом местного происхождения (локальная морена). Однако в базальных тиллитах встречаются эрратические обломки горных пород, перемещенные на сотни и более километров. В целом для тиллитов характерна незрелость матрикса и гетерогенность обломков. На ледниковом ложе часто встречаются несогласные контакты и гляциодислокации, имеющие размеры от первых сантиметров до десятков метров (рис. 2.3, б, г). В некоторых случаях может возникать ложный градационный контакт или ледниковый микромеланж, который является результатом затягивания пород ложа по микро-надвигам (Лаврушин, 1976).

В акватиллитах могут встречаться упавшие камни или дропстоуны, образующиеся в результате вытаивания обломков из ледников и падения в нелитифицированный осадок. Они диагностируются по синседиментационным текстурам “всплеска” и прислонения (рис. 2.3, в). Наличие дропстоунов может указывать на айсберговый разнос, однако их образование также может быть результатом сезонного ледового или биогенного разноса. В лимногляциальных отложениях встречаются пластические деформации оползневого и гляциотектонического происхождения, криотурбации и мерзлотные клинья (рис. 2.3, д). В акватиллитах (в отличие от базальных тиллитов) наблюдается беспорядочная ориентировка удлинённых обломков. Чаще всего они имеют массивную и грубослоистую текстуру, реже слоистую с полимодальным гранулометрическим составом.

2.2. Sm-Nd изотопия

Sm-Nd метод имеет широкое применение при определении модельного возраста пород. Детали методики подробно описаны в множестве учебных и методических пособий (Фор, 1989). В основе метода лежит процесс радиоактивного распада природного изотопа ^{147}Sm с образованием его дочернего изотопа - ^{143}Nd (период полураспада 1.06×10^{11} лет). В результате этого, отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в земле увеличивалось в течении геологического времени. Предполагается, что эволюция этого отношения происходило в условном однородном резервуаре CHUR (chondritic uniform reservoir). Во время частичного плавления (partial melting) пород резервуара происходит фракционирование Sm и Nd с образованием пород “выплавов”, в которых Sm/Nd отношение, и соответственно, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ отношение ниже, чем в CHUR. Наоборот, остаток расплава в резервуаре обладает повышенным отношением $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ по отношению к CHUR, как и породы, сформировавшиеся из него. Sm и Nd имеют близкие ионные радиусы, и поэтому считается, что фракционирование в ходе всего процесса частичного плавления проявлено слабо. Отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в абсолютных параметрах очень мало изменяется между породами из выплавов и из остатка. Для их дифференциации, учёные Д. Депаоло и Дж. Вассербург (DePaolo, Wasserburg, 1976) придумали параметр ϵ_{Nd} , который показывает разницу между изотопным отношением $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в породе и резервуаре CHUR в конкретный момент геологического времени. Значения параметра ϵ_{Nd} для конкретного времени (t) рассчитывается по формуле:

$$\epsilon_{\text{Nd}}(t) = \left(\frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{SAMPLE}}^t}{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR}}^t} - 1 \right) \cdot 10^4$$

Исходя из формулы, положительное значение ϵ_{Nd} означает, что Nd в породе

поступал из обеднённых когерентными элементами источников мантии, с высоким отношением Sm/Nd, а отрицательное ϵ_{Nd} указывает, что породы образовались из обогащённых когерентными элементами коровых источников, в которых отношение Sm/Nd ниже чем в CHUR. Точка времени, в которой значение ϵ_{Nd} в породе равнялось этому значению в CHUR получила название модельного возраста породы. В геологическом смысле модельный возраст породы отвечает периоду отделения Nd от мантийного резервуара CHUR и его переход в земную кору.

2.3. U-Pb датирование зерен циркона

Пробы на U-Pb датирование были отобраны из циркон-содержащих пород. Размер каждой пробы достигает нескольких килограмм. Выделение зерен циркона производилось по стандартной методике с использованием бромформа и электромагнитной сепарации. Выделенные зёрна цирконов из фракции 0,1-0,2 мм в дальнейшем были выложены в шашки. Детальную инструкцию по изготовлению шашек и процессе их подготовки к датированию можно найти в методическом пособии (Маликов, 1983).

Готовые шашки очищаются спиртом и затем напыляются углеродом (вакуумный пост Q150T-ES, ЦКП МИИ СО РАН, ИГМ СО РАН, Новосибирск). Католюминесцентные изображения зерен циркона были получены на сканирующем электронном микроскопе MIRA 3LMU с блоком католюминесценции JSM 6510 LV на базе ИГМ СО РАН. По причине неравномерного вхождения микропримесей (Sm^{3+} , Dy^{3+} , Th^{3+} , Tb^{3+} , Eu^{2+} , Eu^{3+} , Mn^{2+}) в кристаллической решётке циркона при его кристаллизации выделяются очень тонкие зоны роста, которые в ИК спектре обладают различными характеристиками и могут быть диагностированы визуально. Католюминесценция возможна лишь в минералах не содержащих главных окислов (FeO, MgO) в главных кристаллических позициях решётки.

Детальное изучение зёрен циркона на фотографиях в ИК спектре, а также на сканирующем электронном микроскопе позволило получить информацию о нахождении ядер и различных зон роста минерала, расположении трещин и включений как на плоскости, так и в пространстве, характере поверхности, степени окатанности зерна и природе сколов. Всё это позволило выбрать наиболее подходящие места для “выстрелов” лазером при U-Pb анализе в зерне циркона, чтобы минимизировать риск получения недостоверных результатов датирования.

U-Pb-датирование зерен циркона было проведено в Центре многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН. Измерения проводились на масс-спектрометре высокого разрешения с индуктивно связанной плазмой Thermo Scientific Element XR,

соединенном с системой лазерной абляции Analyte Excite (Teledyne Cetac), оснащенной двухкамерной ячейкой HelEx II. Настройка оптимальных значений операционных параметров масс-спектрометра и лазерной приставки проводилась по стандартному синтетическому стеклу NIST SRM 612. Диаметр лазерного луча составлял 25-35 мкм, частота повторения импульсов 5 Hz и плотность энергии лазерного излучения 3,0 Дж/см². Обработка данных, в том числе расчет изотопных отношений, проводилась в программе Glitter (Griffin et al., 2008; Van Achterbergh et al., 2001). ²³⁵U рассчитывался из ²³⁸U на основе отношения ²³⁸U/²³⁵U=137,818 (Hiess et al., 2012). Стандарт Plesovice (Sláma et al., 2008) был использован как первичный для калибровки измеренных возрастов цирконов. Стандарты Harvard91500 (Wiedenbeck et al., 1995) и GJ-1 (Jackson et al., 2004) были использованы как вторичные для контроля качества измерений. При построении гистограмм и кривых плотности вероятности возрастов рекомендуется учитывать только возрасты со значениями дискордантности D <10%. Для цирконов, имеющих возраст более 1 млрд лет, использовалось значение, рассчитанное по изотопному отношению ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb, а для более молодых – рассчитанное по отношению ²⁰⁶Pb/²³⁸U. Погрешности единичных анализов (отношений, возрастов) приведены на уровне 1σ. Статистически обоснованными считаются пики, сформированные тремя и более оценками изотопного возраста цирконов (Dickinson, Gehrels, 2009).

Основной объем инфографики был построен с использованием набора макросов Isoplot 3.0 в компьютерной среде Excel MS Office 2003 (Ludwig, 2012). Были использованы следующие диаграммы:

1. Диаграмма с конкордией – позволяет получить общее представление о результатах U-Pb анализа, на ней хорошо видны как отдельные точки возрастов цирконов, так и крупные их скопления, можно получить представление о конкордантности значений возраста, а также, об общих тенденциях распределения урана и свинца в пробах;
2. Гистограмма распределения возраста цирконов, содержащая также линию относительной плотности распределения (Probability Density Function) возраста – позволяет наиболее наглядно получить информацию о распределении возраста детритовых цирконов в пределах изучаемой выборки, выделить максимумы (пики) скопления возрастов, а также обозначить общие тенденции его распределения. Гистограмма учитывает погрешность измерения;
3. Гистограмма средневзвешенного значения возраста, а также функция “detrital zircon age extractor” - позволяет получить конкордантный возраст для группы зёрен детритовых цирконов с похожим возрастом. Так, например, получив конкордантный возраст для самой молодой популяции цирконов из выборки, мы можем говорить о нижней

границе накопления конкретных пород.

2.4. Sr-хеомостратиграфия карбонатных пород

Стронциевая изотопная хеомостратиграфия или сокращенно СИС впервые была предложена в середине 1990-х (McArthur, 1994). В настоящее время она используется для решения двух основных задач. На основе вариации изотопного отношения ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) в Мировом океане можно ограничить временной интервал образования карбонатных пород (McArthur et al., 2001). Также изотопное отношение ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) при условии известного возраста помогает разделить осадки разного происхождения (морского от континентального). Изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ могут быть использованы при палеогеодинамических реконструкциях, поскольку они зависят от экологических и тектонических факторов. (Banner, 2004, Halverson et al., 2007)

В основе метода СИС лежит утверждение, что отношение стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) является одинаковым во всем объеме Мирового океана. Время нахождения Sr в океане составляет около ~4 млн лет, что более чем в 1000 раз превосходит время, необходимое для полного перемешивания воды в океане. (Elderfield, 1986). В основе метода стронциевой хеомостратиграфии лежат следующие три утверждения:

1. Величина отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ индивидуальна в палеоокеанах и в сообщающихся с ними морях в любой момент геологического времени (Hodell et al., 1989, Aberg, Wickman, 1987).

2. Изотопный отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде формируется под влиянием континентального и мантийного потока вещества (рис. 2.4). Мантийный поток является результатом гидротермальной переработки базальтов в срединно-океанических хребтах и характеризуется более низким отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (~0.7035) относительно континентального (~0.7115). Поставщиком радиогенного ^{87}Sr в континентальном потоке выступают речные и подземные воды, размывающие породы горных сооружений, осадочных чехлов и к кристаллическим фундаментам платформ (Richter et al., 1992; Jacobsen, Kaufman, 1999; Семихатов и др., 2002).

3. Морские карбонатные и фосфатные отложения, а также кальцийсодержащие минералы унаследуют изотопное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ среды седиментации. Анализ этих карбонатных отложений позволяет реконструировать изотопное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в палеоокеанах. (Кузнецов и др., 2013, 1998; Koepnick et al., 1985).

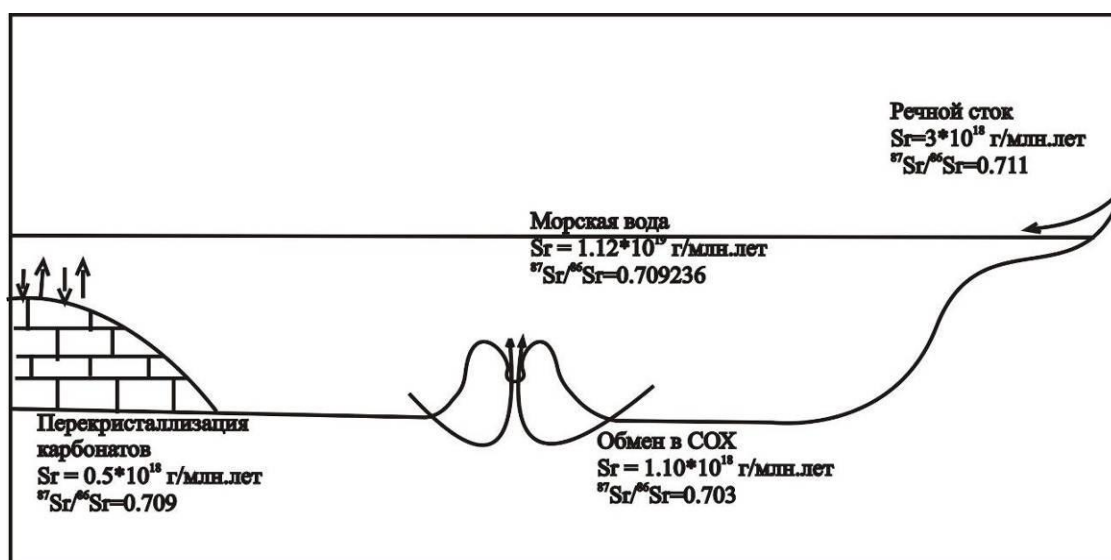


Рис 2.4. Факторы, влияющие на эволюцию изотопного состава стронция в морской воде, на примере современного океанического бассейна (DePaolo, 1987, с дополнениями).

Успешное применение стронциевой изотопной хемотратиграфии зависит от степени сохранности первичного изотопного состава стронция в карбонатных породах. Однако нередко изотопный состав стронция карбонатных пород нарушается под воздействием постседиментационных преобразований. Методика определения вторичных преобразований карбонатных пород включает в себя геохимическое определение степени сохранности карбонатных пород. Для стронциевой изотопной хемотратиграфии наиболее подходят известняки, лишенные глинистой примеси с отношениями $Mn/Sr < 0.2$; $Fe/Sr < 5$; $Mg/Ca < 0.024$ и $\delta^{18}O > 21\text{‰}$ SMOW (Горохов и др., 1995; Кузнецов и др., 1997). В результате вторичного воздействия на карбонатные породы может происходить разрушение кристаллической решетки, нарушение Rb-Sr изотопной систем, обогащение Fe и Mn и вынос Sr.

Применение вышеперечисленных методических подходов в изучении осадочных и магматических пород позволили установить хронологию геологических событий в позднем докембрии в пределах Каратау-Джебаглинского континентального блока.

Глава 3. СОСТАВ И ОЦЕНКА ВОЗРАСТА КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ КАРАТАУ-ДЖЕБАГЛИНСКОГО БЛОКА

3.1. Особенности строения бакырлинской свиты

В пределах Большого Каратау карбонатные отложения бронируют его верхнюю часть (рис. 3.1) и протягиваются субмеридианально узкой полосой практически на 40 км. Эти отложения относятся к бакырлинской свите. О позднедокембрийском возрасте этих карбонатных пород свидетельствуют геохронологические данные о прорывающих их граносиенитах Кумыстинского массива с возрастом 717 млн лет (Дегтярев и др., 2019).



Рис. 3.1. Хребет Большой Каратау в районе поселка Бакырлы (фото автора).

В разрезе бакырлинской свиты выделяются: нижняя пачка, мощностью около 100 м, сложенная тонкопереслаивающимися рассланцованными глинистыми породами и известняками мощностью около 100 м; и верхняя пачка, мощностью 800-900 м, представленная в основном доломитизированными и мраморизованными известняками и доломитами, в её нижней части отмечаются прослои песчаников и рассланцованных глинистых пород. Для отложений этой свиты характерна выдержанность строения на значительные расстояния. В известняках найдены столбчатые строматолиты типа *Baicalica* и шаровые водоросли типа *Collenia*, на основании этого в настоящее время принимается среднерифейский возраст бакырлинской свиты. Отложения бакырлинской свиты

накапливались в условиях шельфового мелководного морского бассейна (Абдулин и др., 1986).

3.2. Петрографические и геохимические особенности карбонатных пород бакырлинской свиты.

Для оценки возраста методом Sr-хемотратиграфии из карбонатных пород бакырлинской свиты было отобрано 130 проб в пяти разрезах, удалённых от прорывающих их граносиенитов (рис. 3.2).

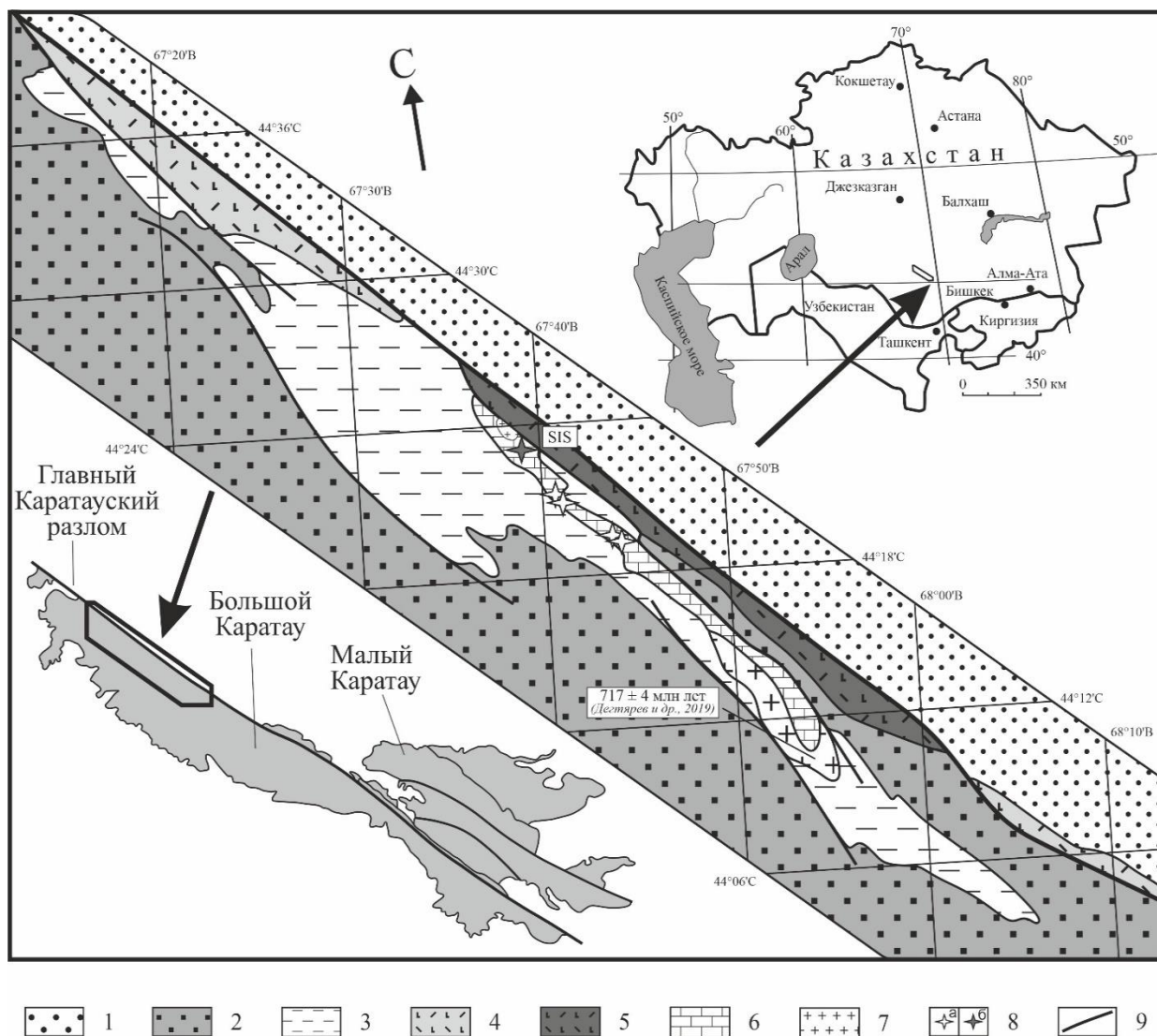


Рис. 3.2. Схема геологического строения северной части Большого Каратау. 1 – кайнозойские отложения; 2 – ордовикские песчаники, алевролиты, известняки, кремнистые алевролиты; 3 – венд-кембрийские конгломераты, тиллиты, алевролиты, песчаники, сланцы; 4 – риолиты, базальты, туфы кайнарской свиты; 5 – кайнарская и шованская свиты; 6 – известняки, доломиты алевролиты бакырлинской свиты; 7 – граносиениты, граниты и гранодиориты кумыстинского комплекса; 8 – места отбора образцов из карбонатных пород: а – доломиты, б – известняки с ненарушенной Sr-изотопной системой; 9 – разрывные нарушения.

Петрографическое изучение карбонатных пород бакырлинской свиты показало для 38 проб их возможную перспективность для целей Sr-хемотратиграфии (Колесов и др., 2026б). Для них характерна средне- и скрытозернистая структура при отсутствии видимых постседиментационных изменений (рис. 3.3, а). Для остальных карбонатных пород, исключённых из дальнейшего исследования, типичны высокие содержание терригенного и глинистого материала, оксидов железа в межзерновом пространстве, присутствие зёрен вторичного доломита, многочисленных прожилков вторичного кальцита и окремнением (рис. 3.3). Таким образом, высокие содержания некарбонатного материала, видимые свидетельства постседиментационных процессов – перекристаллизация, ожелезнение и более поздняя аутигенная карбонатная минерализация, свидетельствуют как о явном нарушении изучаемой карбонатной изотопной системы под воздействием более поздних постседиментационных флюидов, так и о невозможности исключить влияния на изотопный состав кремнистых составляющих при выделении «карбонатной вытяжки» при растворении проб карбонатных пород в кислотах. При исследовании изотопного состава стронция традиционно для известняков используются следующие геохимические критерии отбора образцов с наименее нарушенной первичной изотопной системой: $Mg/Ca \leq 0.024$, $Mn/Sr \leq 0.2$, $Fe/Sr \leq 5.0$, для доломитов: $Mg/Ca \geq 0.608$, $Mn/Sr \leq 1.2$, $Fe/Sr \leq 3.0$ (Кузнецов и др., 2014). Для наиболее перспективных проб карбонатных пород бакырлинской свиты для целей Sr-хемотратиграфии, выделенных на основе петрографических исследований, было проведено их геохимическое изучение. В результате этого установлено, что лишь четыре образца представлены чистыми известняками ($Mg/Ca = 0.01$) с содержанием 250-400 мкг/г Sr (табл. 3.1) и пригодны для дальнейших изотопных исследований. Все остальные являются доломитами с высокими концентрациями Fe и Mn, низкими Sr и не отвечают геохимическим критериям сохранности первичного изотопного состава карбонатных пород (рис. 3.4).

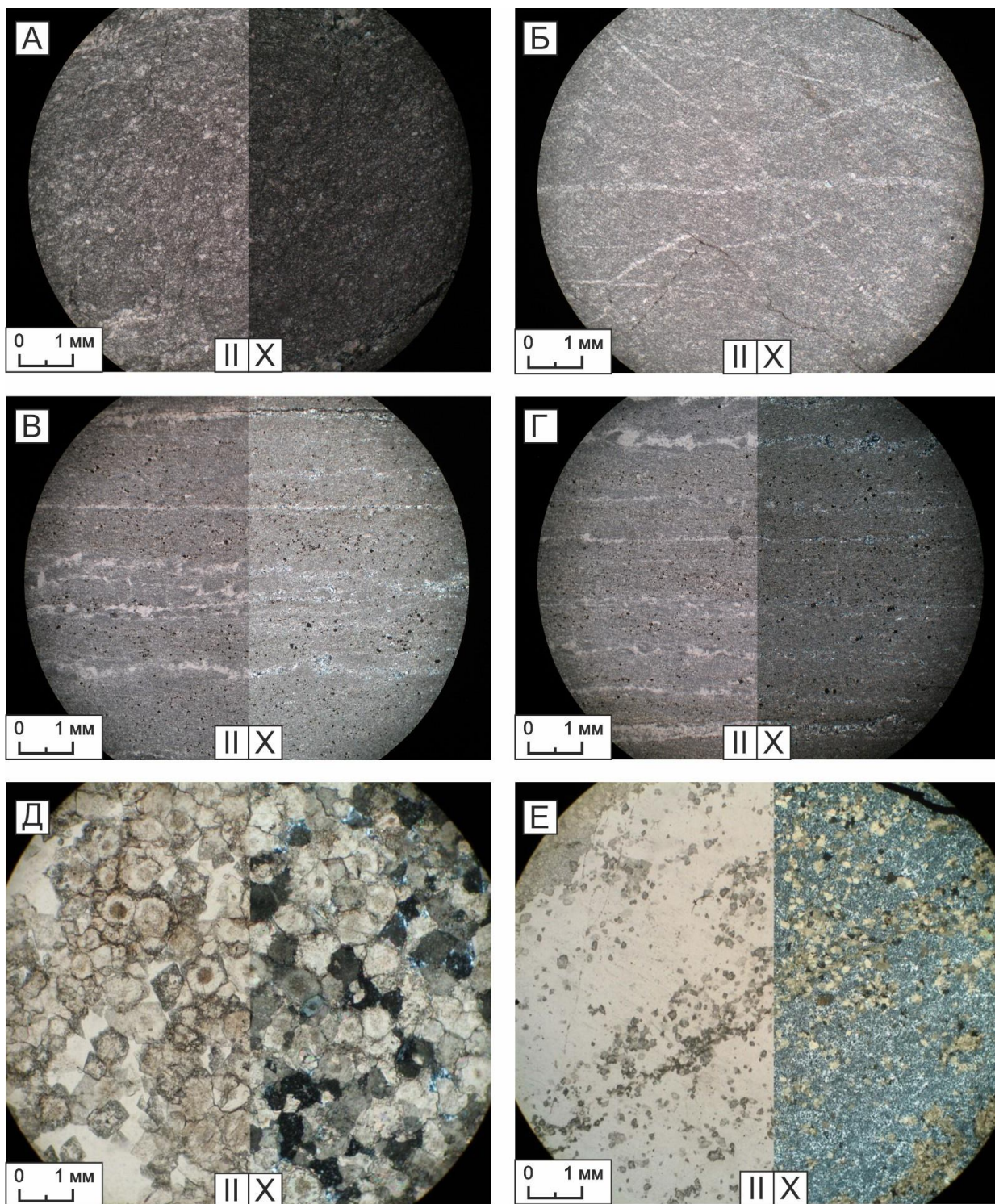


Рис. 3.3. Микрофотографии шлифов карбонатных пород бакырлинской свиты. Карбонатные породы без видимых постседиментационных изменений: А – с афанитовой структурой; карбонатные породы непригодные для целей Sr-хемотратиграфии Б – со вторичными прожилками кальцита, В – с послойным кремнением, Г – «запесоченная» карбонатная порода, Д – с вторичным доломитом, Е – со сплошным кремнением. Левая часть фотографий шлифов в проходящем свете при одном поляризаторе, правая часть при скрещенных поляризаторах.

Табл. 3.1. Химический состав карбонатных пород бакырлинской свиты.

№ пробы	СП* %	Содержание, мкг/г			Fe/Sr	Mn/Sr	Mg/Ca	Содержание, мкг/г	
		Mn	Fe	Sr				Mg	Ca
МК15-51	1.4	100	1290	20	65	5.0	0.552	111600	202300
МК15-52	21.3	220	2480	20	124	11	0.547	113400	207300
МК15-53	3.2	150	2020	10	202	15	0.547	110400	202000
МК15-54	1.2	120	1040	20	52	6.0	0.553	115600	209100
МК15-55	1.3	150	1010	20	50.5	8	0.549	121500	221200
МК15-56	36.5	260	3540	20	177	13	0.559	114700	205300
МК15-58	41.5	200	2120	30	71	6.7	0.606	127500	210500
МК15-59	15.8	1350	2910	300	10	4.5	0.109	35300	323000
МК15-60	5.3	120	1620	400	4.1	0.3	0.010	3800	364000
МК15-61	5.9	150	1480	470	3.1	0.3	0.011	3900	367900
К 272/19	1.6	479	3040	52.4	58.1	9.1	0.579	124000	214000
К 298/19	2.8	257	1140	34.2	33.3	7.5	0.555	126000	227000
К 301/19	2.3	230	1140	30.7	37.2	7.5	0.573	121000	211000
К 309/19	3.9	311	1700	69.4	24.5	4.5	0.534	118000	221000
К 250/19	1.8	606	2810	57.3	49.1	10.6	0.483	113000	234000
К 251/19	2.9	564	3670	71.7	51.2	7.9	0.491	111000	226000
К 254/19	8.6	807	4690	62.7	74.8	12.9	0.536	112000	209000
К 258/19	15.2	520	6960	50.8	137.0	10.2	0.493	112000	227000
К 259/19	5.6	407	3000	41.8	71.8	9.7	0.491	115000	234000
К 262/19	24.8	658	4400	63.4	69.4	10.4	0.538	114000	212000
К 264/19	2.7	717	3470	43.9	79.1	16.3	0.514	114000	222000
К 265/19	2.7	510	3670	42.1	87.2	12.1	0.591	127000	215000
К 267/19	29.2	520	5750	69.6	82.6	7.5	0.565	122000	216000
К 271/19	0.9	371	2060	36.7	56.2	10.1	0.611	127000	208000
К 272/19	1.6	479	3040	52.4	58.1	9.1	0.579	124000	214000
К 276/19	8.9	948	4350	53.1	81.9	17.9	0.576	125000	217000
К 277/19	47.5	1290	8760	75.6	115.9	17.1	0.543	120000	221000
К 279/19	49.5	525	8270	117	70.5	4.5	0.570	118000	207000
К 289/19	51.7	768	14800	145	102.1	5.3	0.493	110000	223000
К 298/19	2.8	257	1140	34.2	33.3	7.5	0.555	126000	227000
К 299/19	5.3	184	1840	39.9	46.2	4.6	0.569	120000	211000
К 300/19	56.0	312	5160	39.4	130.8	7.9	0.523	115000	220000
К 301/19	2.3	230	1140	30.7	37.2	7.5	0.573	121000	211000
К 303/19	13.8	328	2570	60.2	42.7	5.4	0.558	121000	217000
К 309/19	3.9	311	1700	69.4	24.5	4.5	0.534	118000	221000
К 312/19	34.7	451	3420	42.3	80.8	10.6	0.535	115000	215000
К 4/22	2.7	175	1280	250.0	5.1	0.7	0.011	3700	351000
К6/22	1.8	150	1520	310.0	4.9	0.5	0.010	3500	365000

Примечание. * – доля силикокластической примеси. Жирным шрифтом выделены пробы, отвечающие по своим геохимическим критериям пригодным образцам для проведения в дальнейшем Sr-хемотратиграфии.

Содержания Fe, Mg, Mn, Ca, Sr измерялись атомно-абсорбционным методом на приборе Thermo Scientific с SOLAAR AA Spectrometer (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск).

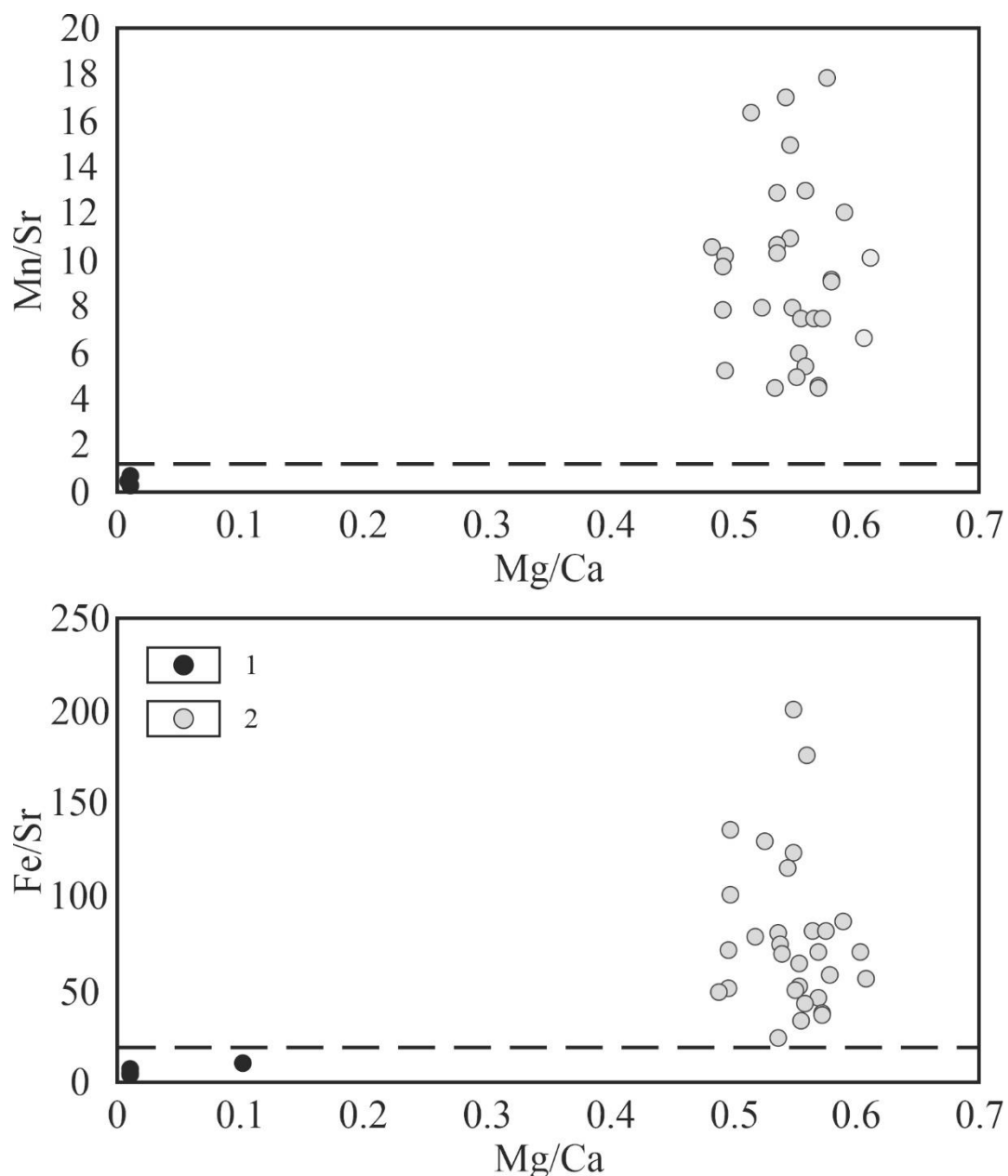


Рис. 3.4. Графики отношения содержания мобильных элементов как индикаторов сохранности первичной изотопной системы. 1 – известняки с ненарушенной изотопной системой; 2 – доломиты. Пунктиром на графике ограничена верхняя граница значений геохимического критерия (Mn/Sr и Fe/Sr) сохранности первичного изотопного состава карбонатных пород.

3.3. Sr-хемотратиграфия карбонатных пород нижней части разреза бакырлинской свиты.

Все изученные известняки, пригодные для целей Sr-хемотратиграфии, были отобраны из одного 7-метрового горизонта тёмно-серых карбонатных пород в нижней части разреза свиты. Изотопные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в этих породах составляют 0,70611–0,70725 (табл. 3.2). Более высокое значение $^{87}Sr/^{86}Sr$ 0.70725, вероятно, не отвечает первичному изотопному составу в породе, а является следствием постседиментационных изменений, о чём так же свидетельствует значение $\delta^{18}O$ ниже 20 ‰ (см. табл. 3.2, рис. 3.4).

Поэтому корректней ограничить интервал значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.70611–0.70634. Значения $\delta^{13}\text{C}$ в подстилающих доломитах и изученных известняках из семиметрового горизонта в нижней части бакурлинской свиты варьирует в диапазоне от -1.0‰ до -1.6‰. Значения изотопного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в известняках нижней части разреза бакурлинской свиты можно рассматривать как изотопные метки, позволяющие внести ограничения на временной интервал седиментации (Колесов и др., 2026б). Близкие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ имеют карбонаты миньярской свиты (разрез Шубино) позднего докембрия Южного Урала (рис. 3.5), имеющие Pb–Pb-геохронологическое обоснование возраста, который составляет 820 ± 77 млн лет (Kuznetsov et al., 2017).

Табл. 3.2. Rb–Sr аналитические данные для растворимой карбонатной фазы пород нижней части разреза бакурлинской свиты Большого Каратау.

№ пробы	Содержание, мкг/г		$\delta^{13}\text{C}$, ‰	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	Измеренное отношение $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$	$\pm 2\text{SD}$	Первичное отношение* $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$
	Sr	Rb					
МК15-51	20		-1.5	24.5			
МК15-53	10		-1.5	24.2			
МК15-54	20		-1.5	24.3			
МК15-55	20		-1.6	23.7			
МК15-60	400	0.16	-1.0	20.7	0.70611	0.000010	0.70611
МК15-61	470	0.36	-1.0	18.6	0.70727	0.000010	0.70725
К 4/22	250	0.02			0.70636	0.000016	0.70634
К6/22	310	0.08			0.70632	0.000023	0.70626

Примечание. * – при вычислении первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ возраст известняков принимался равным 770 млн лет (на основе анализа вариаций $\delta^{13}\text{C}$ в воде океана в неопротерозе и ограничении возраста прорывающими граносиенитов Кумыстинского массива).

Химическое разложение проб и измерение содержаний в них Rb и Sr на многоколлекторном масс-спектрометре МИ1201АТ выполнено в ЦКП МИИ СО РАН. Изотопное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ измерены на масс-спектрометре Finnigan-262 (ЦКП «Геодинамика и геохронология», г. Иркутск). Определение изотопных отношений стронция контролировали параллельным измерением в каждой серии образцов изотопного стандарта ВНИИМ, отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в котором составляет 0.70800 ± 0.00007 (2 σ ср, n = 9) и SRM-987 (отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.71026 ± 0.00006 , 2 σ ср, n = 8).

Для анализа изотопного состава кислорода и углерода в карбонатном веществе использован приборный комплекс, состоящий из масс-спектрометра Finnigan MAT-253 и линии пробоподготовки – Gas Bench II (ЦКП МИИ СО РАН).

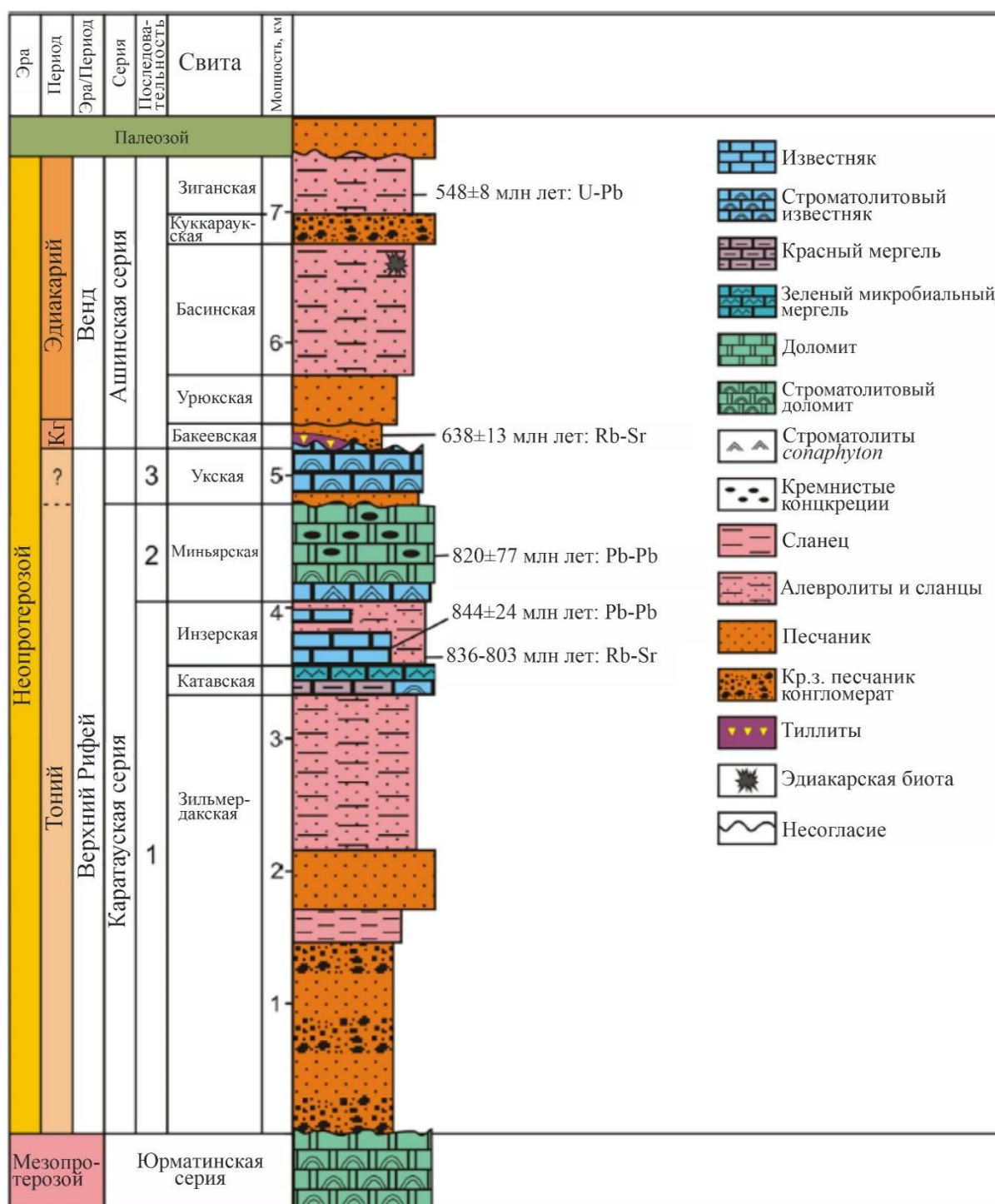


Рис. 3.5. Стратиграфическая колонка, неопротерозойской последовательности отложений Башкирского антиклинория на Южном Урале, с указанием имеющих возрастных ограничений (Kuznetsov et al., 2017).

