

Федеральное государственное бюджетное образовательное
Учреждение высшего образования
«Санкт-Петербургский государственный университет»
Институт Наук о Земле

КРАСОВА Марина Андреевна

Выпускная квалификационная работа

**Возраст и термальная эволюция гранитоидов среднего течения реки Индигирки по
данным U-Pb и трекового датирования**

Уровень образования: *магистратура*

Направление *05.04.01 «Геология»*

Основная образовательная программа *СВ.5515.2020 «Геология»*

Научный руководитель:

доцент кафедры геохимии

Институт наук о Земле СПбГУ

к.г.-м.н. С. В. МАЛЫШЕВ

Рецензент:

к.г.-м.н. А. В. МОИСЕЕВ

Санкт-Петербург

2022

Оглавление

1. Геологический очерк исследуемой территории	4
1.1. Стратиграфия.....	6
1.2. Магматизм.....	7
1.3. Основные структуры.....	10
2. Петрографическая характеристика	12
3. Методы исследования	17
3.1 Рентгенофлуоресцентный анализ (XRF)	17
3.2 Масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS)	17
3.3 U-Pb SIMS на вторичном ионном микрозонде SHRIMP II	18
3.4 Масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой и системой лазерной абляции (LA-ICP-MS)	18
3.5 Автоматизированная система подсчета треков Autoscan.....	19
3.6 Исследование трекового возраста	19
3.7 Теоретическое уравнение вычисления трекового возраста	20
3.8 Пробоподготовка и выделение апатита	22
3.9 Апатит	22
3.10 ζ калибровка.....	23
3.11 Отжиг треков и понятие температуры закрытия	24
3.12 Длина треков.....	27
3.13 Скорость эксгумации	30
4. Геохимическая характеристика гранитоидов	34
5. U-Pb датирование	44
6. Трековое датирование	51
6.1 Инверсивное моделирование	54
7. Обсуждение результатов и выводы	56
Благодарности	61
Список литературы	62
Приложение	67

Введение

В мезозое на сочленении восточной окраины Сибирской платформы и отделившихся от нее террейнов происходил островодужный вулканизм, аккреция и последующая коллизия Сибирской платформы и Колымо-Омолонского супертеррейна. В результате коллизионных процессов произошло внедрение гранитоидов, которые объединились в Главный и Северный батолитовые пояса. Гранитные интрузии Главного батолитового пояса секут структуры хинтерленда Верхоянского складчато-надвигового пояса- Кулар-Нерский и Иньяли-Дебинский террейны.

В ходе экспедиции «По следам Индигирской экспедиции С. В. Обручева» с участием ученых из Санкт-Петербурга и Якутска летом 2019 года было отобрано для изучения 29 образцов гранитоидов среднего течения реки Индигирка, расположенных в центральной части Кулар-Нерского террейна Верхояно-Колымского складчатого пояса на северо-востоке Республики Саха (Якутия).

В выбранном для исследования регионе центральной части Верхояно-Колымского орогена располагается более десяти крупных интрузивных массивов, обладающих слабой геохимической и изотопно-геохронологической изученностью, что и определяет актуальность данной работы.

Abstract

In the Mesozoic island-arc volcanism, accretion and subsequent collision of the Siberian Platform and the Kolyma-Omolon superterrane took place at the junction of the eastern margin of the Siberian Platform and terranes separated from it. As a result of collisional processes the intrusion of granitoids occurred which united into the Main and Northern batholith belts. Granite intrusions of the Main Batholithic Belt crosscut the hinterland structures of the Verkhoyansk fold-thrust belt - the Kular-Nera and Inyali-Debine terranes.

During the expedition "Following the Indigirka Expedition of S.V. Obruchev" with the participation of scientists from St. Petersburg and Yakutsk 29 samples of granitoids of the middle course of the Indigirka River, located in the central part of the Kular-Nersky terrane of the Verkhoyansk-Kolyma folded belts in the northeast of the Republic of Sakha (Yakutia) in the summer of 2019.

In the region of the central part of the Verkhoyansk-Kolyma orogen chosen for study there are more than ten large intrusive massifs with poor geochemical and isotope-geochronological knowledge which determines the relevance of this work.

1. Геологический очерк исследуемой территории

Верхояно-Чукотская складчатая область располагается в северо-восточной части Северо-Азиатского кратона, которая относится к Тихоокеанской окраине Азии (рис. 1). В её строение входит несколько региональных складчатых систем: Верхоянский складчато-надвиговый пояс на западе, Кулар-Нерский складчатый пояс Полуосно-Дебинский турбидитовый террейн аккреационного клина с восточной зоны, а также Колымо-Омолонский супертеррейн (микроконтинент) (Соколов, 2010). Образование орогена связано с крупными, близкими по возрасту позднемезозойскими аккреционно-коллизийными событиями – коллизией Сибирского палеоконтинента с Колымо-Омолонским супертеррейном и аккреционными процессами вдоль Охотской активной окраины (Соколов, 2010, Прокопьев и др., 2001, Khudoley, Prokoriev, 2007).

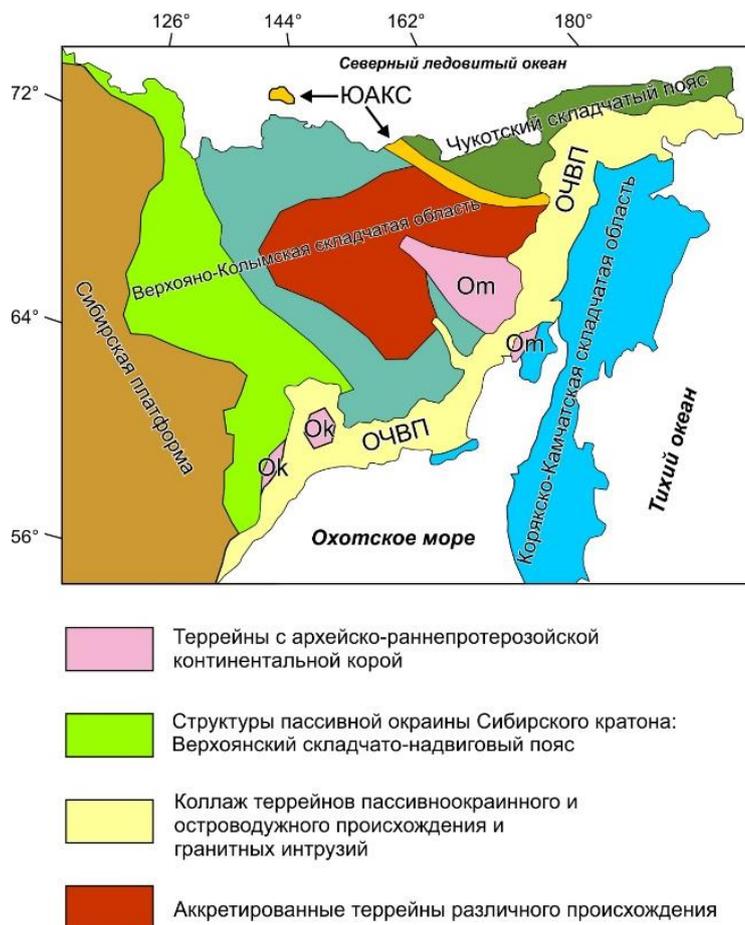


Рис. 1. Схематическое изображение Верхояно-Колымского складчатого пояса: Ом- Омулевский террейн, Ок- Охотский террейн, ОЧВП- Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, ЮАКС- Южно-Ануйская коллизионная сутура

Вдоль восточного края Сибирского кратона расположен Верхоянский складчато-надвиговый пояс, который представлен деформированными отложениями пассивной окраины Сибирской платформы рифей-среднеюрского возраста. Структуры пояса надвинуты по пологим надвигам на отложения Сибирской платформы, что характерно для форландов складчато-надвиговых поясов, например, для пояса Форланда в Канадских Кордильерах (Khudoley, Prokoriev, 2007, Соколов, 2010, Price, 2000, Ross et al., 2005) (рис.2).

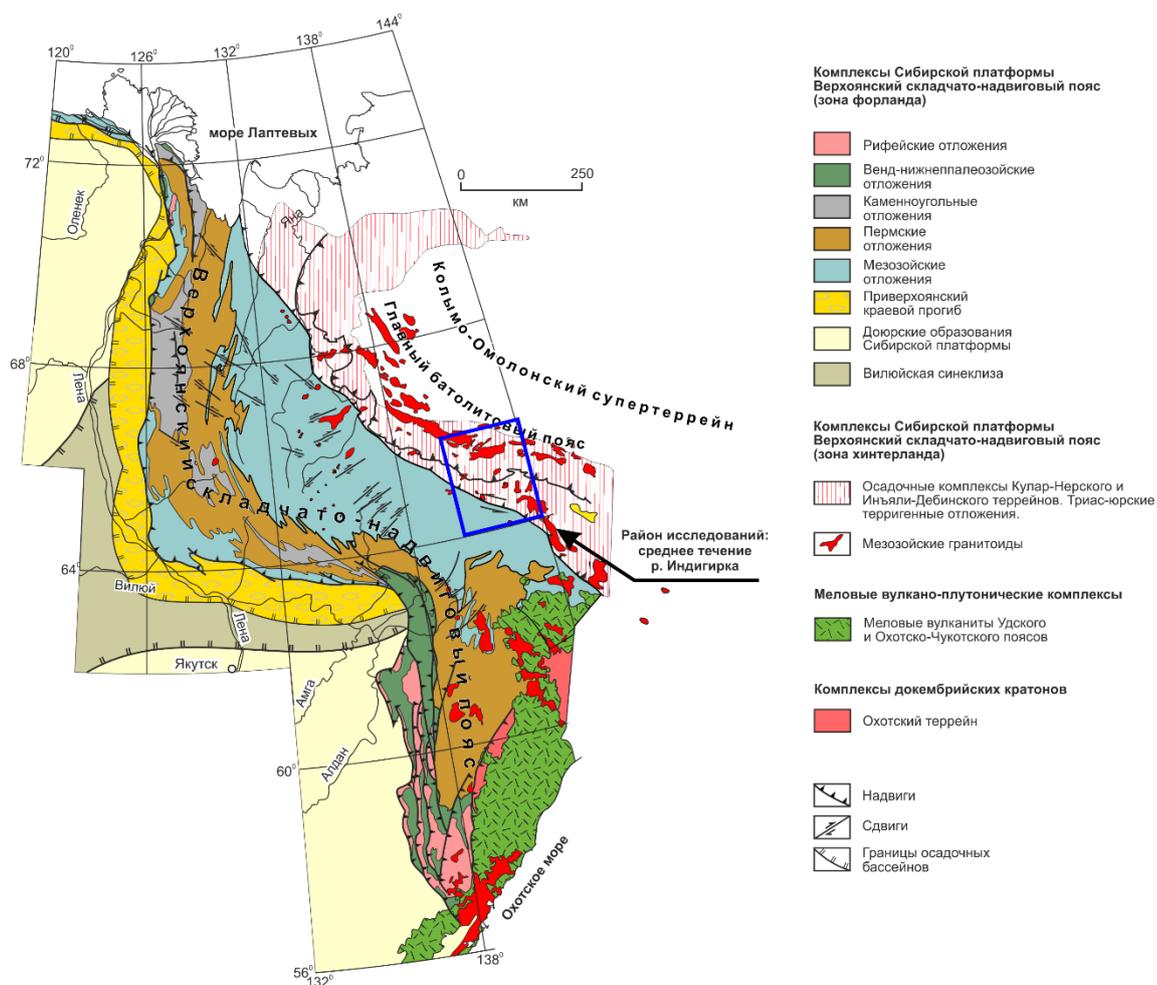


Рис. 2. Тектоническая карта Верхояно-Колымского орогена (по Khudoley and Prokoriev, 2007; Parfenov et al., 1995; Прокопьев и Дейкуненко, 2001, Toro et al., 2016) с обозначением района исследований.