Время формирования карбонатных пород бакырлинской свиты ограничено возрастом внедрения прорывающих их граносиенитов Кумыстинского комплекса – 717±4 млн лет (Дегтярев и др., 2019). С учётом данных об изотопном составе Sr и C в воде Мирового океана в докембрии (Кузнецов и др., 2016), информации о возрасте прорывающих граносиенитов и изотопных характеристик карбонатных пород с

геохронологическим обоснованием их возраста, можно оценить время седиментации карбонатов нижней части бакырлинской свиты в интервале 760–800 млн лет (рис. 3.6).

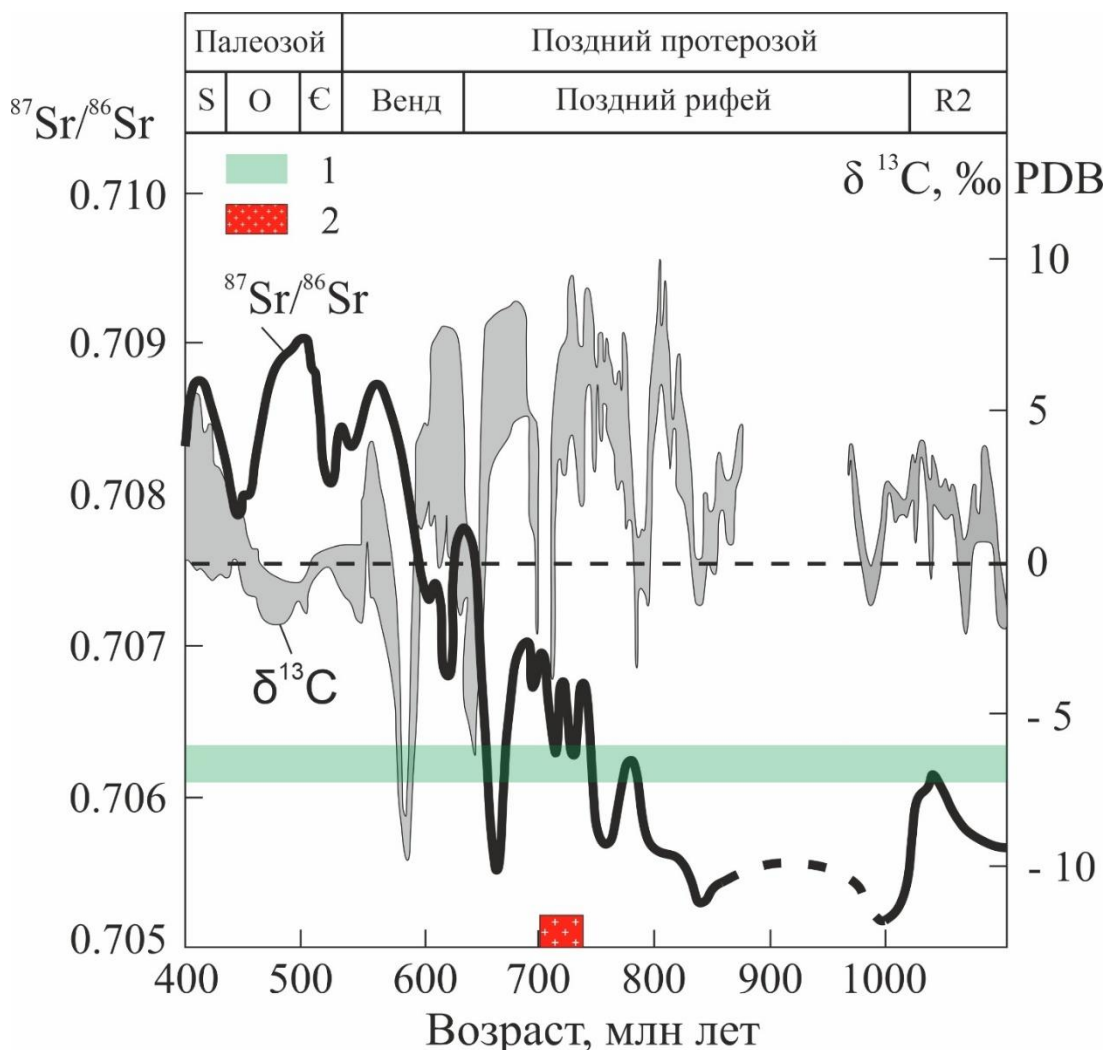


Рис. 3.6. Сопоставление Sr-изотопных характеристик бакырлинской свиты со стандартной кривой вариации $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в водах Мирового океана в неопротерозое (Кузнецов и др., 2016). 1 – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -отношение в карбонатных породах бакырлинской свиты; 2 – граносиениты Кумыстинского комплекса (Дегтярев и др., 2019).

Таким образом, в результате проведенного изучения бакырлинской свиты установлено, что основная часть карбонатных пород из ее разреза не отвечают критериям сохранности первичного изотопного состава Sr ввиду как значительного содержания силикокластической примеси, так и наложенных постседиментационных процессов перекристаллизации и привноса вещества с флюидами. Наименее изменёнными оказались известняки 7-ми метрового горизонта в нижней части разреза, значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ которых позволили оценить интервал их седиментации в интервале 760–800 млн лет (Колесов и др., 20266).

Глава 4. СОСТАВ И ОЦЕНКА ВОЗРАСТА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД КАЙНАРСКОЙ СВИТЫ

4.1 Особенности строения кайнарской свиты

Кайнарская свита имеет наиболее широкое распространение среди доэдиакарских комплексов Каратау-Джебаглинского блока, она обнажена в ядрах крупных антиклиналей, крылья которых сложены осадочными породами верхнего криогения-нижнего палеозоя. (рис. 4.1). Кайнарская свита характеризуется сильной изменчивостью состава вулканических пород по простирацию блока. В юго-восточной части резко преобладают кислые эффузивы, в центре – примерно в равных количествах присутствуют как вулканы кислого, так и основного состава, а на северо-западе – в основном развиты основные эффузивы.

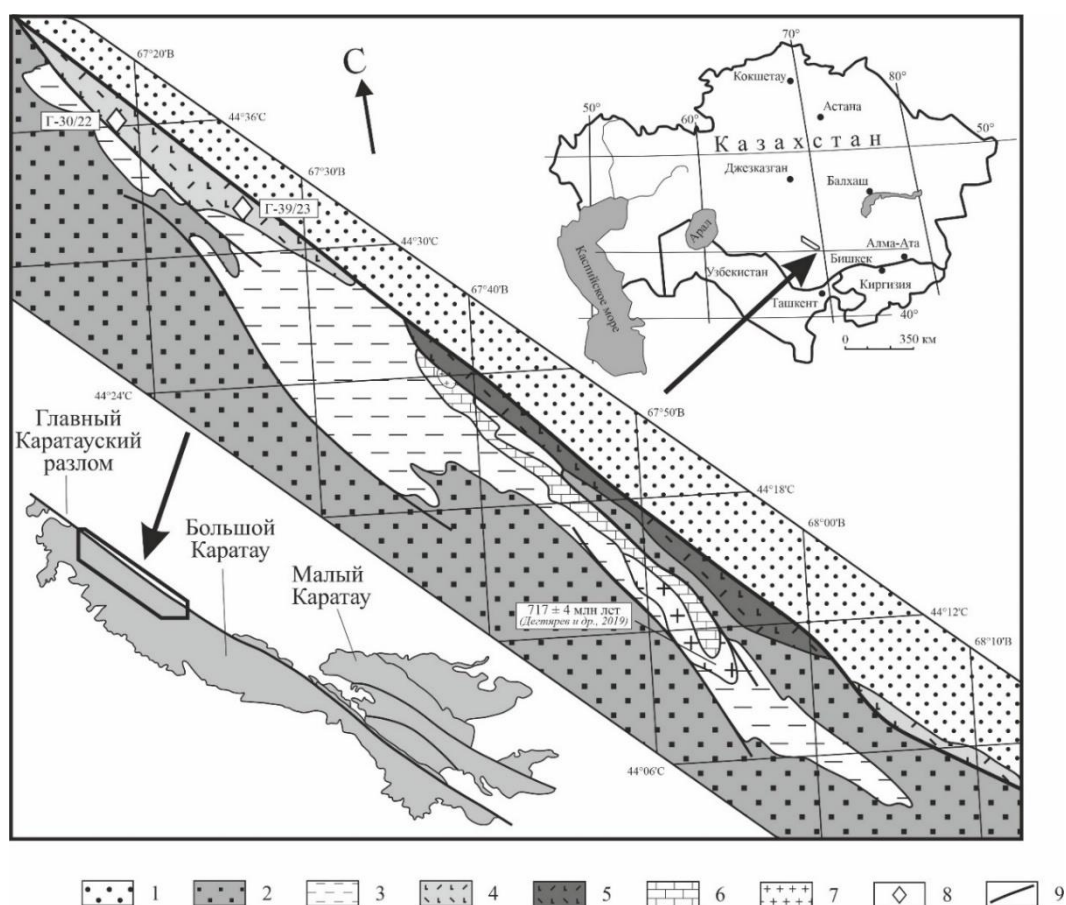


Рис. 4.1. Схема геологического строения северной части Большого Каратау.

1 – кайнозойские отложения; 2 – ордовикские песчаники, алевролиты, известняки, кремнистые алевролиты; 3 – эдиакарско-кембрийские конгломераты, тиллиты, алевролиты, песчаники, сланцы; 4 -риолиты, базальты, туфы кайнарской свиты; 5 – кайнарская и шованская свиты; 6 - известняки, доломиты алевролиты бақырлинской свиты; 7 - граносиениты, граниты и гранодиориты кумыстинского комплекса; 8 - места отбора проб на U-Th-Pb геохронологические исследования и их номера; 9 - разрывные нарушения.

На крайнем северо-западе роль кислых и основных эффузивов вновь выравнивается. Мощность кайнарской свиты меняется по простирацию блока и в его центральной части

может достигать 2200 м. Характерными породами кайнарской свиты являются мелкопорфировые трахириолиты и риолиты, игнимбриты и туфы того же состава, туфогенные песчаники, гравелиты и алевролиты, мелкопорфировые миндалекаменные базальты и туфы основного состава (Абдулин и др., 1986). В северо-западной части блока большая часть выходов кайнарской свиты находится в зоне Главного Каратауского разлома, где вулканогенные породы подверглись неравномерному рассланцеванию и динамометаморфизму, что сильно осложняет их изучение.

Фрагменты разрезов кайнарской свиты были изучены на северо-западном окончании хребта Каратау, где преобладают рассланцованные эффузивы и туфы кислого состава, реже встречаются вулканиты основного состава. Северно-восточнее полосы выходов эффузивов кайнарской свиты с тектоническим контактом залегают карбонатные породы бакырлинской свиты.

4.2. Петрографические и геохимические особенности пород кайнарской свиты

Породы кайнарской свиты во многих случаях претерпевали существенные зеленокаменные изменения, и многие отобранные в поле образцы вулканических пород, выбранные для геохимических исследований, в дальнейшем были исключены из изучения в связи с сильным изменением их первичного состава. При петрографических исследованиях они классифицировались как зеленые сланцы или эпидотизированные вулканические породы. Среди неизменных вулканических разновидностей этой свиты на основе изучения их минерального состава и текстурно-структурных особенностей выделены следующие литотипы.

Риолиты имеют порфировую структуру, массивную текстуру. Порфиры сложены кварцем, плагиоклазами и обломками вулканических пород (рис. 4.2, б, е). Зерна плагиоклазов имеют таблитчатую форму, также они встречаются в виде лейст. По составу плагиоклаз в основном имеет олигоклазовый состав. Основная масса представлена мелкозернистой раскристаллизованной массой кварц-полевошпат-хлоритового состава (рис. 4.2, а). Среди акцессорных минералов встречаются цирконы, апатит, рудные минералы. К вторичным изменениям можно отнести эпидотизацию, проявление вторичных карбонатов, ожелезнение.

В вулканических породах основного состава, представленных базальтами встречается оливин в порфировых вкрапленниках, выделяющихся на фоне основной массы, состоящей из плагиоклаза, рудного минерала (рис. 4.2, в, г). К вторичным изменениям можно отнести хлоритизацию и образование вторичных карбонатов.

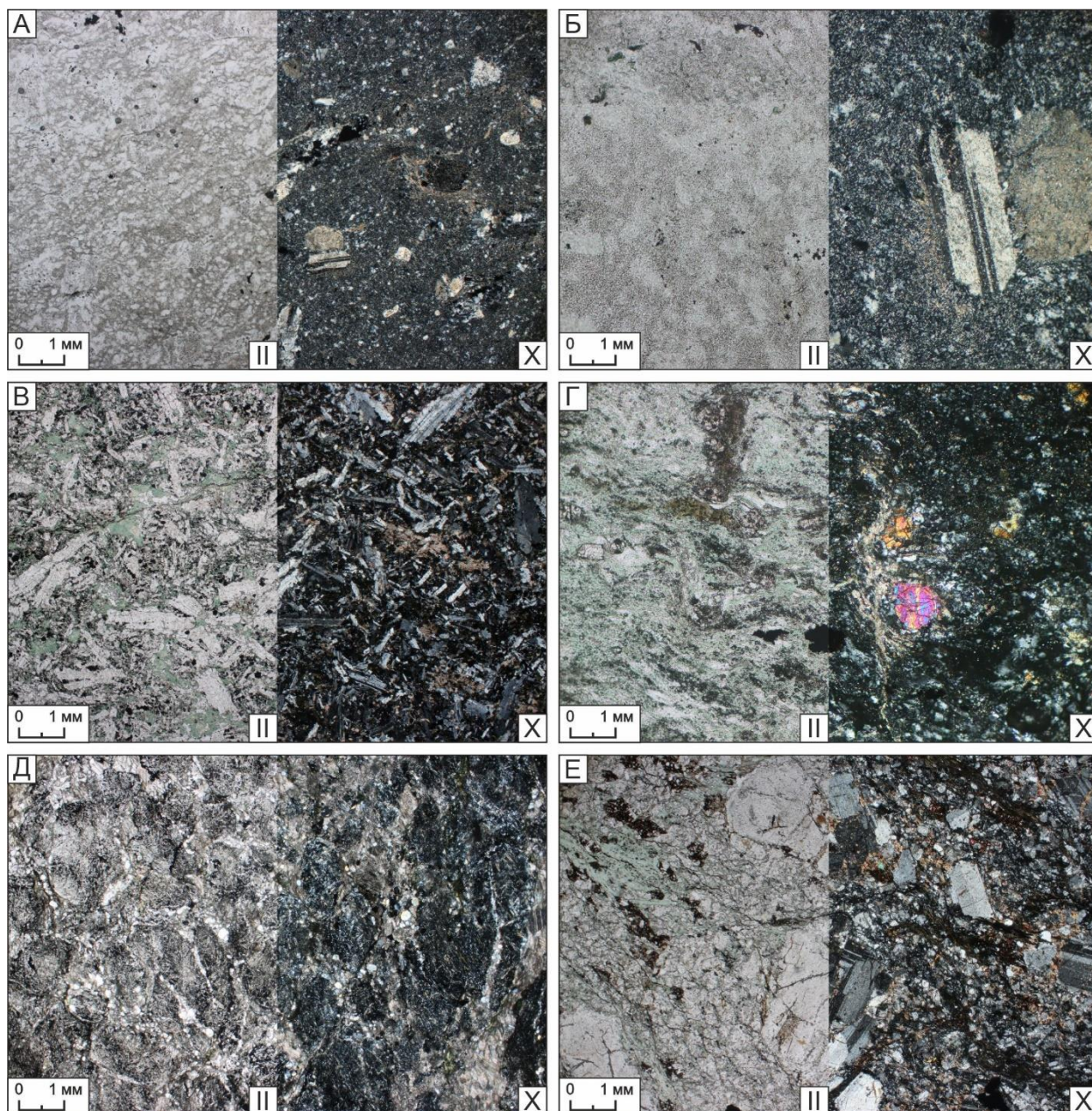


Рис. 4.2. Вулканогенные породы из разреза кайнарской свиты: А – риолит (обр. Г-1/23), Б – риолит (обр. Г-40/23), В – базальт (обр. Г-28/23), Г – базальт с оливином (обр. Г-37/23), Д – туф (обр. Г-32/22), Е – риолит (обр. Г-30/22). Левая часть фотографий шлифов в проходящем свете при одном поляризаторе, правая часть при скрещенных поляризаторах.

Среди туфов выделяют две разновидности: мелкозернистый туф (рис. 4.2, д) и кристаллокластический туф. Мелкозернистый туф имеет слабослоистую текстуру и сложен зернами полевого шпата, кварца, хлорита. Наблюдается вторичное ожелезнение, эпидотизация. Кристаллокластический туф имеет порфировую структуру и слабослоистую текстуру. Кристаллокласты имеют таблитчатую форму зерен и представлены кварцем и полевыми шпатами с наложенной соскюритизацией. Общая масса представлена мелкозернистым туфом, аналогичным рассмотренным выше.

На классификационной TAS-диаграмме изучаемые породы попадают в поля базальтов, риолитов реже, дацитов (рис. 4.3). Учитывая значительное проявление зеленокаменных изменений была использована классификационная диаграмма, основанная на отношении содержаний ряда немобильных при вторичных процессах элементов (рис.4.4). Это позволило получить более детальную классификацию изучаемых вулканических пород.

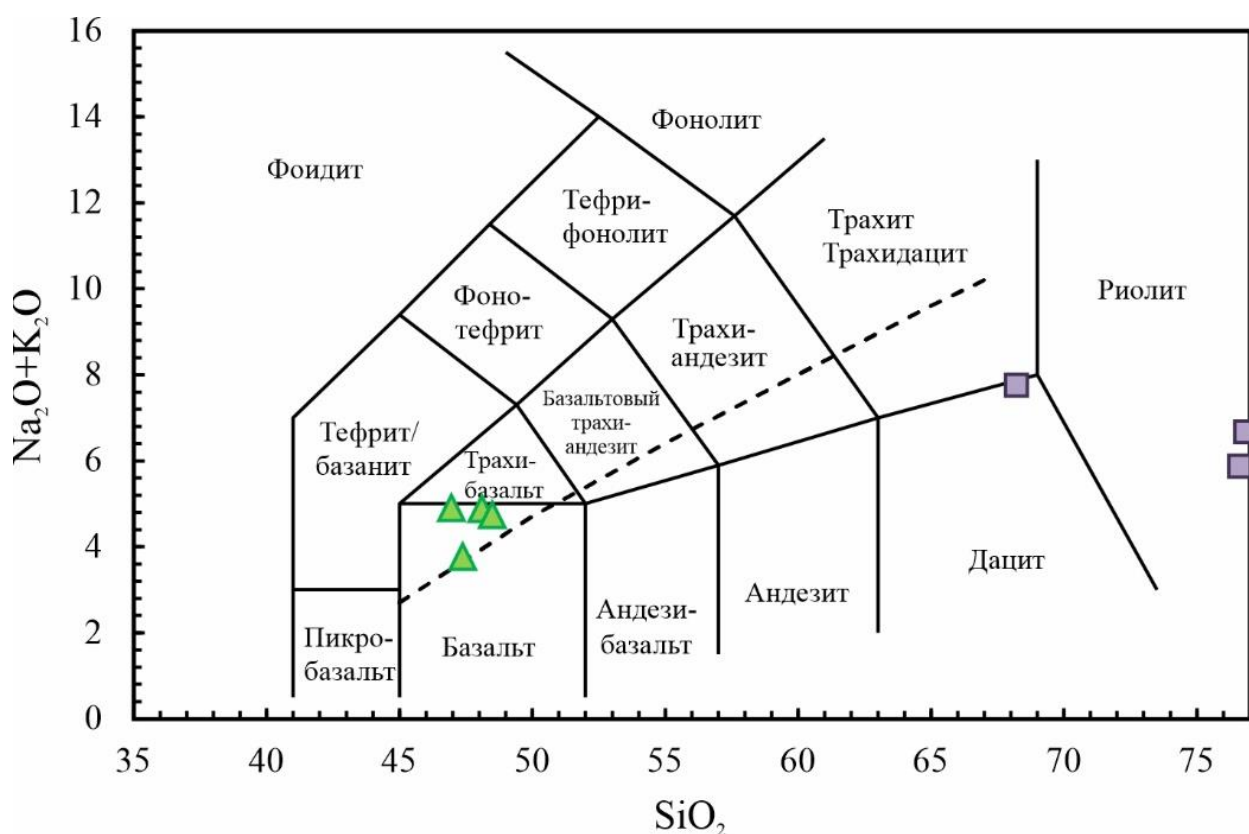


Рис. 4.3. Классификационная диаграмма $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (LeBas et al., 1986) для вулканических пород кайнарской свиты.

Примечание. Сиреневые квадраты – риолиты, выделенные на основе петрографического изучения, зеленые треугольники - базальты, выделенные на основе петрографического изучения.

Вулканические разности среднего-кислого состава кайнарской свиты в данном случае представлены риолитами, риодацитами и трахеандезитами, а основного состава базальтами и андезитами (рис. 4.4).

С целью изучения особенностей состава из вулканитов кайнарской свиты были отобраны пробы для петрогеохимических исследований. Содержания РЗЭ в вулканических породах кайнарской свиты варьируют от 138 до 222 г/т с обогащением легкими редкоземельными элементами относительно тяжелых (табл. 4.1, табл. 4.2). Степень обогащения составляет $(\text{LREE}/\text{HREE})_n = 1.8-6$, $(\text{La}/\text{Yb})_n = 4.4-16.9$ для кислых пород и $(\text{LREE}/\text{HREE})_n = 1.6-2.2$, $(\text{La}/\text{Yb})_n = 3-4.7$ для основных пород. Для вулканических пород

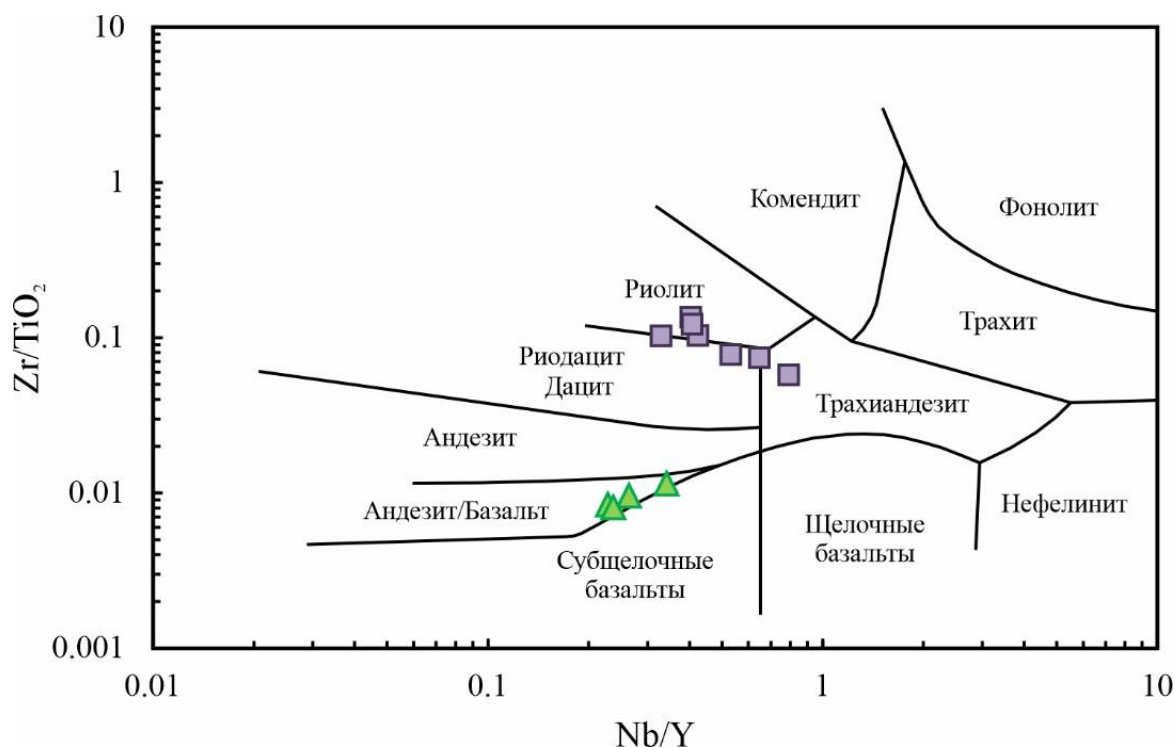


Рис. 4.4 Классификационная диаграмма $Zr/TiO_2 - Nb/Y$ (Winchester, Floyd, 1977) для вулканических пород кайнарской свит.

Примечание. Сиреневые квадраты – риолиты, выделенные на основе петрографического изучения, зеленые треугольники - базальты, выделенные на основе петрографического изучения.

кислого состава характерно наличие отрицательной Eu аномалии $(Eu/Eu^*)_n$ = от 0.42 до 0.48 (рис. 4.5, а), в то время как в породах основного состава данная отрицательная аномалия не наблюдается (рис. 4.6, а). Вулканические породы кислого состава имеют однотипные мультиэлементные спектры с минимумами по Nb, Sr, Eu и Ti (рис. 4.5, б).

В целом мультиэлементные спектры основных вулканических пород имеют однотипное распределение за исключением подвижных элементов Ba и U, и выраженной Ta-Nb отрицательной аномалии (рис. 4.6, б). Вулканические породы основного состава имеют редкоземельные и мультиэлементные спектры, отличные от срединно-океанических хребтов (NMORB) и базальтов океанических островов (OIB). Это может свидетельствовать о том, что их образование происходило в обстановках переходного типа.

На диаграммах, позволяющих реконструировать геодинамические обстановки формирования вулканических пород основного состава, фигуративные точки изученных базальтов кайнарской свиты попадают в поля пород, формирующихся в пределах активных континентальных окраин и вулканических дуг (рис. 4.7, 4.8). При этом, при их образовании в переходных обстановках вклад мантийных пород океанической коры был более значительным (рис. 4.9).

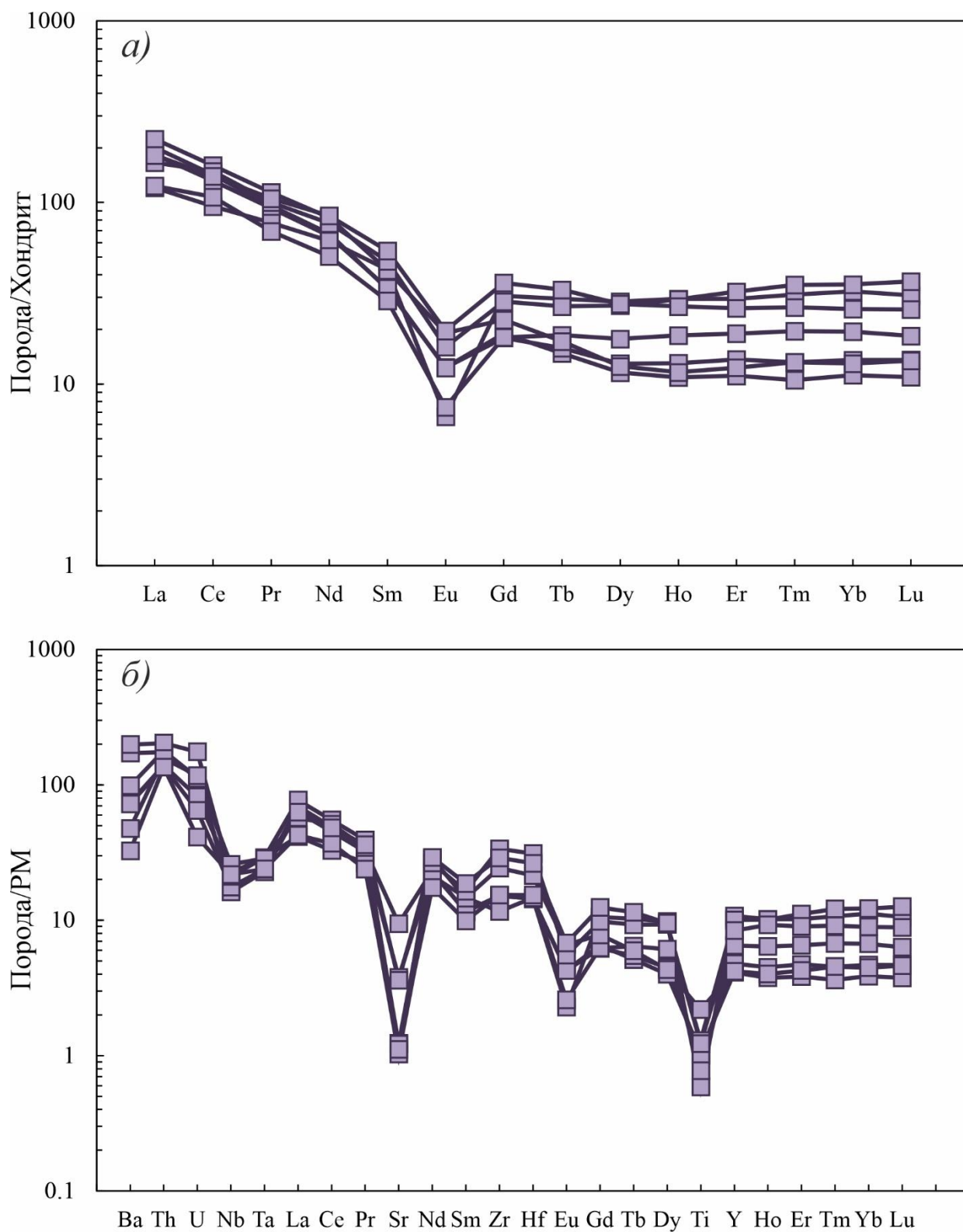


Рис. 4.5. а – спектры распределения редкоземельных элементов, нормированные по хондриту (Sun, McDonough 1989); б – мультиэлементные спектры редких элементов, нормированные по примитивной мантии (Sun, McDonough 1989) для вулканических пород кайнарской свиты кислого состава.

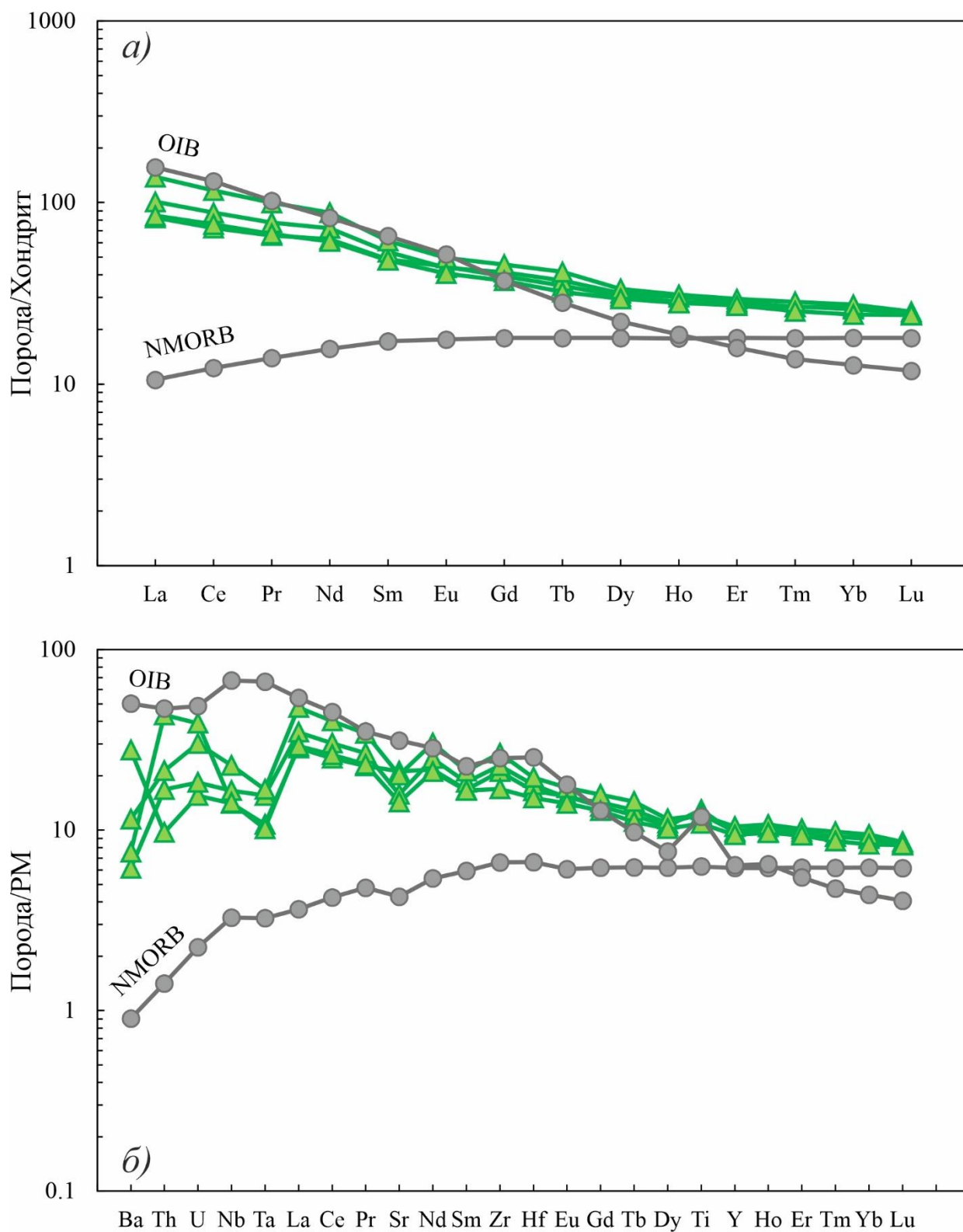


Рис. 4.6. а – спектры распределения редкоземельных элементов, нормированные по хондриту (Sun, McDonough 1989); б – мультиэлементные спектры редких элементов, нормированные по примитивной мантии (Sun, McDonough 1989) для вулканических пород кайнарской свиты основного состава. Содержание элементов в базальтах срединно-океанических хребтов (NMORB) и океанических островов нанесено с использованием данных (Sun, McDonough 1989).

Таблица. 4.1. Содержания петрогенных (мас. %), редких и редкоземельных (г/т) элементов в вулканических породах кайнарской свиты кислого состава.

№ Проб	Г- 1/23	Г -3/23	Г- 4/23	Г- 5/23	Г- 21/23	Г- 39/23	Г -40/23
SiO ₂	75.7	75.0	78.8	77.2	65.9	76.9	77.2
TiO ₂	0.23	0.22	0.13	0.17	0.47	0.28	0.27
Al ₂ O ₃	13.2	13.5	11.4	12.1	17.9	12.5	11.9
Fe ₂ O ₃	1.7	1.8	1.3	1.7	3.1	1.6	1.7
MnO	0.02	0.03	0.01	0.03	0.04	0.02	0.01
MgO	0.50	0.62	0.30	0.41	0.87	0.27	0.12
CaO	0.55	0.93	0.13	0.77	0.72	0.15	0.10
Na ₂ O	4.8	2.8	0.36	1.8	2.6	4.3	5.0
K ₂ O	1.8	3.0	5.9	3.1	4.9	2.2	2.5
P ₂ O ₅	0.05	0.05	0.02	0.02	0.12	0.05	0.02
Rb	76.4	97.0	143.7	110.7	139.2	70.0	40.3
Sr	198.4	79.7	21.6	25.9	75.8	25.6	23.5
Y	18.7	21.7	48.8	29.6	19.0	45.6	38.1
Zr	170.4	168.8	129.9	172.2	271.8	376.3	323.1
Nb	12.1	11.5	16.1	12.5	15.1	18.4	15.5
Cs	1.4	1.8	1.9	3.1	1.7	1.1	0.4
Ba	686.5	1200.0	516.7	504.6	1385.3	332.4	226.5
La	47.6	43.4	28.5	29.2	52.9	39.2	43.1
Ce	86.8	80.4	58.1	65.5	97.7	90.7	85.2
Pr	9.1	8.8	7.3	6.6	10.8	9.5	10.0
Nd	31.4	30.5	28.7	23.6	38.5	35.8	39.4
Sm	5.1	5.2	6.5	4.4	6.5	7.3	8.3
Eu	0.72	0.71	0.38	0.43	1.1	0.93	1.1
Gd	3.9	3.7	6.3	3.7	4.6	5.8	7.4
Tb	0.55	0.59	1.1	0.69	0.64	1.0	1.2
Dy	2.9	3.3	7.2	4.5	3.2	6.9	7.0
Ho	0.6	0.7	1.7	1.0	0.7	1.7	1.5
Er	1.8	2.3	4.9	3.1	2.0	5.3	4.3
Tm	0.27	0.34	0.79	0.50	0.34	0.90	0.67
Yb	1.9	2.3	5.5	3.3	2.2	6.0	4.4
Lu	0.28	0.34	0.78	0.47	0.34	0.93	0.65
Hf	4.4	4.5	4.5	4.7	6.6	9.6	8.1
Ta	0.95	0.93	1.2	1.0	1.2	1.2	1.0
Th	15.2	14.8	11.8	11.5	17.2	13.3	11.5
U	2.4	2.3	1.7	1.4	3.7	2.5	0.9

Таблица. 4.2. Содержания петрогенных (мас. %), редких и редкоземельных (г/т) элементов в вулканических породах кайнарской свиты основного состава.

№ Проб	Г- 25/23	Г- 27/23	Г- 33/23	Г -34/23
SiO ₂	45.2	46.1	44.3	45.6
TiO ₂	2.8	2.7	2.6	2.4
Al ₂ O ₃	14.5	15.0	15.3	15.9
Fe ₂ O ₃	13.7	13.5	13.1	13.3
MnO	0.23	0.18	0.19	0.18
MgO	5.0	6.2	4.9	7.9
CaO	9.9	6.4	8.7	4.5
Na ₂ O	3.2	4.5	4.5	4.6
K ₂ O	0.44	0.05	0.11	0.07
P ₂ O ₅	0.39	0.49	0.61	0.39
Rb	8.3	0.88	2.6	1.2
Sr	445.8	332.2	424.4	301.2
Y	43.8	44.6	47.5	42.7
Zr	235.2	254.3	298.1	189.0
Nb	10.0	11.8	16.2	10.1
Cs	1.8	0.28	0.31	0.17
Ba	193.9	42.8	80.1	52.5
La	19.5	23.9	32.8	20.0
Ce	44.3	53.7	71.2	46.3
Pr	6.2	7.4	9.5	6.4
Nd	29.2	33.7	41.0	28.5
Sm	7.4	8.2	9.4	7.3
Eu	2.6	2.5	2.9	2.4
Gd	8.0	8.5	9.4	7.6
Tb	1.3	1.4	1.6	1.2
Dy	7.7	8.0	8.5	7.5
Ho	1.6	1.7	1.8	1.6
Er	4.6	4.7	4.9	4.5
Tm	0.68	0.68	0.72	0.64
Yb	4.4	4.5	4.7	4.1
Lu	0.62	0.61	0.64	0.61
Hf	5.1	5.5	6.0	4.6
Ta	0.44	0.63	0.68	0.41
Th	0.82	1.4	1.8	3.7
U	0.33	0.39	0.63	0.82

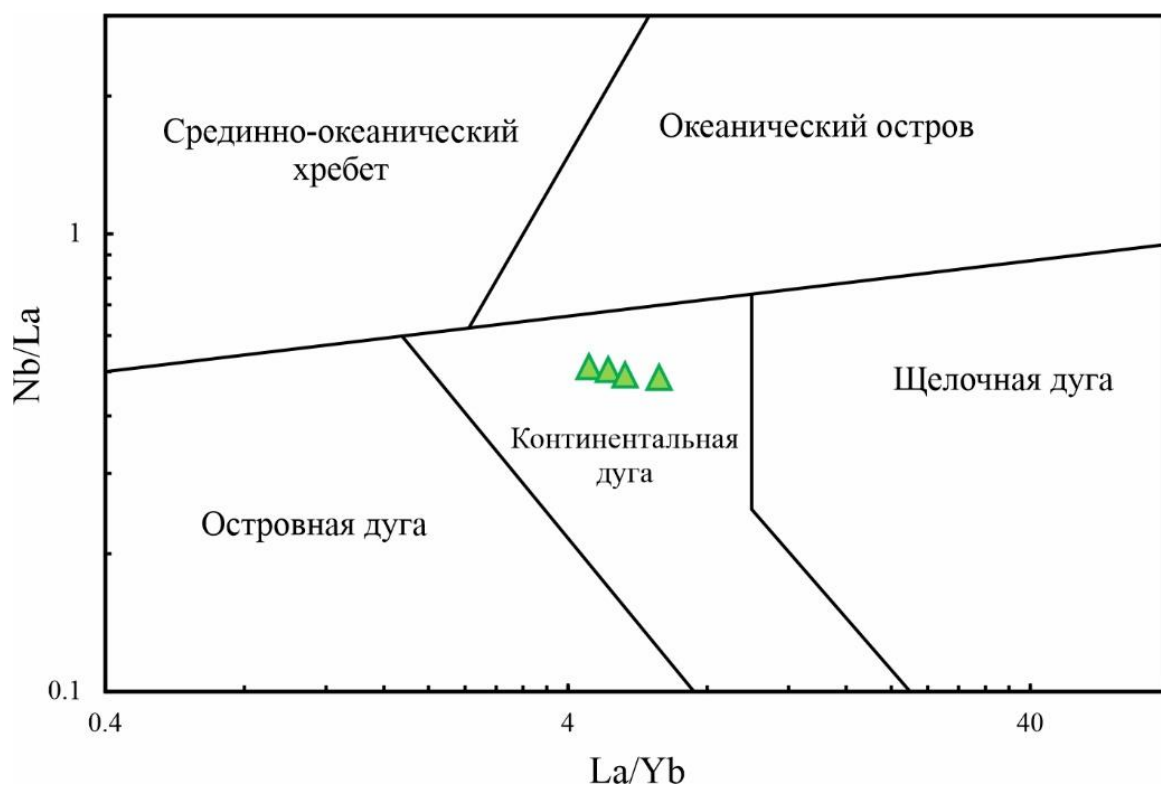


Рис. 4.7. Дискриминационная диаграмма Nb/La – La/Yb (Hollocher et al., 2012) для вулканических пород основного состава кайнарской свиты.

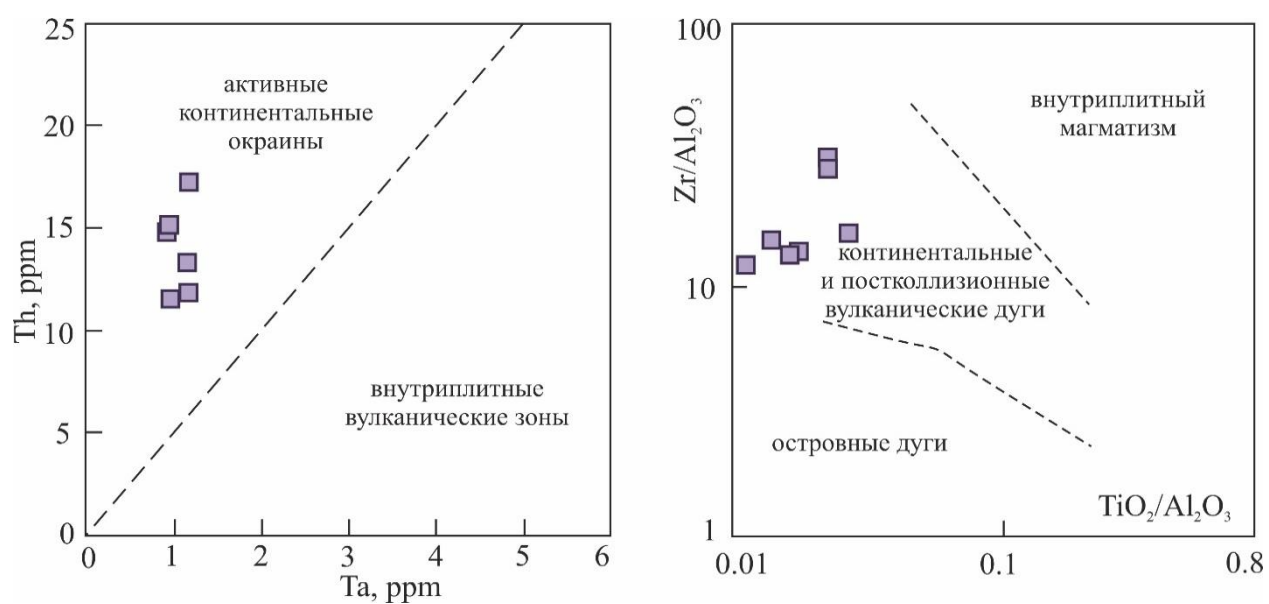


Рис. 4.8. Диаграммы Ta - Th (Schandl, Gorton, 2002) и $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{Zr}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (Muller et al., 1992) для вулканических пород кислого состава кайнарской свиты.

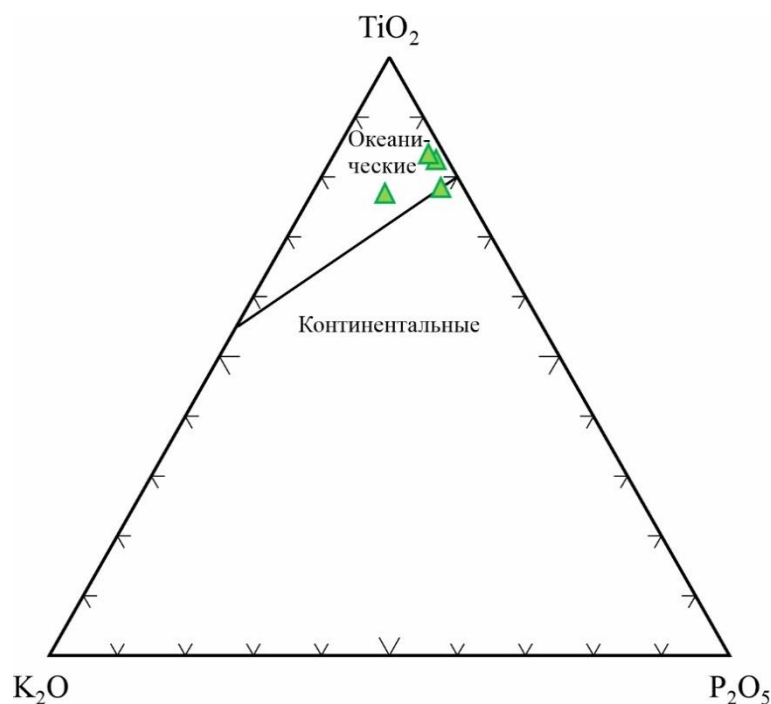


Рис. 4.9. Диаграмма $K_2O - TiO_2 - P_2O_5$ (Pearce et al., 1975) для вулканических пород основного состава кайнарской свиты.

При этом кислые вулканиты в своем геохимическом составе отражают смешение мантийных и коровых источников, вследствие чего, имея достаточно пестрый набор обстановок их формирования, в разной степени отражая вклад каждого из них (рис. 4.10, 4.11). Это хорошо согласуется с данными их Nd-изотопной систематики, где для них характерен T_{DM} от 1,55 до 2,1 млрд лет при ϵNd от -7,2 до -1,3, соответственно.

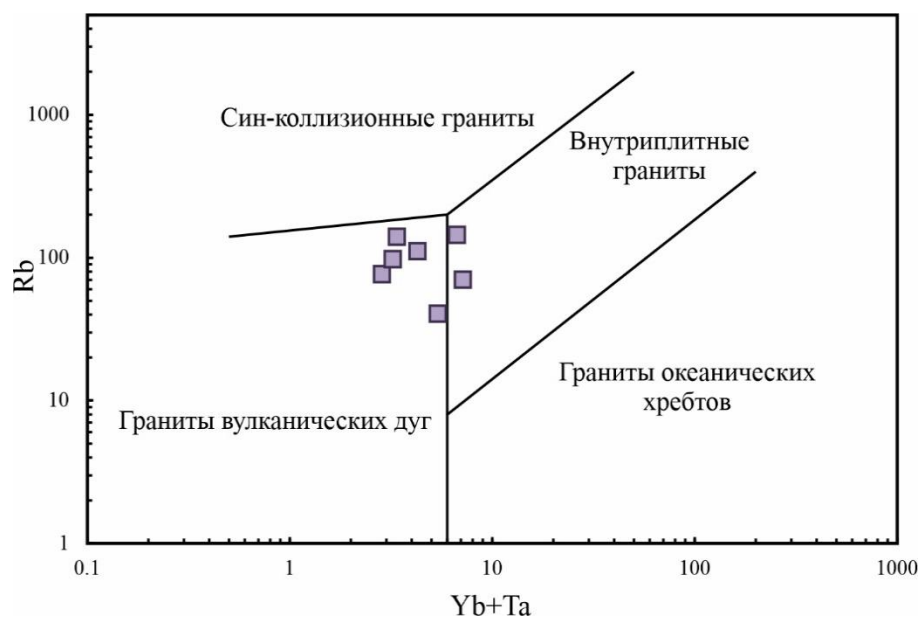


Рис. 4.10. Диаграмма $Rb - Yb+Ta$ (Pearce et al., 1984) для вулканических пород кайнарской свиты кислого состава.

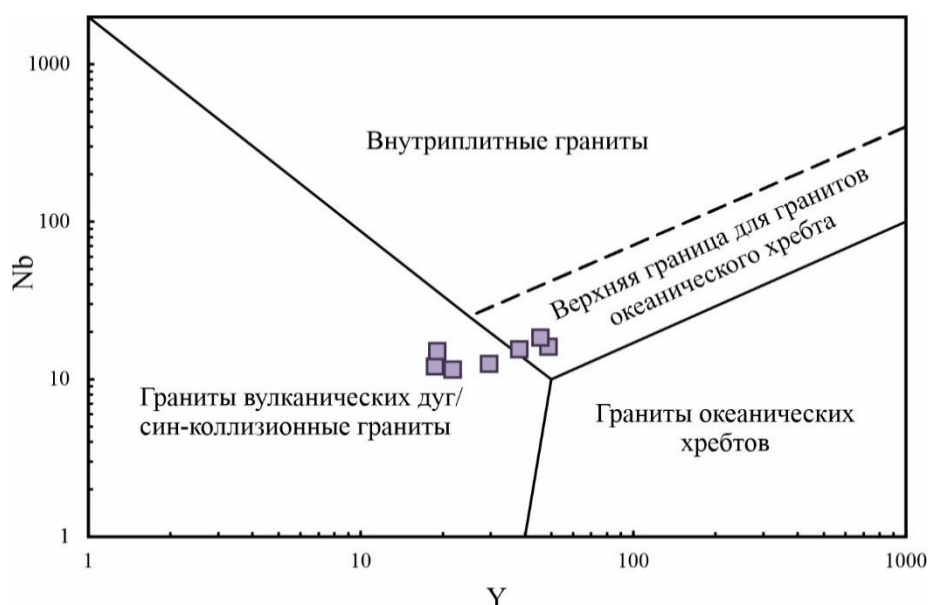


Рис. 4.11. Диаграмма Nb – Y (Pearce et al., 1984) для вулканических пород кайнарской свиты кислого состава.

Проведенное геохимическое изучение вулканических пород кайнарской свиты позволило установить, что их образование происходило в обстановках активной континентальной окраины при образовании бимодальной дифференцированной вулканической серии.

4.3. Результаты U-Pb датирования зерен циркона вулканических пород кайнарской свиты

С целью обоснования возраста вулканических пород кайнарской свиты были отобраны две пробы риолитов для проведения U-Pb геохронологических исследований: Г- 30/22 (44°36'25,9''с.ш.; 067°18'22,1''в.д.) и Г- 39/23 (44°30'57,7''с.ш.; 067°26'37,1''в.д.) (см. рис. 4.1).

Акцессорный циркон из двух проб риолитов кайнарской свиты в основном представлен кристаллами бипирамидально-короткопризматического габитуса с хорошо выраженной магматической зональностью (рис 4.12)

Для циркона из этих проб по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ были рассчитаны конкордантные возраста: проба Г-30/22 по 12 точкам – 743 ± 5 млн лет и проба Г- 39/23 по 5 точкам – 745 ± 5 млн лет (рис. 4.13, приложение 1, 2). Полученные данные позволяют считать, что формирование вулканических пород кайнарской свиты происходило в конце тонского периода неопротерозоя (около 745 млн лет назад).

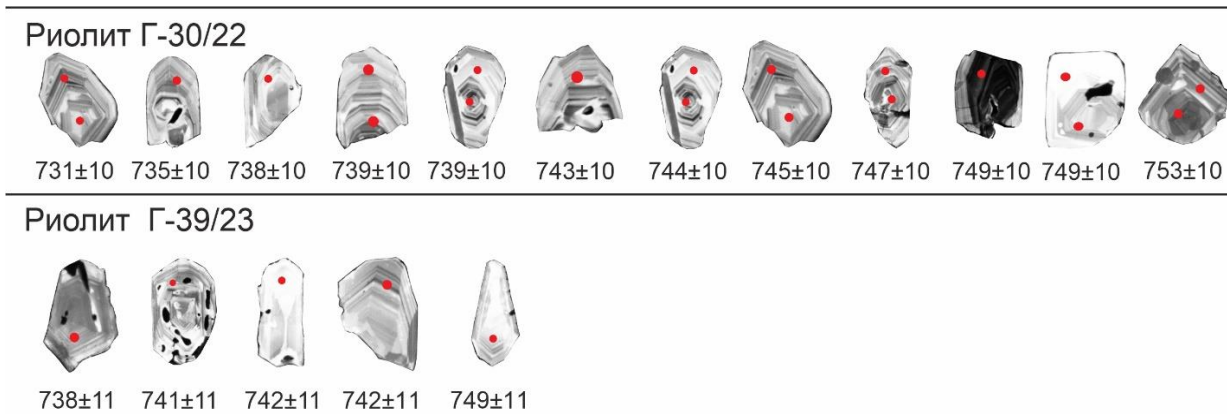


Рис. 4.12. Католюминесцентные изображения зерен циркона из риолитов кайнарской свиты. Указаны аналитические точки LA-ICP-MS и результаты их U-Pb датирования.

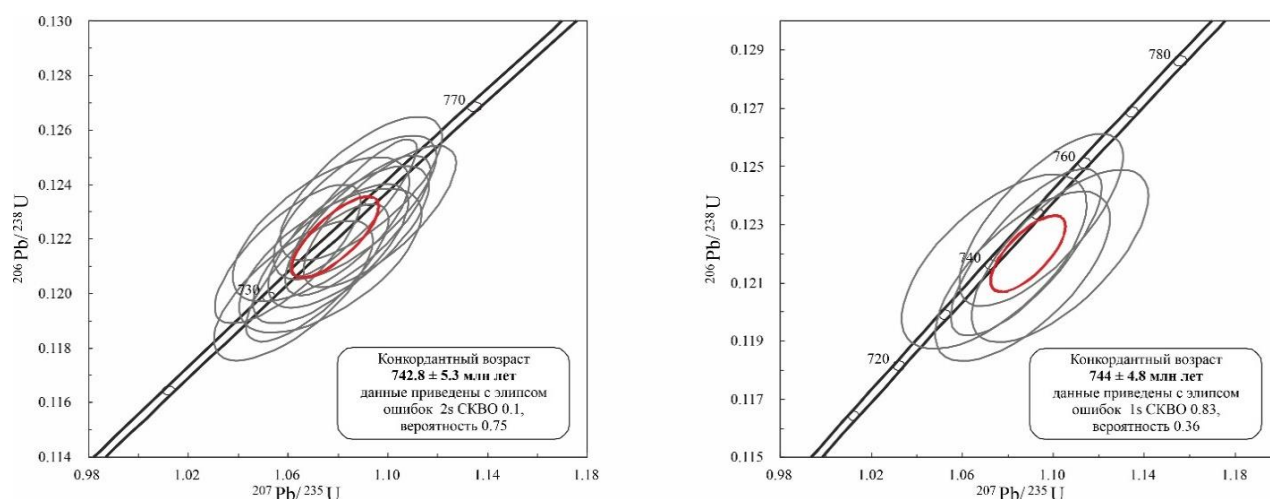


Рис. 4.13. Диаграммы с конкордией зерен циркона из двух проб риолитов кайнарской свиты. Примечание. U-Th-Pb-геохронологические исследования проводились методом LA-ICP-MS на масс-спектрометре Thermo Scientific Element XR, ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН, Новосибирск. Для контроля данных в качестве внешнего стандарта использованы цирконы 915006, GJ-1 и Plesovice.

Таким образом, в результате проведенного изучения кайнарской свиты установлено, что формирование вулканических пород происходило около 745 млн лет назад в составе дифференцированной вулканической серии, представленной базальтами, риолитами и риодацитами, в обстановках активной континентальной окраины на коре переходного типа при плавлении как океанической, так и континентальной коры (Колесов и др., 2026б).

Глава 5. СОСТАВ И ВОЗРАСТ ПОРОД ИСТОЧНИКОВ СНОСА ДЛЯ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ХРЕБТА БОЛЬШОЙ КАРАТАУ В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ

Позднедокембрийские карбонатные и осадочно-вулканогенные отложения Каратау-Джебаглинского блока с несогласием перекрыты терригенными и терригенно-карбонатными отложениями позднего неопротерозоя, которые объединяют в улутаускую серию (рис. 5.1). Данная серия представляет собой трансгрессивную серию осадков, в основании которой находятся грубозернистые песчаники и конгломераты, сменяющиеся в верхней части тонкозернистыми глинисто-карбонатными и карбонатными породами. В северо-восточной части хребта Большой Каратау основной этап терригенной седиментации начинается с накопления отложений ранской свиты. Мощность ранской свиты изменчива, наблюдается тенденция к ее постепенному увеличению с северо-запада на юго-восток. (рис. 5.2).



Рис. 5.1. Схема стратиграфической последовательности и хронологическое обоснование позднедокембрийских стратифицированных отложений хребта Большой Каратау (по материалам геологической карты 1:200000, под. ред. Абдулина А.А., Чимбулатова М.А., 1986 г.) Условные обозначения: 1 – песчаники; 2 – алевролиты; 3 – конгломераты – 4 диамиктиты; 5 – карбонатные породы; 6 – сланцы; 7 – эффузивные породы основного состава; 8 – эффузивные породы кислого состава; 9 – туфы.

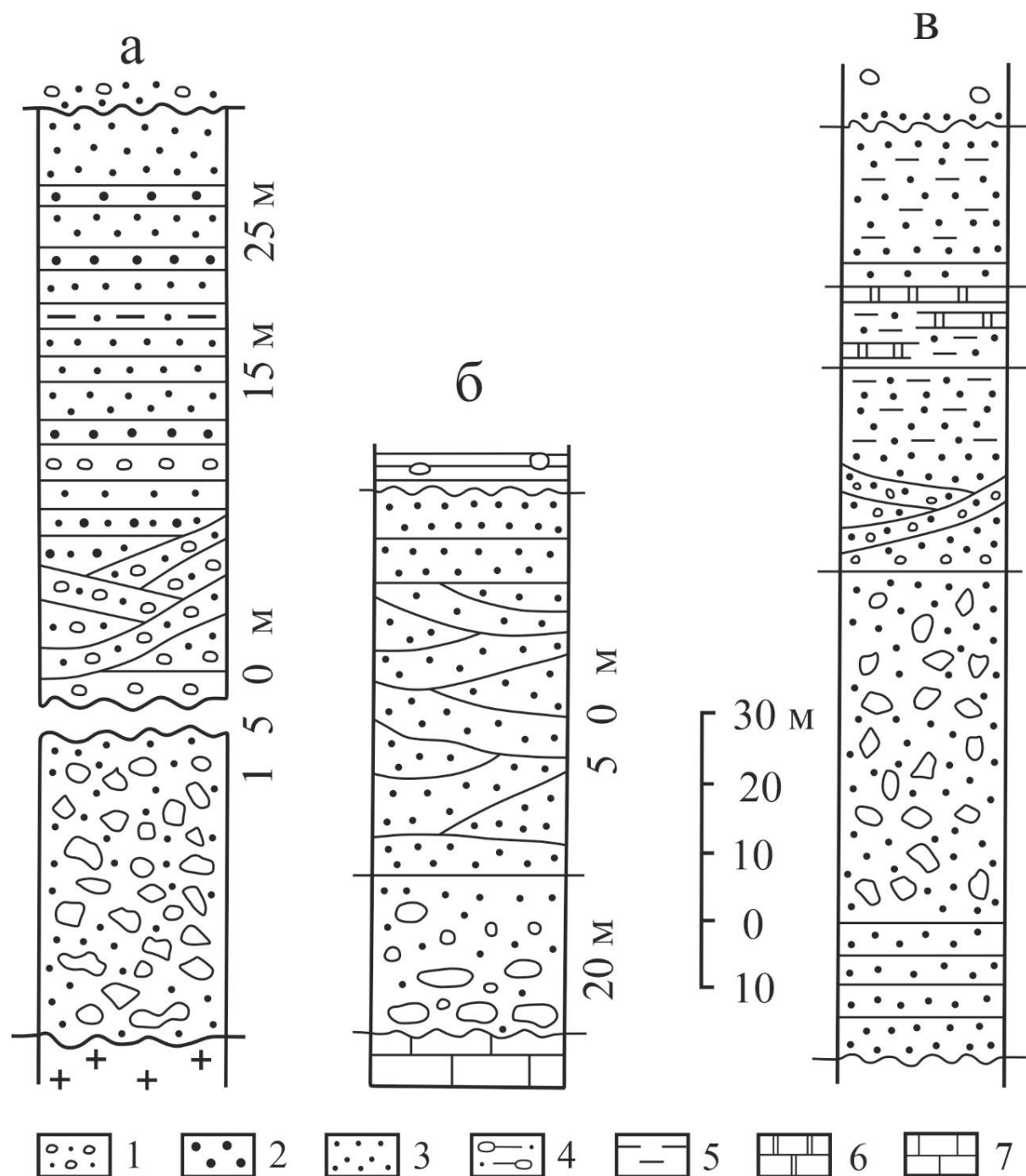


Рис. 5.2. Разрез ранской свиты: а - по р. Ран, б - по р. Бакырлы, в - по р. Ран (южное крыло Кумыстинской антиклинали). Условные обозначения: 1 – конгломераты, 2 – гравелиты, 3 – песчаники, 4 – тиллоиды с алевролитовым матриксом, 5 – алевролиты, 6 – доломиты, 7 – известняки (Королев, Максумова, 1984)

Выше по разрезу осадочные породы имеют алевро-глинистый состав и менее применимы для реконструкции состава и оценки возраста пород на эродируемой поверхности позднего докембрия и рассматриваться в этой работе не будут.

5.1. Состав и обстановки накопления терригенных пород ранской свиты

Во время полевых работ были изучены терригенные отложения в районе поселка Бакырлы в северо-восточной части хребта Большого Каратау, относимые к ранской свите улутауской серии. (рис. 5.3). Песчаники характеризуются отсутствием сортировки. Встречаются как окатанные, так и угловатые обломки преимущественно псаммитовой размерности. Среди обломков преобладают кварц, полевые шпаты с обломки кремнистых пород, реже встречаются чешуйки хлорита и биотита. Среди акцессорных минералов встречаются циркон и апатит (рис. 5.4). Цемент имеет кремнистый состав. Состав породообразующих обломков и практическое полное отсутствие вторичных изменений их формы в результате окатывания указывает на их образование в первом цикле седиментации.

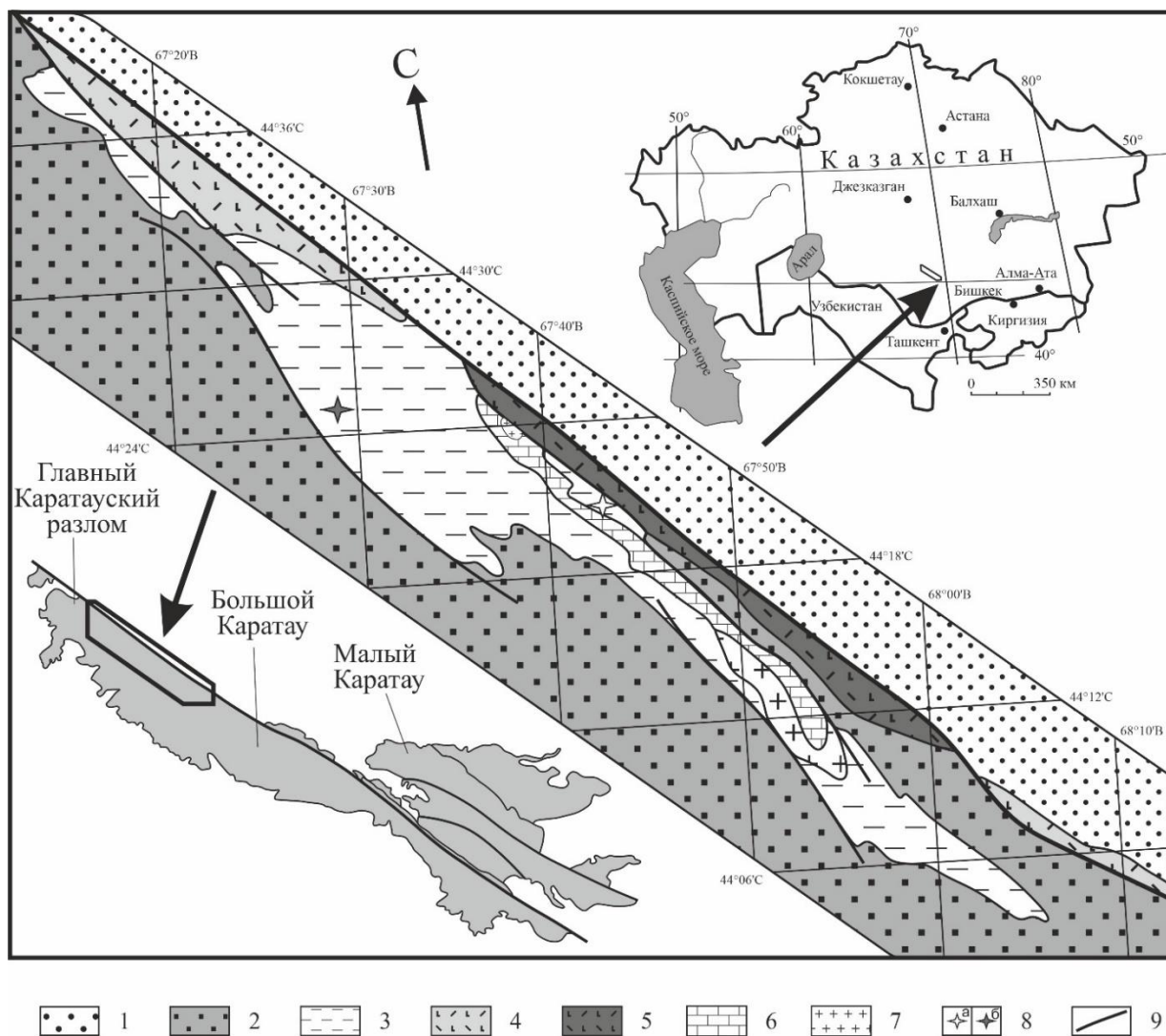


Рис. 5.3. Геологическая схема северо-восточной части хребта Большой Каратау.

Условные обозначения: 1 – кайнозойские отложения; 2 – кембрий-ордовикские осадочные породы; 3-6 – позднедокембрийские стратифицированные породы: 3 – улутауская серия: конгломераты, тиллиты, алевролиты, песчаники, сланцы; 4 – кайнарская свита: риолиты, базальты, туфы; 5 – кайнарская и шованская свиты; 6 – бакырлинская свита: известняки, доломиты алевролиты; 7 – Кумыстинский комплекс: граносиениты, граниты и гранодиориты; 8 – места отбора проб: а – ранской свиты, б – кошкокинской свиты; 9 – разрывные нарушения.

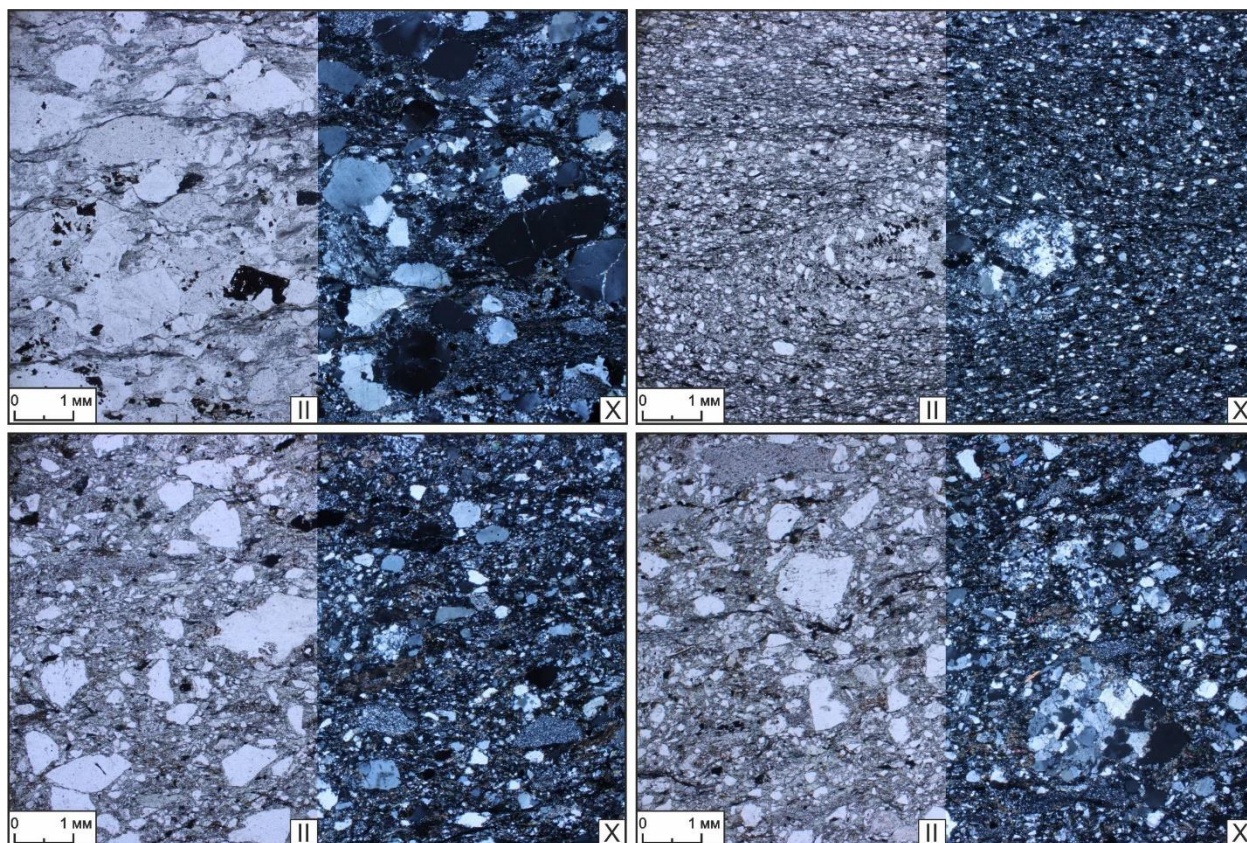


Рис. 5.4. Фотографии шлифов песчаников ранской свиты. Левая часть фотографий шлифов в проходящем свете при одном поляризаторе, правая часть при скрещенных поляризаторах.

Терригенные породы представлены аркозами и вакками (рис. 5.5), в последних среди полевых шпатов преобладает кислый плагиоклаз и увеличивается доля слюдистых минералов, при высоких содержаниях кварца практически неокатанной формы. Этот факт указывает на близость их источников сноса и первый цикл седиментации. Накопление песчаников ранской свиты происходило обстановках пассивной континентальной окраины за счет разрушения гранитоидов и, возможно, их метаморфических аналогов (рис. 5.6).

Была отобрана проба песчаника для U-Th-Pb датирования зерен циркона (N 44°20'27,4'', E 67°42'34,4''). В песчанике было продатировано 100 зерен циркона из которых все зерна имеют конкордантные значения, более 90% (Приложение 3). Зерна циркона имеют как окатанную, так и близкую к кристаллографической форму с магматической зональностью роста кристаллов (рис. 5.7). Обломков циркона, имеющих метаморфическое строение – древнее ядро и метаморфическую кайму, среди изученной выборке не установлено. Окатанными являются цирконы с возрастом древнее 1 млрд лет что, вероятно, связано с вкладом рециклированного осадочного материала при накоплении преобладающей массы обломков первого цикла седиментации (рис. 5.7, в).

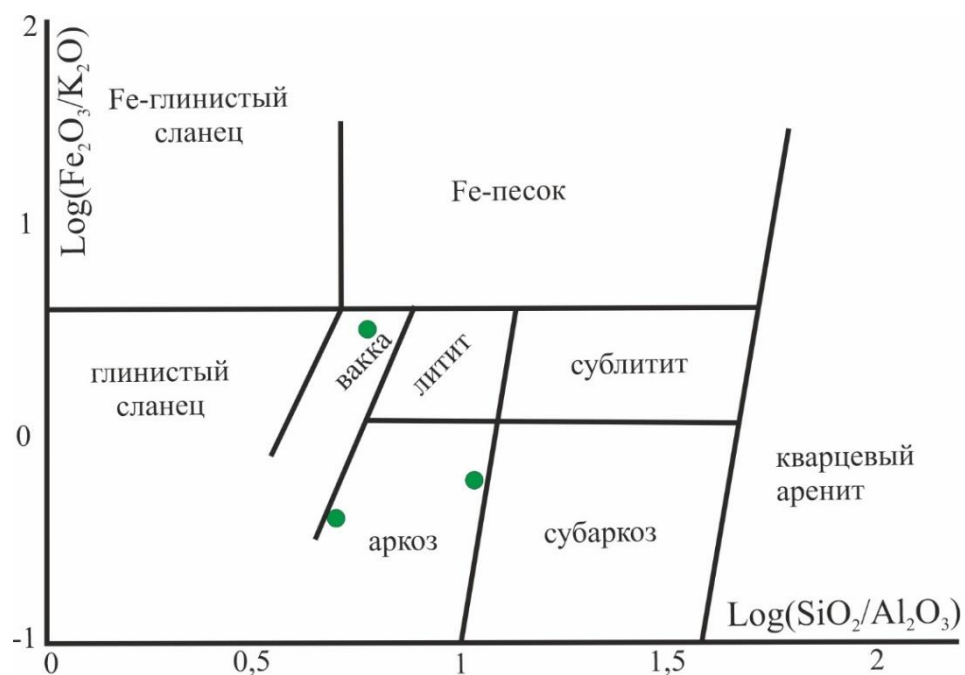


Рис. 5.5. Классификационная диаграмма для терригенных пород, показывающая состав песчаников ранской свиты (Herron, 1988).

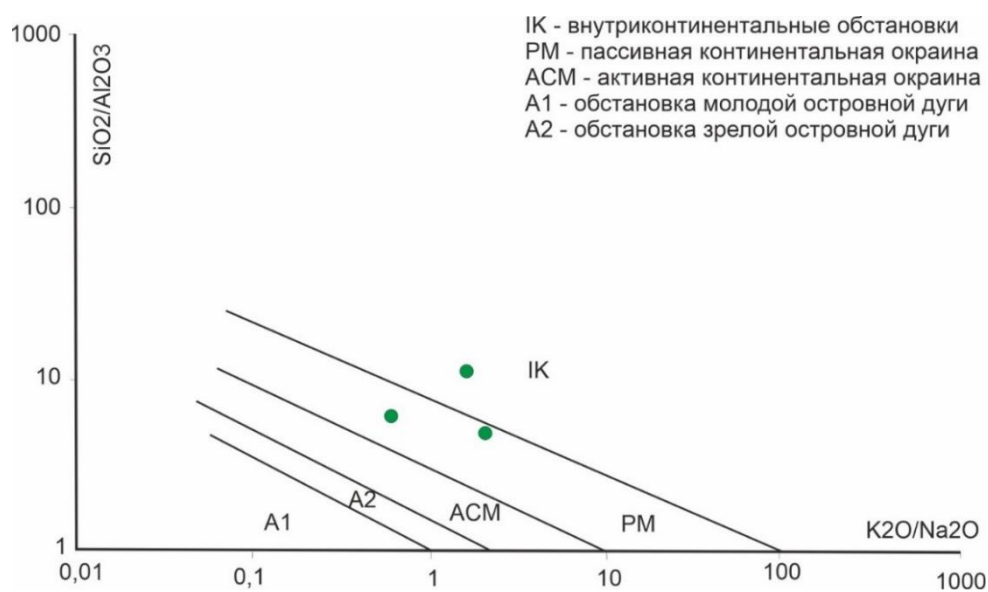


Рис. 5.6. Реконструкция обстановок седиментации для терригенных пород ранской свиты (Roser, Korsch, 1986)

Наиболее представительными являются популяции неопротерозойского возраста, образовавшихся в интервале 765-788 млн лет (55 зерен) с возрастным пиком 780 млн лет (рис. 5.7, а; рис. 5.8). Также имеется популяция цирконов в интервале 888 – 911 млн лет (14 зерен) с возрастным максимумом 896 млн лет (рис. 5.7, б; рис. 5.8). В песчанике встречаются единичные зерна палео- и мезопротерозойского возраста в районе 1,3, 1,8, 2, 2,5 млрд лет и архейского возраста в районе 3 млрд лет (рис. 5.7, в; рис. 5.8).

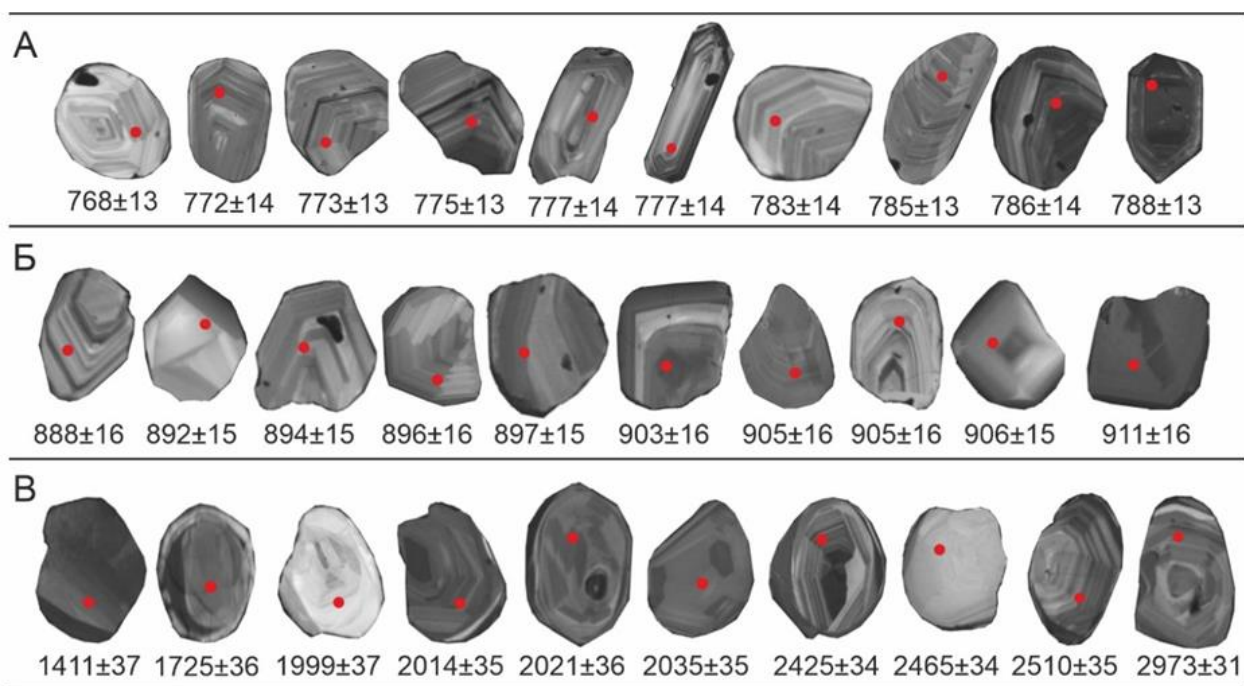


Рис. 5.7. Католюминесцентные изображения типичных зерен циркона различных возрастных популяций песчаника ранской свиты.

Указаны аналитические точки LA-ICP-MS.

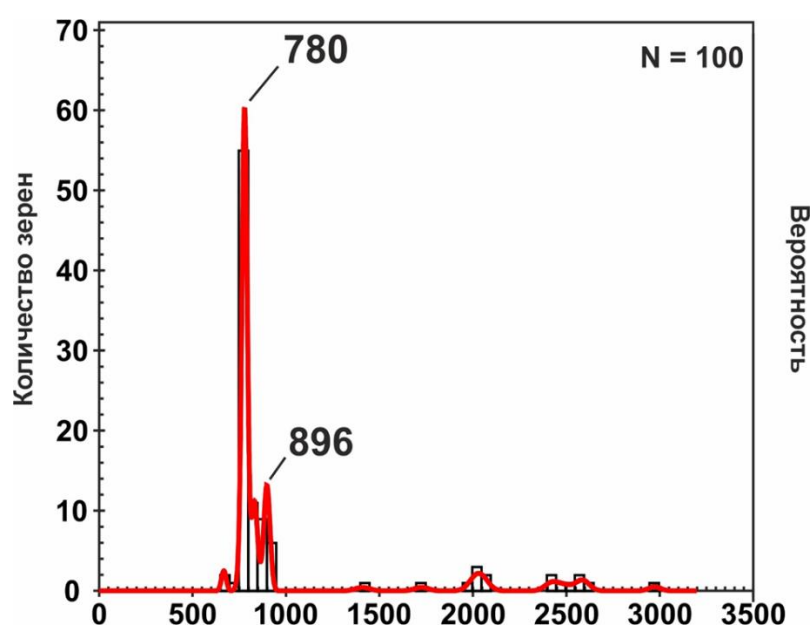


Рис. 5.8. Гистограмма плотности распределения возраста зерен циркона из песчаников ранской свиты.

Таким образом, в результате краткого изучения терригенных пород ранской свиты не возникает сомнений в ее накоплении осадочном бассейне пассивной континентальной окраины древнего докембрийского блока, в развитии которого есть, как минимум, два этапа тектоно-магматической активизации в неопротерозое на рубежах 780 и 900 млн лет.