Коллаж террейнов, из которых состоит Колымская петля, представлен шельфовыми, островодужными, офиолитовыми, турбидитовыми, а также комплексами, характеризующимися длительны погружением платформы по ее границе с геосинклинальной областью. На Востоке Верхояно-Чукотская складчатая область граничит

с Кулар-Нерским террейном, который представляет переходную зону к внешней части складчатонадвигового пояса. Террейн представляет собой сланцевый пояс, состоящий из песчаноглинистых отложений верхней перми, триаса и ранней юры, которые ранее заполняли Предверхоаянский прогиб. Структуры террейна были сформированы в ходе нескольких этапов деформации (Парфенов, 1986) и с севера на юг разделяется на три структурных сектора: Куларский на севере, Нерский в центре, Южный на юге. Для центральной части характерно северо-западное простирание осей складок и разломов. Основное структурообразующее значение имеют лежащие и наклонные складки второй и третьей генерации. Разрывные нарушения сопряжены со складками всех трех генераций. Куларский сектор характеризуется северо-восточным простиранием структур, установлено несколько кулисообразно расположенных опрокинутых антиклиналей и синклиналей, которые разделены взбросами и надвигами северо-западной вергентности (Парфенов, 1989). Южный сектор ограничен Адыча-Тарынской разломной зоной, на севере контактирует с Инъяли-Дебинский и Полуосным синклиноориями. Инъяли-Дебинский синклинорий имеет асимметричное строение с крутым северо-восточным, пологим юго-западным крыльями. Система сжатых асимметричных складок сопряжена с надвигами юго-западной вергентности. Надвиги и складки вмещают плутоны гранитоидов, датированные $40/\text{Ar}-39/\text{Ar}$ 139-143 млн лет (Layer et al., 2001). Кулар-Нерский террейн и Инъяли-Дебинский синклинорий являются осадками континентального склона Сибирской платформы. Полуосненский синклинорий рассматривается как образование передового или задугового прогибов. В структурном отношении выделяются зоны линейной складчатости и зоны пологих дислокаций. Отмечены лежащие, опрокинутые складки, осложненные мелкой складчатостью второго порядка, а также многочисленные надвиги, послонные срывы, обладающие северо-западной вергентностью.

1.1. Стратиграфия

Исследуемая территория относится к центральной части Кулар-Нерского террейна. В ней присутствуют верхнетриасовые, юрские и нижнемеловые терригенные и осадочно-вулканогенные отложения. Верхнетриасовые отложения составляют порядка 70% всей площади изучаемой территории. Контакт с отложениями юрского возраста тектонический. В основном, распространены только отложения, представленные глубоководными черносланцевыми турбидитовыми толщами верхней перми, триаса и кремнисто-глинистыми отложениями нижней юры. Толщи сложены в основном переслаиванием песчаных и глинистых пород, реже переслаиванием пластов алевролитов и песчаников

с редкими линзами известковистых песчаников, протяженностью до 200 м. В своем большинстве песчаники обладают плохой сортировкой и окатанностью материала. В их подошве наблюдаются следы размыва, гальки и гравелиты. Формирование песчаных толщ происходило за счет мощных водных потоков, переносящие грубый материал из области мелководья в область седиментации глубоководных алевролитов.

Для пород юрского возраста характерно преобладание терригенно-глинистых пород, несогласно залегающих на породах триасовой системы. Также прослеживается переслаивание песчаных и алевролитовых толщ, как и для триасовых пород.

1.2. Магматизм

Позднемезозойские магматические образования, в частности, гранитоидные массивы, штокообразные тела и дайки в совокупности занимают по площади около четверти исследуемой территории. В ее пределах обнажаются различные по возрасту интрузивные тела (166-152 млн лет), многочисленные дайки (166-129 млн лет), а также тела штоков (166-129 млн лет), располагающиеся в ореолах распространения дайковых серий или вблизи крупных интрузивов (Нургалаев и др., 2016) (рис.3).

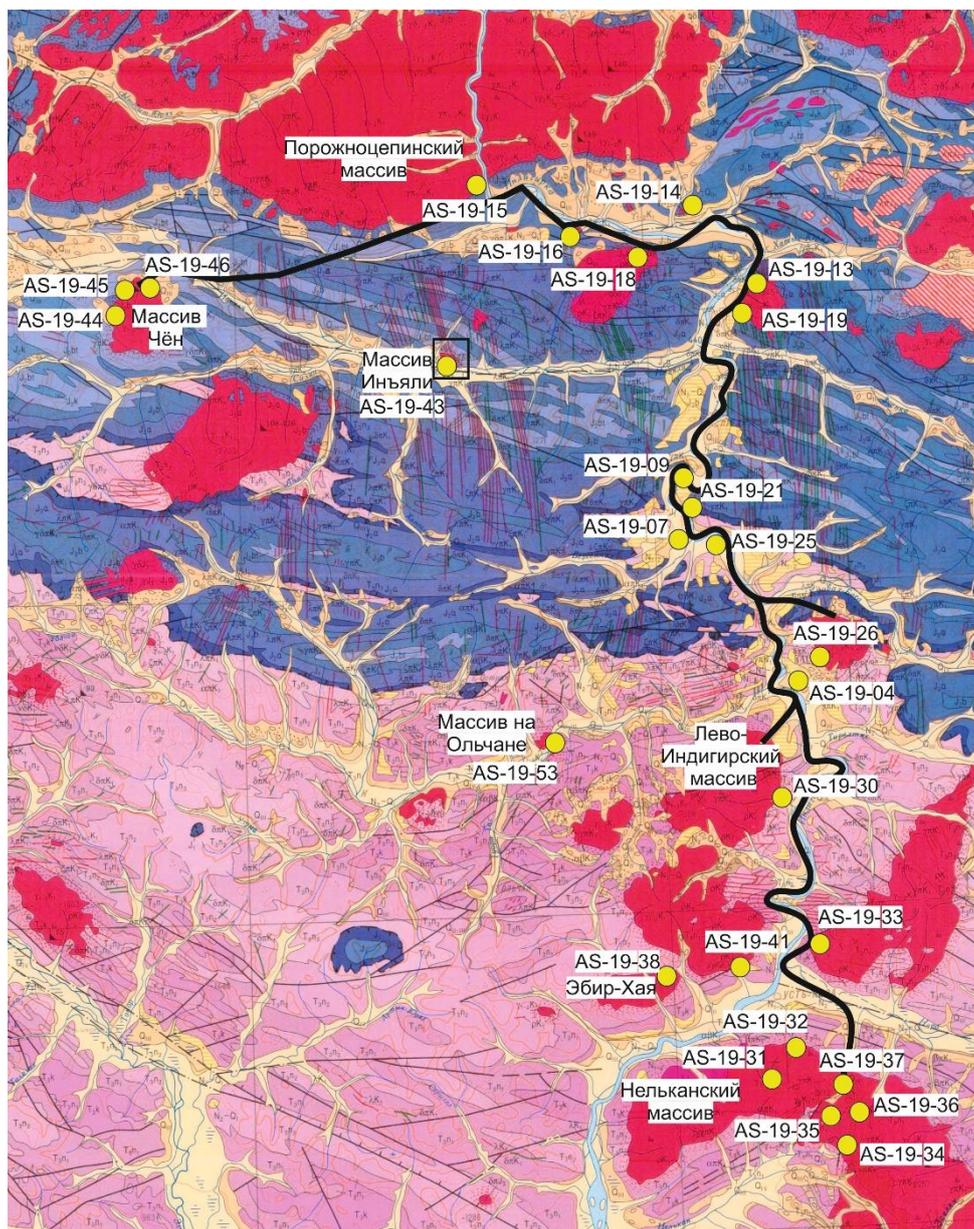


Рис. 3. Фрагмент геологической карты Q-54-Г,В масштаба 1:500000 с указанием мест отборов гранитоидных образцов (Гриненко, Спектор, 2000).

В период с поздней юры до раннего мела северо-западная область главного пояса Черского хребта была фокусом проявления плутонической и вулканической активности. Основной объем магматических образований представлен дайкообразными телами с преобладанием мафических минералов (Layer et al., 2001).

К постааккреционным образованиям Верхояно-Колымской орогенной области относят Главный и Северный пояса гранитных батолитов, а также поперечные пояса гранитоидов. Главный пояс протягивается в северо-западном простирании на 1100 км вдоль границы Инъяли-Дебинского синклинория с Колымо-Омолонским супертеррейном. Его образование связывают с завершением субдукции океанической коры под юго-западную

окраину Колымо-Омолонского супертеррейна, а также с коллизией супертеррейна и Северо-Азиатского кратона. В составе Главного батолитового пояса преобладают плутоны гранодиорит-гранитного ряда, к которым относят Усть-Нерский. Северный батолитовый пояс протягивается в субширотном направлении на расстояние 700 км вдоль северной границы Колымо-Омолонского супертеррейна. Его образование сопряжено с коллизией северного края Колымо-Омолонского супертеррейна с Северо-Азиатским кратоном. Для Северного батолитового пояса характерны породы весьма широкого петрографического ряда: от кварцевых диоритов до биотитовых гранитов.

Согласно исследованиям (Layer et al., 2001) граниты Главного пояса Черского хребта, который представляет собой северо-западную зону шириной около 300 км и длиной 2000 км, простирающегося на юго-восток от устья реки Яна, делятся на 3 возрастные категории, которые связаны с геодинамическими обстановками. К первой относят породы возраста 140-160 млн лет, определенные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом. В центральном Черском хребте Главный пояс распадается на два субпараллельных пояса, разделенных примерно 250 км. Западный пояс (хребет Сарычева) имеет возраст, сходный с основным поясом. Восточный пояс состоит из синколлизийных гранитов возраста 138-143 млн лет. Роговообманково-биотитовые гранодиориты характеризуются эндоконтактовой фацией Нюргун-Тасского массива и слагают целиком Усть-Ольчанский и Тюбеляхский массивы. При продвижении к более центральным частям интрузивов они сменяются на роговообманково-биотитовые граниты. Оба интрузивных проявления секутся редкими дайками аплитов и пегматитов второй фазы магматического комплекса. Считается, что породы этой возрастной группы соответствуют внедрению первых гранитоидов Главного батолитового пояса и формированию Верхояно-Колымского орогена, отвечает обстановкам активной континентальной окраины.

Граниты второй возрастной группы 120-140 млн лет определены $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, встречаются в пределах Северного пояса до сочленения с Южным Анюйским швом. Породы имеют характеристики I-гранитов (Layer et al., 2001). Происходит переход от субдукционных гранитоидов к коллизийным, завершается формирование Верхоянской горной системы.

Третья группа пород определена гранитоидами, моложе 120 млн лет и, согласно интерпретации (Layer et al., 2001), характеризуется внедрением гранитоидов постколлизийного типа. Молодые гранитоиды данной возрастной группы располагаются за пределами изучаемой территории в Южной Верхоянской зоне и их образование связано

с анарогенными процессами. Завершается стадия коллизии и наступает пенепленизация орогена.

1.3. Основные структуры

Структуры Кулар-Нерского террейна прорваны серией мезозойских гранитных батолитов и маломощных интрузий. (рис. 4).