5.2. Особенности строения тиллитов косшокинской свиты

Во время полевых работ были изучены диамиктиты в районе левого притока реки Аксумбе в северо-восточной части хребта Большого Каратау, относимые к косшокинской свите улутауской серии, традиционно относимые к древним ледниковым отложениям аквального типа (Чумаков и др., 2025) (рис. 5.3). Из данного горизонта были отобраны проба песчаного матрикса и 12 валунов, представленных интрузивными и эффузивными породами кислого состава (N 44°36'25,9'', E 67°18'22,1''). Индикаторные структурные и текстурные признаки ледниковых отложений во многом затушеваны более поздними процессами – расщеплением и вторичными жилами кварца. При этом сохранились основные признаки их диагностики (рис. 5.9).

В алевро-глинистом матриксе находятся разноразмерные валуны и глыбы до 2 м в диаметре (рис. 5.9, а, б) с беспорядочной ориентацией и характерной структурой вдавливания (рис. 5.9, в, г), образующейся в результате падения обломков в иловые отложения прибрежно-морского генезиса (drop stone). Также встречаются валуны с наложенными абразионными гранями (ледогранники) (рис. 5.9, д), редко на обломках наблюдается ледниковая штриховка. Встречаются линзы хорошо сортированных песчаников, связанных с кратковременными эпизодами потепления. Тиллиты перекрываются двухметровым горизонтом кэп-доломитов (рис. 5.9, е), выше которых по разрезу наблюдается мощная пачка среднезернистых хорошо отсортированных песчаников.

Таким образом, при изучении этих диамиктитов установлен ряд специфических признаков акватиллитов, образовавшихся в обстановках шельфа – неясная слоистость, разноразмерность обломков, беспорядочная ориентация крупных валунов с характерными структурами вдавливания, согласно залегающие линзы песчаников в алевро-глинистом матриксе и наличие венчающих кэп-доломитов (Колесов и др., 2026а).

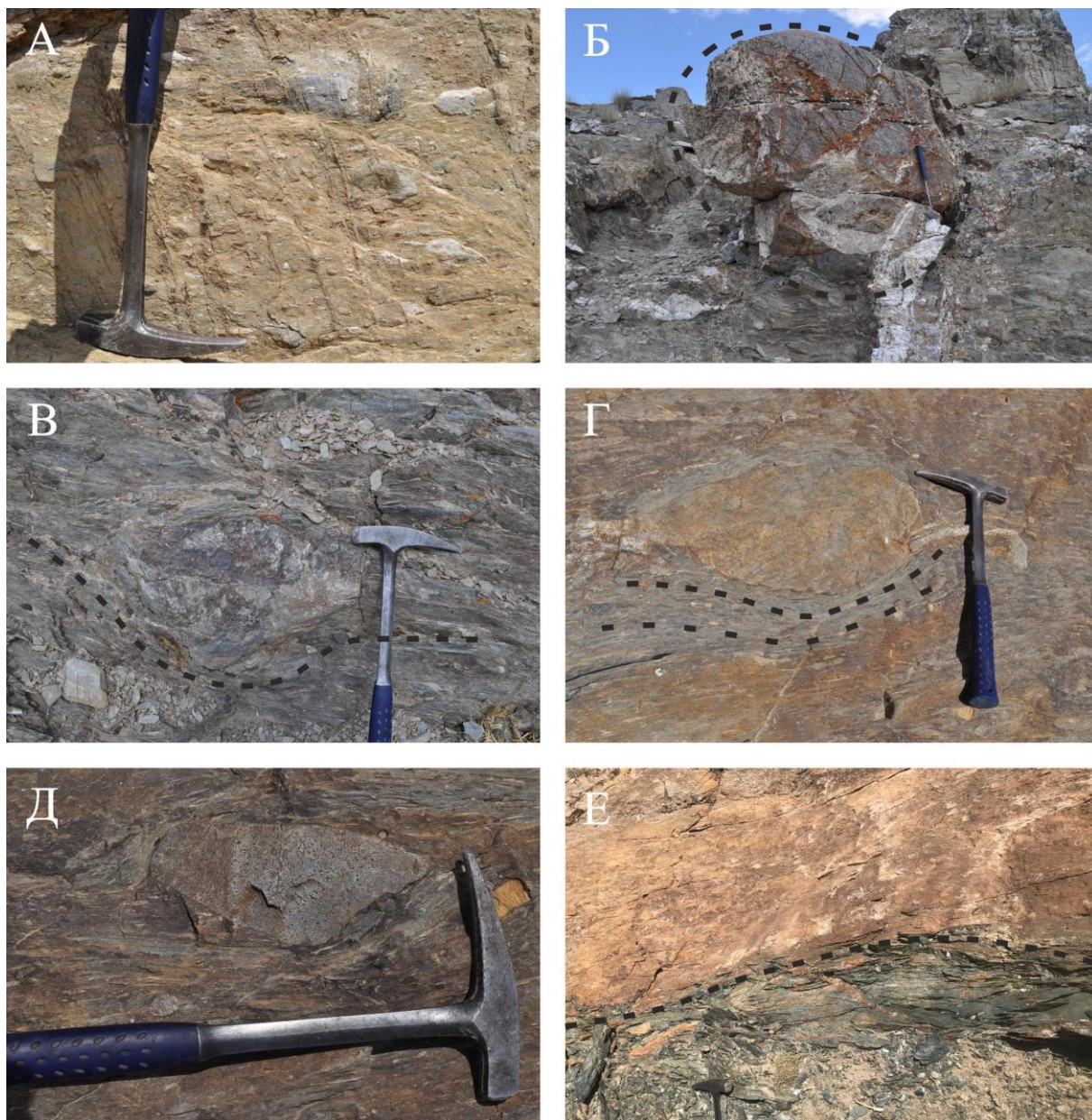


Рис. 5.9. Литологические и структурные характеристики тиллитов косшокинской свиты. А – диамиктиты, Б – дропстоун более метра в диаметре, В, Г – дропстоуны с текстурами вдавливания, Д – валун с наложенными абразионными гранями (ледогранник), Е – контакт тиллитов с вышележащими доломитами (кэп-доломиты).

5.4 Петрографические и геохимические особенности тиллитов косшокинской свиты

При петрографических исследованиях матрикса в нижней части тиллитов установлено преобладание угловатых обломков зерен кварца псаммитовой размерности в общей хлоритовой массе (рис. 5.10, а). В средней части тиллитового горизонта в матриксе преобладают мусковит и хлорит, а количество обломков становится существенно меньше. Обломки являются разноразмерными и практически неокатанными, а размер зерен варьирует от алевролитовой до псефитовой. Среди обломков встречаются полевые шпаты, а также обломки магматических пород – гранитоиды и вулканиты. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом и рудными минералами. Минералогических свидетельств присутствия среди коренных пород метаморфических образований на пути движения палеоледника не установлено. Среди обломков валунной размерности в тиллитах преобладают магматические породы, представленные гранитоидами и вулканитами и, реже, осадочные породы кремнистого и карбонатного составов. Плутонические породы среди изученных валунов представлены лейкогранитами, гранитами и гранодиоритами нормальной щелочности (рис. 5.11, а). Вулканические разности среди обломков представлены дацитами нормальной щёлочности и низкощелочными риодацитами и риолитами (рис. 5.11, б). Таким образом, на эрозионном срезе во время движения ледника были широко распространены породы кислого и среднего составов магматического происхождения, при подчиненном участии осадочных отложений.

Изученные валуны и матрикс тиллитов в целом имеют близкие тренды распределения РЗЭ и мультиэлементные спектры. Содержания РЗЭ в породах косшокинской свиты варьируют от 101 до 267 г/т с обогащением легкими редкоземельными элементами относительно тяжелых (табл. 5.1, табл. 5.2). Степень обогащения составляет $(\text{LREE}/\text{HREE})_n = 2.4\text{--}3.2$, $(\text{La}/\text{Yb})_n = 5.6\text{--}7.6$. Для магматических пород косшокинской свиты характерно наличие отрицательной Eu аномалии $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_n = \text{от } 0.43 \text{ до } 0.47$. Вулканические породы кислого состава имеют однотипные мультиэлементные спектры с минимумами по Nb, Sr, Eu и Ti (рис. 5.12). Отсутствие Eu-аномалии в матриксе тиллитов, более высокие содержания Ti, P₂O₅, Fe₂O₃ и существенно более низкие содержания Th (табл. 5.2.) может быть обусловлено существенной добавкой базитового материала, поступающего при физическом выветривании в обстановках нивального типа седиментации в прибрежном морском бассейне.

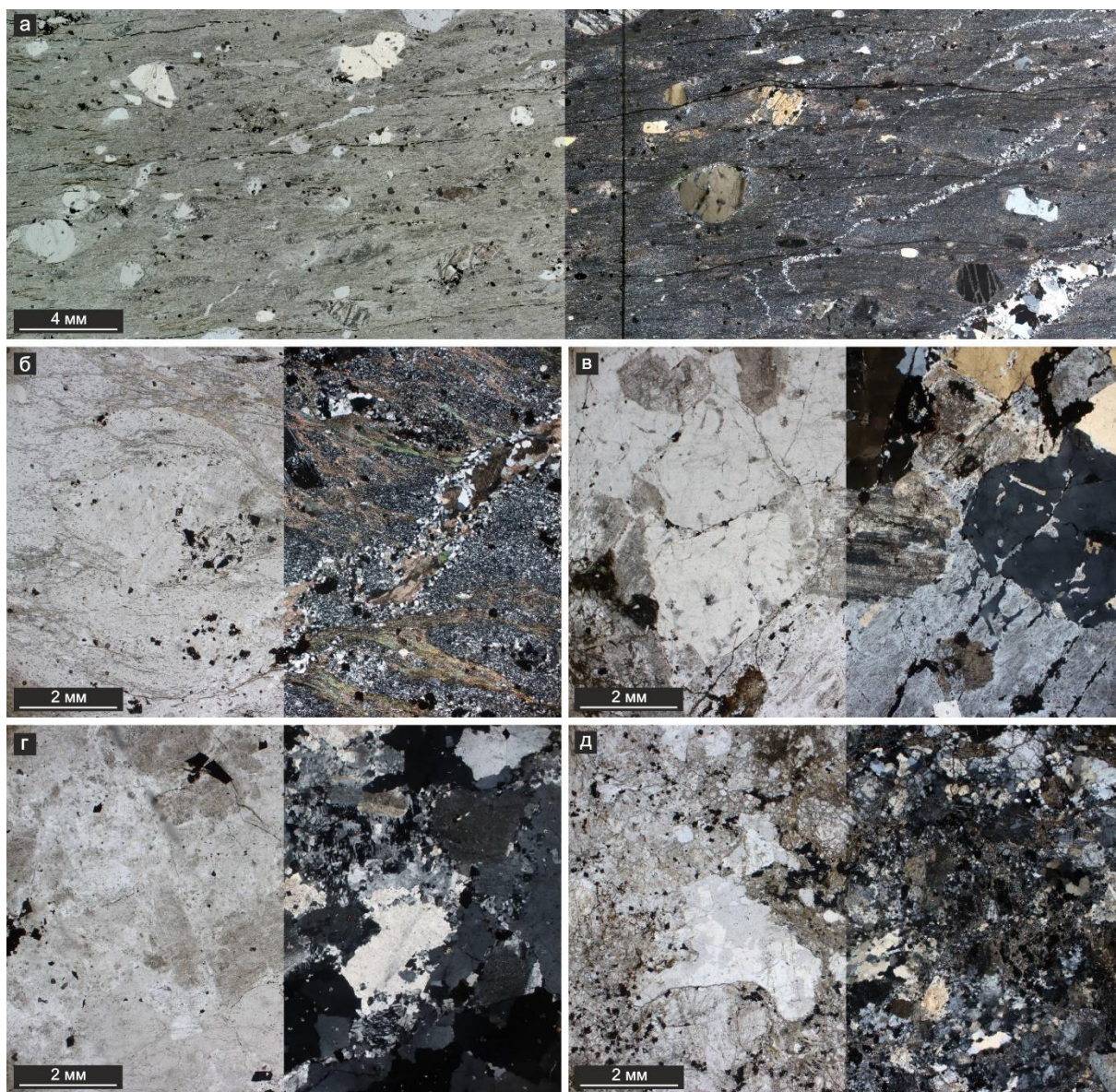


Рис. 5.10. Фотографии шлифов тиллитов косшокинской свиты.

а – матрикс тиллитов (К-296/19); валуны: б - низкощелочной риолит (К-290/19), в – гранит (К-291/19), г – лейкогранит (К-294/19), д - гранит (К-84/18). Левая часть фотографии шлифов в проходящем свете при одном поляризаторе, правая часть при скрещенных поляризаторах.

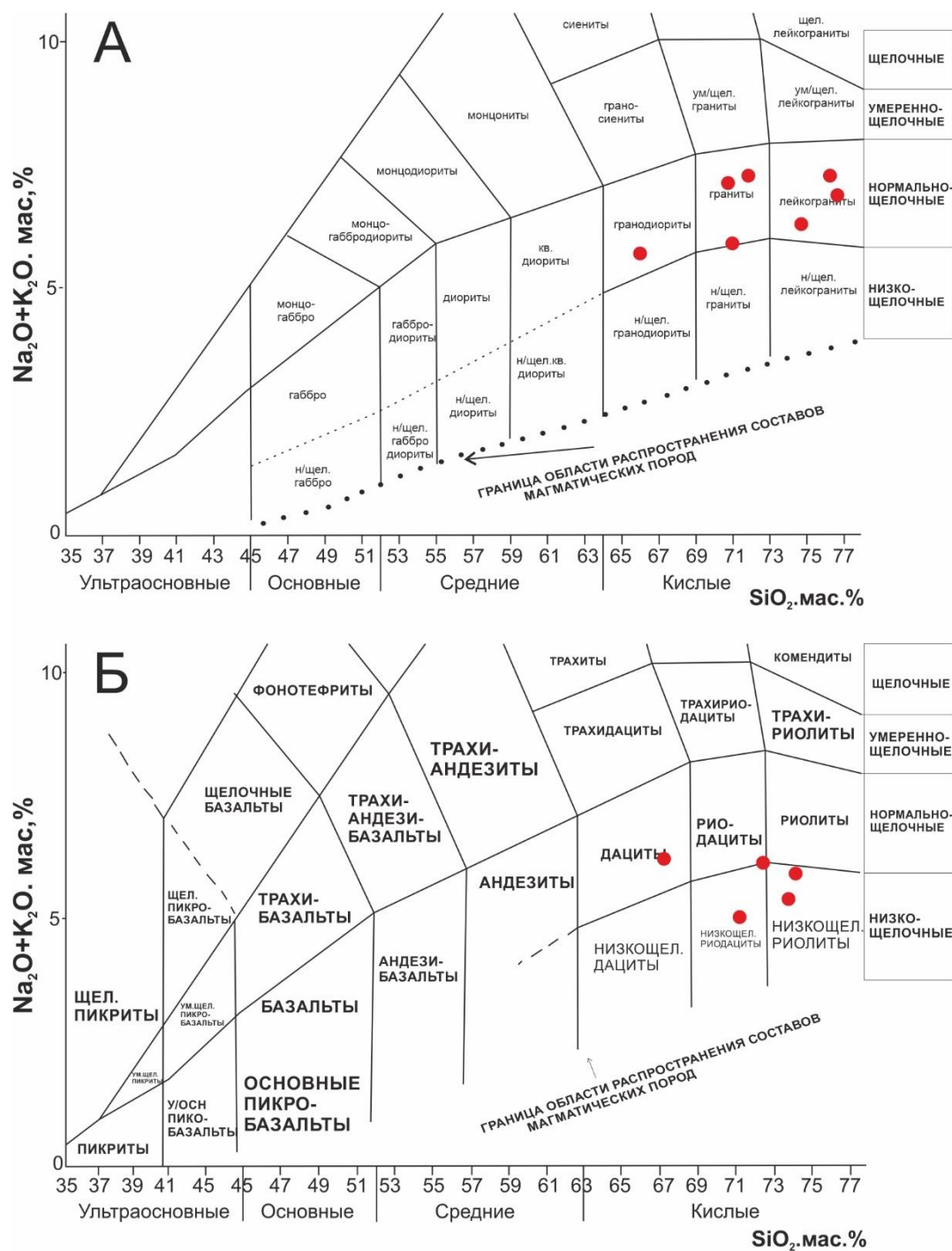


Рис. 5.11. Классификационные TAS-диаграммы для валунов из тиллитового горизонта магматического генезиса: А – для plutonic пород (Шарпенюк и др., 2013), Б – вулканических пород (Петрографический ..., 2008).

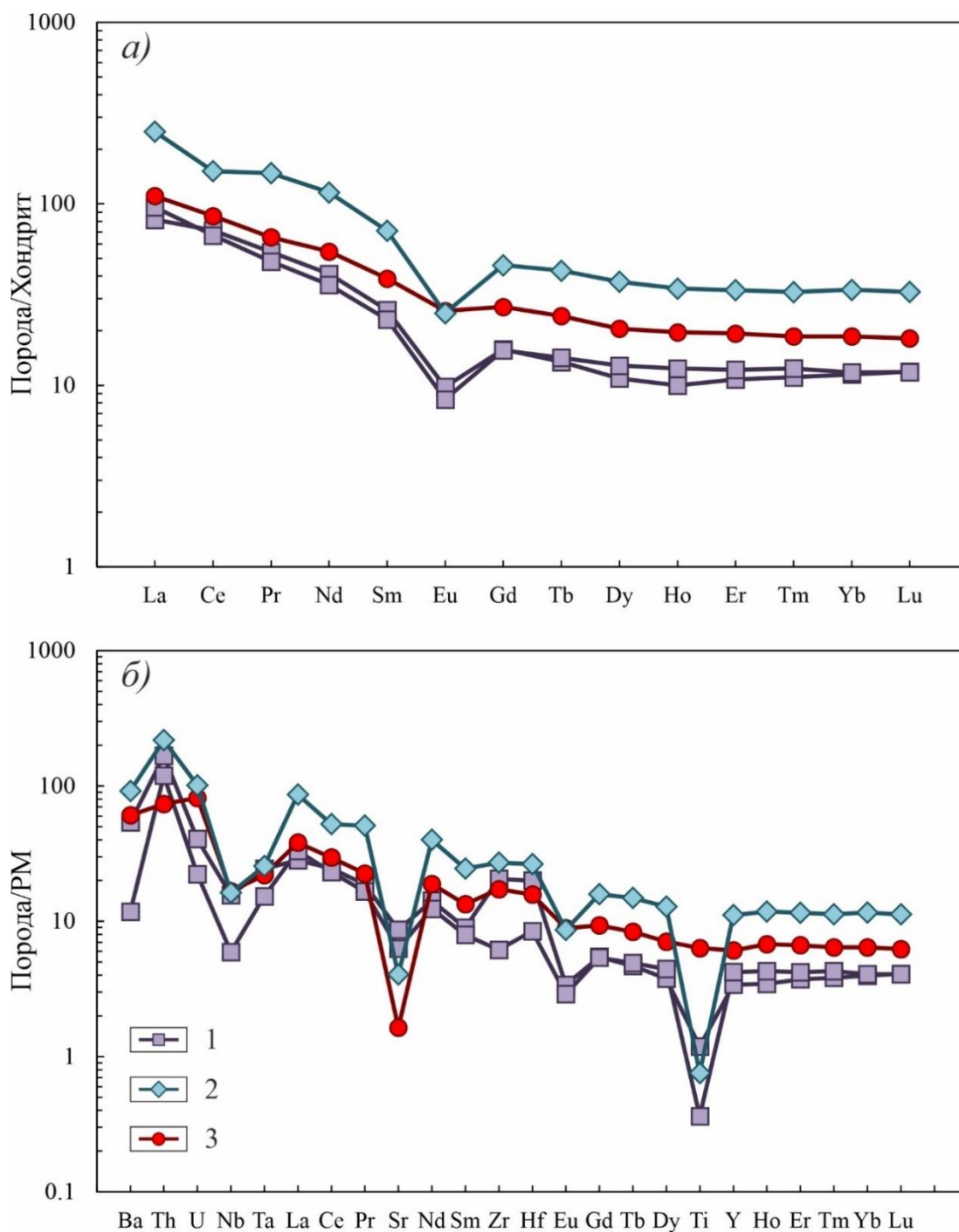


Рис. 5.12. а – спектры распределения редкоземельных элементов, нормированные по хондриту (Sun, McDonough 1989); б – мультиэлементные спектры редких элементов, нормированные по примитивной мантии (Sun, McDonough 1989) для: 1 – интрузивных валунов из горизонта тиллитов; 2 – эффузивного валуна из горизонта тиллитов; 3 – матрикса тиллитов.

Таблица 5.1. Содержания петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в интрузивных валунах из горизонта тиллитов косшокинской свиты.

№ Проб	K-291/19	K-294/19	K-295/19	P181	P-185	P-186	P-189
SiO ₂	70.8	76.3	74.7	66.0	76.7	71.0	71.9
TiO ₂	0.26	0.08	0.11	0.07	0.09	0.19	0.3
Al ₂ O ₃	13.6	12.7	11.2	9.8	12.3	11.4	14.2
Fe ₂ O ₃	2.4	1.2	1.7	1.8	1.3	2.1	2.4
MnO	0.07	0.06	0.05	0.26	0.04	0.09	0.05
MgO	0.52	0.10	0.23	0.16	0.20	0.53	0.6
CaO	1.9	1.2	2.8	8.6	0.8	4.5	1.2
Na ₂ O	6.1	7.1	6.2	5.6	6.7	4.9	6.2
K ₂ O	1.0	0.17	0.11	0.11	0.19	0.91	1.1
P ₂ O ₅	0.10	0.10	0.02	0.02	0.02	0.07	0.1
Rb	29.5	4.0	-	-	-	-	-
Sr	182.0	132.0	-	-	-	-	-
Y	15.4	19.1	-	-	-	-	-
Zr	229.7	68.8	-	-	-	-	-
Nb	11.1	4.2	-	-	-	-	-
Cs	1.2	0.23	-	-	-	-	-
Ba	374.6	81.8	-	-	-	-	-
La	19.3	22.7	-	-	-	-	-
Ce	43.7	40.9	-	-	-	-	-
Pr	5.2	4.6	-	-	-	-	-
Nd	19.2	16.7	-	-	-	-	-
Sm	4.0	3.5	-	-	-	-	-
Eu	0.57	0.48	-	-	-	-	-
Gd	3.2	3.2	-	-	-	-	-
Tb	0.50	0.53	-	-	-	-	-
Dy	2.8	3.3	-	-	-	-	-
Ho	0.56	0.70	-	-	-	-	-
Er	1.8	2.0	-	-	-	-	-
Tm	0.28	0.32	-	-	-	-	-
Yb	2.0	2.0	-	-	-	-	-
Lu	0.30	0.30	-	-	-	-	-
Hf	6.2	2.6	-	-	-	-	-
Ta	1.0	0.6	-	-	-	-	-
Th	14.2	10.1	-	-	-	-	-
U	0.85	0.47	-	-	-	-	-

Таблица 5.2. Содержания петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в эффузивных валунах и матриксе (К-296/19) из горизонта тиллитов коспокинской свиты.

№ Проб	P-182	P183	P-184	P-188	K-290/19	K-296/19
SiO ₂	67.0	73.7	72.3	71.1	74.1	63.6
TiO ₂	0.33	0.35	0.13	0.08	0.16	1.4
Al ₂ O ₃	12.3	12.1	11.2	10.6	12.1	13.6
Fe ₂ O ₃	3.0	4.3	1.9	3.5	2.0	8.6
MnO	0.10	0.15	0.11	0.10	0.08	0.05
MgO	1.0	0.70	0.49	1.1	0.45	3.5
CaO	4.9	0.95	3.7	4.2	1.7	1.5
Na ₂ O	5.8	3.3	5.7	4.6	4.3	2.1
K ₂ O	0.43	2.1	0.39	0.45	1.6	1.6
P ₂ O ₅	0.09	0.14	0.03	0.02	0.03	0.21
Rb	-	-	-	-	53.5	49.7
Sr	-	-	-	-	85.0	34.4
Y	-	-	-	-	50.4	27.6
Zr	-	-	-	-	302.8	192.9
Nb	-	-	-	-	11.6	11.9
Cs	-	-	-	-	2.1	2.1
Ba	-	-	-	-	639.8	423.2
La	-	-	-	-	59.2	26.2
Ce	-	-	-	-	92.5	52.4
Pr	-	-	-	-	14.0	6.2
Nd	-	-	-	-	53.9	25.5
Sm	-	-	-	-	10.9	5.9
Eu	-	-	-	-	1.4	1.5
Gd	-	-	-	-	9.4	5.5
Tb	-	-	-	-	1.6	0.9
Dy	-	-	-	-	9.4	5.2
Ho	-	-	-	-	1.9	1.1
Er	-	-	-	-	5.5	3.2
Tm	-	-	-	-	0.83	0.47
Yb	-	-	-	-	5.7	3.2
Lu	-	-	-	-	0.83	0.46
Hf	-	-	-	-	8.2	4.9
Ta	-	-	-	-	1.0	0.89
Th	-	-	-	-	18.5	6.2
U	-	-	-	-	2.1	1.7

5.4. Результаты U-Pb датирования зерен циркона из горизонта тиллитов косшокинской свиты.

Для оценки возраста коренных пород на пути движения палеоледника было проведено U-Th-Pb датирование зерен циркона из четырех валунов и матрикса тиллитов. В матриксе тиллитов было проанализировано 100 обломков зерен циркона, из которых 94 зерна имеют конкордантные значения, более 90% (рис. 5.13, Приложение 4).

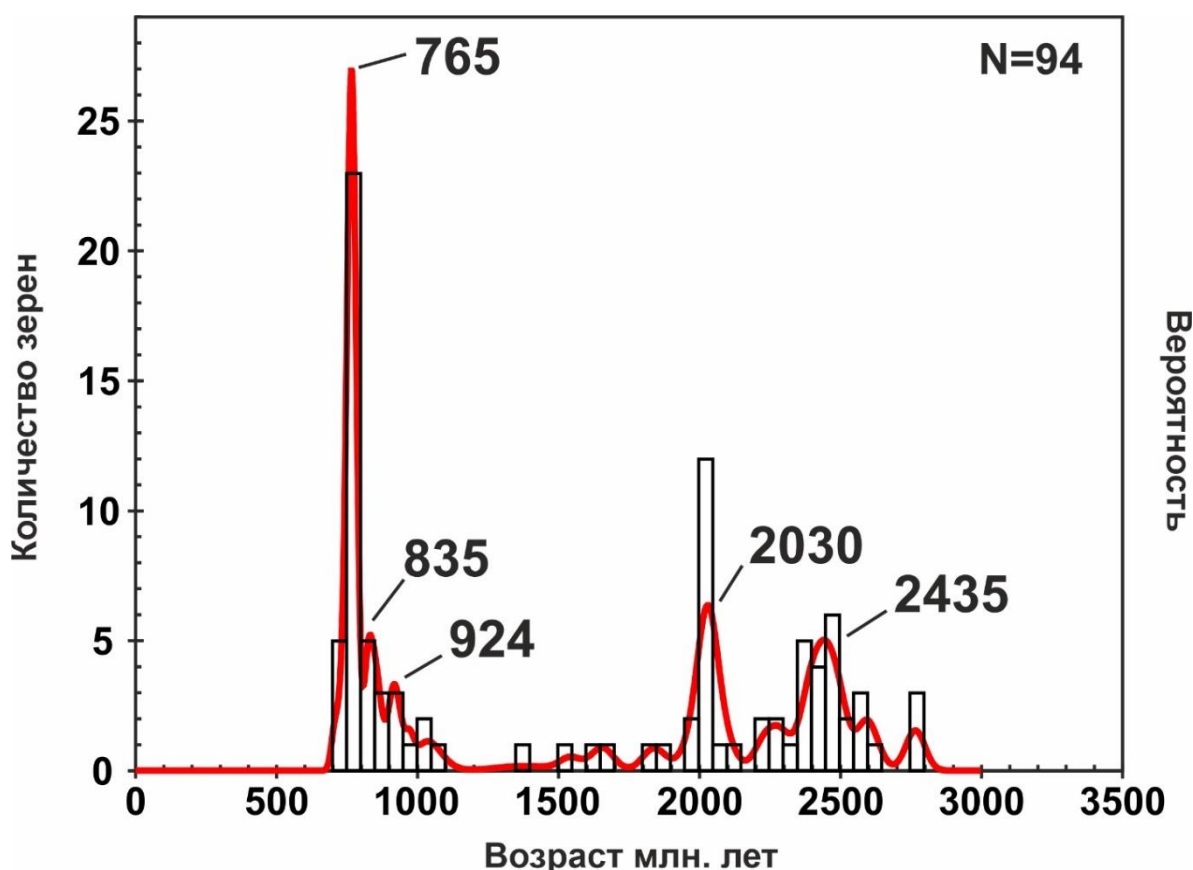


Рис. 5.13. Гистограмма плотности распределения возрастов обломков циркона из матрикса тиллитов.

Зерна циркона имеют как окатанную, так и близкую к кристаллографической форму (рис. 5.14). Наиболее представительной является неопротерозойская популяция зерен циркона с магматической зональностью роста кристаллов (рис. 5.14, а), образовавшихся в интервале 740-856 млн лет (32 зерна), где основная часть (более 20 зерен) имеют возраст около 765 млн лет (рис. 5.13). Вторая группа детритового циркона связана с породами, претерпевшими метаморфические преобразования в интервале 1950-2040 млн лет (14 зерен) с пиком на 2030 млн лет и характеризующихся наличием метаморфических кайм или мозаично-блокового строения (рис. 5.14, б). В изученной выборке достаточно представительную группу образуют раннепалеопротерозойские обломки циркона с возрастом в интервале 2200-2500 млн лет (20 зерен) с пиком на 2430 млн лет. Для этой

группы типично разнообразное внутреннее строение от зерен магматической природы с осцилляторной зональностью и метаморфического генезиса с более древним ядром и каймой, до неясного происхождения, связанного с наложенными термальными воздействиями - мозаичной структурой (рис. 5.14, в) Также встречаются единичные зерна ранненеопротерозойского и мезопротерозойского возраста в интервале 869-1068 млн лет (9 зерен), 1380-1600 млн лет (4 зерна) и архейского возраста 2500-2770 млн лет (6 зерен) (рис. 5.14, г). Следует отметить, что обломки циркона древнее неопротерозоя в основном хорошо окатаны, что свидетельствует о их длительной транспортировке и/или многократном переотложении (рециклинге).

В результате U-Th-Pb датирования зерен циркона из валунов гранитоидов тиллитового горизонта получены следующие геохронологические оценки их возраста: гранит (обр. К-84/18) – 746 ± 4 млн лет (9 зерен, Приложение 5); низкощелочной риолит (обр. К-290/19) – 778 ± 4 млн лет (9 зерен, Приложение 6); гранит (обр. К-291/19) – 746 ± 3 млн лет (13 зерен, Приложение 7); лейкогранит (обр. К-294/19) – 788 ± 3 млн лет (16 зерен, Приложение 8) (рис. 5.15). Во всех пробах цирконы представлены зернами преимущественно призматического габитуса с хорошо выраженной осцилляторной зональностью (рис. 5.16).

Обобщая геохронологические данные циркона в матриксе можно заключить, что источниками являлись лейкограниты и риолиты с оценкой возраста 788 и 778 млн лет, соответственно. Учитывая близкие геохимические характеристики этих магматических пород, возможно предположить, что они представляли собой единую вулканоплутоническую серию. В настоящий момент магматических пород схожего возраста в пределах Каратау-Джебаглинского блока не установлено.

Возраст двух гранитных валунов из горизонта тиллитов косшокинской свиты около 745 млн лет совпадает с пиком возрастной популяции детритового циркона из матрикса конгломератов ранской свиты (746 млн лет) (Кушнарева и др., 2020). Аналогичных возраст был получен для двух вулканических пород кайнарской свиты. По соотношению железа и магния породы валунов косшокинской свиты и вулканитов кайнарской свиты не имеют четкого разделения и попадают как в поля железистых, так и магниевых пород (рис. 5.17, а).

По соотношению щелочей и кальция подавляющая часть пород соответствуют известковым разностям (рис. 5.17, б), согласно классификации (Frost et al., 2001). По соотношениям глинозема, кремнезема и щелочей изученные породы являются метаглиноземистыми и насыщенными кремнеземом (рис. 17, в, г), согласно классификации (Frost, Frost, 2008).

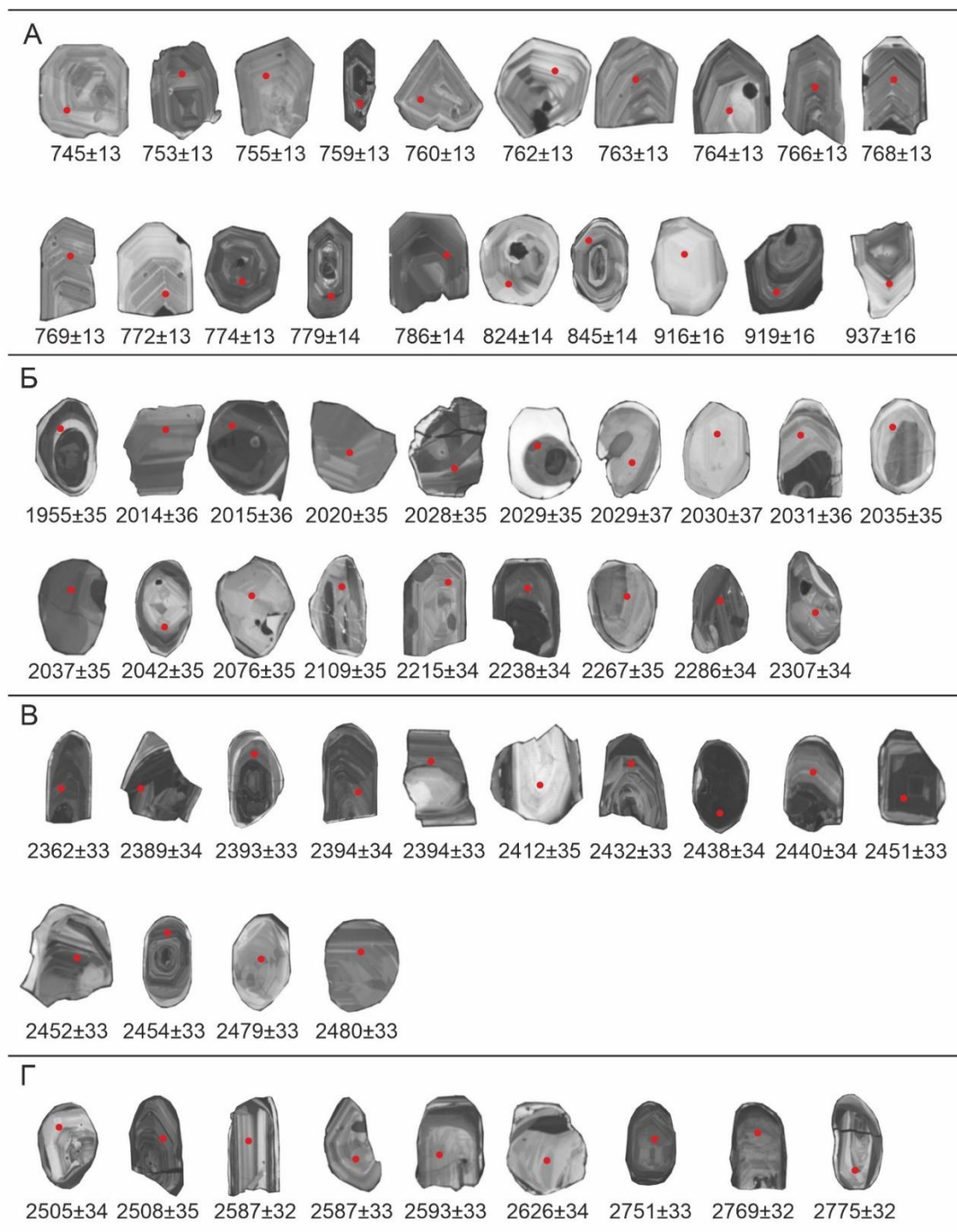


Рис. 5.14. Католюминесцентные изображения типичных зерен циркона матрикса тиллитов различных возрастных популяций.
Указаны аналитические точки LA-ICP-MS.

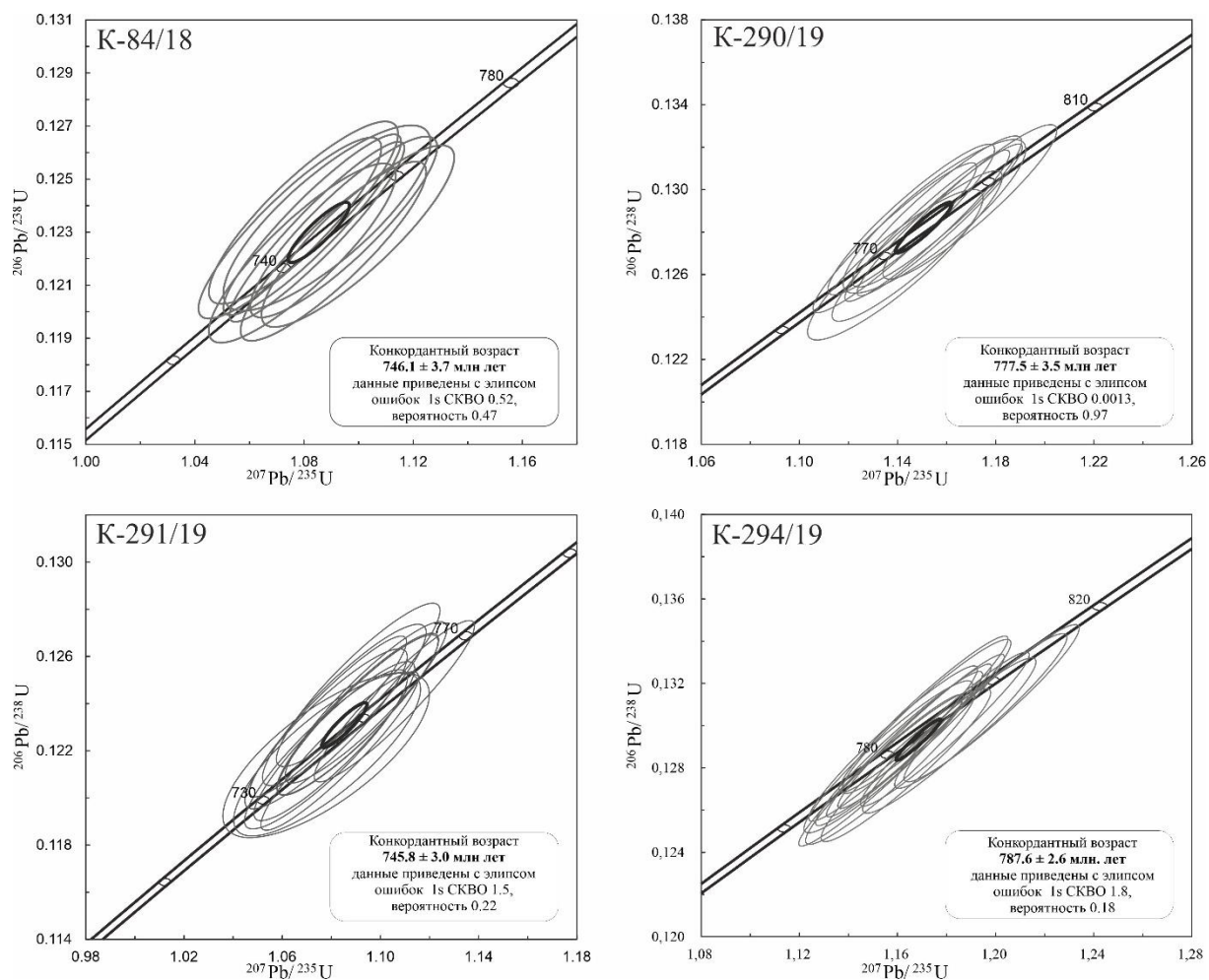
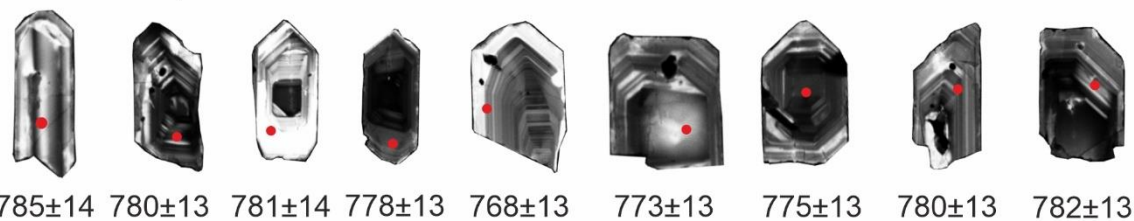


Рис. 5.15. Результаты U-Th-Pb изотопного датирования циркона из валунов тиллитового горизонта.