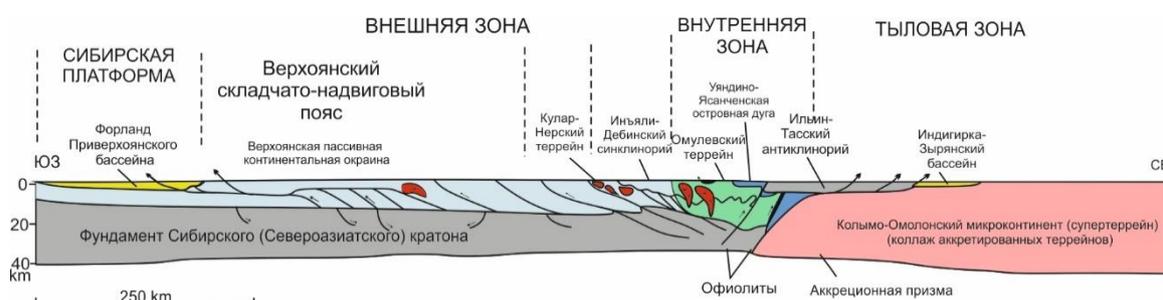


Рис. 4. Схематичный разрез центральной части Верхояно-Колымского орогена (по Прокопьев и Дейкуненко, 2001, Toro et al., 2016b).

Центральная часть Кулар-Нерского террейна была сформирована в ходе нескольких этапов деформаций. Первичные складки были образованы еще до развития сланцевого кливажа. Основные структурообразующие компоненты представлены лежащими и наклонными складками второй и третьей генерации, где вторая генерация устанавливается по деформации слоистости, а складки третьей генерации изгибают плоскость кливажа (Parfenov, Natal'in, 1985). Разрывные нарушения представлены надвигами и субпластовыми срывами имеют юго-западную vergentность, как и складки трех генераций, с которыми они сопряжены. Центральная часть террейна характеризуется северо-западным простиранием разломов и осей складок. Дислокации центральной части «запечатаны» гранитами Главного пояса, а последующие сдвиги контролируют размещение малых интрузий поперечных поясов. В северо-западной части террейна преобладает северо-восточное простирание структурных элементов, выделяются кулисообразные опрокинутые синклинали и антиклинали, которые разделены между собой взбросами северо-западной vergentности и надвигами (Parfenov, 1986). Структура зоны определяется как симметричное складчато-глыбовое поднятие. Вероятно, что все деформации были связаны с коллизией Верхоянской окраины и Колымо-Омолонского террейна.

С востока на структуры Верхоянского складчато-надвигового пояса надвинуты сильно деформированные верхнепермско-нижнеюрские осадочные толщи Кулар-Нерского турбидитового террейна. На севере Верхояно-Колымский ороген перекрыт кайнозойскими отложениями Яно-Колымской низменности и шельфа моря Лаптевых, а на юге складчатые структуры покрыты слабо деформированными позднеюрскими-меловыми вулканическими отложениями Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса.

2. Петрографическая характеристика

В ходе петрографического исследования было изучено в проходящем свете 27 шлифов, среди которых 19 соответствуют преимущественно S-гранитам, а 8 из них принадлежат секущим дайкам кислого состава.

Для изученных интрузивных пород характерны массивные текстуры, полнокристаллические от крупно- до мелкокристаллических структур от 0,3 до 2,1 мм. Породообразующие минералы в основном представлены калиевым полевым шпатом (вариации микроклина и ортоклаза) (составляет 60% от площади всего шлифа), кварцем (25%), плагиоклазом (10%), роговой обманкой (1%) и биотитом (2%), второстепенные, акцессорные и вторичные минералы занимают 2% от поверхности шлифа. В большинстве рассмотренных шлифов встречаются идиоморфные вытянутые зональные зерна плагиоклаза, что свидетельствует о достаточно быстрой кристаллизации, в ходе которой отлагающиеся друг на друга слои не могли прийти в равновесие друг с другом.

Довольно широко распространение вторичных минералов. Практически для всех шлифов характерно метасоматическое замещение плагиоклаза агрегатом серицита с кварцем (серицитизация). Также встречается характерный минерал магматических горных пород - клиноцоизит, который входит в состав вторичных продуктов, развивающийся по основным плагиоклазам (соссюрит). Клиноцоизит входит в ассоциацию с хлоритом, который также встречается в образцах в качестве вторичного продукта кристаллизации.

Таблица 1

Сводные результаты петрографического исследования

№	Структура	Минералы				Особенности
		Породообр.	Второстепен.	Акцесс.	Вторичные	
AS-19-4	Гипидиоморфнозернистая	Qtz, Pl (And), Bt, Hbln	-	-	Cl, CZo	Зональность Pl, соссюритизация
AS-19-7	Порфировая	KFs (Mi), Pl (And), Qtz, Bt	-	-	Cl	Зональность Pl
AS-19-9	Порфировая	KFs (Mi), Pl (Olg), Qtz, Bt	Msk, Al	-	-	-
AS-19-11	Гранитная	Pl (Olg), Bt, Qtz	-	-	-	Зональность Pl
AS-19-13	Гранитная	Qtz, Pl (Olg), Bt, KFs	-	Ap	-	Зональность Pl

AS-19-14	Порфировая	Qtz, Pl (And), KFs (Or), Bt	Msk	-	-	-
AS-19-15	Гипидиоморф нозернистая	Qtz, KFs (Mi), Pl (Olg), Bt, Hbln	Msk	Ap	-	Серицитизац ия
AS-19-16	Гипидиоморф нозернистая	KFs (Mi), Qtz, Pl (And), Bt	Msk	-	CZo	Зональность Pl, сильная серицитизац ия, соссюритиза ция
AS-19-18	Гранитная	Pl (Olg), Qtz, Bt	-	-	-	Зональность Pl
AS-19-19	Гранитная	Pl (Olg), Qtz, Bt	Msk	-	-	Серицитизац ия
AS-19-21	Порфировая	Qtz, KFs (Mi), Pl (And), Bt	Msk	-	-	-
AS-19-25	Порфировая	KFs (Mi), Pl (And), Qtz, Bt	-	-	-	-
AS-19-26	Гранитная	KFs (Mi), Qtz, Pl (Olg-And), Bt	-	-	-	Заполнение трещин в Pl Calc
AS-19-30	Гипидиоморф нозернистая	Qtz, KFs (Mi), Pl (And), Bt, Hbln	Msk	-	-	Зональность Pl
AS-19-31	Гипидиоморф нозернистая	Qtz, Pl (Olg), KFs (Or), Bt	Msk	Ap	-	Серицитизац ия, заполнение зерен Pl Calc
AS-19-32	Гипидиоморф нозернистая	Qtz, KFs (Or), Pl (Olg), Bt, Hbln	Msk	-	-	Серицитизац ия, игольчатое замещение Pl Msk
AS-19-33	Гипидиоморф нозернистая	Qtz, KFs (Or), Pl (And), Bt, Hbln	Msk	-	-	Распад Or по пертитам, переход от Or к Mi
AS-19-34	Гипидиоморф нозернистая	Qtz, KFs (Or), Pl (Olg)	-	Ap	-	Отсутствие слюд
AS-19-35	Гипидиоморф нозернистая	KFs (Mi), Qtz, Pl (Olg-And), Hbln	-	-	-	Заполнение трещин Qtz Calc, серицитизац ия

AS-19-36	Гранитная	Qtz, KFs (Or), Pl (Olg), Bt, Hbln	-	-	-	Серицитизация
AS-19-37	Порфировая	KFs (Or), Pl (Olg-And), Qtz, Bt	-	-	-	Серицитизация
AS-19-38	Гипидиоморфнозернистая	Qtz, Pl (Olg-And), KFs (Or), Bt, Hbln	Msk	-	-	Очень много Msk, который наложен на Pl
AS-19-41	Гранитная	Qtz, Pl (Olg), KFs (Or), Bt	Msk	-	-	Вытянутые однонаправленные зерна Msk
AS-19-49	Порфировая	Qtz, Pl (And), Bt	Msk	-	-	Серицитизация
AS-19-53	Порфировая	Qtz, Pl (Olg), KFs (Or), Bt, Hbln	-	-	-	Серицитизация, венцовая структура Pl по краям зерен

Список сокращений: Акцесс. - акцессорные; Второстепен. - второстепенные; Породообр. - породообразующие; Ap- апатит; Bt- биотит; Calc- кальцит; CZo- клиноцоизит; Hbln- роговая обманка; KFs (Or)-калиевый полевой шпат (ортоклаз); KFs (Mi)- калиевый полевой шпат (микроклин); Msk- мусковит; Pl (Olg)- плагиоклаз (олигоклаз); Pl (And)- плаггиоклаз (андезин); Qtz- кварц.

В ходе изучения петролого-минералогического анализа (таб.1), были выявлены три основные структуры гранитоидов, среди которых преобладает гипидиоморфнозернистая. Менее распространены порфировая и гранитная структуры (рис.5). Определенной закономерности в распространении структур образцов не наблюдается.

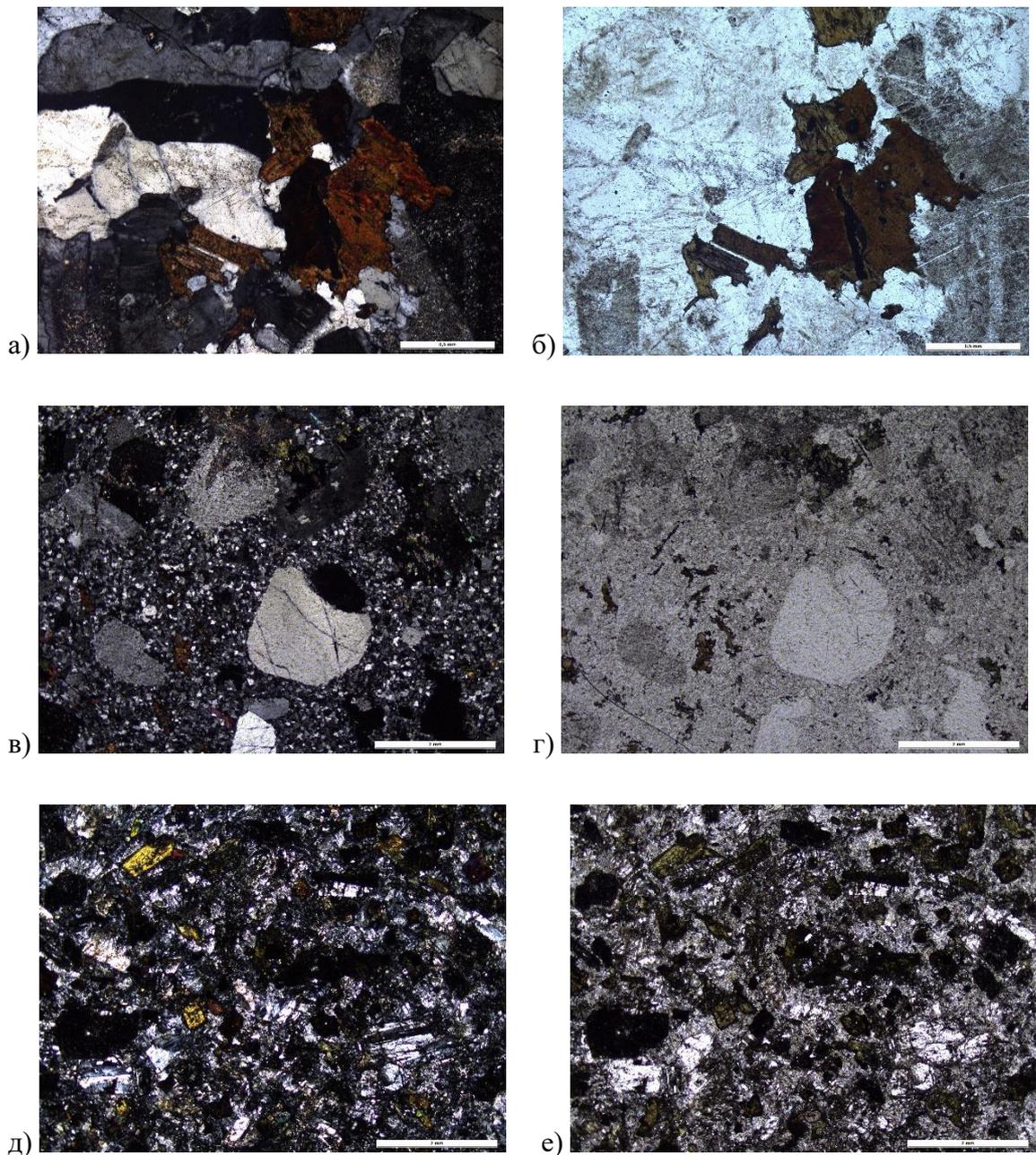


Рис. 5. Фотографии структуры шлифов в проходящем свете: а) Образец AS-19-35, увеличение $\times 5$, с анализатором, гипидиоморфнозернистая структура; б) Образец AS-19-35, увеличение $\times 5$, без анализатора, гипидиоморфнозернистая структура; в) Образец AS-19-21, увеличение $\times 5$, с анализатором, порфировая структура; г) Образец AS-19-21, увеличение $\times 5$, без анализатора, порфировая структура; д) Образец AS-19-19, увеличение $\times 5$, с анализатором, гранитная структура; Образец AS-19-35, увеличение $\times 5$, без анализатора, гранитная структура

В рассмотренных образцах наблюдается большое количество вторичных минералов в виде апатита (а) и клиноцоизита (б), а также развитие второстепенных минералов по

плаггиоклазам и калиевым полевым шпатам, такие, как: хлоритизация (в) и серицитизация (г) (рис.6).

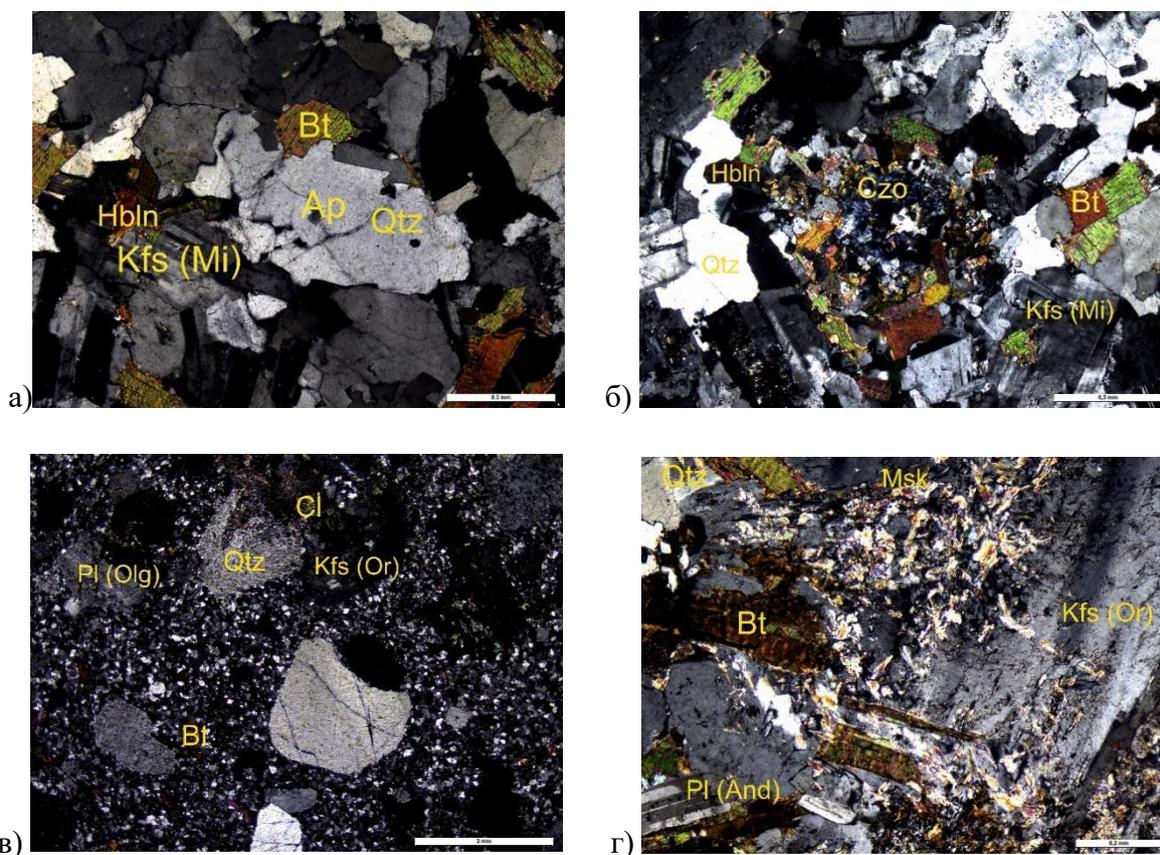


Рис.6. Фотографии вторичных и второстепенных минералов образцов, увеличение x10.

- а) Образец AS-19-13, с анализатором, апатит;
- б) Образец AS-19-4, с анализатором, клиноцоизит;
- в) Образец AS-19-21, с анализатором, хлоритизация;
- г) Образец AS-19-16, с анализатором, серицитизация.

Для большинства образцов характерно развитие второстепенных минералов, причем полного замещения минералов не наблюдается. Плаггиоклаз, в основном, не изменен, либо незначительно подвергается серицитизации.

3. Методы исследования

3.1 Рентгенофлуоресцентный анализ (XRF)

В ходе проведения работы было изучено 23 образца гранитоидов. Пробоподготовка, а именно дробление и истирание, проходила в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург. Химический анализ основных петрогенных оксидов проводился методом рентгенофлуоресцентного анализа (XRF) со сплавлением при использовании спектрометра S8 TIGER (Bruker AXS), аналитик ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН Г. В. Пашкова.

Метод XRF является неразрушающим методом локального анализа, который заключается во взаимодействии рентгеновского излучения (X-ray) с веществом. При облучении образца потоком излучения рентгеновской трубки возникает характеристическое флуоресцентное излучение атомов. Количество излучения пропорционально концентрации в образце.

Распознавание элементов основывается на соответствии энергии спектральных линий характеристического излучения элемента с их относительной интенсивностью уже зарегистрированных табличных значений. Идентификация легких элементов до La происходит по спектральным линиям K-серии, для тяжелых элементов используются спектральные линии L-серии. По таблице характеристических линий определяется принадлежность линии спектра определенному химическому элементу.

Таким образом, при использовании метода можно получить сведения о количественном анализе химического состава горных пород.

3.2 Масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS)

Измерение концентраций 39 редких и рассеянных элементов было проведено методом масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500 ce (Agilent Technologies Inc., США) на базе ОПЦКП «Ультрамикрoанализ» ЛИИ СО РАН в городе Иркутск, аналитик С. В. Пантеева (Panteeva et al., 2003).

Суть метода заключается в ионизации анализируемого материала в плазме при температурах порядка 5000°C. Для генерации плазмы в ионизируемом аргоне индуцируется высокочастотный ток. Образующиеся ионы экстрагируют в вакуумную систему масс-спектрометра через две диафрагмы: пробоотборник и скиммер, куда переносятся газодинамическим потоком. После фокусировки ионно-оптической системой пучок разделяется на ионы различной массы с определенным отношением массы к заряду (m_i/z)

непосредственно в самом масс-спектрометре квадрупольным масс-анализатором и происходит детектирование электронным умножителем.

Метод используется для определения качественного, так и для определения количественного анализа. Основным плюсом метода является определение большого количества элементов за короткое время и в настоящее время является одним из наиболее широко используемых методов анализа микроэлементов из-за силы его обнаружения.

3.3 U-Pb SIMS на вторичном ионном микрозонде SHRIMP II

Определение U-Pb возраста цирконов проводилось на ионном микрозонде SHRIMP II в ЦИИ ВСЕГЕИ.

Ионный микрозонд SHRIMP II представляет собой высокоточный чувствительный прибор высокого разрешения из широкой категории масс-спектрометров вторичных ионов (SIMS). Ионные микрозонды проводят на месте изотопный и химический «поверхностный» анализ твердых образцов путем бомбардировки образца ионным пучком диаметром в несколько микрон, как правило с использованием фокусировки Келера. Высокое массовое разрешение SHRIMP II достигается благодаря использованию масс-спектрометра с двойной фокусировкой (одновременная рефокусировка энергии и массы) с очень большим радиусом поворота магнита и электрического анализатора.

SHRIMP имеет множество применений: датирование циркона в медно-ураново-золото-серебряных месторождениях, уран-свинцовое датирование серы в сульфидных минералах, образующих металлические руды, определение изотопного состава серы в гигантских рудных телах цветных металлов.

Для выбора точек анализа используются изображения зерен циркона в проходящем свете, в режиме катодолюминесценции (CL) и в обратно отражённых электронах (BSE).

3.4 Масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой и системой лазерной абляции (LA-ICP-MS)

Одним из способов измерения концентрации урана является применение метода масс-спектрометрии с применением индуктивно-связанной плазмы с приставкой лазерной абляции (LA-ICP-MS). Данный метод прост в использовании в отличие от EDM, поскольку он обладает большей пропускной способностью, а также исключается настройка параметров излучения и не требуется нейтронное излучение.

Помимо концентрации ^{238}U можно заодно измерить содержание хлора (Cl), значение которого важно при учетывании кинетических параметров при отжиге треков. Хлор обладает чрезвычайно высоким потенциалом ионизации, соответственно, его обнаружение намного выше.

Трековый возраст при использовании метода LA-ICP-MS заключается в расчете формулы (3.4.1):

$$t = 1/\lambda_d \ln(1 + \lambda_d \rho_s / \lambda_f^{238}\text{UR}\eta) \quad (3.4.1)$$

где λ_d — постоянная общего распада ^{238}U , λ_f — постоянная спонтанного деления ^{238}U , ρ_s — плотность треков спонтанного деления на поверхности зерна, R — длительность травления, η — фактор эффективности травления (Cogné et al., 2020).

3.5 Автоматизированная система подсчета треков Autoscan

Датирование по трекам осколков деления урана ^{238}U является достаточно трудоемким процессом и в значительной степени зависит от точного и последовательного подсчета треков с использованием оптической микроскопии. Автоматизация процесса идентификации и подсчета треков помогает сократить и оптимизировать время анализа.

Шайбы с предоставленными образцами после процедуры травления в 5M растворе HNO_3 (20 секунд при $20 \pm 0,2^\circ\text{C}$) и последующей полировки подвергаются изучению на микроскопе Zeiss Axiom Z1 m в программе TrackWorks (система Autoscan). Программное обеспечение поддерживает ряд параметров конфигурации и калибровки, переключение между источниками света, смену объективов, управление предметным столиком и захват изображения с помощью камеры цифрового микроскопа.

3.6 Исследование трекового возраста

Вопрос о возрасте гранитоидов Кулар-Нерского террейна ровно, как и Верхояно-Колымской складчатой системы до сих пор остается спорным и нерешенным. Для определения возраста эксумации и установления стадий формирования гранитоидного комплекса, в работе используется метод трекового датирования. Данный метод является ключом к установлению различных механизмов эксумации посредством развивающегося во времени поднятия горных пород и эволюции ландшафта.

Метод трекового датирования заключается в определении времени охлаждения минералов и основывается на подсчете плотности треков осколков спонтанного деления

ядер урана (^{238}U), которые накапливаются в минералах в ходе геологических событий. В процессе спонтанного деления ядер урана (^{238}U) формируется два дочерних фрагмента ядра, обладающие высокой энергией, разнонаправленных и несущих положительный заряд. Дочерние продукты спонтанного распада урана при прохождении через твердое тело могут оставлять нарушения в кристаллической решетке минерала, которые ориентированы вдоль траектории движения положительно заряженных частиц (Фор, 1989). Такие следы называются треками.