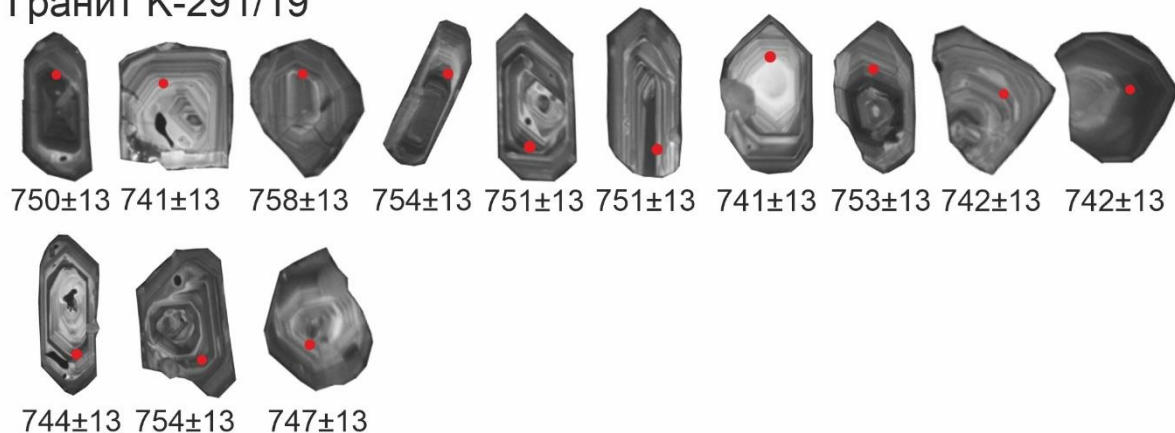
Гранит К-84/18



Риолит н.щ. К-290/19



Гранит К-291/19



Лейкогранит К-294/19

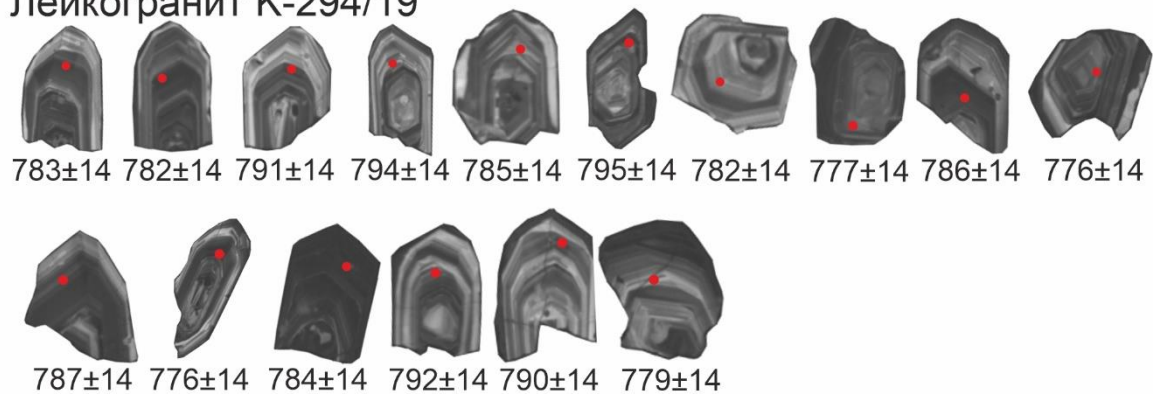


Рис. 5.16. Катодолуминесцентные изображения типичных зерен циркона из валунов тиллитов. Указаны аналитические точки LA-ICP-MS.

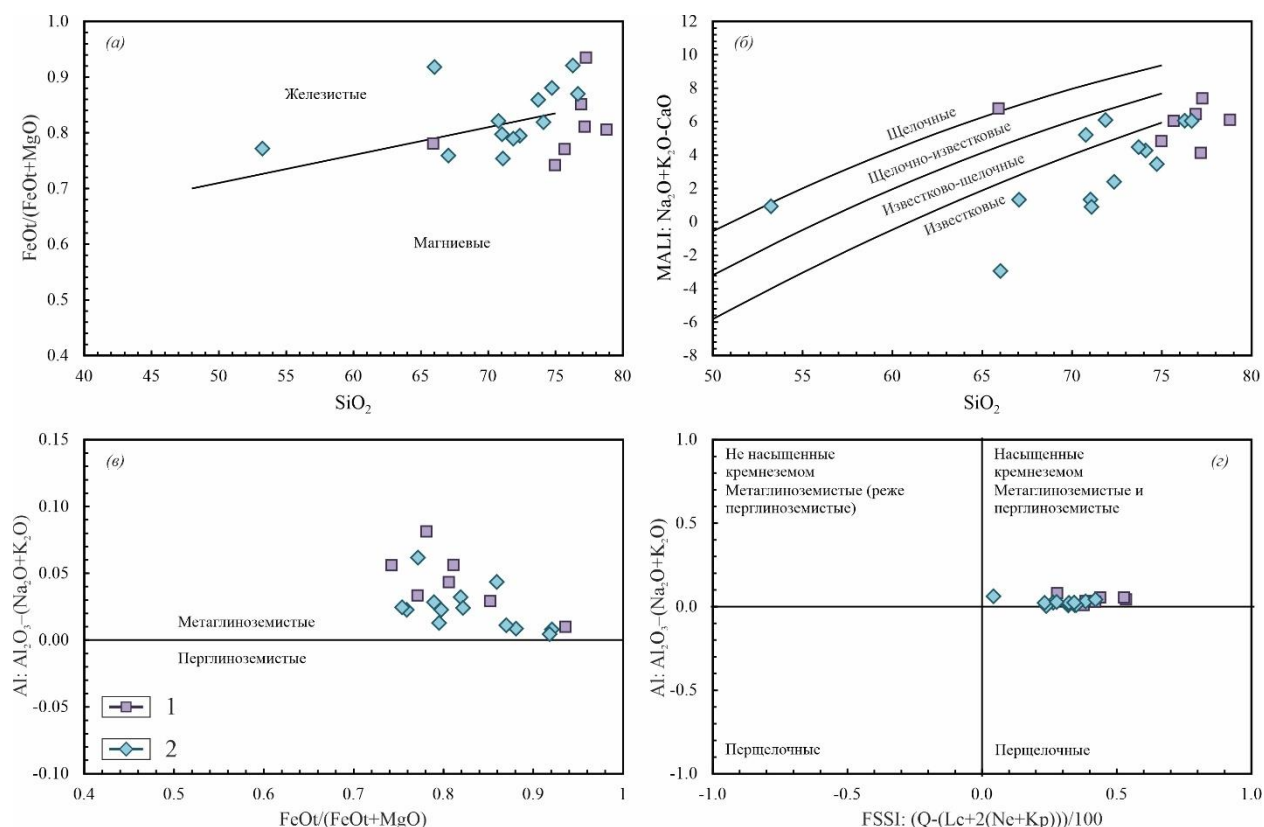


Рис. 5.17. Геохимические особенности магматических пород из валунов косшокинской свиты и вулканитов кайнарской на классификационных диаграммах. Условные обозначения: 1 – вулканические породы кайнарской свиты; 2 – валуны из горизонта тиллитов косшокинской свиты. (а) – « $\text{SiO}_2 - \text{FeOt}/(\text{FeOt}+\text{MgO})$ » (Frost et al., 2001); (б) – « $\text{SiO}_2 - \text{MALI}$ » (Frost et al., 2001); (в) – « $\text{FeOt}/(\text{FeOt}+\text{MgO}) - \text{Al}$ » (Frost, Frost, 2008); (г) – « $\text{FSSI} - \text{Al}$ » (Frost, Frost, 2008).

На бинарных диаграммах наблюдаются общие тренды в распределении петрогенных элементов в магматических породах из валунов косшокинской свиты и вулканитов кайнарской свиты (рис. 5.18).

Распределение редких элементов в породах из валунов косшокинской свиты и вулканитов кайнарской свиты в целом совпадает (рис. 5.19). На редкоэлементных спектрах все породы демонстрируют обогащение легкими лантаноидами, хорошо выраженный европиевый отрицательная Sr-аномалия у всех групп (особенно ярко выражена у матрикса тиллитов). Валуну косшокинской свиты значительно обогащены LILE (Ba, Th, U) и LREE по сравнению вулканитами кайнарской свиты. Валуну косшокинской свиты и вулканиты кайнарской свиты имеют ярко выраженные отрицательные содержания Nb, Ta и Ti, что характерно для континентальной коры или магматизма над зоной субдукции. Это указывает на значительный вклад корового материала в процессе образования магматических пород кайнарской свиты и пород из валунов косшокинской свиты.

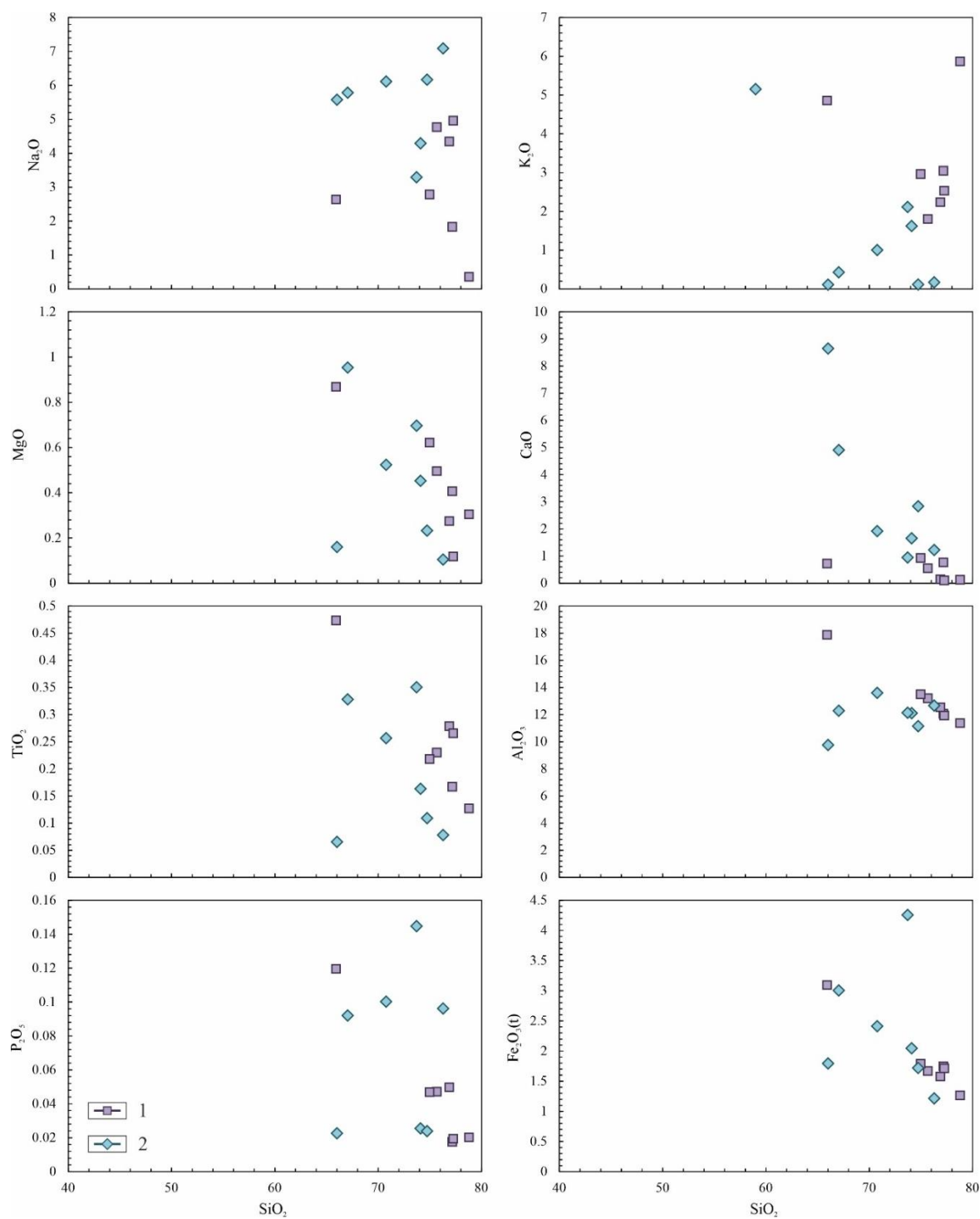


Рис. 5.18. Дискриминационные диаграммы для пород из валунов косшокинской свиты и вулканитов кайнарской. Условные обозначения: 1 – вулканические породы кайнарской свиты; 2 – валуны из горизонта тиллитов косшокинской свиты.

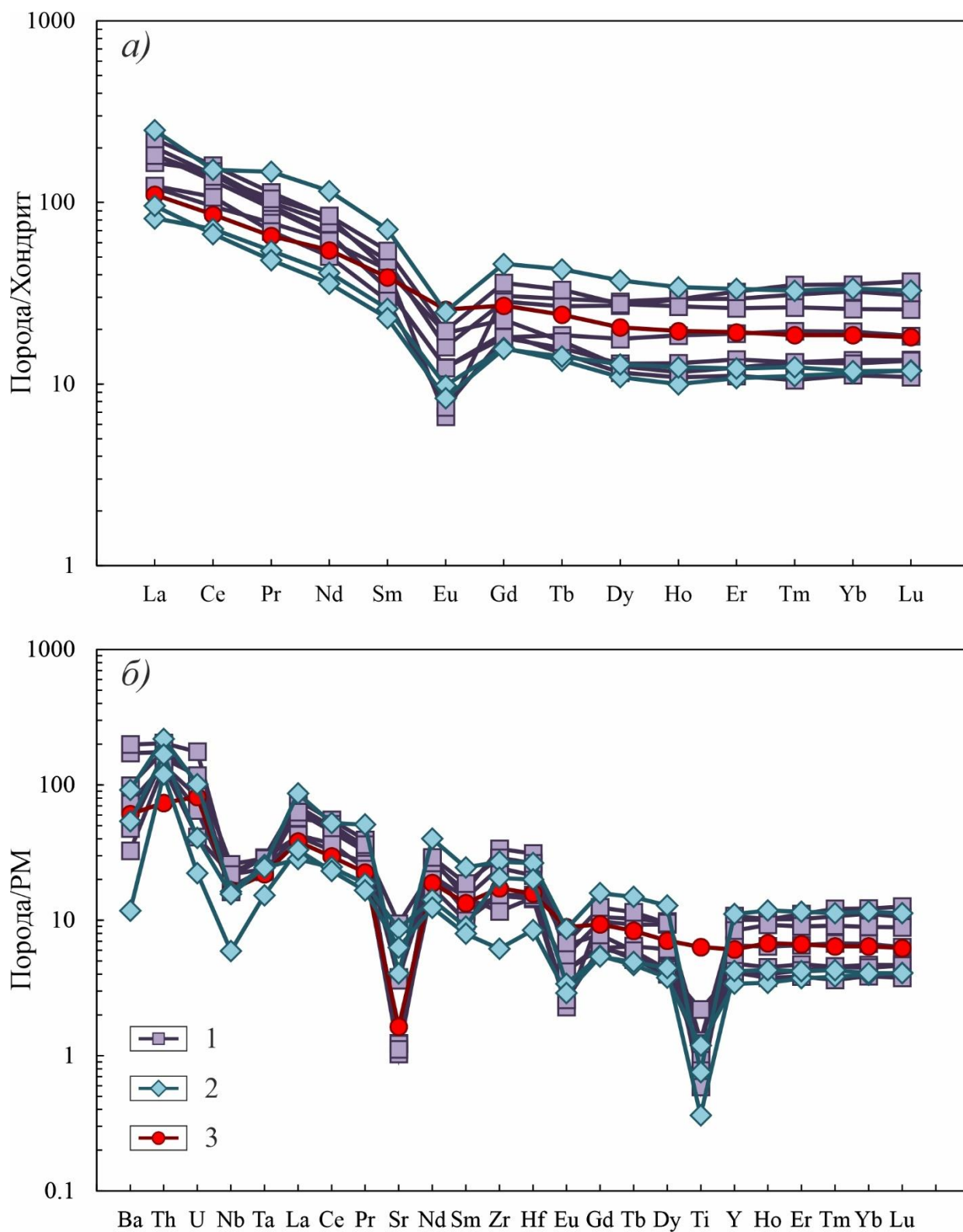


Рис. 5.19. а – спектры распределения редкоземельных элементов, нормированные по хондриту (Sun, McDonough 1989); б – мультиэлементные спектры редких элементов, нормированные по примитивной мантии (Sun, McDonough 1989) для: 1 – вулканических пород кайнарской свиты; 2 – валунов из горизонта тиллитов косшокинской свиты; 3 – матрикса тиллитов косшокинской свиты.

Изученные диамиктиты косшокинской свиты имеют ледниковую природу, накопление которых происходило при таянии палеоледника в шельфовых морских обстановках. Возраст валунов из тиллитового горизонта является прямым свидетельством присутствия пород как минимум двух магматических комплексов неопротерозойского возраста на пути движения палеоледника на суши. Одним из них являлись граниты с возрастом 746 млн лет, синхронные в образовании с вулканитами кайнарской свиты.

Одновозрастность вулканитов и плутонических пород из валунов горизонта тиллитов косшокинской свиты и вулканических пород кайнарской свиты может указывать на то, что они формировались в результате одного этапа тектоно-магматической активизации в пределах единой структуры на рубеже 745 млн лет. Близость петро- и геохимических характеристик всех вышеперечисленных магматических пород, вероятно, отражает их формирование в составе единой вулканоплутонической серии с вариациями с глубиной формирования магматического очага, степени плавления коры. Поэтому вероятнее всего источниками детритовых зерен циркона и валунов в районе 745 млн лет в грубообломочных породах ранской и косшокинской свитах являлись породы кайнарской свиты имеющие аналогичный возраст (Колесов и др., 2026а). Другим более значимым источником поставки обломочного материала для терригенных пород улутауской серии – валунной, галечной и песчаной размерности, являлись вулканические и плутонические породы, образованные в интервале 765-780 млн лет. Не менее представительными являются популяции детритовых цирконов из песчаников ранской свиты в раннем неопротерозое (830-950 млн лет) и палеопротерозое с двумя пиками 2,0 и 2,4 млрд лет. Все это является несомненным свидетельством о накоплении обломочных пород ранской и косшокинской свит в пределах континентального блока с длительной докембрийской историей развития.

Глава 6. ХРОНОЛОГИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В ПОЗНЕДОКЕМБРИЙСКОЙ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ КАРТАУ- ДЖЕБАГЛИНСКОГО БЛОКА

В результате проведенного исследования осадочных и магматических пород позднего докембрия в северо-восточной части хребта Большой Каратау стало возможным установить время проявления геологических событий, связанных с историей развития Каратау-Джебаглинского континентального блока, а также с определенными геодинамическими обстановками. Полученные U–Pb- и Sr-изотопные данные, а также информация об особенностях состава вулканических пород позволяют сделать выводы о возрасте и обстановках формирования бакырлинской и кайнарской свит хребта Большого Каратау. Накопление карбонатов бакырлинской свиты происходило в обстановках мелководного шельфа, а известняки ее нижней части формировались в интервале 760–800 млн лет. В конце этого периода (745–750 млн лет) карбонатная седиментация сменилась интенсивным контрастно дифференцированным вулканизмом, вероятно, приуроченным к тыловым областям активной континентальной окраины. Завершение этого этапа в позднем докембрии (717–720 млн лет) происходит синхронно со становлением массивов кумыстинского комплекса граносиенитов (Дегтярев и др., 2019). Позже в прибрежных обстановках происходило накопление осадочных пород улутауской серии – песчаников ранской свиты и тиллитов косшокинской свиты. Как упоминалось в главе 1 данной работы, многие исследователи юго-западной части ЦАСП выделяют в позднем докембрии здесь на основе корреляции реперных геологических событий единый Ишим-Срединно-Тяньшаньский микроконтинент (рис. 6.1). Остановимся более подробно на сопоставлении установленной хронологии событий для Каратау-Джебаглинского блока с другими докембрийскими континентальными блоками относимых к этому микроконтиненту и других близ расположенных террейнов.

Так, возрастные аналоги карбонатных пород бакырлинской свиты широко развиты в Каратау-Таласском террейне и представлены строматолитовыми и пеллоидными известняками, а также карбонатными брекчиями жанатасской серии (шошкабулакская и тогузбайская свиты), для которых по результатам Sr- и C-хемостратиграфических исследований получены оценки возраста седиментации 790–815 млн лет (Alexeiev et al., 2023) (рис. 6.2).

Аналоги вулканических пород кайнарской свиты и интрузивов кумыстинского комплекса представлены почти во всех блоках Ишим-Срединно-Тяньшаньского террейна.

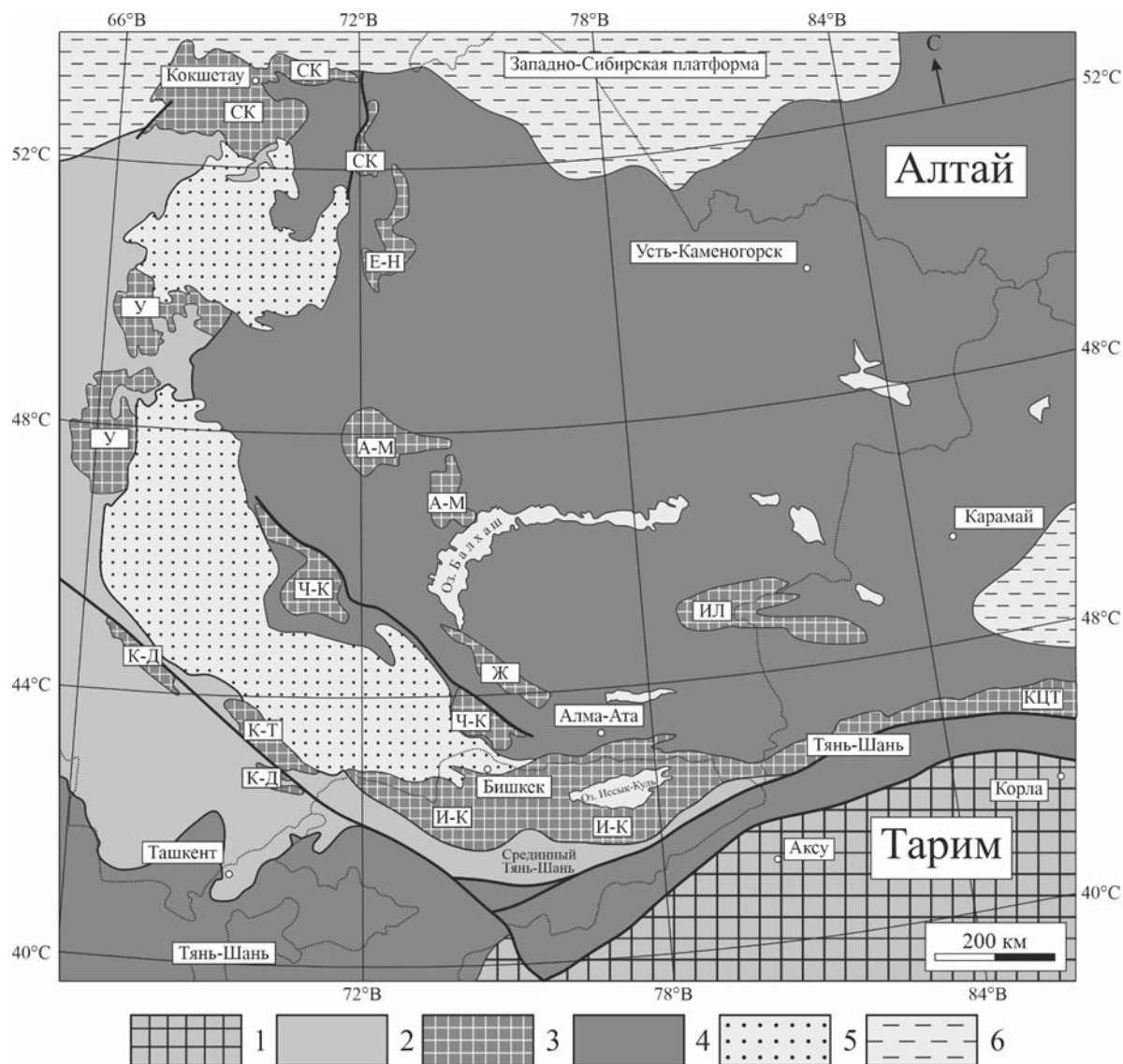


Рис. 6.1. Схема распределения докембрийских террейнов в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (составлена с использованием данных Windley et al., 2007; Alexeiev et al., 2023; Ярмолук и др., 2019; Degtyarev et al., 2017).

1 – Таримский кратон, 2 – Ишим–Срединно–Тяньшаньский микроконтинент, 3 – докембрийские террейны: СК – группа террейнов Северного Казахстана, Е-Н – Ерементау-Ниязский, АМ – Актау-Моинтинский, ИЛ – Илийский, И-К – Иссык-Кульский, КЦТ – Китайского Центрального Тянь-Шаня, У – Улутауский, Ч-К Чуйско-Кендыктасский, Ж – Жельтавский, К-Д – Каратау-Джебаглинский, К-Т – Каратау-Таласский; 4 – палеозойские складчатые комплексы Центрально-Азиатского пояса; Осадочные бассейны: 5 – позднепалеозойские, 6 – кайнозойские.

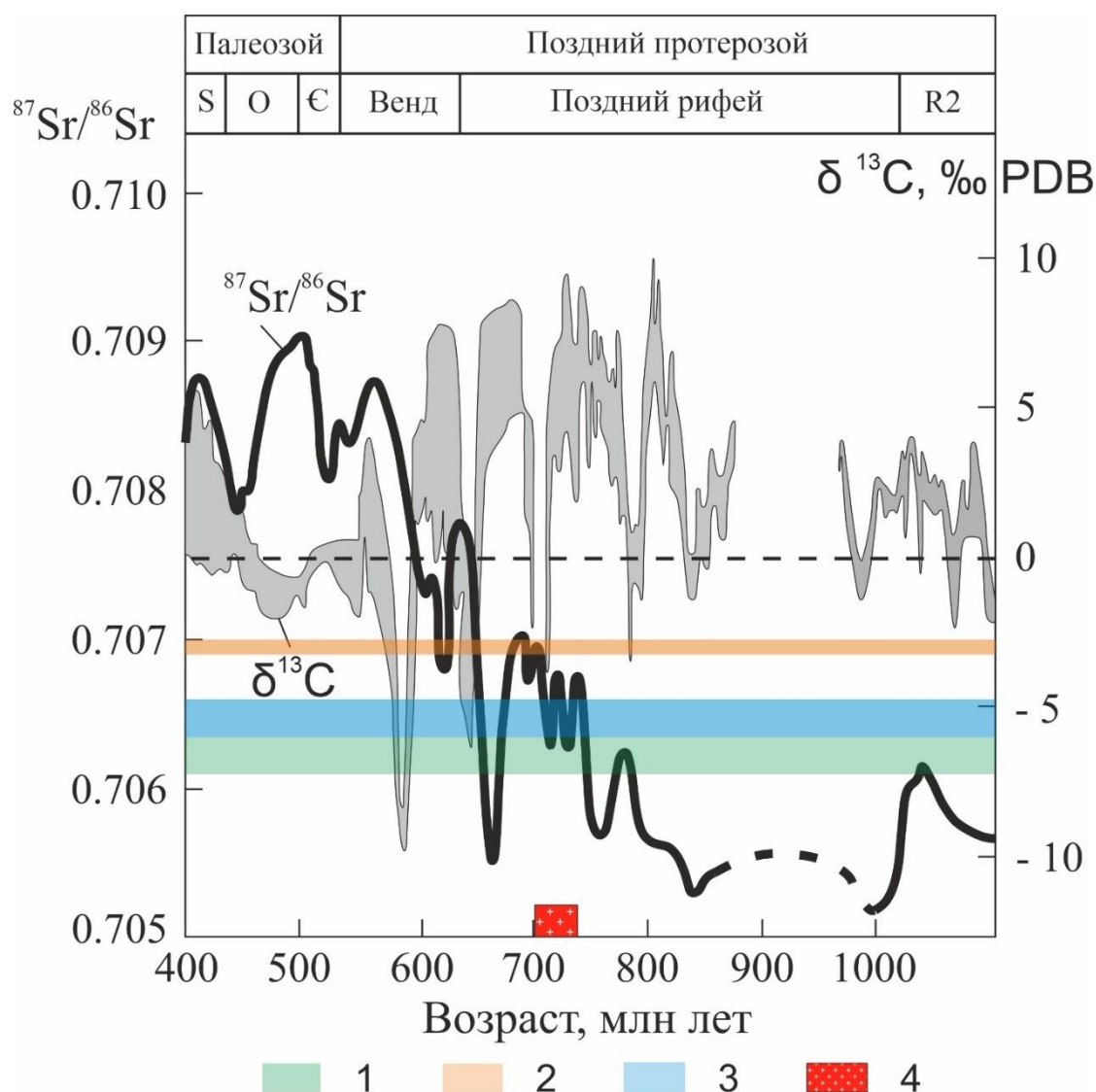


Рис. 6.2. Сопоставление Sr-изотопных характеристик бакырлинской свиты со стандартной кривой вариации $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в водах Мирового океана в неопротерозое (Кузнецов и др., 2016). 1–3 – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -отношение в карбонатных породах: 1 – бакырлинской свиты, 2 – кокжотской серии и 3 – шошкабулакской и тогузбайской свитах жанатасской серии Каратау-Таласского террейна (Alexeiev et al., 2023); 4 – граносиениты Кумыстинского комплекса (Дегтярев и др., 2019).

Так, в Улутауском блоке неопротерозойские магматические комплексы представлены андезидацит-риолитовыми и базальт-риолитовыми сериями с оценками возраста в интервале 757–745 млн лет (Третьяков и др., 2020б, Третьяков и др., 2022).

В Нарынско-Сарыжазском блоке Срединного Тянь-Шаня наиболее широко развита свита Большого Нарына, в основном сложенная эффузивами кислого состава повышенной щёлочности, для которых получены оценки возраста 720–726 млн лет (Terbishaliev et al. 2020). Более древние магматические образования здесь представлены плагиогранитами Верхнеарчалинского массива с возрастом 743 ± 7 млн лет (Сейитказиев и др., 2022).

В Каратау-Таласском террейне близкой по возрасту (737–749 млн лет) является туфогенная курганская свита, сложенная туфопесчаниками и туффитами, туфами

трахириолитового и дацитового состава с прослоями аркозовых песчаников (Alexeiev et al., 2023).

В юго-восточной части ЦАСП к важнейшим корреляционным уровням позднего докембрия относят «нижние» и «верхние» тиллиты, ограничивающие «межтиллитовый» карбонатный комплекс пород. Нижнему горизонту тиллитов в этой части складчатого пояса соответствуют диамиктиты сатанской свиты Улутауского нагорья (Каныгина и др., 2018), шорашуйской свиты гор Срединного Тянь-Шаня (Алексеев и др., 2023), актаской свиты хребта Малый Каратау (Meert et al., 2011) и косшокинской свиты хребта Большой Каратау (Бекжанов и др., 2000). Стратотипом «верхних» тиллитов считается байконурская свита (Чумаков, 2015; Бекжанов и др., 2000). Отложения этой свиты имеют широкое распространение в Средней Азии: они простираются от гор Улутау до хребта Большой Каратау и продолжают далее до границы с Китаем через Киргизию. Это один из индикаторных комплексов положенный в основу выделения единого позднедокембрийского Ишим-Срединно-Тяньшаньского микроконтинента (Windley et al., 2007; Максумова и др., 2019).

Полученные U-Pb датировки для валунов из тиллитового горизонта косшокинской свиты свидетельствуют о наличии двух неопротерозойских магматических комплексов возрастом 746 млн лет и 788-778 млн лет на пути движения палеоледника. Следует отметить, что близкие по возрасту источники обломочного материала магматические, к перечисленным выше, имели широкое распространение на эрозионном срезе при движении ледника, поскольку возраст основной популяции обломков детритового циркона имеет интервал 740-856 млн лет с пиком на 765 млн лет. Свидетельством близкого расположения этих источников сноса от места накопления тиллитов, наравне с крупными валунами, является практически неокатанная форма детритовых зерен циркона этой возрастной популяции в матриксе тиллитов. Напротив, разная степень окатанности зерен циркона древнее 800 млн лет в матриксе тиллитов указывает на их дальний, возможно, многократный (рециклированный), перенос. Вероятно, в матрикс тиллитов они попадали при разрушении осадочных пород при движении палеоледника, а их первичные источники не входили в состав эродируемых ледником комплексов пород.

При этом следует отметить различия в геохимических особенностях матрикса тиллитов, кислых вулканитов и граинтоидов как из валунов ледникового горизонта косшокинской свиты, так риолитов кайнарской свиты (рис. 6.3). Объяснение этому мы находим при сопоставлении геохимических характеристик матрикса тиллитов косшокинской свиты и более древних вулканических пород кайнарской свиты основного и кислого составов (рис. 6.4), где состав матрикса занимает промежуточное положение между

составами базальтов и риолитов этой свиты. Таким образом, среди источников обломочного материала при формировании матрикса тиллитов косшокинской свиты присутствовали не содержащие циркона базальты, сходные по составу с таковыми кайнарской свиты.

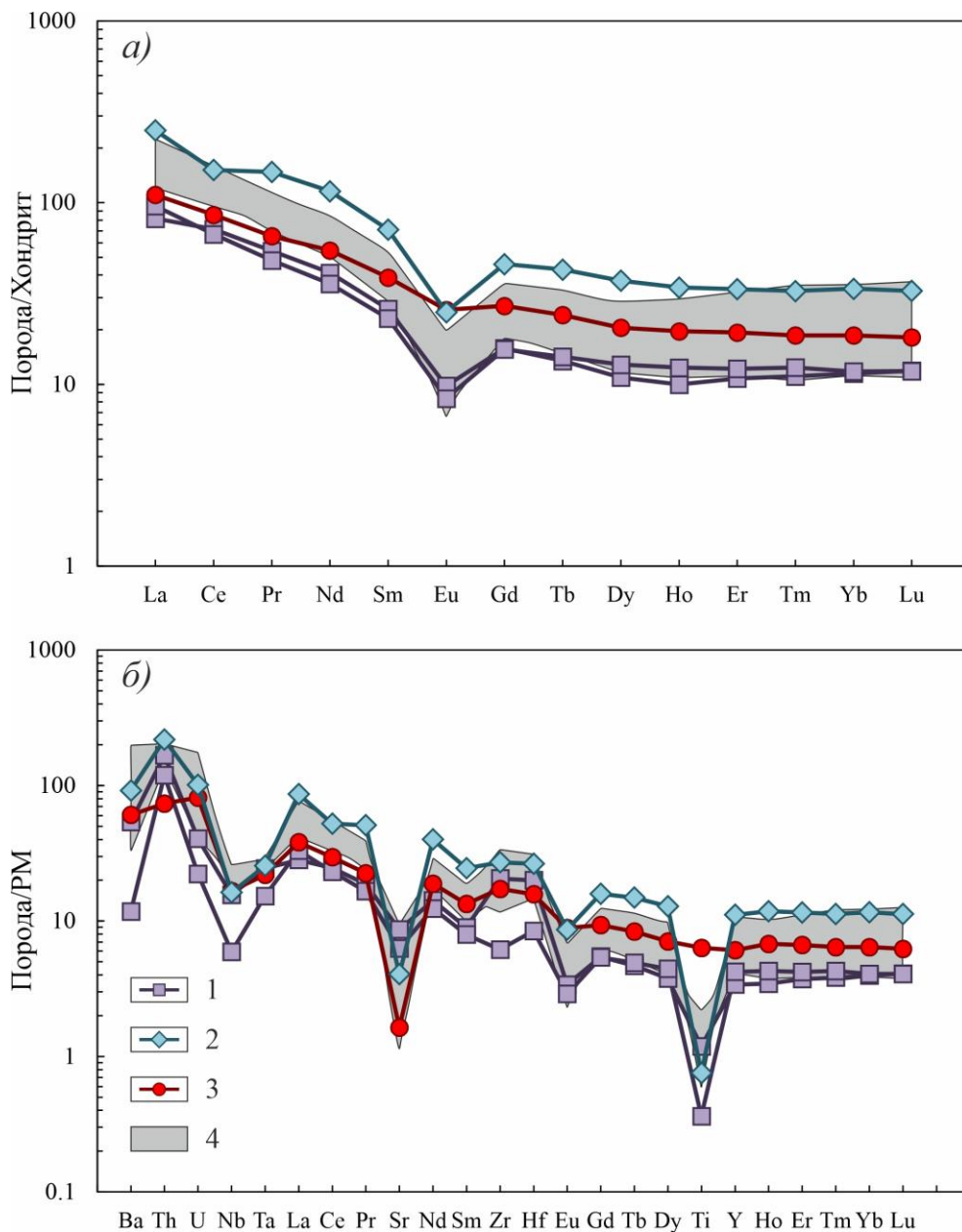


Рис. 6.3. а – спектры распределения редкоземельных элементов, нормированные по хондриту (Sun, McDonough 1989); б – мультиэлементные спектры редких элементов, нормированные по примитивной мантии (Sun, McDonough 1989). 1 – интрузивные валуны из горизонта тиллитов косшокинской свиты; 2 – эффузивный валун из горизонта тиллитов косшокинской свиты; 3 – матрикс тиллитов косшокинской свиты; 4 – поле вулканических пород кайнарской свиты кислого состава.

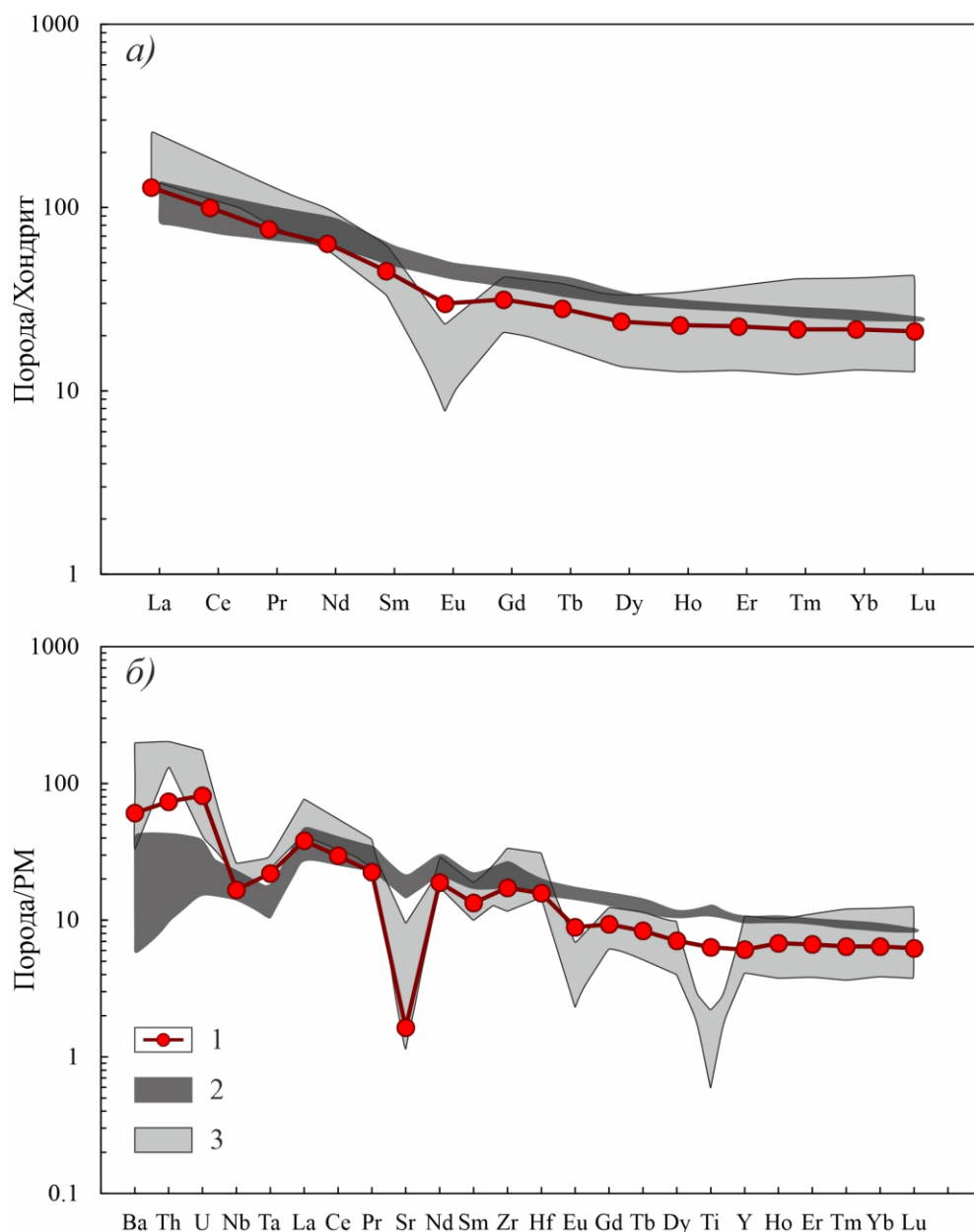


Рис. 6.4. а – спектры распределения редкоземельных элементов, нормированные по хондриту (Sun, McDonough 1989); б – мультиэлементные спектры редких элементов, нормированные по примитивной мантии (Sun, McDonough 1989). 1 – матрикс тиллитов косшюкинской свиты; 2 – поле вулканических пород кайнарской свиты основного состава; 3 – поле вулканических пород кайнарской свиты кислого состава.

Обобщение полученных данных позволяет считать, что обломочный материал формировал тиллитовый горизонт в результате разрушения палеоледника, который в ходе своего движения продвигался в основном по плутоническим и вулканическим породам с возрастом в диапазоне 740-790 млн, а также осадочным породам, имеющих в своём составе более древние детритовые зерна циркона. Формирование тиллитов происходило в окраинном море древнего континентального блока с длительной, начиная с архея – 2.5-2.7 млрд лет назад, историей развития. В фундаменте этого блока были широко развиты

метаморфические породы палеопротерозоя с возрастом 2.0-2.1 и 2.4-2.5 млрд лет. В мезопротерозое тектоно-магматическая активность с широким образованием цирконсодержащих пород – гранитоидов и метаморфических пород по ним, была практически не проявлена. Следует отметить, что метаморфические события в интервале 2.0-2.1 млрд лет не имеют широкого проявления в геологической истории Земли (Liu et al., 2022). При этом метаморфизм 2.07 млрд лет установлен во всех палеопротерозойских структурах Восточной Сарматии и был вызван коллизией Волго-Уральского сегмента и Сарматии около 2.1 млрд лет (Savko et al., 2018). Также в пределах Сарматии проявлено еще одно метаморфическое событие – возрастом 2.5 млрд лет. Таким образом, можно предположить, что 2.0-2.5 млрд лет назад Каратау-Джебаглинский блок входил в состав Сарматии и в дальнейшем при распаде суперконтинента Колумбия был отделен от нее и развивался независимо. При этом существуют другие реконструкции для тектонических блоков юго-запада ЦАСП, где рассматривается возможность существования Улутау-Тарим-Янцзынского континента (Alekseev et al., 2023), где в строении фундамента в незначительном количестве также представлены породы, образованные в этот интервал времени.

Возраст оледенения, с которым было связано формирование тиллитов косшокинской свиты не может превышать 717 млн лет, поскольку отложения улутауской серии, в состав которой входят эти древние ледниковые отложения, залегают на породах Кумыстинского массива. Наиболее молодые зерна циркона в матриксе тиллитов имеют возраст 740 млн лет и не могут служить ограничением нижней возрастной границы древних ледниковых отложений косшокинской свиты ввиду их более древнего возраста, чем подстилающие граносиениты Кумыстинского комплекса. Косвенным ограничением возраста этого гляциособытия может служить корреляция позднедокембрийских тиллитовых горизонтов юго-западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Сравним распределение возраста зерен детритового циркона в изученных нами «нижних» тиллитах косшокинской свиты, шорашуйской свите Срединного Тянь-Шаня и сатанской свите Улутауского континентального блока. (рис. 6.5). Получены близкие оценки возраста детритового циркона из «нижних» тиллитов косшокинской и сатанской свит, для которых установлены близкие временные интервалы проявления тектоно-магматической активности в неопротерозое и на этапе тектонической активизации около 2.0 млрд лет. Основная популяция циркона шорашуйской свиты имеет более молодой палеопротерозойский возраст относительно двух вышеперечисленных свит в интервале 1.8-1.95 млрд лет при подчинённом вкладе неопротерозойских источников зерен циркона в интервале 750-850 млн лет. Таким образом, движение палеоледников Улутауского и

Каратау-Джебаглинского блоков происходило по коренным породам, образование которых происходило в результате схожих тектонических событий в неопротерозое и палеопротерозое. На эродируемую поверхность Срединно-Тяньшанского блока в это время выходили палеопротерозойские породы его фундамента. Для древних ледниковых отложений байконурской свиты в трех удаленных районах основным источником обломочного материала служили породы неопротерозоя, в том числе пограничные с кембрием при практически полном отсутствии более древних пород на эродируемой поверхности при движении ледников. Различия в распределении возраста обломков циркона «нижних» (косшокинская, сатанская и шорашуйская свиты) и «верхних» (три удаленных разреза байконурской свиты) тиллитов возможно могут позволить ограничить их время образования. Отсутствие в «нижних» тиллитах зерне циркона моложе 740 млн лет и непосредственное залегание на магматических породах с возрастом 717 млн лет позволяет предполагать их связь со Стертовским гляциопериодом. Более обосновано о их возрасте можно будет судить, если возникнет возможность установить возраст перекрывающих их кэп-доломитов.

Возраст двух гранитных валунов из тиллита косшокинской свиты около 745 млн лет совпадает с пиком возрастной популяции детритового циркона из матрикса конгломератов ранской свиты (746 млн лет) (Кушнарцева и др., 2020). Вероятнее всего источниками детритовых зерен циркона и валунов этого возраста в грубообломочных породах ранской и косшокинской свитах горизонта Каратау-Джебаглинского континентального блока являлись породы кайнарской свиты имеющие аналогичный возраст (Колесов и др., 2026б).

Источник купных валунов и основной популяции обломочного циркона в матриксе тиллитов (760-790 млн лет) в пределах Каратау-Джебаглинского блока в настоящий момент не установлен, но вероятно ими могли являться породы, генетически связанные с вулканизмом соседнего Каратау-Таласского континентального блока, где достаточно широкое распространение имеют туфогенные и вулканогенные породы курганской свиты. Для туфов курганской свиты установлены следующие возраста – 831 ± 15 млн лет, 779 ± 17 млн лет, 766 ± 7 млн лет (Советов, 2008; Meert et al, 2011), хотя другие исследователи возраст курганской свиты ограничивают в интервале 720-750 млн лет (Alexeiev et al., 2023).

Следует отметить, что циркон палеопротерозойского возраста, типичный для матрикса тиллитов косшокинской свиты (2.0 и 2.5 млрд лет), встречается в метапесчаниках кокжотской свиты Каратау-Таласского блока, но не характерен для осадочных пород большекаройской свиты (Худолей и др., 2018). Таким образом, на данный момент можно предположить, что образование неопротерозойских пород Большого и Малого Каратау происходило в пределах единого континентального блока, где фундамент представлен

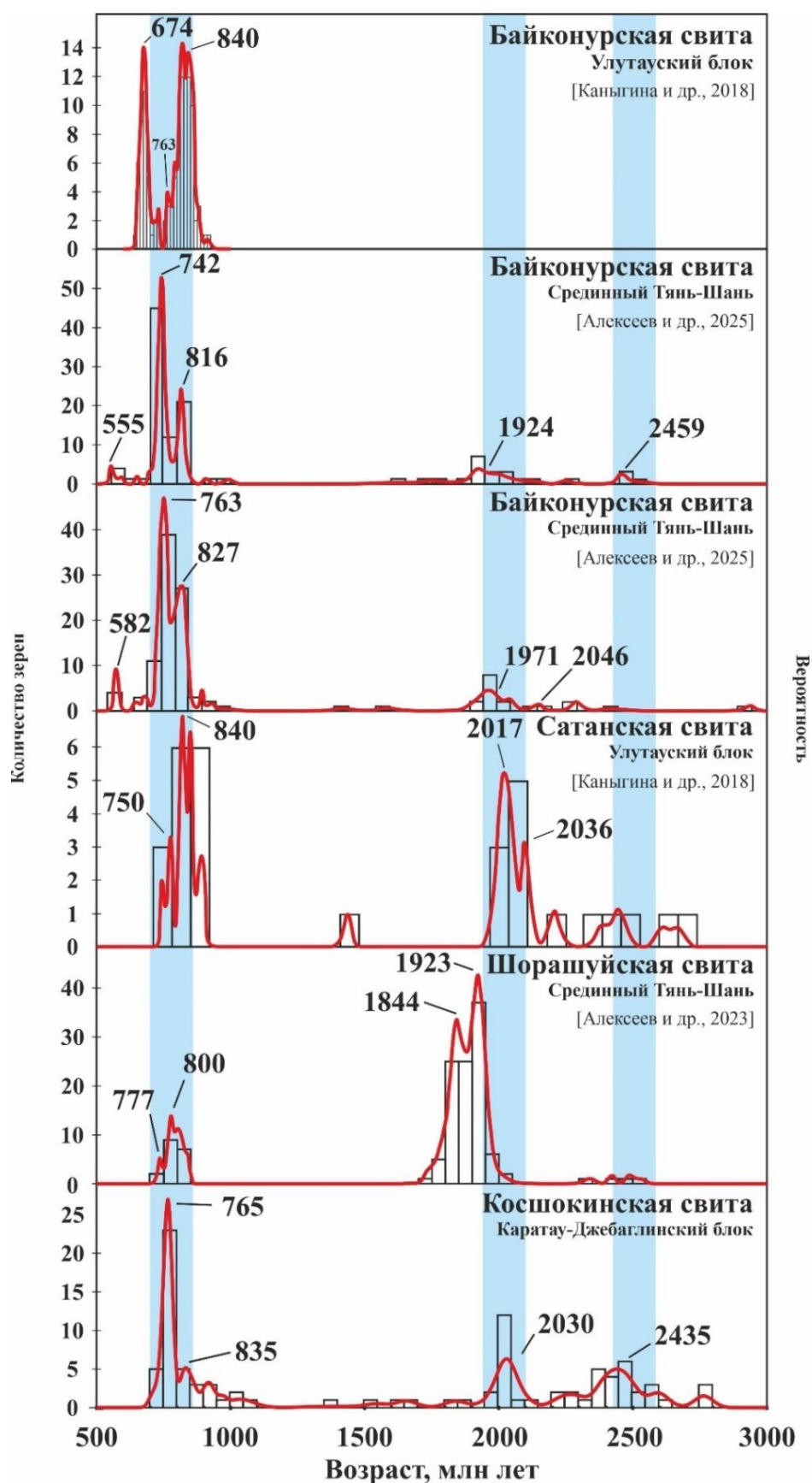


Рис. 6.5. Сравнение распределения возраста зерен обломочного циркона из матрикса позднедокембрийских тиллитов юго-восточной части ЦАСП. Цветом (голубым) выделены возрастные интервалы характерные для обломков циркона из косшокинской свиты Каратау-Джебаглинского блока.

преимущественно метаморфическими и магматическими породами палеопротерозойского возраста, имея различия в их неопротерозойской истории с общим магматическим импульсом на рубеже 780 млн лет. В юго-западной части ЦАСП в геологической истории докембрийских континентальных блоков, в том числе со свидетельствами древних оледенений в их осадочной летописи, также установлено два эпизода тектономагматической активности в интервале 700-800 млн лет (рис. 6.5). Полученные датировки для валунов из горизонта тиллитов 746 и 780-788 млн лет имеют близкие возрастные аналоги в пределах Срединного Тянь-Шаня, Каратау-Таласского, Жельтавского Чуйско-Кендыктасского и Улутауского блоков (рис. 6.6). Все это позволяет считать, что позднедокембрийское оледенение, с которым связано происхождение тиллитов коспокинской свиты, имело широкое распространение в пределах единой тектонической структуры с длительной историей развития, типичной для древних континентальных блоков, включая несколько этапов ее неопротерозойской активизации.

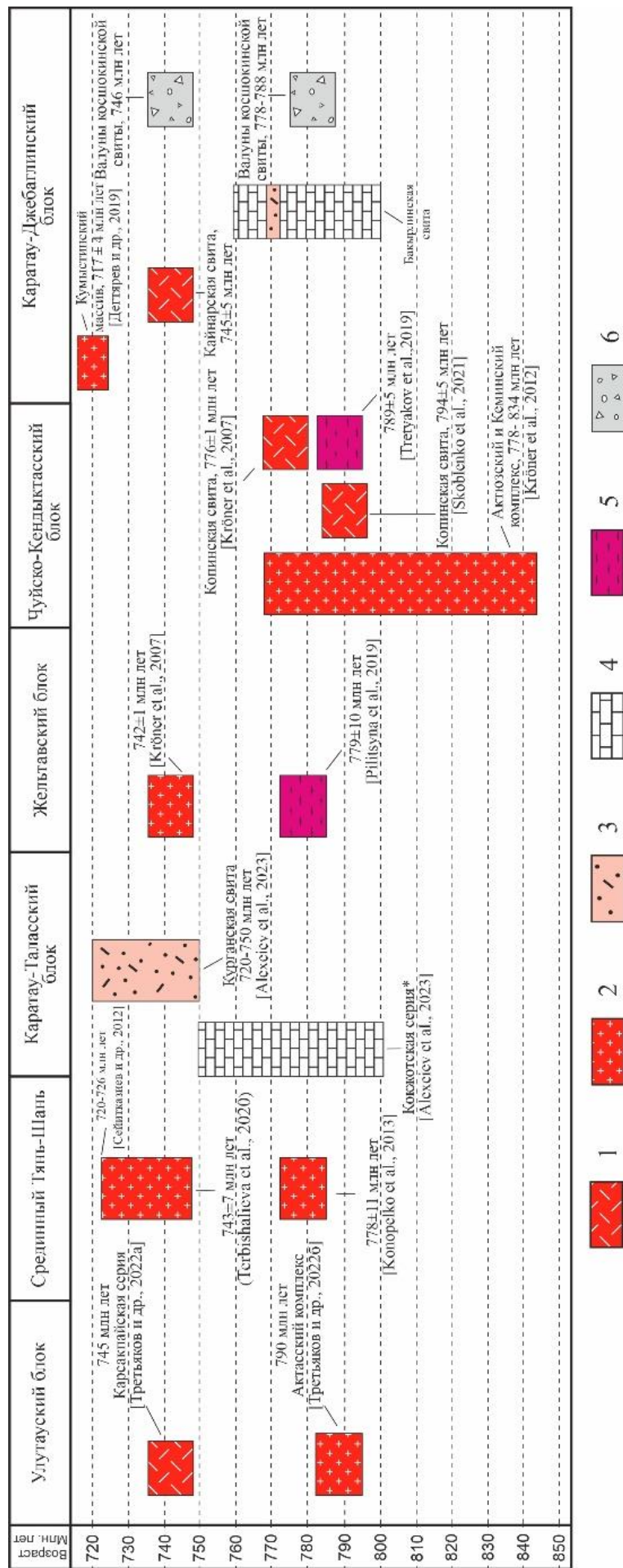


Рис. 6.6. Корреляционная диаграмма неопротерозойских пород юго-западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса.

1 – вулканические породы кислого состава; 2 – граниты; 3 – вулканические и вулканогенно-осадочные породы; 4 – карбонатные породы; 5 – ортогнейсы; 6 – валуны из горизонта тиллитов.

* – показан временной интервал накопления карбонатных пород верхней части кокжотской серии, определенный методом Sr-хемостратиграфии, в то время как основная часть разреза представлена терригенными породами.

Таким образом, исследования позднедокембрийских комплексов Каратау-Джебаглинского блока позволили установить их возраст, выявить особенности состава и провести сопоставления с другими блоками Ишим-Срединно-Тяньшаньского и сопряжённых террейнов. Установлено, что накопление карбонатных пород бакырлинской свиты происходило в пределах мелководного шельфа в интервале 760–800 млн лет синхронно с карбонатами Каратау-Таласского террейна. На рубеже 745–750 млн лет происходит смена тектонического режима и начинается эволюция активной континентальной окраины, в тыловой области которой формируются вулканиты кайнарской свиты и интрузивы кумыстинского комплекса.

Геохронологическое изучение зерен циркона из матрикса и обломков тиллитов позволило оценить возраст пород на пути движения ледника. Источниками валунов из горизонта тиллитов являются интрузивные и эффузивные породы кислого состава с возрастом 746 и 780–788 млн лет. На эрозионном срезе Большого Каратау находятся магматические комплексы кайнарской свиты с возрастом 746 млн лет, вероятнее всего являющиеся источниками валунов из горизонта тиллитов. Распределение возраста обломочных зерен циркона в матриксах тиллитов Каратау-Джебаглинского и Улутауского (байконурской и сатанской свитах) древних континентальных блоков указывает на возможное проявление ледниковых процессов в пределах единого древнего континентального блока. Полученные геохронологические оценки возраста валунов из горизонта тиллитов 746 и 780–788 млн лет имеют близкие возрастные магматические аналоги в пределах Срединного Тянь-Шаня, Каратау-Таласского, Жельтавского Чуйско-Кендыктасского и Улутауского блоков.

На основании проведённых корреляций может быть сделан вывод, что поздненеопротерозойские магматические комплексы Каратау-Джебаглинского блока являются частью более крупной структуры, формирование которой в неопротерозое может быть связано с эволюцией континентальной окраины.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования позднедокембрийских осадочных и магматических пород Каратау-Джебаглинского блока позволили установить их возраст, выявить особенности состава и провести сопоставления с комплексами пород других блоков Ишим-Срединно-Тяньшаньского и сопряжённых террейнов. Установлено, что накопление карбонатных пород бакырлинской свиты происходило в пределах мелководного шельфа в интервале 760-800 млн лет синхронно с карбонатами Каратау-Таласского террейна. На рубеже 745-750 млн лет происходит смена тектонического режима и начинается эволюция активной континентальной окраины, в тыловой области которой формируются вулканы кайнарской свиты и интрузивы кумыстинского комплекса.

Для осадочных пород косшокинской и ранской свиты основным источником обломочного материала являлись породы неопротерозойского возраста. Среди источников сноса также присутствовали породы мезо-, палеопротерозоя и неоархея, что является свидетельством длительной истории развития Каратау-Джебаглинского континентального блока. Геохронологическое изучение зерен циркона из матрикса и обломков тиллитов косшокинской свиты позволило оценить возраст пород на пути движения ледника. Источниками валунов из горизонта тиллитов являются интрузивные и эффузивные породы кислого состава возрастом 746 и 780-788 млн лет. На эрозионном срезе Большого Каратау находятся магматические комплексы кайнарской свиты возрастом 746 млн лет, вероятнее всего, являющиеся источниками валунов из горизонта тиллитов.

Образование неопротерозойских осадочных и магматических комплексов Каратау-Джебаглинского блока синхронно с проявлениями аналогичных геологических событий в пределах блоков Улутау-Моюнкусской группы террейнов юго-западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и указывает на его формирование в составе крупного континента.

Распределение возраста обломочных зерен циркона в матриксах тиллитов Каратау-Джебаглинского и Улутауского (байконурской и сатанской свитах) древних континентальных блоков указывает на возможное проявление ледниковых процессов в пределах единого древнего континентального блока. Полученные геохронологические оценки возраста валунов из горизонта тиллитов 746 и 780-788 млн лет имеют близкие возрастные магматические аналоги в пределах Срединного Тянь-Шаня, Каратау-Таласского, Жельтавского Чуйско-Кендыктасского и Улутауского блоков.

Таким образом, проведенное изучение позднедокембрийских осадочных и магматических пород хребта Большой Каратау позволило установить время и обстановки формирования индикаторных комплексов, позволяющих проследить хронологию событий

в позднем докембрии Каратау-Джебаглинского континентального блока и на основе этого провести корреляцию с историей развития других континентальных блоков в юго-западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. В результате исследования сделан вывод о формировании изученных осадочных и вулканических комплексов Каратау-Джебаглинского блока в обстановках окраины крупного континентального блока земной коры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдулин А.А., Азербает Н.А., Ергалиев Г.Х., Касымов М.А., Никитин И.Ф., Цирельсон Б.С., Чимбулатов М.А. Геология и металогения Каратау. - 1986. Алма-Ата: Наука, Т. 1. Геология, 240 с.
2. Авдеев А.В., Ковалев А.А. Офиолиты и эволюция юго-западной части Урало-Монгольского складчатого пояса. – 1989. М.: Изд-во МГУ, 229 с.
3. Анкинович С.Г. Нижний палеозой ванадиеностного бассейна Северного Тянь-Шаня и западной окраины Центрального Казахстана. - 1961. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 270 с.
4. Бакиров А. Б., Максумова Р. А. Геодинамическая эволюция литосферы Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 10. С. 1435–1443.
5. Бакиров А.Б., Гесь М.Д., Дженчураева К.И., Киселев В.В., Максумова Р.А., Мезгин И.А., Пак Н.Т., Сабельников С.Е., Сакиев К.С. Геодинамика и оруденение Тянь-Шаня (Кыргызстан). – 2014. Бишкек: Илим, 280 с.
6. Бекжанов Г.Р., Кошкин В.Я., Никитченко И.И., Скринник Л.И., Азизов Т.М., Тимуш А.В. Геологическое строение Казахстана. – 2000. Алматы: Академия минеральных ресурсов Республики Казахстан, 396 с.
7. Бродникова Е. А., Ветров Е. В., Летникова Е. Ф., Иванов А.В., Руднев С.Н. Позднерифейские и вендские гранитоиды в источниках сноса раннекембрийских грубозернистых пород баянкольской свиты Систигхемского прогиба Тувы // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 6. С. 783-800.
8. Буякайте М.И., Кузьмичев А.Б., Соколов Д.Д. 718 млн лет — Rb-Sr эохрона сархойской серии Восточного Саяна // Докл. АН СССР. 1989. Т. 309. № 1. С. 150–154.
9. Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия: Геодинамика в кайнозое. Труды ГИН РАН. Вып. 603. - 2012. М.: ГЕОС, 188 с.
10. Верейский Н.Г. Физико-механические свойства верхнеплейстоценовых морен Русской равнины // Литология и полезные ископаемые. 1972. № 5. С. 14–20.
11. Вейс А.Ф., Воробьева Н.Г. Первые находки органостенных микрофоссилий в верхнем докембрии Боксон-Сархойского прогиба (Восточный Саян) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 4. С. 27–32.
12. Геология СССР. Т. XL: Южный Казахстан. Геологическое описание. Кн. 1. Под Ред. — Сидоренко А.В. 1971. М.: Недра, 536 с.
13. Горохов И.М., Семихатов М.А., Баскаков А.В., Кутявин Э.П., Мельников Н.Н., Сачава А.В., Турченко Т.Л. Изотопный состав стронция в карбонатных породах рифея, венда и нижнего кембрия Сибири. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 1. С. 3-33.
14. Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Лучицкая М.В., Третьяков А.А., Яковлева С.З. Позднедокембрийская вулcano-плутоническая ассоциация Актау-Джунгарского массива (Центральный Казахстан): структурное положение и возраст // Доклады Академии наук. 2008. Т. 421. № 4. С. 515-519.
15. Дегтярев К.Е., Третьяков А.А., Рязанцев А.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Александров П.А., Анисимова И.В. Среднерифейские гранитоиды западной части Киргизского хребта (Северный Тянь-Шань): структурное положение, строение, обоснование возраста // Доклады Академии наук. 2011. Т. 441. № 2. С. 219-223.
16. Дегтярёв К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. Труды ГИН РАН; Вып. 602. - 2012. М.: ГЕОС, 289 с.
17. Дегтярев К. Е., Третьяков А. А., Толмачева Т. Ю., Шатагин К. Н. Позднекембрийские офиолиты юго-западного обрамления Кокчетавского массива

- (Северный Казахстан): структурное положение, строение и обоснование возраста // Доклады Академии наук. 2013. Т. 449. № 1. С. 60–64.
18. Дегтярев К.Е., Ковач В.П., Третьяков А.А., Котов А. Б., Ван К.-Л. Возраст и источники докембрийских цирконрутиловых россыпей Кокчетавского сиалического массива (Северный Казахстан) // Доклады Академии наук. 2015. Т. 464. № 5. С. 584–588.
 19. Дегтярев К.Е., Третьяков А.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. Кумыстинский граносиенитовый комплекс позднего криогения в Большом Каратау (Южный Казахстан), обоснование возраста // Доклады Академии наук. 2019. Т. 484. №5. С. 579-583.
 20. Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т.35. № 7-8. С. 56-78.
 21. Дмитриева Н.В., Летникова Е.Ф., Дегтярев К.Е., Третьяков А.А., Дженг Х. Возраст пород источников сноса позднедокембрийских метатерригенных отложений Южного Улутау (Центральный Казахстан): изотопные U-Pb- и Sm-Nd-данные // Доклады Академии наук. 2015. Т. 463. № 2. С. 201-205.
 22. Еганов Э.А., Советов Ю.К. Каратау - модель региона фосфоритонакопления. - 1979. Наука, Новосибирск, 196 с.
 23. Ермолов П.В. Актуальные проблемы изотопной геологии и металлогении Казахстана. - 2013. Караганда: Изд.-полиграф. Центр Казахстанско-Российского университета, 206 с.
 24. Ергалиев Г.Х. К стратиграфии венда и кембрия Байконур-Каратау-Джебаглинской зоны // Изв. АН Каз. ССР. 1965. Сер. геол., вып. 6.
 25. Жданова В.С., Степанов С.Ю., Кузнецов А.Б., Козин А.К., Алиев Э.Ш., Корнеев А.В. Гидротермальное золото в кварцевых жилах позднепротерозойских пород хребта Большой Каратау, республика Казахстан // Доклады Академии наук. науки о Земле. 2025. Т. 521. №2. С.221-228.
 26. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. – 1990. М.: Недра, Кн. 1. 328 с.
 27. Иванов А.В., Летникова Е.Ф., Школьник С.И., Прошенкин А.И., Бродникова Е.А. Возраст пород шурмакской свиты по данным U-Pb датирования цирконов методом LA-ICP-MS (Юго-Восточная Тува) // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2020. Т. 65. № 4. С. 702-716.
 28. Иванов А.В., Летникова Е.Ф., Школьник С.И., Маслов А.В., Ветрова Н.И. Фрагмент раннекембрийской континентальной окраины в структуре Тувинского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса (терегтигская свита): результаты U-Pb-датирования циркона и Sr хемостратиграфии // Доклады Российской Академии наук. Науки о Земле. 2023. Т. 512. № 2. С. 165–173.
 29. Ильин А.А., В.С., Шацкий В.С., Рагозин А.Л. U-Pb возраст и минеральные включения в цирконе из алмазоносной гранат-пироксеновой породы месторождения микроалмазов Кумды-Коль (Северный Казахстан) // Геология и геофизика. Т. 65. № 5. С. 655-674.
 30. Каныгина Н.А., Третьяков А.А., Летникова Е.Ф. Изотопное исследование тиллитов Байконурского горизонта (Центральный Казахстан). В кн.: Дегтярев К.Е., Кузнецов Н.Б. (ред.), Тектоника складчатых поясов Евразии: сходства, различия, характерные черты Новейшего орогенеза, региональные обобщения. Материалы XLVI тектонической конференции. 2014. Москва. ГЕОС. С. 175-180.
 31. Каныгина Н.А., Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Ковальчук Е.В. Источники сноса позднедокембрийских кварцито-сланцевых толщ Кокчетавского массива (Северный Казахстан) // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2017. № 5. С. 27-39.

32. Каныгина Н.А., Третьяков А.А., Ковач В.П., Дегтярев К.Е., Ван К.Л., Котов А.Б. Первые результаты изучения обломочных цирконов из позднедокембрийских кварцито-сланцевых толщ Актау-Моинтинского массива (Центральный Казахстан) // Доклады Академии наук. 2018. Т. 479. № 3. С. 293–297.
33. Каныгина Н.А., Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Пан К.-Н, Ван К.-Л, Ли Х.Ян, Плоткина Ю.В. Первые результаты U-Pb изучения обломочных цирконов из докембрийских кварцито-сланцевых толщ Чуйского блока (Южный Казахстан) // Доклады академии наук. 2019. Т. 489. № 1. С. 57–61.
34. Каныгина Н.А., Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Дубенский А.С., Ерофеева К.Г., Шешуков В.С., Червяковский В.С., Червяковская М.В. Положение Джунгарского террейна (Южный Казахстан) в структуре супреконтинента Родиния; результаты изучения позднекембрийских метаосадочных комплексов // Геотектоника. 2024. № 3. С. 30-54.
35. Карманова Н.Г., Карманов Н.С. Универсальная методика рентгенофлуоресцентного силикатного анализа горных пород на спектрометре FRL-9900XP: Тезисы VII всероссийская конференция по рентгеноспектральному анализу. – Новосибирск, 2011 г. – С. 126
36. Киселев В.В., Королев В.Г. Тектоника докембрия Средней Азии и Центрального Казахстана. - 1972. Фрунзе: Илим, 79 с.
37. Ковач В.П., Рязанцев А.В., Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Толмачева Е.В., Ван К.Л., Котов А.Б., Чун С.Л., Джан Б.М. U-Pb-возрасты детритовых цирконов из неопротерозойских россыпей Ерементау-Ниязского массива как отражение этапов докембрийской тектоно-магматической эволюции Северного Казахстана // Доклады Академии наук. 2014. Т. 455. № 3. С. 300-304.
38. Козаков И.К., Алтухов Е.Н. Ранний докембрий Центрально-Азиатского складчатого пояса. - 1993. СПб.: Наука, 270 с.
39. Колесов К.К., Летникова Е.Ф., Иванов А.В., Школьник С.И., Жданов А.А. Позднедокембрийские тиллиты Большого Каратау: состав и возраст источников обломочного материала //Геология и геофизика. 2026а
40. Колесов К.К., Летникова Е.Ф., Дегтярев К.Е., Иванов А.В., Школьник С.И., Жданов А.А. Возраст карбонатных и вулканогенных толщ позднего докембрия Большого Каратау (Южный Казахстан): U-Th-Pb- и Sr-изотопные данные // ДАН. Науки о Земле. 2026б. Т.528. №2. С.257-269.
41. Королев В.Г., Максумова Р.А. Докембрийские тиллиты и тиллоиды Тянь-Шаня. - 1984. Фрунзе: Илим, 214 с.
42. Кушнарева А.В., Худолей А.К., Алексеев Д.В., Стокли Д., Летникова Е.Ф. U-Pb датирование обломочных цирконов из песчаников неопротерозойской ранской свиты (Большой Каратау, Южный Казахстан): реконструкция источников сноса и следствия для стратиграфических корреляций // Материалы Пятой международной научной конференции. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 2020. С. 57-58.
43. Кузнецов А. Б., Старикова Е. В., Маслов А. В., Константинова Г. В. Sr-изотопная хемотратиграфия докембрийских карбонатных пород Амдерминского поднятия, Пай-Хой // Доклады Академии наук. 2016. Том 469. № 4. С. 447–451.
44. Кузнецов А.Б., Семихатов М.А, Горохов И.М, Мельников Н.Н. Изотопный состав стронция в известняках инзерской свиты стратотипа верхнего рифея, Южный Урал // Доклады Академии наук. 1997. Т. 353. №2. С. 249-254.
45. Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Возможности стронциевой изотопной хемотратиграфии в решении проблем стратиграфии верхнего протерозоя (рифей и венда) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2014. Т. 22. № 6. С. 3–25.
46. Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных марен материковых оледенений. - 1976. М.: Наука, 291 с.

47. Леонов М.В., Рудько С.В. Находка вендских фоссилий в отложениях дальнотайгинской серии Патомского нагорья // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. Т. 20. № 5. С. 96–99.
48. Летников Ф.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Шершакова М.М., Шершаков А.В., Ризванова Н.Г., Макеев А.Ф. Гранодиориты гренвиллского этапа на Кокчетавской глыбе // Доклады Академии наук. 2007. Т. 417. № 2. С. 221–224.
49. Летникова Е.Ф., Дмитриева Н.В., Третьяков А.А., Жимулев Ф.И., Каныгина Н.А., Вишневская И.А. Докембрийская история развития континентального блока Улутау (Центральный Казахстан): по данным датирования цирконов методом LA-ICP-MS. В кн.: Дегтярев К.Е. (ред.), Тектоника, геодинамика и рудогенез складчатых поясов и платформ. Материалы XLVIII тектонического совещания. 2016а. Т. 1. Москва, ГЕОС, С. 341–345.
50. Летникова Е.Ф., Вишневская И.А., Летников Ф.А., Ветрова Н.И., Школьник С.И., Костицын Ю.А., Караковский Е.А., Резницкий Л.З., Каныгина Н.А. Осадочные комплексы чехла Дзабханского микроконтинента: различные бассейны седиментации и источники сноса // Доклады Академии наук, 2016б. Т. 470. № 5. С. 570–574.
51. Макарычев Г.И. Стратиграфия протерозойских и нижнепалеозойских отложений Большого Каратау. Бюл. МОИП. Отд. геол. 1957. Т. 32. С. 83–104.
52. Маликов Ю.И. Подготовка препаратов для анализа на микрозонде: Методические рекомендации. — 1983. Новосибирск: Изд-во Института геологии и геофизики (ИГиГ) СО АН СССР, 36 с.
53. Маслов А.В., Меерт Дж., Левашова Н.М., Ронкин Ю.Л., Гражданкин Д.В., Кузнецов Н.Б., Крупенин М.Т., Федорова Н.М., Ипатьева И.С. Новые данные о возрасте ледниковых отложений венда Среднего Урала // Доклады Академии наук. 2013. Т. 449. № 3. С. 322–327.
54. Максумова Р.А., Алияскарова А.З. Улутау-Срединно-Тяньшанский микроконтинент // Известия национальной академии наук Кыргызской Республики. 2019. №3. С. 47–52.
55. Металогения Казахстана. Рудные формации. Месторождения руд свинца и цинка. Алма-Ата: Наука. 1978. 267 с.
56. Милановский Е.Е. Геология СССР. Ч.2. – 1989. М.: Изд-во МГУ, 271 с.
57. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32.
58. Николаева И.В., Палесский С.В., Чирко О.С., Черноножкин С.М. Определение основных и примесных элементов в силикатных породах методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой после сплавления с LiBO₂ // Аналитика и контроль. 2012. Т. 16. № 2. С. 134–142
59. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание второе, переработанное и дополненное. - 2008. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 200 с.
60. Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И. Изотопный состав С, О, Sr и S в позднедокембрийских отложениях Патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщ. 1: Результаты, изотопная стратиграфия и проблемы датирования // Литология и полез. ископаемые. 2006. № 5. С. 505–530.
61. Постников А.А., Терлеев А.А. Стратиграфия неопротерозоя Алтае-Саянского складчатого региона // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 3. С. 295–309.
62. Резолюция совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана. 1958. Алма-Ата.
63. Рязанцев А.В. Структурная зональность нижнепалеозойских комплексов в Бошекульской островодужной системе на северо-востоке Центрального Казахстана

- // Очерки по региональной тектонике. 2005. Т. 2: Казахстан, ТяньШань. Полярный Урал. М.: Наука, С. 5–39.
64. Салов Н.М. Объяснительная записка к геологической карте СССР масштаба 1:200000, лист L-42-XXXII. - 1970. Москва, 96 с.
65. Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Константинова Г.В., Мельников Н.Н., Подковыров В.Н., Кутявин Э.П. Низкое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в Гренвильском и пост-Гренвильском палеоокеане: определяющие факторы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. №1. С. 3-46.
66. Сейитказиев Н., Кметь Л.В., Тербишалиева Б. Геологическое строение и уран/свинцовые датировки докембрийских отложений восточной части хребта Джетым (Срединный Тянь-Шань) // East European Scientific Journal. 2022. Т. 84. № 8. С. 4–12.
67. Советов Ю.К. Рифовая формация верхнего протерозоя северо-западного Каратау (Южный Казахстан). Труды института Геологии и Геофизики. Вып. 591. 1984. Новосибирск: С. 98-125.
68. Советов Ю.К. Неопротерозойский рифтогенез и эволюция осадочных бассейнов на микроконтинентах таримского типа: Малый Каратау, Южный Казахстан // Материалы 5-го Всероссийского литологического совещания. 2008. С. 287–289.
69. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Шатагин К.Н., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В. Среднерифейские гнейсограниты Кокчетавского массива (Северный Казахстан): структурное положение и обоснование возраста // Доклады Академии наук. 2011а. Т. 440. № 5. С. 511-515.
70. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Сальникова Е.Б., Шатагин К.Н., Летникова Е.Ф., Анисимова И.В., Яковлева С.З. Позднедокембрийский магматизм южного Улутау (Центральный Казахстан). В кн.: Скляр Е.В. (ред.), Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского активного пояса (от океана к континенту): Материалы конференции. 2011б. № 9. Институт земной коры СО РАН, Иркутск, С. 213-215.
71. Третьяков А.А., Котов А.Б., Дегтярев К.Е., Сальникова Е.Б., Шатагин К.Н., Яковлева С.З., Анисимова И.В. Среднерифейский вулканогенный комплекс Кокчетавского массива (Северный Казахстан): структурное положение и обоснование возраста // Доклады Академии наук. 2011в. Т. 438. № 5. С. 644-648.
72. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Шатагин К.Н., Летникова Е.Ф., Яковлева С.З., Анисимова И.В. Возраст последнего эпизода докембрийского регионального метаморфизма в южном Улутау (Центральный Казахстан): результаты геохронологических U-Pb-исследований гранитов Актасского комплекса // Доклады Академии наук. 2012а. Т. 446. № 1. С. 58-63.
73. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Сальникова Е.Б., Шатагин К.Н., Котов А.Б., Летникова Е.Ф., Яковлева С.З., Анисимова И.В. Позднерифейский возраст Карсакпайского массива щелочных сиенитов южного Улутау (Центральный Казахстан) // Доклады Академии наук. 2012б. Т. 442. № 2. С. 219-222.
74. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Анисимова И.В. Неопротерозойская анорогенная риолит-гранитная вулканоплутоническая ассоциация Актау-Моинтинского сиалического массива (Центральный Казахстан): возраст, источники и палеотектоническая позиция // Петрология. 2015. Т. 23. № 1. С. 26-49.
75. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Пилицына А.В., Яковлева С.З. Мигматит-гнейсовый комплекс Чуйско-Кендыктасского сиалического массива (Южный Казахстан): строение и обоснование возраста // Доклады Академии наук. 2016а. Т. 467. № 2. С. 200-205.
76. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Сальникова Е.Б., Шатагин К.Н., Котов А.Б., Рязанцев А.В., Пилицына А.В., Яковлева С.З., Толмачева Е.В., Плоткина Ю.В.