В минералах, которые используются в методе трекового датирования, используется изотоп ^{238}U , поскольку его период полураспада является оптимальным для низкотемпературной термохронологии, а также он является наиболее распространенным в природе, хотя могут встречаться изотопы ^{232}Th и ^{232}U , обладающие низким содержанием и более длительным периодом полураспада (Barry et al., 2019).

3.7 Теоретическое уравнение вычисления трекового возраста

Трековое датирование основывается на базовом уравнении распада нестабильного родительского атома в стабильный дочерний, описывается скоростью распада радионуклида:

$$dN_p/dt = -\lambda N_p \quad (3.7.1)$$

где dN_p/dt – скорость изменения числа атомов родительского нуклида, λ - постоянная распада, характеризующая свойства конкретного нуклида. Постоянная распада является вероятностью того, что атом распадется за определенный промежуток времени (Фор, 1989).

Проинтегрировав уравнение (3.7.1) и взяв $(N_p)_0$ за начальное число атомов родительского нуклида, при $t=0$ имеем следующее уравнение, которое описывает изменение числа атомов родительского нуклида во времени:

$$N_p = (N_p)_0 e^{-\lambda t} \quad (3.7.2)$$

Уравнение (3.7.2) отображает число атомов дочернего нуклида (N_d), которое образовалось в результате распада родительского нуклида:

$$N_d = (N_p)_0 - N_p \quad (3.7.3)$$

Изменив уравнение (3.7.2) и подставив в уравнение (3.7.3) будем иметь уравнение (3.7.4), позволяющее вычислить число атомов дочернего стабильного элемента в независимый момент времени t при условии, что первоначальное число атомов

родительского нуклида равно N_p , а число атомов дочернего нуклида в момент времени $t = 0$ равно нулю. Уравнение (3.7.4) представляет собой универсальное уравнение для всех изотопных методов определения возраста, в том числе и трековое датирование.

$$N_d = N_p (e^{\lambda t} - 1) \quad (3.7.4)$$

В методе трекового датирования исследуется число треков спонтанного деления ядер урана (^{238}U). При этом распад ^{238}U происходит не только за счет деления ядра, но и благодаря эмиссии α -частиц (на этом принципе базируется U/Pb метод датирования). Значение распада за счет эмиссии α -частиц (λ_α) и постоянных спонтанного распада (λ_f) дают постоянную распада (λ) (Holden, 1989).

$$N_s = \lambda_f / \lambda \cdot ^{238}\text{U} (e^{\lambda t} - 1) \quad (3.7.5)$$

где N_s – число треков спонтанного деления ^{238}U , а отношение λ_f / λ - число распадов ввиду спонтанного деления относительно общего числа распадов ^{238}U .

Согласно тому, что $\lambda_f \ll \lambda_\alpha$ ($\sim 8.5 \times 10^{-17}$ год $^{-1}$ относительно 1.5×10^{-10} год $^{-1}$), то можно принять, что $\lambda = \lambda_\alpha$ (Соловьев, 2008). Отсюда следует уравнение (3.7.6):

$$t = \lambda / \lambda_\alpha \ln [(\lambda_\alpha / \lambda_f) (N_s / ^{238}\text{U}) + 1] \quad (3.7.6)$$

Согласно уравнению (3.7.6) вычисление трекового возраста основывается на подсчете числа треков спонтанного деления ^{238}U (N_s), а также количестве атомов ^{238}U в измеренном веществе. Установление числа атомов ^{238}U тоже основывается на подсчете треков. В этом случае образец подвергается облучению в ядерном реакторе потоком тепловых нейтронов, происходит индуцированное деление ^{235}U , это описывается в уравнении (3.7.7):

$$N_i = ^{235}\text{U} \sigma \phi \quad (3.7.7)$$

где N_i - число таких событий, σ - сечение индуцированного деления ^{235}U тепловыми нейтронами, ϕ - доза тепловых нейтронов (нейтрон/см 2).

Отношение $^{235}\text{U} / ^{238}\text{U}$ является константой $I = 1/137.88$. Отсюда следует уравнение (3.7.8), которое в комбинации с уравнением (3.7.6) дает фундаментальное уравнение, применимое в методе трекового датирования.

$$N_i = ^{238}\text{U} I \sigma \phi \quad (3.7.8)$$

$$t = \lambda / \lambda_\alpha \ln [(\lambda_\alpha / \lambda_f) (N_s / N_i) I \sigma \phi + 1] \quad (3.7.9)$$

Для определения трекового возраста необходимым является определение отношения количества треков спонтанного деления к количеству треков индуцированного деления (N_s/N_i), а также произвести измерение дозы нейтронов (Соловьев, 2008).

3.8 Пробоподготовка и выделение апатита

Отбор образцов коренных пород проходил в полевых условиях (4-5 кг на пробу) по возрастным профилям и индивидуально изолированным локациям. Далее в лаборатории пробоподготовки и сепарации руд образцы подвергаются процедуре дробления на щековых дробилках до класса 10-20 мм, после чего измельчаются в шаровой мельнице до фракции +0,071 мм и доводятся до класса +0,050 мм при помощи ситового анализа. Для отделения тяжелой минеральной фракции от легкой отситованный образец помещается на гравитационный столик, для получения относительно чистого концентрата.

Поскольку большинство целевых минералов имеют высокую плотность ($> 3,2 \text{ г/см}^3$), выделение необходимых урансодержащих акцессорных минералов (в данном случае апатита) достигается за счет эксплуатации различий в минеральной плотности с тяжелыми жидкостями, а также различий в магнитной восприимчивости. В ходе магнитной сепарации образуется три фракции: магнитная, электромагнитная и немагнитная. Для дальнейшего выделения апатита необходима немагнитная фракция, которая подвергается тяжелосредному обогащению. После разделения в тяжелых жидкостях остается необходимый апатит с плотностью $3,1-3,3 \text{ г/см}^3$.

Попутно с апатитом в данную категорию удельного веса могут попасть такие минералы, как: барит, флюорит, сростки кварца с сульфидами (Gleadow, 2007). Поэтому дальнейшим этапом является ручной отбор апатита под бинокулярным микроскопом, преимущественно без визуальных дефектов, сростков и включений для того, чтобы предотвратить погрешности в вычислении возраста. В ходе данного этапа получается чистый концентрат апатита, который заливается в шайбу, полируется, подвергается травлению азотной кислотой HNO_3 в течении 20 секунд при температуре 20°C .

3.9 Апатит

Полученные треки можно наблюдать при помощи трансмиссионного электронного микроскопа, предварительно увеличив размер треков посредством химического травления. Места радиогенных нарушений самыми первыми подвергаются растворению в химической

агрессивной среде. Для каждого минерала, используемого в трековом датировании, реагент для травления разный. В трековом датировании в основном применяется несколько акцессорных минералов: апатит, циркон, титанит (сфен), слюды и вулканические стекла, которые содержат достаточное количество урана в диапазоне первых ppm, достаточных для трекового датирования. При химической обработке минерал, используемый в методе, погружается в соответствующий химический реагент, позволяющий растворить места нарушений, тем самым увеличивается размер треков (Price, Walker, 1963).

В данной работе метод трекового датирования основан на изучении зерен апатита по нескольким причинам. Апатит, как полигенный минерал, встречается во многих геологических формациях в качестве порообразующего, второстепенного либо акцессорного минерала. При этом пригодными для изучения могут быть не только цельные кристаллы апатита, но и их фрагменты, а также осадочные зерна. Поскольку основной неорганической составляющей костей и зубов, а также раковин и скелетных частей организмов, апатит также имеет широкое распространение.

При общей формуле $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6(\text{OH},\text{F},\text{Cl})_2$ различают три разновидности апатита: гидроксилapatит (с анионной приставкой OH^-), фторапатит (F^-) и хлорапатит (Cl^-). Последняя изоморфная модификация апатита (хлорапатит) влияет на скорость отжига треков, но в остальном для датирования различные модификации апатита не имеют особых отличий.

Помимо прочего, зерна апатита в среднем содержат порядка 200 ppm урана, что играет важную роль при датировании. Малый ионный радиус урана и высокий заряд способствуют несовместимости с катионами наиболее распространенных силикатных минералов, и, как следствие, он накапливается в акцессорных минеральных фазах.

3.10 ζ калибровка

Для того, чтобы обойти проблему систематических погрешностей метода, связанных с неточностью определения постоянной спонтанного деления ^{238}U (λ_f) и с трудностями измерения дозы нейтронов (ϕ), принято проводить ζ -калибровку при помощи облучения минералов-стандартов (Hurford, Green, 1982), возраст которых определен иными способами.

Значение ζ может быть определено при облучении минерала-стандарта с известным возрастом (t_s) вместе с минералами, возраст (t_u) которых неизвестен. Поскольку облучение

производится при одинаковых условиях, то доза нейтронов (ϕ) и процедура анализа (Q) идентичны для стандарта и исследуемого образца.

Возможно совместное облучение возрастных минералов-стандартов и стекло-дозиметров, поскольку плотность треков в стекле-дозиметре пропорциональна дозе нейтронов, и тогда можно будет вычислить неизвестный возраст минерала.

$$t_u = 1/\lambda_\alpha \ln[(\lambda_\alpha) (\rho_s/\rho_i) \text{cp}_d G \zeta + 1] \quad (3.10.1)$$

ζ -фактор колеблется в определенных пределах для каждого минерала и его значение зависит от персональных особенностей подсчета. Так, например, для апатита, калиброванного по стеклу SRM 612, ζ -фактор колеблется в пределах от 310 до 360 (Wagner, Van den Haute, 1992).

3.11 Отжиг треков и понятие температуры закрытия

Накопление треков в минерале происходит подобно накоплению изотопов в результате радиоактивного распада. Треки деления сохраняются в минерале тогда, когда температура породы становится ниже температуры зоны отжига (исчезновения треков). Для каждого минерала температура отжига своя и зависит от его состава или радиационного повреждения. Отжиг треков зависит от нескольких составляющих: температуры, времени, давления, химического растворения и ионизирующей радиации (Соловьев, 2008). Наиболее значимыми факторами отжига являются первые два. Плотность треков увеличивается со временем, а их длина остается постоянной. В дальнейшем эти два параметра напрямую зависят от температуры: при ее увеличении происходит отжиг треков.

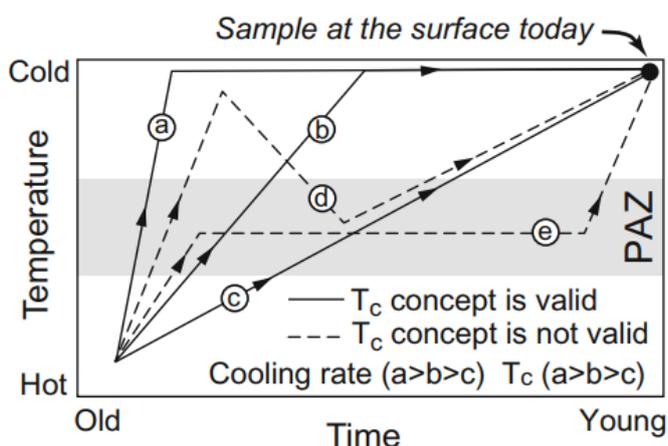


Рис. 7. Пример развития четырех различных термальных историй в зависимости от скорости и характера остывания. История развития путей a, b, c характеризует

постепенное охлаждение от более высоких температур к низким, пути d, e отражают более сложные немонотонные этапы (Malusa and Fitzherald, 2019).