- Палеопротерозойские анорогенные гранитоиды Жельтавского сиалического массива (Южный Казахстан): структурное положение и обоснование возраста // Доклады Академии наук. 2016б. Т. 466. № 2. С. 196-201.
77. Третьяков А.А., Ковач В.П., Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н. Источники мезопротерозойских магматических комплексов и время формирования континентальной коры Кокчетавского массива (Северный Казахстан) // Доклады Академии наук. 2016в. Т. 471. № 6. С. 717-721.
78. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Сальникова Е.Б., Шатагин К.Н., Котов А.Б., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В. Жаункарский гранитный комплекс позднего тония Улутауского сиалического массива (Центральный Казахстан) // Доклады Академии наук. 2017. Т. 473. № 6. С. 691–695.
79. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Каныгина Н.А., Данукалов Н.К. Позднепротерозойский возраст дифференцированных вулканогенных комплексов Улутауского массива (Центральный Казахстан): результаты U–Th–Pb (SIMS)-геохронологических исследований // Доклады Российской Академии наук. Науки о Земле. 2020а. Т. 494. № 1. С. 9–13.
80. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Каныгина Н.А., Летникова Е.Ф., Жимулев Ф.И., Ковач В.П., Данукалов Н.К., Lee H.Y. Позднедокембрийские метаморфические комплексы Улутауского массива (Центральный Казахстан): возраст, состав и обстановки формирования протолитов // Геотектоника. 2020б. № 5. С. 3–28.
81. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Каныгина Н.А., Ковач В.П., Федоров Б.В. Позднедокембрийские риолит-гранитные вулканоплутонические ассоциации Южного Улутау (Центральный Казахстан) // Геотектоника. 2022а. № 4. С. 3–34.
82. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Данукалов Н.К., Каныгина Н.А. Неопротерозойский возраст железорудной вулканогенно-осадочной серии Улутауского террейна (Центральный Казахстан) // Доклады Академии наук. 2022б. Т. 502. № 2. С. 49–55.
83. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Каныгина Н.А., Федоров Б.В. Мезопротерозойский бимодальный магматизм Улутауского террейна Центрального Казахстана // Доклады Российской Академии наук. Науки о Земле. 2023а. Т. 508. № 1. С. 5–13.
84. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Каныгина Н.А., Журавлев А.Н., Скузоватов С.Ю. Эдиакарские и кембрийские вулканогенные и осадочные комплексы Южного Улутау (Центральный Казахстан): строение, обоснование возраста и обстановки формирования // Геотектоника. 2023б. № 5. С. 37–69.
85. Третьяков А.А., Журавлев А.Н., Дегтярев К.Е., Каныгина Н.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Плоткина Ю. В., Скузоватов С.Ю., Федоров Б.В. Неопротерозойские вулканогенно-осадочные и плутонические комплексы Северного Улутау (Центральный Казахстан) // Геотектоника. 2024. № 3. С. 3–29.
86. Третьяков А.А., Каныгина Н.А., Дегтярев К.Е., Дубенский А.С., Ерофеева К.Г., Шешуков В.С., Третьякова К.А. Положение в структуре суперконтинента Нуна палео- и мезопротерозойских комплексов Улутауского террейна (Центральный Казахстан): строение и обоснование возраста // Геотектоника. 2025. №6. С. 3-30.
87. Туркина О.М., Летников Ф.А., Левин А.В. Мезопротерозойские гранитоиды фундамента кокчетавского микроконтинента // Доклады Академии наук. 2011. Т. 436. № 4. С. 499-503.
88. Филатова Л. И. Стратиграфия и историко-геологический (формационный) анализ метаморфических толщ докембрия Центрального Казахстана. - 1983. Москва: Недра, 160 с.
89. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. – 2001. М.: Научный мир, 606 с.
90. Фор Г. Основы изотопной геологии. – 1989. М.: Мир, 590 с.
91. Худолей А.К., Алексеев Д.В., Дюфрейн С.Э., Дегтярев К.Е., Летникова Е.Ф. Новые данные о возрастах обломочных цирконов из кокджотской серии и

- большекарской свиты Малого Каратау (Южный Казахстан) // Доклады Академии Наук. 2018. Т. 479. № 2. С. 179–182.
92. Худолей А.К., Алексеев Д.В., Рязанцев А.В., Петров Е.О. Ранненеопротерозойская (850 млн лет) бимодальная вулканическая серия в Таласском Алатау, Северный Тянь-Шань: отражение начальных стадий распада Родинии // Доклады Российской Академии наук. Науки о Земле. 2021. Т. 497. № 1. С. 61–66.
93. Чумаков Н.М., Семихатов М.А., Сергеев В.Н. Опорный разрез вендских отложений юга Средней Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013. Т. 21. № 4. С. 26–51.
94. Чумаков Н.М. Оледенения Земли: История, стратиграфическое значение и роль в биосфере. – 2015а. М.: ГЕОС, 160 с.
95. Чумаков Н.М. Проблема диагностики древних ледниковых отложений // Литология и полезные ископаемые. 2015б. № 2. С. 148–158.
96. Чумаков Н.М. Оледенения Земли // Природа. 2017. № 7. С. 17–29.
97. Шарпенко Л.Н., Костин А.Е., Кухаренко Е.А. TAS-диаграмма сумма щелочей—кремнезем для химической классификации и диагностики plutonических пород // Региональная геология и металлогения. 2013. № 56. С. 40–50.
98. Ярмолюк В.В., Дегтярев К.Е. Докембрийские террейны Центрально-Азиатского орогенного пояса, сравнительная характеристика, типизация и особенности эволюции // Геотектоника. 2019. № 1. С. 3–43.
99. Abdulin A.A., Avdeev A.V., Seitov, N.S. On the study of microcontinents and ophiolite zones in Kazakhstan // Contributions to Eurasian Geology ESRI Occasional Publications, New Ser. No. 12B, University of South Carolina, USA, 1995. P. 97–112.
100. Aberg G., Wickman F.E. Variation of $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ in water from streams discharging into Bothnian Bay, Baltic Sea // Nordic Hydrol. 1987. V. 18. P. 33–42.
101. Alexeiev D.V., Ryazantsev A.V., Kröner A., Tretyakov A.A., Xia X., Liu D.Y. Geochemical data and zircon ages for rocks in high-pressure belt of the Chu-Yili Mountains, southern Kazakhstan: implication for the earliest stages of accretion in Kazakhstan and Tianshan // J. Asian Earth Sci. 2011. V. 42. P. 805–820.
102. Alexeiev D.V., Khudoley A.K., DuFrane S.A., Glorie S., Vishnevskaya I.A., Semiletkin S.A., Letnikova E.F. Early Neoproterozoic fore-arc basin strata of the Malyy Karatau Range (South Kazakhstan): Depositional ages, provenance and implications for reconstructions of Precambrian continents // Gondwana Research. 2023. V. 119. P. 313–340.
103. Allen Ph.A., Rieu R., Etienne J.L., Matter A., Cozzi A. The Ayn Formation of the Mirbat Group, Dhofar, Oman // The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations / Eds E.Arnaud, G.P. Halverson, G.Shields-Zhou. Ldn: Geol. Soc. London Mem., 2011. № 36. P. 239–250.
104. Banner J.L. Radiogenic isotopes: systematics and applications to earth surface processes and chemical stratigraphy // Earth-Science Reviews. 2004. V. 65. P. 141–194.
105. Beukes N.J., Cairncross B. A Lithostratigraphic-sedimentological reference profile for the Late Archean Mozaan Group, Pongola sequence: Application to sequence stratigraphy and correlation with the Witwatersrand Supergroup // South Afr. J. Geol. 1991. V. 94. P. 44–69.
106. Bowring S.A., Grotzinger J.P., Condon D.J., Ramezani J., Newall M., Allen P.A. Geochronologic constraints on the chronostratigraphic framework of the Neoproterozoic Huqf Supergroup // Am. J. Sci. 2007. V. 307. P. 1097–1145.
107. Brasier M., McCarron G., Tucker R., Leather J., Allen Ph., Shields G. New U-Pb zircon dates for the Neoproterozoic Ghubran glaciation and for the top of the Huqf Supergroup, Oman // Geology. 2000. V. 28. № 2. P. 175–178.
108. Burtman V. S. The Tien Shan Early Paleozoic tectonics and geodynamics // Russian Journal of Earth Sciences. 2006. V. 8. P. 1–23.
109. Benn D.I., Evans D.J.A. Glaciers and Glaciation. - 1998. London: Arnold. 734 p.

110. Compston W., Sambridge M.S., Reinfrank R.F., Moczydlowska M., Vidal G., Claesson S. Numerical ages of volcanic rocks and the earliest faunal zone within the Late Precambrian of East Poland // *J. Geol. Soc. London*. 1995. V. 152. P. 599–611.
111. DePaolo D.J., Wasserburg G.J. Nd isotopic variations and petrogenetic models // *Geophysical Research Letters*. 1976. V. 3. № 5. P. 249–252.
112. DePaolo D.J. Correlating rocks with strontium isotopes. // *Geotimes*. 1987. V. 32. № 12. P. 16–18.
113. Dickinson W. R., Gehrels G. E. U-Pb ages of detrital zircons in Jurassic eolian and associated sandstones of the Colorado Plateau: Evidence for transcontinental dispersal and intraregional recycling of sediment // *Geological Society of America Bulletin*. 2009. V. 121. P. 408–433.
114. Degtyarev K.E. Position of the Aktau-Junggar microcontinent in the structural framework of the Paleozooids of central Kazakhstan // *Geotectonics*. 2003. V. 37. № 4. P. 271–288.
115. Degtyarev K.E., Ryazantsev A.V., Tretyakov A.A., Tolmacheva T.Yu., Yakubchuk A.S., Kotov A.B., Salnikova E.B., Kovach V.P. Neoproterozoic to Early Paleozoic tectonic evolution of the western part of the Kyrgyz Ridge Caledonides (North Tianshan) // *Geotectonics*. 2013. V. 47. № 6. P. 377–417.
116. Degtyarev K., Yakubchuk A., Tretyakov A., Kotov A., Kovach V. Precambrian geology of the Kazakh Uplands and Tien Shan: an overview // *Gondwana Research*. 2017. V. 47. P. 44–75.
117. Elderfield H. Strontium isotope stratigraphy // *PALAEO*. 1986. V. 57. № 1. P. 71–90.
118. Eriksson P.G., Altermann W. Paleoproterozoic glacial deposits of South Africa // *Reading the archive of Earth's oxygenation*. V. 3: Global Events and the Fennoscandian Arctic Russia — *Drilling Earth Project* / Eds V.A. Melezhik, L.R. Kump, A.E. Fallick, H. Strauss, E.J. Hanski, A.R. Prave, A. Lepland. Berlin: Springer-Verlag, 2013. V. 3. P. 1083–1089.
119. Etemad-Saeed N., Hosseini-Barzi M., Adabi M.H., Miller N.R., Sadeghi A., Houshmandzadeh A., Stockli D.F. Evidence for ca. 560 Ma Ediacaran glaciations in the Kahar Formation, central Alborz Mountains, Northern Iran // *Gondwana Research*. 2015. V. 35. P. 164–183.
120. Fanning C.M., Link P. Constraints on the timing of the Sturtian glaciogenic event from Southern Australia; i.e. for the true Sturtian // *Geol. Soc. Amer. Abstracts with Programs*. 2006. V. 38, № 7. P. 115.
121. Farmer J., Vidal G., Moczydlowska M., Strauss H., Ahlberg P., Siedlecka A. Ediacaran fossils from the Innerelv Member (late Proterozoic) of the Tanafjorden area, northeastern Finnmark // *Geol. Mag.* 1992. V. 129. P. 181–195.
122. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // *Journal of Petrology*. 2001. V. 42. № 11. P. 2033–2048.
123. Frost B.R., Frost C.D. A geochemical classification for feldspathic igneous rocks // *Journal of Petrology*. 2008. V. 49. № 11. P. 1955–1969.
124. Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Stockli D.F., Batalev V.Y., Izmer A., Van den Haute P., Vanhaecke F., Elburg M.A. Tectonic history of the Kyrgyz South Tianshan (Atbashi-Inylchek) suture zone: the role of inherited structures during deformation-propagation // *Tectonics*. 2011. V. 30. № 6. TC6016.
125. 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 Res.* 2015. V. 27. P. 424–438.

126. Gorokhov I.M., Siedlecka A., Roberts D., Melnikov N.N., Turchenko T.L. Rb-Sr dating of diagenetic illite in Neoproterozoic shales, Varanger Peninsula, Northern Norway // *Geol. Mag.* 2001. V. 138. P. 541–562.
127. Grotzinger J. P., Knoll A. H. Anomalous Carbonate Precipitates: Is the Precambrian the Key to the Permian? // *PALAIOS*. 1995. V. 10. No. 6. P. 578–596.
128. Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. GLITTER: Data reduction software for laser ablation ICP-MS // *Miner. Assoc. of Canada, Short Course Series*. 2008. V. 40. P. 307–311.
129. Halverson G.P., Dudás F.Ö., Maloof A.C., Bowring S.A. Evolution of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition of Neoproterozoic seawater // *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.* 2007. V. 256. № 3–4. P. 103–129.
130. Hambrey M.J. *Glacial environments*. - 1994. London: UCL Press, 296 p.
131. Hannah J.L., Bekker A., Stein Y.J., Markey R.J., Holland H.D. Primitive Os and 2316 Ma age for marine shale: Implications for Paleoproterozoic glacial events and the rise of atmospheric oxygen // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. V. 225. № 1–2. P. 43–52.
132. Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // *Journal of Sedimentary Petrology*. 1988. V. 58. №. 5. P. 820–829.
133. He J.W., Zhu W.B., Ge R.F. New age constraints on Neoproterozoic diamictites in Kuruktag, NW China and Precambrian crustal evolution of the Tarim craton // *Precambrian Research*. 2014. V. 241. P. 44–60.
134. He J., Zhu W., Zheng B., Wu H., Cui X., Lu Y. Neoproterozoic diamictite-bearing sedimentary rocks in the northern Yili Block and their constraints on the Precambrian evolution of microcontinents in the western Central Asian Orogenic Belt // *Tectophysics*. 2015. V. 665. P. 23–36.
135. Hermann J., Rubatto, D., Korsakov A.V., Shatskiy V.S. Age of metamorphism of diamond-bearing rocks: U-Pb SHRIMP isotopic dating of zircons of the Kokchetav massif. *Russ. Geol. Geophys.* 2006. V. 47. № 4. P. 513–520.
136. Hollocher K., Robinson P., Walsh E., Roberts D. Geochemistry of Amphibolite-Facies Volcanics and Gabbros of the Storen Nappe in Extensions West and Southwest of Trondheim, Western Gneiss Region, Norway: A Key to Correlations and Paleotectonic Settings // *American Journal of Science*. 2012. V. 312. P. 357–416.
137. Hoffman P.F., Schrag D.P. The snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change // *Terra Nova*. 2002 V. 14. No. 3. P. 129–155.
138. Hoffman P.F., Li Z.X. A palaeogeographic context for Neoproterozoic glaciation // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2009. V. 277. P. 158–172.
139. Hoffman P.F., Kaufman A.J., Halverson G.P., Schrag D.P. A Neoproterozoic Snowball Earth // *Science*. 1998. V. 281. P. 1342–1346.
140. Hodell D.A., Mueller P.A., McKenzie J.A., Mead G.A. Strontium isotope stratigraphy and geochemistry of the late Neogene ocean // *Earth Planet. Sci. Letters*. 1989. V. 92. № 2. P. 165–178.
141. Hiess J., Condon D.J., McLean N., Noble S.R. $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ systematics in terrestrial uranium-bearing minerals // *Science*. 2012. V. 335. P. 1610–1614.
142. Huang Z., Long X., Yuan C., Sun M., Wang Y., Zhang Y., Chen B. Detrital zircons from Neoproterozoic sedimentary rocks in the Yili Block: constraints on the affinity of microcontinents in the southern Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Res.* 2016. V. 37. P. 39–52.
143. Jackson M., Geronian K., Knox A., McNab J., McCartney E. A dose-response study with the feed enzyme beta-mannanase in broilers provided with corn-soybean meal based diets in the absence of antibiotic growth promoters // *Poult. Sci.* 2004. V. 83. № 12. P. 1992–1996.
144. Jacobsen S.B., Kaufman A.J. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater // *Chemical Geology* 1999. V. 161. № 1. P. 37–57.

145. Kennedy M. J., Christie-Blick N., Sohl L. E. Are Proterozoic cap carbonates and isotopic excursions a record of gas hydrate destabilization following Earth's coldest intervals? // Geological Society of America. 2001. V. 29. № 5. P. 443–446.
146. Katayama I., Maruyama S., Parkinson C.D., Terada K., Sano Y. Ion microprobe UPb zircon geochronology of peak and retrograde stages of ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Kokchetav massif, northern Kazakhstan. *Earth Planet. Sci. Lett.* 2001. V. 188 P. 185–198.
147. Kanygina N.A., Tretyakov A.A., Degtyarev K.E., Kovach V.P., Skuzovatov S.Yu., Pang K-N, Wang K-L, Lee H-Y. Late Mesoproterozoic–early Neoproterozoic quartzite–schist sequences of the Aktau–Mointy terrane (Central Kazakhstan): Provenance, crustal evolution, and implications for paleotectonic reconstruction // *Precambrian Research*. V. 354. 2021. Article: 106040.
148. Key R.M., Liyungu A.K., Njamu F.M., Somwe V., Banda J., Mosley P.N., Armstrong R.A. The western arm of the Lufilian Arc in NW Zambia and its potential for copper mineralization // *J. Afr. Earth Sci.* 2001. V. 33. № 3-4. P. 503–528.
149. Kendall B.S., Creaser R.A., Ross G.M., Selby D. Constraints on the timing of Marinoan “Snowball Earth” glaciation by ^{187}Re – ^{187}Os dating of a Neoproterozoic, post-glacial black shale in Western Canada // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. V. 222. P. 729–740.
150. Kendall B.S., Creaser R.A.R.G.M, Selby D. Re–Os geochronology of postglacial black shales in Australia: Constraints on the timing of “Sturtian” glaciation // *Geology*. 2006. V. 34. P. 729–732.
151. Koepnick R.B., Burke W.H., Denison R.E., Hetherington E.A., Nelson H.F., Otto J.B., Waite L.E. Construction of the seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ curve for the Cenozoic and Cretaceous: Supporting data // *Chem. Geol. (Isotope Geosci. Section)*. 1985. V. 58. № 1-2. P. 55-81.
152. Konopelko D., Kullerud K., Apayarov F., Sakiev K., Baruleva O., Ravna E., Lepekhina E. SHRIMP zircon chronology of HP-UHP rocks of the Makbal metamorphic complex in the North Tianshan, Kyrgyzstan. // *Gondwana Res.* 2012. V. 22 P. 300–309.
153. Konopelko D., Seltmann R., Apayarov F., Belousova E., Izokh A., Lepekhina E. U–Pb–Hf zircon study of two mylonitic granite complexes in the Talas-Fergana fault zone, Kyrgyzstan, and Ar–Ar age of deformations along the fault // *J. Asian Earth Sci.* 2013. V. 73. P. 334–346.
154. Konopelko D., Biske G., Seltmann R., Petrov S.V., Lepekhina E. Age and petrogenesis of the Neoproterozoic Chon-Ashu alkaline complex, and a new discovery of chalcopyrite mineralization in the eastern Kyrgyz Tien Shan // *Ore Geol. Rev.* 2014. V. 61. P. 175–191.
155. Kovach V.P., Degtyarev K.E., Tretyakov A.A., Kotov A.B., Tolmacheva E.V., Wang K-L, Chung S-L, Lee H-Y, Jahn B-M. Sources and provenance of the Neoproterozoic placer deposits of the Northern Kazakhstan: Implication for continental growth of the western Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Research*. 2017. V. 47. P. 28–43.
156. Kirschvink, J.L. Late Proterozoic Low-Latitude Global Glaciation: The Snowball Earth. In: Schopf, J. and Klein, C. Eds., *In the Proterozoic Biosphere: A Multidisciplinary Study*, Cambridge University Press. 1992. Cambridge. UK, P. 51-52.
157. Kröner A., Windley B.F., Badarch G., Tomurtogoo O., Hegner E., Jahn B.M., Gruschka S., Khain E.V., Demoux A., Wingate M.T.D. Accretionary growth and crust formation in the Central Asia Orogenic Belt and comparison with the Arabian-Nubian shield. *Geological Society of America, Memoir*. 2007. V. 200. P. 1–29.
158. Kröner A., Alexeiev D.V., Mikolaichuk A.V., Xia X., Zack T., Windley B.F., Sun M., Rojas- Agramonte Y., Liu D. New Single Zircon Ages of Precambrian and Paleozoic Rocks From the Northern, Middle and Southern Tianshan Belts in Kyrgyzstan. *International Workshop on Tectonic Evolution and Crustal Structure of the Tien-Shan Belt*

- and Related Terrains in the Central Asian Orogenic Belt. CAIAG, Bishkek, Kyrgyzstan. 2009. P. 30–31 (8–17 June, 2009. Abstract volume).
159. Kröner A., Alexeiev D.V., Hegner E., Rojas-Agramonte Y., Corsini M., Chao Y., Wong J., Windley B.F., Liu D., Tretyakov A.A. Zircon and muscovite ages, geochemistry and Nd-Hf isotopes for the Aktyuz metamorphic terrane: evidence for an Early Ordovician collision belt in the northern Tianshan of Kyrgyzstan // *Gondwana Res.* 2012. V. 21. P. 901–927.
 160. Kröner A., Alexeiev D.V., Rojas-Agramonte Y., Hegner E., Wong J., Xia X., Belousova E., Mikolaichuk A.V., Seltmann R., Liu D., Kiselev V.V. Mesoproterozoic (Grenville- age) terranes in the Kyrgyz North Tianshan: zircon ages and Nd-Hf isotopic constraints on the origin and evolution of basement blocks in the southern Central Asian Orogen // *Gondwana Res.* 2013. V. 23. P. 272–295.
 161. Kröner A., Alexeiev D.V., Kovach V.P., Rojas-Agramonte Y., Tretyakov A.A., Mikolaichuk A.V., Xie H., Sobel E.R. Zircon ages, geochemistry and Nd isotopic systematics for the Palaeoproterozoic 2.3–1.8 Ga Kuilyu Complex, East Kyrgyzstan – The oldest continental basement fragment in the Tianshan orogenic belt // *Journal of Asian Earth Sciences.* 2017. V. 135. P. 122–135.
 162. Kuznetsov A.B., Bekker A., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., Vasilyeva I.M. Unradiogenic strontium and moderate-amplitude carbon isotope variations in early Tonian seawater after the assembly of Rodinia and before the Bitter Springs Excursion // *Precambrian Research.* 2017. V. 298. P. 157–173.
 163. LeBas M., Maitre R.L., Streckeisen A., Zanettin B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram // *Journal of Petrology.* 1986. V. 27. № 3. P. 745–750.
 164. Levashova N.M., Meert J.G., Gibsher A.S., Grice W.C., Bazhenov M.L. The origin of microcontinents in the Cenral Asian Orogenic Belt: constraints from paleomagnetism and geochronology // *Precambrian Res.* 2011. V. 185. P. 37–54.
 165. Li Q., Liu S., Han, B., Zhang J., Chu Z. Geochemistry of metasedimentary rocks of the Proterozoic Xingxingxia complex: implications for provenance and tectonic setting of the eastern segment of the Central Tianshan Tectonic Zone, northwestern China // *Can. J. Earth Sci.* 2005. V. 42. P. 287–306.
 166. Liu Y., Mitchell R.N., Brown M., Johnson T.E., Pisarevsky S. Linking metamorphism and plate boundaries over past 2 billion years // *Geology.* 2022. V. 50. P. 631–635.
 167. Link P.K., Christie-Blick N. Neoproterozoic strata of southeastern Idaho and Utah: Record of Cryogenian rifting and glaciations // *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations* / Eds E.Arnaud, G.P. Halverson G.P., G.Shields-Zhou. Ldn: Geol. Soc. London Mem. 2011. № 36. P. 425–436.
 168. Lonsdale M.C., Nelson L.L., Szymanowski D., Mustapayeva S., Bold U., Schoene B., Smith E.F. A U–Pb geochronology of the Malokaroy Series (Kazakhstan) constrains the global appearance of vase-shaped microfossils to > 759 million years ago // *Precambrian Research.* 2025. V. 427. Article: 107888.
 169. Ludwig K.R. User’s manual for Isoplot version 3.75–4.15: a geochronological toolkit for Microsoft Excel // *Berkeley Geochronological Center Special Publication.* 2012. № 5. P. 1–70.
 170. Lund K., Aleinikoff J.N., Evans K.V. The Edwardsburg Formation and related rocks, Windermere Supergroup, central Idaho, USA // *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations* / Eds E.Arnaud, G.P. Halverson, G.Shields-Zhou. Ldn: Geol. Soc. London Mem., 2011. № 36. P. 437–448.
 171. Martin D.McB. Depositional setting and implications of Paleoproterozoic glaciomarine sedimentation in the Hamersley Province, Western Australia // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1999. V. 111. P. 189–203.

172. Macdonald F.A., Schmitz M.D., Crowley J.L., Roots C.F., Jones D.S., Maloof A.C. Calibrating the Cryogenian // *Science*. 2010. V. 327. № 5970.
173. Melezhik V.A., Pokrovsky B.G., Fallick A.E., Kuznetsov A.B., Bujakaite M.I. Constraint on $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ of Late Ediacaran seawater: Insight from high- $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Siberian limestones // *J. Geol. Soc. London*. 2009. V. 166. № 1. P. 183–191.
174. Melezhik V.A., Roberts D., Gjelle S., Solli A., Fallick A.E., Kuznetsov A.B., Gorokhov I.M. Isotope chemostratigraphy of high-grade marbles in the Rognan area, North-Central Norwegian Caledonides: a new geological map, and tectonostratigraphic and palaeogeographic implications // *Norw. J. Geology*. 2013. V. 93. № 2. P. 107–139.
175. McArthur J. M. Recent trends in strontium isotope stratigraphy // *Terra Nova*. 1994. V. 6. № 4. P. 331–358.
176. McArthur J.M., Howarth R. J., Bailey T. R. Strontium isotope stratigraphy: LOWESS Version 3. Best-fit line to the marine Sr isotope curve for 0 to 509 Ma and accompanying look-up table for deriving numerical age // *J. Geol.* 2001. V. 109. № 2. P. 155–169.
177. Melezhik V.A., Prave A.R., Hanski E.J., Fallick A.E., Lepland A., Kump L.R., Strauss H. (Eds) Reading the archive of Earth's oxygenation: In 3 vol. N.Y.; Heidelberg: Springer-Verlag, 2013. V. 1: Palaeoproterozoic of Fennoscandia as Context for the Fennoscandian Arctic Russia — Drilling Early Earth Project. 551 p.; V. 2: The Core Archive of the Fennoscandian Arctic Russia — Drilling Early Earth Project. 495 p.; V. 3: Global Events and the Fennoscandian Arctic Russia — Drilling Early Earth Project, 506 p. (Frontiers in Earth Sciences.)
178. Meert J.G., Gibsher A.S., Levashova N.M., Grice W.C., Kamenov G.D., Ryabinin A.B. Glaciation and ~770 Ma Ediacara (?) Fossils from the Lesser Karatau Micrcontinent, Kazakhstan // *Gondwana Res.* 2011. V. 19. № 4. P. 867–880.
179. Muller D., Rock N.M.S., Groves D.I. Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic settings: a pilot study // *Mineral. Petrol.* 1992. V. 46. P. 259–289.
180. Narbonne G.M., Aitken J.D. Neoproterozoic of the Mackenzie Mountains, northwestern Canada // *Precambrian Res.* 1995. V. 73. № 1-4. P. 101–121.
181. Narbonne G.M., Gehling J.G. Life after snowball: The oldest complex Ediacaran fossils // *Geology*. 2003. V. 31. № 1. P. 27–30.
182. Ne'de'lec A., Affaton P., France-Lanord C., Charrie're A., Alvaro J. Sedimentology and chemostratigraphy of the Bwipe Neoproterozoic cap dolostones (Ghana, Volta Basin): A record of microbial activity in a peritidal environment // *C. R. Geoscience*. 2007. V. 339. P. 223–239
183. Pearce T.H., Gorman B E., Birkett T.C. The $\text{TiO}_2\text{-K}_2\text{O-P}_2\text{O}_5$ Diagram: A Method of Discriminating between Oceanic and Non-Oceanic Basalts // *Earth and Planetary Science Letters*. 1975. V. 24. P. 419–426.
184. Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks // *Journal of Petrology*. 1984. V. 25. P. 956–983.
185. Pilitsyna A.V., Tretyakov A.A., Degtyarev K.E., Salnikova E.B., Kotov A.B., Kovach V.P., Wang K.-L., Batanova V.G., Plotkina Yu.V., Tolmacheva E.V., Ermolaev B.V., Lee H.-Y. Early Palaeozoic metamorphism of Precambrian crust in the Zheltau terrane (Southern Kazakhstan; Central Asian Orogenic belt): P-T paths, protoliths, zircon dating and tectonic implications // *Lithos*. 2019. V. 324–325. P. 115–140.
186. Preiss W.E. The Adelaide Geosyncline of South Australia and its significance in Neoproterozoic continental reconstruction // *Precambrian Res.* 2000. V. 100. № 1-3. P. 21–63.
187. Retallack G.J. Neoproterozoic loess and limits to snowball Earth // *Journal of the Geological Society*. 2011. V. 168. P 289–307.

188. Rojas-Agramonte Y., Kröner A., Alexeiev D.V., Jeffreys T., Khudoley A.K., Wong J., Geng H., Shug L., Semiletkin S.A., Mikolaichuk A.V., Kiselev V.V., Yang J., Seltmann R. Detrital and igneous zircon ages for supracrustal rocks of the Kyrgyz Tianshan and palaeogeographic implications // *Gondwana Res.* 2014. V. 26. P. 957–974.
189. Roser B.P., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio // *The Journal of Geology.* 1986. V. 94. № 5. P. 635–650.
190. Rice A.H.N., Edwards M.B., Hansen T.A., Arnaud E., Halverson G.P. Glacio genic rocks of the Neoproterozoic Smalfjord and Mortensnes formations, Ves tertana Group, East Finnmark, Norway // *The Geological Record of Neo proterozoic Glaciations / Eds. E.Arnaud, G.P. Halverson, G.Shi elds-Zhou.* Ldn: Geol. Soc. London Mem. 2011. № 36. P. 593–602
191. Rieu R., Allen Ph.A., Cozzi A., Kosler J., Bussy F. A composite stratigraphy for the Neoproterozoic Huqf Supergroup of Oman: Integrating new litho-, chemo- and chronostratigraphic data of the Mirbat area, southern Oman // *J. Geol. Soc. London.* 2007. V. 164. № 5. P. 997–1009.
192. Richter F.M., Rowley D.B., DePaolo D.J. Sr isotope evolution of seawater: the role of tectonics // *Earth Planet. Sci. Letters.* 1992. V. 109. № 1-2. P. 11-23.
193. Savko K.A., Samsonov A.V., Kotov A.B., Salnikova E.B., Korish E.H., Larionov A.N., Anisimova I.V., Bazikov N.S. The Early Precambrian metamorphic events in eastern Sarmatia // *Precambrian Research.* 2018. V. 311. P. 1–23.
194. Schandl E.S. Gorton M.P. Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments // *Economic Geology.* 2002. V. 97. P. 629–642.
195. Sergeev V.N., Schopf I.W. Taxonomy, paleoecology and biostratigraphy of the late Neoproterozoic Chichkan microbiota of South Kazakhstan: the marine biosphere on the eve of metazoan radiation // *Journal of Paleontology.* 2010. V. 84. № 3. P. 363–401.
196. Slama J., Kosler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J. Plesovice zircon – a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis // *Chem. Geol.* 2008. V. 249. № 1–2. P. 1–3.
197. Skoblenko A.V., Degtyarev K.E., Kanygina N.A., Tretyakov A.A., Skuzovatov S.Yu., Pang K.-N., Lee H.-Y. Precambrian and Early Palaeozoic metamorphic complexes in the SW part of the Central Asian Orogenic Belt: Ages, compositions, regional correlations and tectonic affinities // *Gondwana Research.* 2019. V. 105. № 2. P. 117-142.
198. Shatsky V.S., Yagoutz E., Sobolev N.V., Kozmenko O.A., Parkhomenko V.S., Troesch M. Geochemistry and age of ultrahigh pressure metamorphic rocks from the Kokchetav massif (northern Kazakhstan) // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1999. V. 137. P. 185–205.
199. Shields G. A. Neoproterozoic cap carbonates: a critical appraisal of existing models and the plume world hypothesis // *Terra Nova.* 2005. V. 17. № 4. P. 299–310.
200. Shields G.A., Deynoux M., Culver S.J., Brasier M.D., Affaton P., Vandamme D. Neoproterozoic glaciomarine and cap dolostone facies of the southwestern Taoudeni Basin (Walidiala Valley, Senegal/Guinea, NW Africa) // *Compt. Ren. Acad. Sci. Geoscience.* 2007a. V. 339. P. 186–199.
201. Shields G.A., Deynoux M., Strauss H., Paquet H., Nahon D. Barite-bearing cap dolostones of the Taoudeni basin, northwest Africa: Sedimentary and isotopic evidence for methane seepage after a Neoproterozoic glaciation // *Precambrian Res.* 2007b. V. 153. P. 209–235.
202. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the oceanic basins.* 1989. Eds. A. D. Saunders, M. J. Norry // *Geol. Soc. Spec.* № 42. P. 313–345.

203. Tretyakov A.A., Pilitsyna A.V., Degtyarev K.E., Kanygina N.A., Salnikova E.B., Kovach V.P., Lee H.-Y., Wang K.-L., Batanova V.G., Kovalchuk E.V. Neoproterozoic granitoid magmatism and granulite metamorphism in the Chu-Kendyktas terrane (Southern Kazakhstan, Central Asian orogenic belt): zircon dating, Nd isotopy and tectono-magmatic evolution // *Precambrian Research*. 2019. V. 332. Article: 105397.
204. Terbishalieva B., Timmerman M.J., Mikolaichuk F., Altenberger U., Sláma J., Schleicher A.M., Sudo M., Sobel E.R., Cichy S.B. Calc-alkaline volcanic rocks and zircon ages of the late Tonian–early Cryogenian arc-related Big Naryn Complex in the Eastern Djetim-Too Range, Middle Tianshan block, Kyrgyzstan // *International Journal of Earth Sciences*. 2020. V. 110. P. 353–375.
205. Turkina O.M., Letnikov F.A., Levin A.V. Mezoproterozoic granitoids of the basement of the Kokchetav microcontinent. *Dokl. Earth Sci.* 2011. V. 436. № 4. P. 499–503.
206. Voitenko V.N., Khudoley A.K. Structural evolution of metamorphic rocks in the Talas Alatau, Tianshan, Central Asia: implication for early stages of the Talas-Fergana Fault. *C.R. Geoscience*. 2012. V. 344. P. 138–148.
207. Wallace M. W., Hood A. v.S, Fayle J., Hordern E. S., O'Hare T. F. Neoproterozoic marine dolomite hardgrounds and their relationship to cap dolomites // *Precambrian Research*. 2019. V. 328. P. 269–286.
208. Wang B., Liu H., Shu L., Jahn B.-M., Chung S., Zha Y., Liu D. Early Neoproterozoic crustal evolution in Northern Yili Block: insights from migmatite, orthogneiss and leucogranite of the Wenquan metamorphic complex in the NW Chinese Tianshan // *Precambrian Res.* 2014a. V. 242. P. 58–81.
209. Wang B., Shu L., Liu H., Gong H., Ma Y. First evidence for ca. 780 Ma intra-plate magmatism and its implication for Neoproterozoic rifting of the North Yili Block and tectonic origin of the continental block in the northwest of Central Asia. *Precambrian Res.* 2014b. V. 254. P. 258–272.
210. Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses // *Geostandards Newslett.* 1995. V. 19. P. 1-23.
211. Winchester J.A., Floyd P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // *Chem. Geol.* 1977. V. 20. P. 325-343.
212. Windley B.F., Alexeiev D., Kroner A., Badarch G. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt // *J. Geol. Soc.* 2007. V. 164. P. 31–47.
213. Xu B., Xiao Sh., Zou H., Chen Y., Li Zh.-X., Song B., Liu D., Zhou Ch., Yuan X. SHRIMP zircon U-Pb age constraints on Neoproterozoic Quruqtagh diamictites in NW China // *Precambrian. Res.* 2009. V. 168. № 3-4. P. 247–258.
214. Xiao Sh., Bao H., Wang H., Kaufman A.J., Zhou Ch., Li G., Yuan X., Ling H. Neoproterozoic Quruqtagh Group in eastern Chinese Tianshan: Evidence for a post-Marinoan glaciation // *Precambrian. Res.* 2004. V. 130. № 1-4. P. 1–26.
215. Van Achterbergh E., Ryan C.G., Jackson S.E., Griffin W.L., 2001. Data reduction software for LA-ICP-MS. In: P.J. Sylvester (Ed.), *Laser-ablation-ICPMS in the Earth sciences – principles and applications*. Mineralogical association of Canada short course series, V. 29. P. 239–243.
216. Zhang Q.R., Li X., Feng L., Huang J., Song B. A new age constraint on the onset of the Neoproterozoic glaciations in the Yangtze Platform, South China // *J. Geol.* 2008. V. 116. P. 423–429.
217. Zhou Ch., Tucker R., Xiao Sh., Peng Zh. Yuan X., Chen Zh. New constraints on the ages of Neoproterozoic glaciations in south China // *Geology*. 2004. V. 32, № 5. P. 437–440.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Приложение 1. Конкордатные значения U-Pb датирования цирконов из пород кайнарской свиты (n=12)

Номер точки анализа	Изотопные отношения $\pm 1\sigma$			Возраст по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, млн лет $\pm 1\sigma$	Возраст по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, млн лет $\pm 1\sigma$	D, %
	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$			
Г-30-22-1	0.12316 $\pm$ 0.00174	1.08671 $\pm$ 0.02143	0.06409 $\pm$ 0.00156	744.5 $\pm$ 50.58	0.12316 $\pm$ 0.00174	-0.3
Г-30-22-3	0.12282 $\pm$ 0.00171	1.09671 $\pm$ 0.0201	0.06486 $\pm$ 0.0015	769.7 $\pm$ 47.95	0.12282 $\pm$ 0.00171	0.7
Г-30-22-4	0.12145 $\pm$ 0.00168	1.05979 $\pm$ 0.01919	0.06338 $\pm$ 0.00145	721.1 $\pm$ 47.93	0.12145 $\pm$ 0.00168	-0.7
Г-30-22-8	0.12121 $\pm$ 0.00175	1.07686 $\pm$ 0.02406	0.06453 $\pm$ 0.00172	759.1 $\pm$ 55.13	0.12121 $\pm$ 0.00175	0.6
Г-30-22-9	0.12252 $\pm$ 0.00169	1.08779 $\pm$ 0.01924	0.06449 $\pm$ 0.00146	757.7 $\pm$ 46.93	0.12252 $\pm$ 0.00169	0.3
Г-30-22-11	0.12078 $\pm$ 0.00167	1.07159 $\pm$ 0.01892	0.06445 $\pm$ 0.00145	756.3 $\pm$ 46.9	0.12078 $\pm$ 0.00167	0.6
Г-30-22-13	0.12315 $\pm$ 0.00166	1.08597 $\pm$ 0.01679	0.06405 $\pm$ 0.00133	743.3 $\pm$ 43.31	0.12315 $\pm$ 0.00166	-0.3
Г-30-22-14	0.12234 $\pm$ 0.00175	1.073 $\pm$ 0.02331	0.06371 $\pm$ 0.00166	732 $\pm$ 54.26	0.12234 $\pm$ 0.00175	-0.5
Г-30-22-15	0.12385 $\pm$ 0.00174	1.08911 $\pm$ 0.02138	0.06387 $\pm$ 0.00155	737.4 $\pm$ 50.47	0.12385 $\pm$ 0.00174	-0.6
Г-30-22-19	0.12209 $\pm$ 0.00171	1.08418 $\pm$ 0.02125	0.0645 $\pm$ 0.00156	758.1 $\pm$ 50.26	0.12209 $\pm$ 0.00171	0.4
Г-30-22-28	0.12013 $\pm$ 0.00169	1.06212 $\pm$ 0.021	0.06422 $\pm$ 0.00156	748.9 $\pm$ 50.65	0.12013 $\pm$ 0.00169	0.5
Г-30-22-29	0.12147 $\pm$ 0.00169	1.07711 $\pm$ 0.02055	0.06441 $\pm$ 0.00153	755.1 $\pm$ 49.38	0.12147 $\pm$ 0.00169	0.4

Примечание.

D – дискордантность $100 \times (1 - (\text{возраст}^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) / (\text{возраст}^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}))$.

Приложение 2. Конкордатные значения U-Pb датирования цирконов из пород кайнарской свиты (n=5).

Номер точки анализа	Изотопные отношения $\pm 1\sigma$			Возраст по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, млн лет $\pm 1\sigma$	Возраст по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, млн лет $\pm 1\sigma$	D, %
	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$			
Г-39-23-97	0.12122 $\pm$ 0.00193	1.08633 $\pm$ 0.02537	0.06509 $\pm$ 0.00173	777.4 $\pm$ 54.96	737.6 $\pm$ 11.1	1.2
Г-39-23-105	0.12225 $\pm$ 0.00197	1.16176 $\pm$ 0.02728	0.06903 $\pm$ 0.00184	899.6 $\pm$ 54.1	743.5 $\pm$ 11.3	0.7
Г-39-23-110	0.1236 $\pm$ 0.00196	1.2364 $\pm$ 0.02719	0.07266 $\pm$ 0.00184	1004.6 $\pm$ 50.35	751.2 $\pm$ 11.23	0.01
Г-39-23-117	0.12382 $\pm$ 0.00197	1.22679 $\pm$ 0.02764	0.07197 $\pm$ 0.00186	985.1 $\pm$ 51.83	752.5 $\pm$ 11.29	0.3
Г-39-23-118	0.1275 $\pm$ 0.00203	1.30335 $\pm$ 0.02754	0.07425 $\pm$ 0.00181	1048.4 $\pm$ 48.4	773.6 $\pm$ 11.6	1.8

Примечание.

D – дискордантность $100 \times (1 - (\text{возраст}^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) / (\text{возраст}^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}))$.

Приложение 3. Конкордатные значения U-Pb датирования детритовых цирконов из песчаников ранской свиты (n=100).