Охлаждение треков происходит по принципу уменьшения температуры от зоны, температура которой выше T_c , которая именуется зоной полного отжига («Total» Annealing Zone), до зоны с определенной температурой, при которой треки становятся стабильными и не меняют свои характеристики, также эта зона называется зоной стабильных треков («Total» Stability Zone), при этом пересекая зону частичного отжига (Partial Annealing Zone) (рис. 7). Эти показатели различны для каждого минерала, применяемого в трековом датировании.

Отжиг треков осколков деления урана в большинстве минералов происходит при температуре более 300°C . Треки накапливаются и сохраняются при остывании породы ниже температуры закрытия (T_c) трековой системы. Для методов датирования с низкими T_c (таких как метод трекового датирования), предусматривается, что функция зависимости температуры от времени является линейной (рис. 8) и имеет следующий вид:

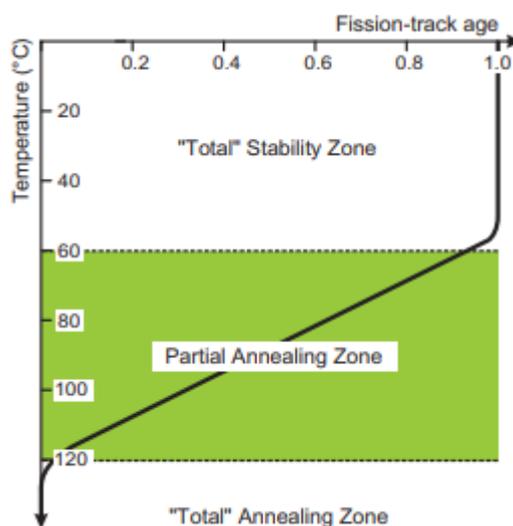


Рис. 8. Принцип изменения возраста треков деления в апатите с глубиной и температурой (Gleadow et al., 1981).

$$T(t) = T_0 - Ct \quad (3.11.1),$$

где T_0 — начальная температура, Ct — скорость охлаждения. Начальная температура не имеет значения, в отличие от скорости охлаждения, которая возрастает при росте T_c , что приводит к постепенному уменьшению трекового возраста.

Для апатита существует три отчетливых температурных интервала. Самая верхняя зона от поверхности земли представляет собой зону полного удерживания, в которой треки практически не проявляют отжига, здесь, время жизни треков не ограничено. Следующим интервалом является зона частичного отжига, где время жизни треков сокращается с ростом температуры. Чем выше температура, тем меньше старых треков сохраняется до настоящего времени. Это приводит к постепенному уменьшению трекового возраста с увеличением глубины и температуры. Ниже представлена зона тотального отжига, где треки настолько недолговечны, что даже значительная часть более молодых треков не сохранилась, это дает нулевой возраст. Это различие относится к условиям изотермической выдержки и означает, что температура оставалась постоянной, по крайней мере с момента образования самых старых сохранившихся треков.

Температура закрытия в методе трекового датирования является характерным свойством не только конкретной модели отжига, но и других геологических методов датирования. Она определяется как «температура остывающей породы в момент времени, определяемая ее кажущимся возрастом» (Dodson, 1973). Значение T_c в методе трекового датирования можно охарактеризовать как температуру породы в период ее термохронологического охлаждения. Концепция T_c и возраста охлаждения минерала применяется в случае, когда породы монотонно остывают от высоких до низких температур. Возраст охлаждения зависит от скорости охлаждения, при этом T_c выше при более быстром охлаждении и для разных систем он разный. Также на значение T_c влияет химический состав минерала и радиационное повреждение, которое он мог получить в результате распада его радиоактивных компонентов. T_c для апатита, циркона и титанита можно рассчитать из уравнений отжига, адаптированных к данным лабораторного отжига. Экспериментальные и геологические оценки трекового датирования близки для апатита, но в меньшей степени для циркона и титанита. Такие низкие геологические значения связаны с радиационным повреждением. Для апатита температура закрытия трековой системы составляет 120°C , а зона частичного отжига составляет $60^{\circ}\text{-}120^{\circ}\text{C}$. Это соответствует интервалу глубин от 2 до 4 км при среднем геотермическом градиенте 30°C . Для циркона эти значения примерно равны $240^{\circ} \pm 50^{\circ}\text{C}$. Выше указанной температуры треки перестают существовать.

Поскольку, нагрев образца выше определенной температуры отжига вызывает исчезновение треков, этот метод позволяет отражать датировки самого последнего события охлаждения в геологической истории образца, способствует изучению низкотемпературных процессов, происходивших с породой, например: эксгумацию,

вызванную тектоническими процессами, эрозию, низкотемпературные метаморфические явления или гидротермальные воздействия.

3.12 Длина треков

Треки в зерне распределены случайно в трехмерном пространстве, но изучение плотности треков производится в двумерном пространстве, на плоскости. Термический отжиг сокращает длину травления треков. Средняя протравленная длина неотожжённых треков деления составляет ~16 микрон в апатите, ~13 микрон в титаните и ~11 микрон в цирконе. Длины отдельных дорожек разбросаны относительно среднего значения со стандартным отклонением в 1 микрон. Вероятность пересечения треком поверхности полированного зерна уменьшается с увеличением его длины. Таким образом, термический отжиг снижает вероятность того, что трек будет успешно протравлен и подсчитан. Помимо этого, термический отжиг также снижает плотность спонтанных треков ρ_s , но не плотность индуцированных треков ρ_i во внешнем детекторе. Это снижает отношение ρ_s/ρ_i , а вместе с ним и трековый возраст.

Длина спонтанного трека отражает температуру, которой он подвергался в результате геологических процессов на протяжении всего времени существования (Wagner and Storzer, 1972). Поскольку каждый трек формировался в разное время и испытывал переменную температуру с этого времени до момента травления, распределение длины трека фиксирует изменение температуры во времени. Реконструкция геотермальной истории, которая отображается диаграммой T-t (траекторий температура-время на основе измерений длины пути) является основным аспектом в трековом датировании. Для изучения длин треков стараются получить максимальную длину, поскольку она отражает характер укорочения треков. Основное требование заключается в том, чтобы измерить полную протравленную длину трека. Но чаще всего встречаются срезанные треки, пересекающие поверхность зерна, они мало пригодны. Однако иногда полноразмерный трек внутри зерна (confined track) (рис. 9) протравливается, когда он пересекает трещину или поверхностный трек, по которому травящее вещество может достичь его (Bhandari et al., 1971). Длины таких «скрытых» треков и их распределение дают наилучшую статистику, измеряются субгоризонтальные треки (наклон менее 15°). Обычно выполняется подсчет 50–100 треков. Далее данные распределения длин треков представляются в виде гистограмм с интервалом в 1 микрон, указывается среднее значение длины, а также стандартное отклонение от среднего.

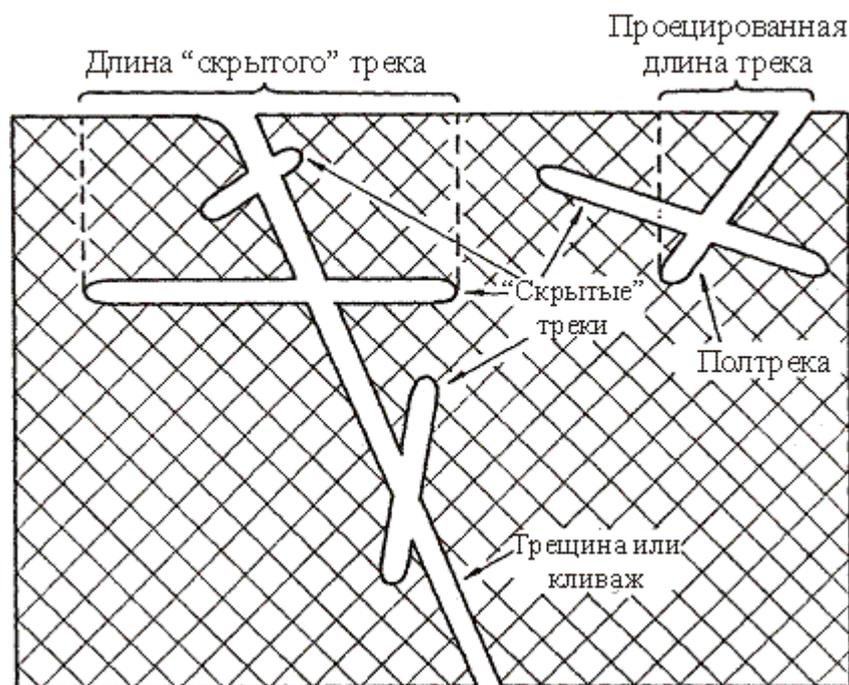


Рис. 9. Схематический рисунок расположения «скрытых» и поверхностных треков
(Соловьев, 2008)

Особая чувствительность апатита к отжигу делает его особенно полезным для палеотерморекострукции путем взаимосвязи сокращения длин спонтанных треков с температурой и временем. Поскольку каждый трек формируется в разное время жизни образца, на него воздействует определенный термический этап, таким образом общее распределение длины трека сохраняет интегрированную термальную запись.

Зона частичного отжига является полезной концепцией для понимания значения трекового возраста. Как правило, образцы горных пород не остаются при постоянной температуре на протяжении всей своей геологической истории. Их значение трекового возраста зависит от их температурной истории. Некоторые частные случаи термической истории образцов представлены на рис. 10 (Wagner, 1972). Они применимы ко всем минерально-изотопным системам, где образцы по-разному проходят путь между температурными зонами различной стабильности. Установка временных и температурных границ для зоны частичной стабильности треков (PAZ) представляет собой начало численного описания процесса отжига, которое можно использовать для интерпретации измеренного трекового возраста с точки зрения термической истории образца.

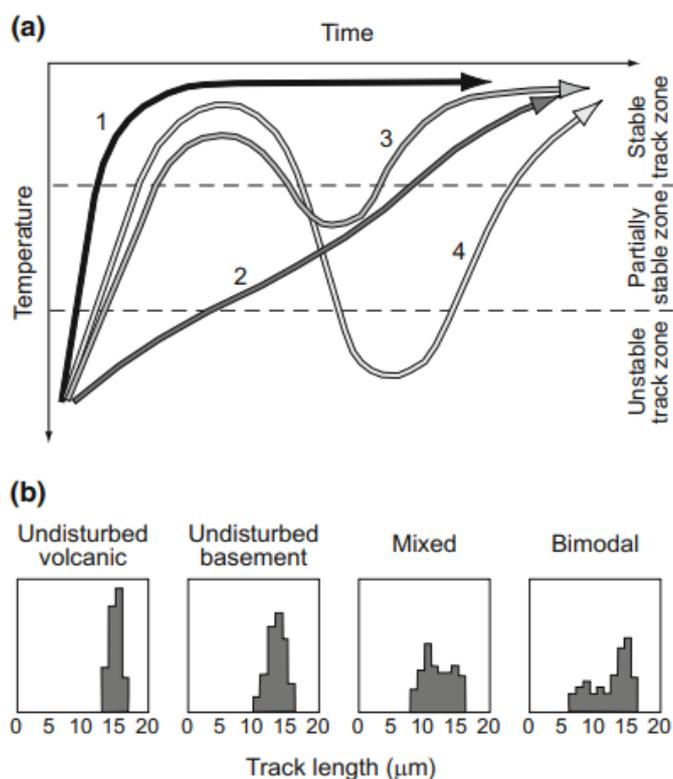


Рис. 10. Схематические кривые охлаждения горных пород и минеральных систем (a) и распределение длины треков в зависимости от температуры (b) (Malusa and Fitzherald, 2019)

На рисунке 10а представлены схематические кривые охлаждения горных пород и минеральных систем, которые рассматриваются с точки зрения накопления треков. Здесь, кривая 1 отражает быстрое охлаждение, при котором все треки являются стабильными, а измеренный возраст приближается к возрасту формации. При такой термической истории образца распределение длин треков в кристалле апатита характеризует быстрое охлаждение с преобладанием больших длин треков порядка 14 микрон. В случае, когда порода длительное время находилась в зоне отжига, она подвергается медленному охлаждению, стабильность достигается через некоторое время после формирования, измеренный возраст опережает время начала охлаждения. Кривые 1 и 2 учитывают только различия в начальном накоплении треков. Повторный нагрев и охлаждение демонстрируют кривые 3 и 4, в которых трековый возраст будет смешанным и фиксировать только время повторного охлаждения породы. На кривой 3 отображается два этапа остывания породы: изначально треки были сформированы и частично отождены до уровня зоны частичного отжига, после чего следует формирование треков второй генерации, также входящие в эту зону. Такая ситуация может произойти при внедрении дайки в гранит. Распределение длин треков для кривой 3 будет иметь широкое смешанное распределение, иногда переходящее в

бимодальность. Кривая 4 указывает повторный нагрев в пределах всей зоны отжига и приводит к полной потере треков. Трековый возраст считается сброшенным по отношению к сходному охлаждению, тем не менее он датирует время охлаждения после события сброса.

3.13 Скорость эксгумации

Способность использования термохронологии для ограничения эксгумации, а именно движения столба горных пород по направлению к земной поверхности, зависит от способности оценить связь тепловой системы с изменением уровня поверхности Земли. В активных геологических условиях тепловая система отсчета является динамической и, как правило, не горизонтальной. В простейшем случае ограничения на эксгумацию потенциально обеспечивает T_c , т.е. допущение, что все образцы охлаждались при движении к поверхности Земли по устойчивой изотермической поверхности, которая соответствует T_c выбранной термохронологической системе (рис. 11, случай 1).

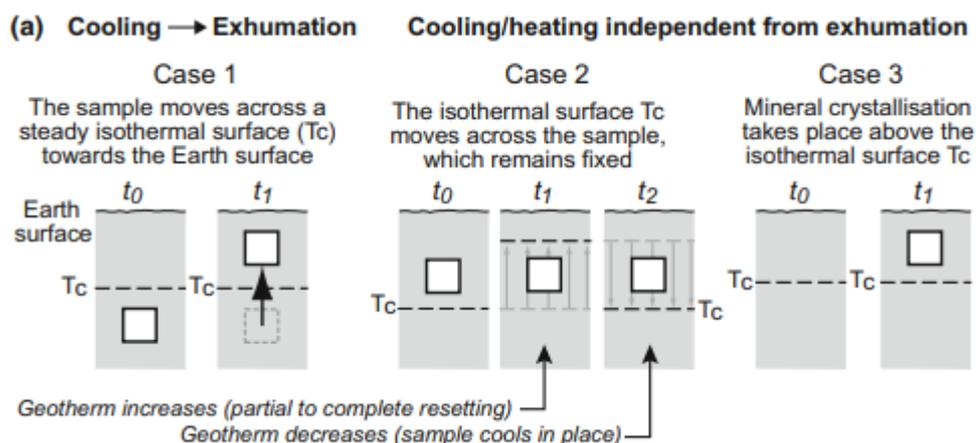


Рис. 11. Схематические сценарии охлаждения образца, регистрируемое низкотемпературными термохронометрами (Malusa and Fitzherald, 2019)

Если известна глубина изотермической поверхности T_c , можно рассчитать среднюю скорость эксгумации от времени охлаждения изотермической поверхности T_c до времени окончательного выхода образца на поверхность Земли, при этом необходимо знать палеогеотермический градиент (расстояние по вертикали между изотермой T_c и поверхностью Земли) во время эксгумации.

Охлаждение, зафиксированное низкотемпературными термохронометрами не всегда может быть связано с процессами эксгумации. Возможно кратковременное поднятие изотермических поверхностей (рис. 11 случай 2), а именно увеличение геотермического градиента, которое приводит к частичному или полному сбросу низкотемпературных термохронометров, за которым может последовать тепловая релаксация (уменьшение геотермического градиента).

Фиксация охлаждения пород может происходить и без процесса эксгумации. Такая история развития происходит при кристаллизации минералов на небольших глубинах земной коры выше изотермы T_c (рис. 11, случай 3). Если магма внедряется на более низком уровне земной коры по сравнению с ненарушенной термической поверхностью T_c , наблюдаемой до внедрения (время t_0), магматические породы будут остывать после внедрения при температуре ниже T_c , даже без продвижения к поверхности Земли, что не создает прямых ограничений на эксгумацию (Malusa et al., 2011).

В орогенных поясах породы, метаморфизованные в верхней или даже средней коре, а также осадочные породы, первоначально отложившиеся во впадинах, могут обнажаться на больших высотах, что может свидетельствовать о длительном поднятии горных пород и поверхности. Термохронология трекового датирования не дает прямого ограничения на подъем горных пород и изменение уровня поверхности Земли, поскольку между ними отсутствует прямая связь с тепловой системой отсчета (рис. 12). Эксгумация при поднятии горных пород может быть связана или не связана с изменением рельефа (случай 1 и 2 на рис. 12), но, с другой стороны, рост рельефа при поднятии пород может происходить и без эксгумации (случай 3 на рис. 12).

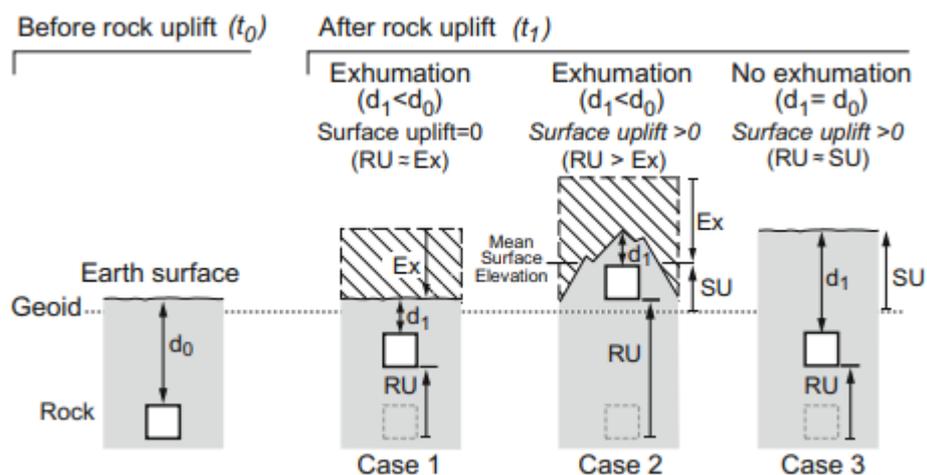


Рис. 12. Возможные варианты взаимосвязи между эксгумацией и ростом гор во время подъема пород (Malusa et al., 2011)

Взаимодействие поднятия поверхности, поднятия горных пород и эксгумации определяет различные этапы денудационной эволюции горных поясов, которые можно просто проинтерпретировать как незрелую стадию горообразования, при которой поднятие поверхности больше, чем эксгумация (во время подъема гор), после которой следует зрелый установившийся этап (при нулевом подъеме поверхности), а затем длительная стадия затухания, когда горы разрушаются изостатической реакцией, подпитывающей эрозию (Spotila, 2005). На незрелых и зрелых стадиях тектоническое поднятие горных пород является доминирующим механизмом, способствующим долговременной эрозии и эксгумации, а поднятие поверхности во время подъема гор является следствием подъема горных пород, смягчаемого эродируемостью поднимающихся пород.

Охлаждение и эксгумация в конвергентных тектонических условиях в первую очередь являются результатом взаимодействия между тектоническими смещениями вдоль разломов и вызванной климатом эрозией (рис. 13). Эрозионная эксгумация требует более приподнятого рельефа, что определяет потенциальное взаимодействие между тектоникой, поверхностными процессами и климатом. Напротив, тектоническая эксгумация не зависит от топографического рельефа и климата. При тектонической эксгумации горные породы обнажаются из-за смещения вскрышных пород, т. е. вдоль пологих сбросов. В отличие от эрозионной эксгумации, нормальное образование разломов обычно демонстрирует асимметричное распределение возрастов остывания на карте с резкой неоднородностью основного разлома. Несмотря на то, что пологие сбросы не распространены большинстве коллизионных орогенов, та же концепция тектонической эксгумации может быть применена в более широком масштабе вдоль границ конвергентных плит, где тектоническая эксгумация может быть вызвана дивергенцией между верхней плитой и аккреционным клином или откатом нижней плиты. Распределение трековых возрастов по горным хребтам обнаруживает сильную корреляция между молодыми возрастами похолодания и областями активной деформации, высокой топографией рельефа и весьма интенсивными осадками. Трековый возраст выше в регионах, которые наименее всего подвержены разломам и обладают достаточно сухим климатом.

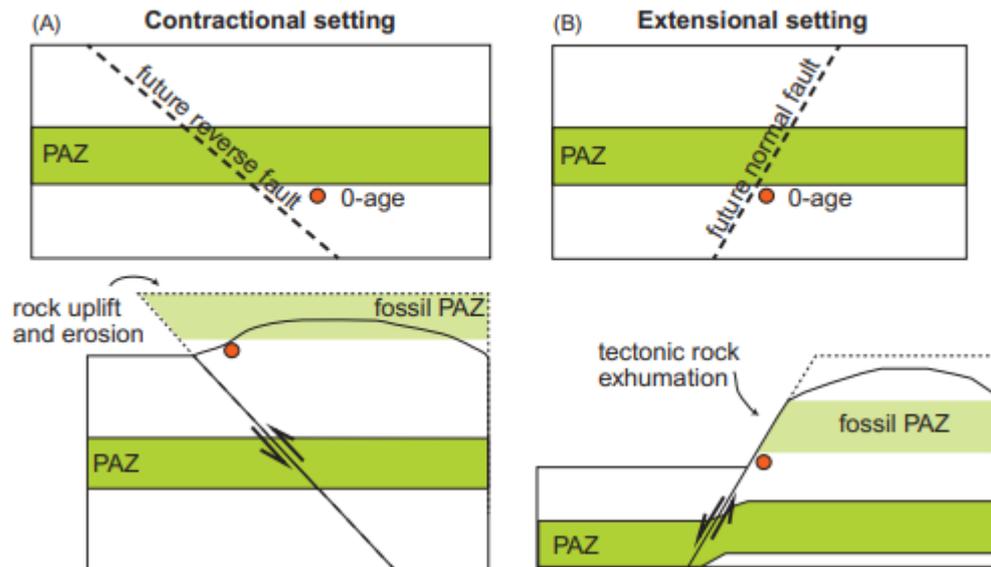


Рис. 13. Охлаждение пород в связи с эксгумацией из зоны частичного отжига на поверхность Земли. (А) Надвиги или обратные разломы вызывают поднятие поверхности. Эрозия висячей стены необходима для охлаждения и эксгумации горных пород с глубин. (В) Нормальное образование разломов вызывает охлаждение и эксгумацию пород подошвы в результате тектонической денудации. Красные точки представляют образец горной породы (Ehlers, Farley, 2003).

4. Геохимическая характеристика гранитоидов

Для комплексного изучения гранитоидов среднего течения реки Индигирка был проведен химический анализ элементного состава 23 образцов. Дробление и истирание было произведено в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург. Химический состав основных петрогенных оксидов был выполнен методом рентгенофлуоресцентного анализа со сплавлением при использовании спектрометра S8 TIGER (Bruker AXS), аналитик ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН Г. В. Пашкова. Измерение концентраций 39 редких и рассеянных элементов было проведено методом ICP-MS на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500 ce (Agilent Technologies Inc., США) на базе ОПЦКП «Ультрамикроанализ» ЛИН СО РАН в городе Иркутск, аналитик С. В. Пантеева (Panteeva et al., 2003). Концентрации главных петрогенных оксидов, редких и рассеянных элементов представлены в Приложении 1.