Номер точки анализа	Изотопные отношения $\pm 1\sigma$			Возраст по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, млн лет $\pm 1\sigma$	Возраст по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, млн лет $\pm 1\sigma$	D, %
	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$			
K-44-18-1	0.21372 $\pm$ 0.00398	2.63205 $\pm$ 0.05109	0.08932 $\pm$ 0.00179	1411.1$\pm$37.7	1248.6 $\pm$ 21.2	4.9
K-44-18-2	0.1272 $\pm$ 0.00238	1.158 $\pm$ 0.02376	0.06603 $\pm$ 0.0014	807.5 $\pm$ 43.7	771.8$\pm$13.6	1.2
K-44-18-3	0.12724 $\pm$ 0.00246	1.13796 $\pm$ 0.02898	0.06487 $\pm$ 0.00171	770 $\pm$ 54.4	772.1$\pm$14.1	-0.1
K-44-18-4	0.14761 $\pm$ 0.00278	1.40568 $\pm$ 0.02983	0.06907 $\pm$ 0.00151	900.8 $\pm$ 44.5	887.6$\pm$15.6	0.4
K-44-18-5	0.37085 $\pm$ 0.00691	6.41264 $\pm$ 0.12397	0.12542 $\pm$ 0.0025	2034.7$\pm$34.9	2033.4 $\pm$ 32.5	0.03
K-44-18-6	0.12806 $\pm$ 0.00239	1.13915 $\pm$ 0.02311	0.06452 $\pm$ 0.00135	758.7 $\pm$ 43.6	776.8$\pm$13.7	-0.6
K-44-18-7	0.12842 $\pm$ 0.00239	1.14966 $\pm$ 0.02291	0.06493 $\pm$ 0.00134	772.2 $\pm$ 42.7	778.8$\pm$13.7	-0.2
K-44-18-8	0.13773 $\pm$ 0.00256	1.25552 $\pm$ 0.02461	0.06612 $\pm$ 0.00134	810.1 $\pm$ 41.8	831.8$\pm$14.5	-0.7
K-44-18-9	0.1504 $\pm$ 0.0028	1.39315 $\pm$ 0.02771	0.06718 $\pm$ 0.00138	843.4 $\pm$ 42.2	903.2$\pm$15.7	-1.9
K-44-18-10	0.12847 $\pm$ 0.0024	1.15106 $\pm$ 0.02354	0.06498 $\pm$ 0.00137	773.8 $\pm$ 43.9	779.1$\pm$13.7	-0.2
K-44-18-11	0.58604 $\pm$ 0.01086	17.69158 $\pm$ 0.33552	0.21895 $\pm$ 0.0043	2973$\pm$31.3	2973.3 $\pm$ 44.1	-0.01
K-44-18-12	0.36667 $\pm$ 0.00679	6.46483 $\pm$ 0.12347	0.12788 $\pm$ 0.00253	2069$\pm$34.4	2013.7 $\pm$ 32	1.4
K-44-18-13	0.12807 $\pm$ 0.00238	1.13465 $\pm$ 0.02298	0.06426 $\pm$ 0.00135	750.1 $\pm$ 43.7	776.8$\pm$13.6	-0.9
K-44-18-14	0.14006 $\pm$ 0.00261	1.30502 $\pm$ 0.02691	0.06758 $\pm$ 0.00144	855.6 $\pm$ 43.8	845$\pm$14.8	0.3
K-44-18-15	0.15065 $\pm$ 0.0028	1.40905 $\pm$ 0.02816	0.06783 $\pm$ 0.00141	863.5 $\pm$ 42.4	904.6$\pm$15.7	-1.3

K-44-18-16	0.12303±0.00232	1.10254±0.02511	0.065±0.00154	774.2±48.9	748±13.3	0.9
K-44-18-17	0.12662±0.00235	1.13756±0.0231	0.06516±0.00137	779.4±43.7	768.6±13.5	0.4
K-44-18-18	0.12736±0.00239	1.133±0.02448	0.06452±0.00145	758.7±46.6	772.8±13.6	-0.5
K-44-18-19	0.12706±0.00239	1.13323±0.02524	0.06468±0.0015	764.1±48	771.1±13.7	-0.2
K-44-18-20	0.14915±0.00277	1.43017±0.02896	0.06954±0.00146	914.9±42.7	896.2±15.5	0.6
K-44-18-21	0.35975±0.00677	6.09613±0.12506	0.1229±0.00262	1998.7±37.4	1981±32.1	0.4
K-44-18-22	0.12978±0.0024	1.13398±0.02276	0.06337±0.00132	720.6±43.7	786.6±13.7	-2.2
K-44-18-23	0.37204±0.00685	6.35875±0.12105	0.12396±0.00246	2013.9±34.8	2039±32.2	-0.6
K-44-18-24	0.12932±0.00239	1.16932±0.02322	0.06557±0.00136	792.8±42.8	784±13.6	0.3
K-44-18-25	0.13735±0.00253	1.25384±0.0243	0.0662±0.00134	812.8±41.7	829.7±14.3	-0.6
K-44-18-26	0.12898±0.00239	1.1343±0.02345	0.06378±0.00137	734.3±44.9	782±13.7	-1.6
K-44-18-27	0.49795±0.00916	11.78175±0.22348	0.17159±0.00339	2573.2±32.7	2605±39.4	-0.7
K-44-18-28	0.12806±0.00236	1.16516±0.02334	0.06599±0.00138	806±43.1	776.8±13.5	1.0
K-44-18-29	0.37284±0.00686	6.51353±0.12434	0.1267±0.00252	2052.6±34.8	2042.7±32.2	0.2
K-44-18-30	0.12918±0.00238	1.14874±0.02317	0.06449±0.00136	757.8±43.8	783.2±13.6	-0.8
K-44-18-31	0.13487±0.00249	1.23865±0.02552	0.0666±0.00143	825.3±44.3	815.6±14.2	0.3
K-44-18-32	0.1083±0.002	0.99272±0.02046	0.06647±0.00143	821.3±44.4	662.9±11.6	5.6
K-44-18-33	0.26471±0.00485	3.85511±0.07397	0.10561±0.00212	1725±36.4	1513.9±24.8	6.0
K-44-18-34	0.1261±0.00233	1.14859±0.02354	0.06605±0.00142	808.1±44.2	765.6±13.3	1.4

K-44-18-35	0.12787±0.00235	1.15106±0.02293	0.06528±0.00136	783.3±43.2	775.7±13.4	0.3
K-44-18-36	0.15183±0.00278	1.42123±0.02754	0.06789±0.00138	865±41.5	911.2±15.6	-1.5
K-44-18-37	0.12964±0.00237	1.14912±0.0221	0.06428±0.0013	750.9±42	785.8±13.5	-1.1
K-44-18-38	0.13813±0.00253	1.28494±0.02528	0.06746±0.00139	852±42.3	834.1±14.3	0.6
K-44-18-39	0.12806±0.00236	1.1425±0.02388	0.0647±0.00142	764.5±45.5	776.8±13.5	-0.4
K-44-18-40	0.14828±0.00275	1.4385±0.0309	0.07035±0.00158	938.6±45.5	891.3±15.5	1.5
K-44-18-41	0.12846±0.00239	1.15357±0.02562	0.06512±0.00151	778.2±48.2	779.1±13.7	-0.03
K-44-18-42	0.12914±0.00237	1.15683±0.02319	0.06496±0.00137	773±43.7	783±13.5	-0.3
K-44-18-43	0.12943±0.00237	1.13478±0.02269	0.06358±0.00134	727.7±43.9	784.6±13.5	-1.9
K-44-18-44	0.12817±0.00235	1.14575±0.02322	0.06482±0.00138	768.6±44.2	777.4±13.4	-0.3
K-44-18-45	0.46446±0.00853	10.30309±0.19938	0.16086±0.00327	2464.8±34	2459.2±37.6	0.1
K-44-18-46	0.12836±0.00235	1.15241±0.02332	0.06511±0.00139	777.8±44.1	778.5±13.4	-0.01
K-44-18-47	0.12815±0.00234	1.15444±0.02317	0.06532±0.00138	784.8±43.7	777.3±13.4	0.3
K-44-18-48	0.12918±0.00235	1.16046±0.02239	0.06514±0.00132	778.9±42.2	783.2±13.4	-0.1
K-44-18-49	0.14156±0.00259	1.28955±0.02567	0.06606±0.00138	808.2±43.3	853.5±14.6	-1.5
K-44-18-50	0.15073±0.00281	1.43418±0.03221	0.069±0.00163	898.7±47.9	905±15.7	-0.2
K-44-18-51	0.14936±0.00273	1.42655±0.02891	0.06926±0.00148	906.4±43.4	897.4±15.3	0.3
K-44-18-52	0.12814±0.00233	1.15199±0.02303	0.06519±0.00138	780.5±43.7	777.2±13.3	0.1
K-44-18-53	0.15096±0.00275	1.4384±0.02882	0.06909±0.00146	901.5±43	906.4±15.4	-0.1

K-44-18-54	0.12885±0.00234	1.15421±0.02285	0.06496±0.00136	773±43.4	781.3±13.4	-0.3
K-44-18-55	0.12977±0.00236	1.16922±0.02349	0.06533±0.00139	785.1±44	786.6±13.5	-0.04
K-44-18-56	0.14934±0.00271	1.41323±0.0277	0.06862±0.00142	887.4±42.3	897.2±15.2	-0.3
K-44-18-57	0.46568±0.00844	10.09099±0.19145	0.15713±0.00316	2425±33.7	2464.6±37.1	-0.9
K-44-18-58	0.13678±0.00249	1.25587±0.02548	0.06658±0.00143	824.7±44.2	826.4±14.1	-0.04
K-44-18-59	0.12915±0.00237	1.1368±0.02458	0.06383±0.00146	736±47.6	783±13.6	-1.5
K-44-18-60	0.12808±0.00232	1.15981±0.02269	0.06566±0.00136	795.7±42.9	776.9±13.3	0.6
K-44-18-61	0.12874±0.00234	1.23521±0.02461	0.06957±0.00147	915.7±42.9	780.7±13.3	4.6
K-44-18-62	0.12955±0.00235	1.14666±0.02278	0.06418±0.00135	747.6±43.9	785.3±13.4	-1.2
K-44-18-63	0.12978±0.00235	1.15308±0.02247	0.06442±0.00133	755.6±43.1	786.6±13.4	-1.0
K-44-18-64	0.12821±0.00232	1.14885±0.02291	0.06498±0.00138	773.5±43.9	777.7±13.3	-0.1
K-44-18-65	0.14992±0.00272	1.40625±0.02802	0.06802±0.00144	869.1±43.3	900.5±15.2	-1.0
K-44-18-66	0.48694±0.00878	11.61985±0.22046	0.17304±0.00349	2587.2±33.3	2557.4±38.1	0.7
K-44-18-67	0.12759±0.00232	1.15632±0.02346	0.06571±0.00142	797.3±44.5	774.1±13.2	0.8
K-44-18-68	0.14868±0.00269	1.42236±0.02844	0.06937±0.00147	909.8±43.2	893.5±15.1	0.5
K-44-18-69	0.12788±0.00233	1.15473±0.02456	0.06548±0.00148	789.7±46.6	775.8±13.3	0.5
K-44-18-70	0.1288±0.00233	1.14597±0.02302	0.06452±0.00138	758.6±44.4	781±13.3	-0.7
K-44-18-71	0.4384±0.00787	9.41279±0.17798	0.15569±0.00314	2409.4±33.9	2343.5±35.3	1.5
K-44-18-72	0.12902±0.00232	1.14827±0.02255	0.06453±0.00135	759.2±43.6	782.3±13.3	-0.8

K-44-18-73	0.12998±0.00234	1.16237±0.0224	0.06484±0.00133	769.3±42.7	787.8±13.3	-0.6
K-44-18-74	0.12927±0.00233	1.15605±0.0227	0.06484±0.00136	769.3±43.5	783.7±13.3	-0.5
K-44-18-75	0.14846±0.00271	1.40567±0.03007	0.06866±0.00156	888.4±46.3	892.3±15.2	-0.1
K-44-18-76	0.49847±0.00898	12.01084±0.23017	0.17472±0.00358	2603.4±33.7	2607.2±38.7	-0.1
K-44-18-77	0.14864±0.00268	1.4276±0.02811	0.06964±0.00147	917.8±42.7	893.3±15	0.8
K-44-18-78	0.12922±0.00232	1.16754±0.02261	0.06551±0.00136	790.9±42.9	783.4±13.2	0.3
K-44-18-79	0.13858±0.00249	1.26693±0.02502	0.06629±0.0014	815.6±43.5	836.6±14.1	-0.7
K-44-18-80	0.37418±0.00672	6.42194±0.12318	0.12445±0.00256	2020.9±36	2049±31.5	-0.7
K-44-18-81	0.12985±0.00234	1.15923±0.02328	0.06473±0.00139	765.7±44.6	787±13.3	-0.7
K-44-18-82	0.12829±0.00231	1.16041±0.02338	0.06559±0.00141	793.2±44.6	778.1±13.2	0.5
K-44-18-83	0.13583±0.00243	1.25057±0.02417	0.06676±0.00139	830.3±42.7	821±13.8	0.3
K-44-18-84	0.12784±0.00234	1.11135±0.0249	0.06304±0.0015	709.5±49.9	775.5±13.4	-2.2
K-44-18-85	0.12647±0.0023	1.14106±0.02481	0.06542±0.00152	787.9±48	767.7±13.2	0.7
K-44-18-86	0.12929±0.00235	1.13453±0.02442	0.06363±0.00146	729.2±48	783.8±13.4	-1.8
K-44-18-87	0.13833±0.00248	1.25815±0.02482	0.06595±0.0014	804.7±43.7	835.2±14	-1.0
K-44-18-88	0.12776±0.00229	1.15013±0.02299	0.06528±0.0014	783.2±44.4	775.1±13.1	0.3
K-44-18-89	0.12785±0.0023	1.139±0.02339	0.0646±0.00142	761.2±45.7	775.6±13.2	-0.5
K-44-18-90	0.13772±0.00247	1.26287±0.02537	0.06649±0.00143	821.9±44.4	831.8±14	-0.3
K-44-18-91	0.12859±0.0023	1.1532±0.02274	0.06503±0.00138	775.3±44	779.8±13.1	-0.1

K-44-18-92	0.13758±0.00249	1.24981±0.02662	0.06587±0.0015	802.2±47.1	831±14.1	-0.9
K-44-18-93	0.12843±0.0023	1.15223±0.02286	0.06505±0.00139	776.1±44.3	778.9±13.1	-0.1
K-44-18-94	0.12745±0.00228	1.14386±0.02285	0.06508±0.0014	776.8±44.6	773.3±13	0.1
K-44-18-95	0.11002±0.00197	0.94874±0.01912	0.06253±0.00136	692.3±45.6	672.8±11.4	0.7
K-44-18-96	0.12775±0.00228	1.18018±0.02328	0.06699±0.00143	837.4±43.7	775±13	2.1
K-44-18-97	0.12845±0.00229	1.14544±0.02262	0.06466±0.00138	763.3±44.3	779±13.1	-0.5
K-44-18-98	0.47316±0.00843	10.77995±0.20713	0.1652±0.00343	2509.6±34.5	2497.4±36.9	0.3
K-44-18-99	0.12747±0.00228	1.14905±0.02334	0.06536±0.00143	786±45.3	773.4±13.1	0.4
K-44-18-100	0.12956±0.00231	1.16758±0.02326	0.06534±0.00141	785.4±44.5	785.4±13.2	0.01

Примечание.

D- дискордантность.

При оценке возраста более 1 млрд лет использовались данные по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, менее 1 млрд лет по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

Приложение 4. Результаты U-Pb датирования зерен циркона из матрикса тиллитов коспокинской свиты (n=94).

Номер точки анализа	Изотопные отношения $\pm 1\sigma$			Возраст по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, млн лет $\pm 1\sigma$	Возраст по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, млн лет $\pm 1\sigma$	D, %
	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$			
К-296-19-01	0,12514 $\pm$ 0,00229	1,11662 $\pm$ 0,02243	0,06470 $\pm$ 0,00136	764,5 $\pm$ 43,8	760,1$\pm$13,1	0,2
К-296-19-02	0,46158 $\pm$ 0,00838	10,16034 $\pm$ 0,18812	0,15960 $\pm$ 0,00311	2451,5$\pm$32,6	2446,5 $\pm$ 37,0	0,1
К-296-19-03	0,47974 $\pm$ 0,00872	11,44483 $\pm$ 0,21225	0,17297 $\pm$ 0,00337	2586,6$\pm$32,2	2526,1 $\pm$ 38,0	1,4
К-296-19-04	0,45905 $\pm$ 0,00837	10,27149 $\pm$ 0,19199	0,16224 $\pm$ 0,00319	2479,1$\pm$32,8	2435,4 $\pm$ 37,0	1,0
К-296-19-05	0,41273 $\pm$ 0,00753	7,91368 $\pm$ 0,14904	0,13903 $\pm$ 0,00275	2215,1$\pm$33,9	2227,4 $\pm$ 34,4	-0,3
К-296-19-06	0,41142 $\pm$ 0,00748	8,75050 $\pm$ 0,16295	0,15422 $\pm$ 0,00302	2393,2$\pm$32,9	2221,4 $\pm$ 34,2	4,1
К-296-19-08	0,14215 $\pm$ 0,00261	1,32327 $\pm$ 0,02649	0,06750 $\pm$ 0,00142	853,1 $\pm$ 43,0	856,8$\pm$14,7	-0,1
К-296-19-09	0,12786 $\pm$ 0,00239	1,16139 $\pm$ 0,02676	0,06586 $\pm$ 0,00159	801,9 $\pm$ 49,7	775,7$\pm$13,7	0,9
К-296-19-10	0,12587 $\pm$ 0,00232	1,14459 $\pm$ 0,02374	0,06594 $\pm$ 0,00143	804,4 $\pm$ 44,9	764,2$\pm$13,3	1,4
К-296-19-11	0,36019 $\pm$ 0,00658	6,49904 $\pm$ 0,12321	0,13083 $\pm$ 0,00260	2109,1$\pm$34,5	1983,1 $\pm$ 31,2	3,1
К-296-19-12	0,14956 $\pm$ 0,00273	1,41433 $\pm$ 0,02751	0,06857 $\pm$ 0,00140	885,7 $\pm$ 41,6	898,5$\pm$15,3	-0,4
К-296-19-13	0,41575 $\pm$ 0,00758	8,84860 $\pm$ 0,16654	0,15432 $\pm$ 0,00305	2394,4$\pm$33,2	2241,2 $\pm$ 34,5	3,6
К-296-19-14	0,12812 $\pm$ 0,00235	1,16358 $\pm$ 0,02330	0,06585 $\pm$ 0,00138	801,7 $\pm$ 43,3	777,1$\pm$13,4	0,8
К-296-19-15	0,11907 $\pm$ 0,00219	1,03937 $\pm$ 0,02094	0,06330 $\pm$ 0,00134	718,2 $\pm$ 44,2	725,2$\pm$12,6	-0,2

K-296-19-16	0,41325±0,00758	8,35620±0,16035	0,14662±0,00295	2306,8±34,1	2229,8±34,6	1,8
K-296-19-17	0,11561±0,00212	1,07436±0,02109	0,06738±0,00139	849,6±42,2	705,3±12,2	5,0
K-296-19-19	0,35983±0,00658	6,20347±0,11835	0,12500±0,00250	2028,9±35,0	1981,4±31,2	1,2
K-296-19-20	0,12659±0,00234	1,13262±0,02354	0,06488±0,00141	770,4±45,1	768,4±13,4	0,1
K-296-19-21	0,42654±0,00780	9,07742±0,17291	0,15431±0,00308	2394,3±33,6	2290,1±35,2	2,4
K-296-19-22	0,12609±0,00234	1,19618±0,02530	0,06879±0,00152	892,4±45,0	765,5±13,4	4,4
K-296-19-23	0,44660±0,00817	9,75378±0,18659	0,15836±0,00317	2438,2±33,5	2380,1±36,4	1,3
K-296-19-24	0,47613±0,00876	11,40302±0,22152	0,17366±0,00353	2593,2±33,5	2510,4±38,2	1,8
K-296-19-25	0,12697±0,00234	1,12287±0,02293	0,06412±0,00137	745,7±44,5	770,6±13,4	-0,8
K-296-19-26	0,17552±0,00322	1,77242±0,03482	0,07322±0,00150	1020,1±41,0	1042,4±17,7	-0,7
K-296-19-27	0,12623±0,00232	1,11790±0,02252	0,06422±0,00135	748,8±43,9	766,3±13,3	-0,6
K-296-19-28	0,12580±0,00233	1,11775±0,02349	0,06442±0,00141	755,6±45,6	763,9±13,3	-0,3
K-296-19-29	0,52589±0,00966	13,85042±0,26966	0,19097±0,00388	2750,5±33,0	2724,1±40,8	0,6
K-296-19-30	0,29307±0,00539	4,09287±0,08051	0,10126±0,00208	1647,4±37,6	1656,9±26,9	-0,2
K-296-19-31	0,36373±0,00670	6,22017±0,12278	0,12400±0,00255	2014,5±36,1	1999,8±31,7	0,4
K-296-19-32	0,36269±0,00688	6,14136±0,13388	0,12278±0,00279	1997±39,9	1994,9±32,6	0,1
K-296-19-33	0,12568±0,00233	1,14524±0,02396	0,06607±0,00144	808,7±45,0	763,2±13,3	1,5
K-296-19-34	0,32861±0,00611	5,66561±0,11571	0,12501±0,00266	2029±37,2	1831,6±29,6	5,2
K-296-19-35	0,36387±0,00684	6,30564±0,13336	0,12565±0,00277	2038±38,5	2000,5±32,3	0,9

K-296-19-36	0,48833±0,00905	11,92609±0,23999	0,17708±0,00371	2625,7±34,5	2563,4±39,2	1,4
K-296-19-37	0,12417±0,00231	1,12264±0,023920	0,06556±0,00146	792,3±45,9	754,5±13,2	1,3
K-296-19-38	0,47221±0,00873	10,74731±0,21565	0,16502±0,00345	2507,8±34,7	2493,3±38,2	0,3
K-296-19-40	0,24820±0,00466	3,49767±0,07556	0,10218±0,0023	1664±41,1	1429,2±24,1	6,8
K-296-19-41	0,28807±0,00530	4,42283±0,08391	0,11134±0,00219	1821,3±35,3	1631,9±26,6	5,2
K-296-19-42	0,27127±0,00502	3,58058±0,07000	0,09572±0,00194	1542,3±37,7	1547,2±25,5	-0,1
K-296-19-43	0,12849±0,00237	1,14546±0,02237	0,06465±0,00131	763±42,2	779,2±13,5	-0,5
K-296-19-45	0,12963±0,00239	1,17031±0,02265	0,06547±0,00132	789,4±41,7	785,8±13,6	0,1
K-296-19-46	0,17217±0,00319	1,75001±0,03512	0,07371±0,00154	1033,6±41,7	1024±17,5	0,3
K-296-19-47	0,30493±0,00563	5,27483±0,10173	0,12544±0,00252	2035,1±35,1	1715,7±27,8	8,7
K-296-19-48	0,12895±0,00238	1,15225±0,02306	0,06480±0,00135	767,8±43,3	781,9±13,6	-0,5
K-296-19-49	0,14440±0,00265	1,34094±0,02583	0,06734±0,00135	848,4±41,2	869,5±14,9	-0,7
K-296-19-50	0,36482±0,00671	6,33379±0,12100	0,12590±0,00251	2041,5±34,8	2005±31,7	0,9
K-296-19-51	0,47574±0,00879	10,80602±0,2092	0,16472±0,00333	2504,7±33,7	2508,7±38,4	-0,1
K-296-19-52	0,35758±0,00658	6,17226±0,1192	0,12518±0,00253	2031,3±35,4	1970,7±31,2	1,5
K-296-19-53	0,38088±0,00696	7,39749±0,13958	0,14085±0,00278	2237,6±33,8	2080,4±32,5	3,9
K-296-19-54	0,12172±0,00226	1,07872±0,02308	0,06427±0,00144	750,6±46,6	740,4±13,0	0,4
K-296-19-55	0,33869±0,00618	5,60182±0,10581	0,11994±0,00238	1955,4±34,9	1880,4±29,8	1,9
K-296-19-57	0,53228±0,00972	14,17823±0,26703	0,19317±0,00382	2769,3±32,1	2751±40,9	0,4

K-296-19-58	0,37194±0,00687	6,41425±0,12761	0,12506±0,00261	2029,6±36,5	2038,5±32,3	-0,2
K-296-19-59	0,36556±0,00668	6,29678±0,11979	0,12491±0,00250	2027,6±35,0	2008,5±31,5	0,5
K-296-19-60	0,12750±0,00233	1,17690±0,02271	0,06694±0,00136	835,9±41,7	773,6±13,3	2,1
K-296-19-61	0,12514±0,00229	1,12625±0,02274	0,06527±0,00139	783±44,0	760,1±13,1	0,8
K-296-19-62	0,44494±0,00809	9,80442±0,18421	0,15980±0,00316	2453,5±33,1	2372,7±36,1	1,9
K-296-19-63	0,15269±0,00283	1,47989±0,03198	0,07029±0,00160	936,8±46,0	916±15,8	0,7
K-296-19-64	0,42444±0,00770	8,86440±0,16605	0,15146±0,00299	2362,4±33,3	2280,6±34,9	1,9
K-296-19-65	0,26514±0,00483	4,15718±0,07962	0,11370±0,00230	1859,4±36,1	1516,1±24,6	9,9
K-296-19-66	0,37401±0,00679	7,47125±0,14062	0,14486±0,00288	2286,1±33,8	2048,3±31,9	5,9
K-296-19-67	0,37210±0,00677	6,38309±0,12141	0,12440±0,00250	2020,2±35,2	2039,3±31,8	-0,5
K-296-19-68	0,15648±0,00286	1,53692±0,03073	0,07123±0,00150	963,9±42,5	937,2±15,9	0,9
K-296-19-69	0,47117±0,00855	10,54886±0,19908	0,16236±0,00324	2480,4±33,3	2488,7±37,5	-0,2
K-296-19-70	0,12638±0,00231	1,12986±0,02327	0,06483±0,00141	768,9±45,1	767,2±13,2	0,1
K-296-19-71	0,37113±0,00672	6,42679±0,12155	0,12558±0,00252	2037±35,0	2034,7±31,6	0,1
K-296-19-72	0,37008±0,00672	6,32750±0,12105	0,12399±0,00251	2014,4±35,5	2029,8±31,6	-0,4
K-296-19-73	0,32470±0,00590	5,74727±0,10998	0,12836±0,00260	2075,6±35,3	1812,7±28,7	6,9
K-296-19-75	0,13942±0,00253	1,29477±0,02586	0,06735±0,00142	848,5±43,4	841,4±14,3	0,2
K-296-19-76	0,44230±0,00797	9,73009±0,18178	0,15953±0,00317	2450,7±33,2	2360,9±35,6	2,1
K-296-19-77	0,45716±0,00824	10,33681±0,19334	0,16397±0,00326	2497±33,1	2427±36,5	1,6

K-296-19-78	0,17000±0,00314	1,75701±0,03820	0,07495±0,00172	1067,2±45,6	1012,1±17,3	1,7
K-296-19-79	0,40353±0,00727	8,77975±0,16461	0,15778±0,00315	2432±33,4	2185,3±33,4	6,0
K-296-19-80	0,23943±0,00494	2,90585±0,30779	0,08801±0,00914	1382,9±99,8	1383,7±28,6	0,1
K-296-19-81	0,52757±0,00950	14,09975±0,26489	0,19381±0,00388	2774,7±32,5	2731,2±40,1	0,9
K-296-19-82	0,12724±0,00231	1,15931±0,02400	0,06607±0,00145	808,7±45,4	772,1±13,2	1,2
K-296-19-83	0,12661±0,00229	1,13222±0,02260	0,06485±0,00138	769,4±44,1	768,5±13,1	0,1
K-296-19-84	0,12495±0,00226	1,13215±0,02233	0,06571±0,00138	797±43,5	759±12,9	1,3
K-296-19-85	0,15327±0,00276	1,49395±0,02869	0,07068±0,00145	948,2±41,4	919,3±15,4	0,9
K-296-19-86	0,12647±0,00227	1,14148±0,02201	0,06545±0,00135	788,9±42,7	767,7±13,0	0,7
K-296-19-87	0,14010±0,00253	1,32380±0,02647	0,06852±0,00146	884,4±43,5	845,2±14,3	1,30
K-296-19-88	0,42148±0,00756	8,94279±0,16782	0,15386±0,00309	2389,3±33,8	2267,2±34,2	2,9
K-296-19-89	0,12243±0,00222	1,08655±0,02227	0,06436±0,00141	753,4±45,5	744,5±12,7	0,3
K-296-19-90	0,16239±0,00293	1,63774±0,03258	0,07313±0,00155	1017,7±42,5	970±16,3	1,5
K-296-19-91	0,13628±0,00246	1,25152±0,02507	0,06659±0,00143	825±44,1	823,6±13,9	0,1
K-296-19-92	0,12547±0,00227	1,11985±0,02287	0,06472±0,00141	765,3±45,3	762±13,0	0,1
K-296-19-93	0,44115±0,00789	9,64221±0,18109	0,15849±0,00320	2439,7±33,8	2355,8±35,3	1,9
K-296-19-94	0,48832±0,00875	11,64819±0,21947	0,17297±0,00350	2586,6±33,4	2563,4±37,9	0,5
K-296-19-95	0,38458±0,00688	7,59695±0,14354	0,14324±0,00291	2266,7±34,6	2097,6±32,0	4,1
K-296-19-96	0,13589±0,00247	1,26898±0,02691	0,06771±0,00153	859,8±46,3	821,4±14,0	1,3

К-296-19-97	0,12393±0,00222	1,09583±0,02128	0,06412±0,00134	745,5±43,5	753,1±12,7	-0,2
К-296-19-98	0,42249±0,00760	9,08290±0,17418	0,15589±0,00322	2411,6±34,6	2271,8±34,4	3,3
К-296-19-99	0,13642±0,00246	1,26829±0,02611	0,06742±0,00149	850,6±45,2	824,4±14,0	0,9
К-296-19-100	0,12327±0,00220	1,09975±0,02130	0,06469±0,00135	764,3±43,3	749,4±12,6	0,5

Примечание.

D – дискордантность $100 \times (1 - (\text{возраст}^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) / (\text{возраст}^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}))$.

При оценке возраста более 1 млрд лет использовались данные по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, менее 1 млрд лет по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

Приложение 5. Результаты U-Pb датирования зерен циркона из валуна гранита тиллитов коспокинской свиты (n=9)

Номер точки анализа	Изотопные отношения $\pm 1\sigma$			Возраст по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, млн лет $\pm 1\sigma$	Возраст по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, млн лет $\pm 1\sigma$	D, %
	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$			
К-84-18-03	0,12353 $\pm$ 0,00231	1,08841 $\pm$ 0,02508	0,06400 $\pm$ 0,00154	741,5 $\pm$ 50,2	750,8 $\pm$ 13,2	-0,4
К-84-18-04	0,12301 $\pm$ 0,00224	1,08474 $\pm$ 0,02116	0,06405 $\pm$ 0,00131	743,3 $\pm$ 42,8	747,8 $\pm$ 12,9	-0,3
К-84-18-05	0,12328 $\pm$ 0,00225	1,08301 $\pm$ 0,02151	0,06381 $\pm$ 0,00133	735,3 $\pm$ 43,6	749,4 $\pm$ 12,9	-0,6
К-84-18-07	0,12285 $\pm$ 0,00226	1,09972 $\pm$ 0,02333	0,06502 $\pm$ 0,00145	774,9 $\pm$ 46,2	746,9 $\pm$ 13,0	0,8
К-84-18-09	0,12315 $\pm$ 0,00225	1,07485 $\pm$ 0,02213	0,06339 $\pm$ 0,00137	721,4 $\pm$ 45,3	748,7 $\pm$ 12,9	-1,0
К-84-18-10	0,12373 $\pm$ 0,00227	1,07979 $\pm$ 0,02288	0,06338 $\pm$ 0,00141	721,2 $\pm$ 46,6	752 $\pm$ 13,0	-1,1
К-84-18-11	0,12319 $\pm$ 0,00225	1,09454 $\pm$ 0,02263	0,06453 $\pm$ 0,00141	759 $\pm$ 45,3	748,9 $\pm$ 12,9	0,2
К-84-18-13	0,12228 $\pm$ 0,00223	1,0908 $\pm$ 0,02245	0,06479 $\pm$ 0,00141	767,5 $\pm$ 45,1	743,7 $\pm$ 12,8	0,7
К-84-18-15	0,12221 $\pm$ 0,00223	1,07937 $\pm$ 0,02263	0,06414 $\pm$ 0,00142	746,4 $\pm$ 46,1	743,3 $\pm$ 12,8	0,0

Примечание.

D – дискордантность $100 \times (1 - (\text{возраст}^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) / (\text{возраст}^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}))$.

Приложение 6. Результаты U-Pb датирования зерен циркона из валуна риолит тиллитов косшокинской свиты (n=9).

Номер точки анализа	Изотопные отношения $\pm 1\sigma$			Возраст по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, млн лет $\pm 1\sigma$	Возраст по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, млн лет $\pm 1\sigma$	D, %
	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$			
К-290-19-01	0.12942 $\pm$ 0.00240	1.16948 $\pm$ 0.02342	0.06563 $\pm$ 0.00136	794.6 $\pm$ 43.0	784.5 $\pm$ 13.7	0.2
К-290-19-05	0.12858 $\pm$ 0.00236	1.15719 $\pm$ 0.02221	0.06537 $\pm$ 0.00131	786.1 $\pm$ 41.5	779.8 $\pm$ 13.5	0.1
К-290-19-06	0.12874 $\pm$ 0.00239	1.15505 $\pm$ 0.02457	0.06516 $\pm$ 0.00145	779.6 $\pm$ 45.0	780.7 $\pm$ 13.7	-0.1
К-290-19-07	0.12830 $\pm$ 0.00235	1.15212 $\pm$ 0.02216	0.06522 $\pm$ 0.00131	781.4 $\pm$ 41.7	778.2 $\pm$ 13.4	0.0
К-290-19-08	0.12646 $\pm$ 0.00234	1.13912 $\pm$ 0.02362	0.06542 $\pm$ 0.00142	788 $\pm$ 44.8	767.6 $\pm$ 13.4	0.6
К-290-19-10	0.12734 $\pm$ 0.00234	1.14806 $\pm$ 0.02291	0.06548 $\pm$ 0.00137	789.8 $\pm$ 43.2	772.7 $\pm$ 13.4	0.5
К-290-19-13	0.12773 $\pm$ 0.00233	1.13886 $\pm$ 0.02200	0.06476 $\pm$ 0.00131	766.4 $\pm$ 42.2	774.9 $\pm$ 13.3	-0.4
К-290-19-16	0.12859 $\pm$ 0.00234	1.14560 $\pm$ 0.02243	0.06471 $\pm$ 0.00133	764.9 $\pm$ 42.8	779.8 $\pm$ 13.4	-0.6
К-290-19-20	0.12897 $\pm$ 0.00235	1.15610 $\pm$ 0.02275	0.06511 $\pm$ 0.00135	777.8 $\pm$ 43.1	782 $\pm$ 13.4	-0.2

Примечание.

D – дискордантность $100 \times (1 - (\text{возраст}^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) / (\text{возраст}^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}))$.

Приложение 7. Результаты U-Pb датирования зерен циркона из валуна гранита тиллитов коспокинской свиты (n=13)

Номер точки анализа	Изотопные отношения $\pm 1\sigma$			Возраст по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, млн лет $\pm 1\sigma$	Возраст по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, млн лет $\pm 1\sigma$	D, %
	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$			
К-291-19-02	0,12345 $\pm$ 0,00225	1,07870 $\pm$ 0,02107	0,06335 $\pm$ 0,00130	720,1 $\pm$ 43,1	750,4 $\pm$ 12,9	-1,0
К-291-19-03	0,12184 $\pm$ 0,00228	1,07830 $\pm$ 0,02511	0,06417 $\pm$ 0,00157	747,1 $\pm$ 50,8	741,2 $\pm$ 13,1	0,2
К-291-19-04	0,12479 $\pm$ 0,00229	1,09096 $\pm$ 0,02201	0,06339 $\pm$ 0,00135	721,2 $\pm$ 44,4	758,1 $\pm$ 13,1	-1,2
К-291-19-05	0,12410 $\pm$ 0,00226	1,10572 $\pm$ 0,02154	0,06460 $\pm$ 0,00133	761,3 $\pm$ 42,7	754,1 $\pm$ 13,0	0,3
К-291-19-09	0,12356 $\pm$ 0,00226	1,09079 $\pm$ 0,02178	0,06401 $\pm$ 0,00135	741,9 $\pm$ 43,9	751 $\pm$ 13,0	-0,3
К-291-19-10	0,12351 $\pm$ 0,00225	1,09075 $\pm$ 0,02163	0,06403 $\pm$ 0,00134	742,6 $\pm$ 43,6	750,7 $\pm$ 13,0	-0,2
К-291-19-12	0,12181 $\pm$ 0,00231	1,07789 $\pm$ 0,02777	0,06416 $\pm$ 0,00173	746,8 $\pm$ 56,1	741 $\pm$ 13,3	0,2
К-291-19-14	0,12394 $\pm$ 0,00226	1,08533 $\pm$ 0,02202	0,06349 $\pm$ 0,00136	724,7 $\pm$ 44,8	753,2 $\pm$ 13,0	-0,9
К-291-19-15	0,12206 $\pm$ 0,00223	1,07786 $\pm$ 0,02191	0,06403 $\pm$ 0,00138	742,5 $\pm$ 44,8	742,4 $\pm$ 12,8	0,1
К-291-19-16	0,12199 $\pm$ 0,00222	1,08341 $\pm$ 0,02119	0,06439 $\pm$ 0,00133	754,5 $\pm$ 43,1	742 $\pm$ 12,7	0,4
К-291-19-17	0,12241 $\pm$ 0,00223	1,08123 $\pm$ 0,02162	0,06404 $\pm$ 0,00135	743,1 $\pm$ 44,1	744,4 $\pm$ 12,8	-0,1
К-291-19-19	0,12405 $\pm$ 0,00226	1,09417 $\pm$ 0,02179	0,06395 $\pm$ 0,00135	739,9 $\pm$ 44,0	753,9 $\pm$ 13,0	-0,6
К-291-19-20	0,12293 $\pm$ 0,00224	1,07786 $\pm$ 0,02182	0,06357 $\pm$ 0,00136	727,5 $\pm$ 44,8	747,4 $\pm$ 12,9	-0,6

Примечание.

D – дискордантность $100 \times (1 - (\text{возраст}^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) / (\text{возраст}^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}))$.

Приложение 8. Результаты U-Pb датирования зерен циркона из валуна лейкогранита тиллитов косшокинской свиты (n=16)

Номер точки анализа	Изотопные отношения $\pm 1\sigma$			Возраст по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, млн лет $\pm 1\sigma$	Возраст по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, млн лет $\pm 1\sigma$	D, %
	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$			
K-294-19-01	0,12915 $\pm$ 0,00243	1,15824 $\pm$ 0,02272	0,06502 $\pm$ 0,00130	775,1 $\pm$ 41,5	783 $\pm$ 13,9	-0,2
K-294-19-05	0,12891 $\pm$ 0,00241	1,16067 $\pm$ 0,02251	0,06528 $\pm$ 0,00129	783,5 $\pm$ 41,0	781,7 $\pm$ 13,8	0,1
K-294-19-07	0,13054 $\pm$ 0,00244	1,17063 $\pm$ 0,02275	0,06502 $\pm$ 0,00129	775,1 $\pm$ 41,2	791 $\pm$ 13,9	-0,5
K-294-19-08	0,13106 $\pm$ 0,00246	1,19841 $\pm$ 0,02358	0,06630 $\pm$ 0,00133	815,9 $\pm$ 41,5	793,9 $\pm$ 1	0,8
K-294-19-09	0,12953 $\pm$ 0,00243	1,18116 $\pm$ 0,02333	0,06612 $\pm$ 0,00134	810,2 $\pm$ 41,7	785,2 $\pm$ 13,9	0,9
K-294-19-10	0,13121 $\pm$ 0,00245	1,21284 $\pm$ 0,02364	0,06702 $\pm$ 0,00134	838,5 $\pm$ 41,0	794,8 $\pm$ 14,0	1,5
K-294-19-11	0,12899 $\pm$ 0,00241	1,20356 $\pm$ 0,02376	0,06766 $\pm$ 0,00137	858 $\pm$ 41,5	782,1 $\pm$ 13,8	2,6
K-294-19-13	0,12812 $\pm$ 0,00239	1,16344 $\pm$ 0,02285	0,06585 $\pm$ 0,00133	801,6 $\pm$ 41,7	777,1 $\pm$ 13,7	0,8
K-294-19-15	0,12972 $\pm$ 0,00241	1,16966 $\pm$ 0,02244	0,06538 $\pm$ 0,00129	786,6 $\pm$ 40,8	786,3 $\pm$ 13,8	0,1
K-294-19-17	0,12799 $\pm$ 0,00239	1,15699 $\pm$ 0,02272	0,06555 $\pm$ 0,00132	792,1 $\pm$ 41,8	776,4 $\pm$ 13,6	0,5
K-294-19-21	0,12984 $\pm$ 0,00241	1,17938 $\pm$ 0,02270	0,06587 $\pm$ 0,00131	802,2 $\pm$ 41,1	787 $\pm$ 13,7	0,5
K-294-19-23	0,12788 $\pm$ 0,00237	1,15333 $\pm$ 0,02212	0,06540 $\pm$ 0,00130	787,2 $\pm$ 41,1	775,8 $\pm$ 13,5	0,4
K-294-19-24	0,12930 $\pm$ 0,00239	1,16474 $\pm$ 0,02221	0,06532 $\pm$ 0,00129	784,8 $\pm$ 40,9	783,9 $\pm$ 13,6	0,1
K-294-19-25	0,13069 $\pm$ 0,00242	1,19399 $\pm$ 0,02322	0,06625 $\pm$ 0,00133	814,4 $\pm$ 41,5	791,8 $\pm$ 13,8	0,8
K-294-19-27	0,13043 $\pm$ 0,00241	1,17180 $\pm$ 0,02276	0,06515 $\pm$ 0,00131	779,1 $\pm$ 41,7	790,3 $\pm$ 13,8	-0,4

К-294-19-30	0,12852±0,00238	1,15623±0,02267	0,06524±0,00133	782,1±42,16	779,4±13,6	0,1
-------------	-----------------	-----------------	-----------------	-------------	------------	-----

Примечание.

D – дискордантность $100 \times (1 - (\text{возраст}^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) / (\text{возраст}^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}))$.