Главный батолитовый пояс, сложенный позднеюрско-раннемеловыми роговообманково-биотитовыми гранитными батолитами и связанными с ними роями даек, является крупнейшим магматическим поясом северо-востока России. Он протягивается более чем на 1100 км с вытянутыми плутонами, повторяющими тренды Верхояно-Колымского орогенного пояса (Акинин, Миллер, 2011).

Некоторые поперечные пояса гранитных интрузий с возрастом 140-96 млн лет простираются на несколько сотен километров в сторону Сибирского кратона, пересекая общее простирание складок и затухают непосредственно в самом складчатом поясе. Их поперечная ориентация по отношению к структурам орогена может отражать происхождение раздвига при региональном правостороннем сдвиге вдоль Верхояно-Колымского орогена или может быть связана с параллельным орогену растяжением при развитии Верхоянского складчатого пояса (Акинин, Миллер, 2011).

Геохимические и геохронологические исследования некоторых гранитных плутонов Главного батолитового пояса обобщены в работах Layer et al. (2001) и Трунилиной (2001). В данных исследованиях указано, что временным рубежом окончания этапа коллизии является возраст 130 млн лет. До этого момента гранитные плутоны Главного батолитового пояса имеют геохимические активноокраинные и коллизионные характеристики, а после, проявленные в поперечных поясах, анорогенные граниты. В данной работе рассмотрены новые данные по гранитам, территориально попадающим в Главный батолитовый пояс, но имеющие диапазон возрастов от 149 до 83 млн лет, то есть охватывающим практически весь интервал Верхояно-Колымской орогении. На дискриминационных диаграммах, приведенных ниже исследованные батолиты и интрузии разделены на три группы:

гранитоиды имеющие возраст 149-142 млн лет, гранитоиды имеющие возраст 135-137 млн лет и гранитоиды с возрастом 83-89 млн лет. В соответствии с предыдущими исследованиями наиболее ранние гранитоиды из первой возрастной группы Главного батолитового пояса характеризуют субдукционный этап, породы второй возрастной группы отвечают, вероятно, завершающим этапам основного магматизма, а более молодые характеризуют коллизионные обстановки. Гранитоиды второй группы в исследуемом районе характеризуются анорогенными или постколлизионными геохимическими характеристиками (Layer et al., 2001). Для определения геохимических характеристик и геодинамических обстановок образования гранитных батолитов и интрузий среднего течения р. Индигирка был построен ряд дискриминационных диаграмм.

По соотношению суммы щелочей и кремнезема породы в своем большинстве классифицируются как граниты, гранодиориты, единичные образцы попадают на поле кварцевых монцонитов (рис. 14). Породы обладают низким-умеренным содержанием TiO_2 (0.1–0.64 мас. %) и высокой калиевой щелочностью (2.97–4.04 мас. % Na_2O и 2.49–4.89 мас. % K_2O). Гранитоидам присуще повышенное содержание Rb (61–215.73 ppm) при умеренных концентрациях крупноионных элементов (LILE) Ba (176.10–982.18 ppm) и Sr (62.22–434.75 ppm). Содержание Nb составляют 2.40–19.91 ppm.

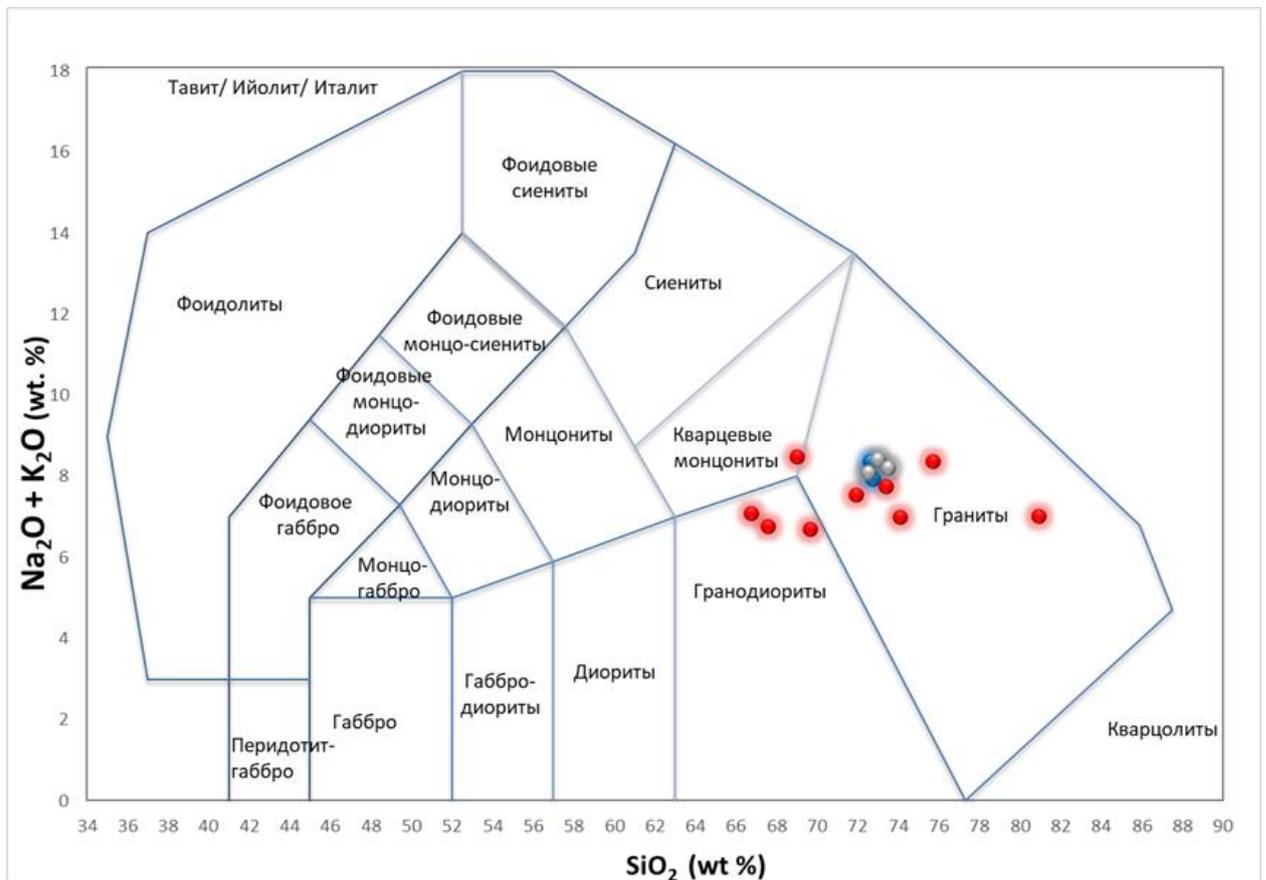


Рис. 14. Диаграмма TAS $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ для гранитоидов среднего течения реки Индигирка (Middlemost, 1994). Красные кружочки соответствуют первой возрастной группе гранитоидов (142–149 млн лет), синие кружочки – второй группе гранитоидов (135–137 млн лет), серые кружочки- третьей группе гранитоидов (83-89 млн лет).

Спайдерграммы редких и рассеянных элементов гранитоидов, нормированных на состав примитивной мантии (McDonough & Sun, 1995), обогащены крупноионными литофильными элементами относительно высокозарядных (рис. 15). Спайдерграммы имеют положительные аномалии Cs, U, K, Pb, Nd, Sm и отрицательные аномалии Ba, Ta, легких РЗЭ, Sr, Ti. Отрицательные аномалии Ba, Sr, Ti и положительные аномалии Pb свидетельствуют о фракционировании плагиоклаза, калиевого полевого шпата, а также аксессуарных минералов в процессе кристаллизации гранитного расплава. В нескольких образцах содержание Ta и Nb ниже порога чувствительности ICP-MS, поскольку при высоком содержании кремнезема в породе данные элементы становятся совместимыми и их значения приближены к нулю.

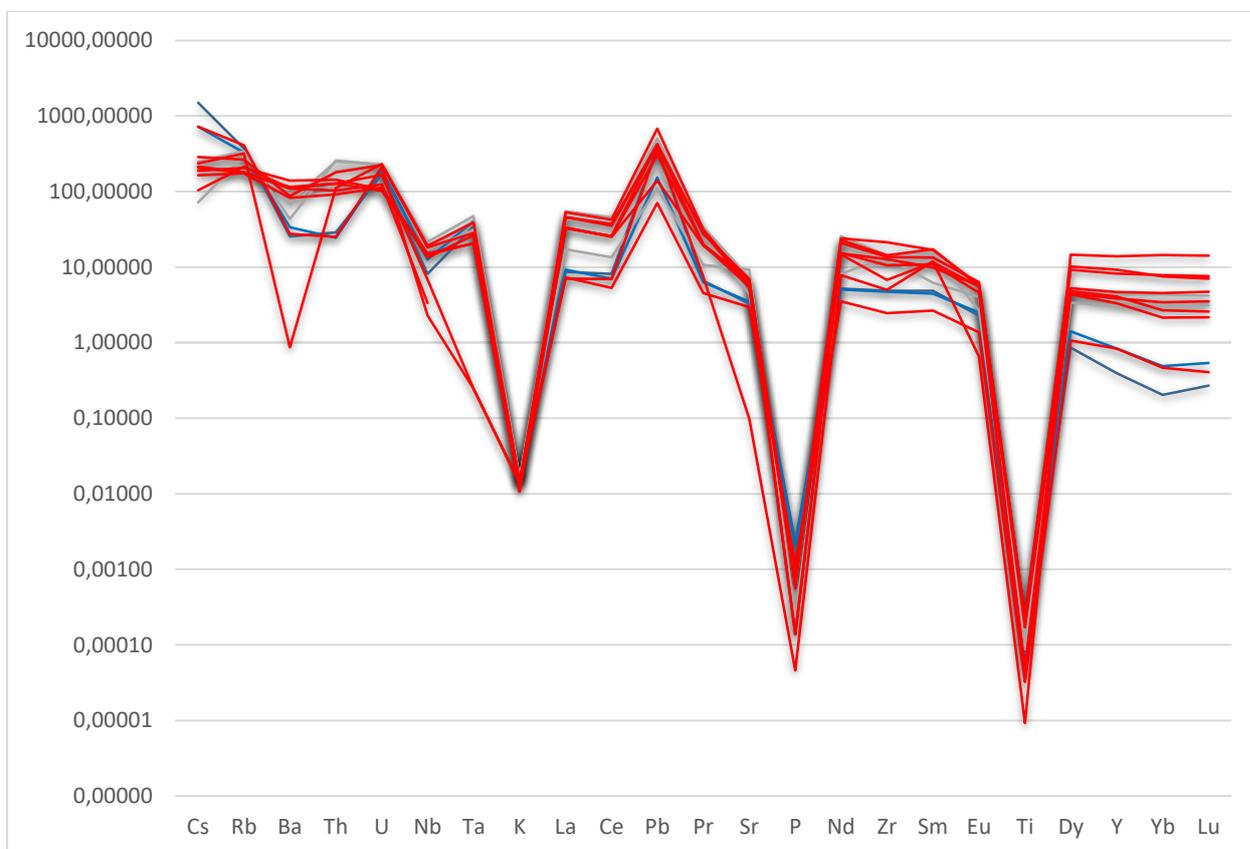


Рис. 15. Спайдерграммы редких и рассеянных элементов, нормированных на состав примитивной мантии (McDonough & Sun, 1995)

Рассмотренные гранитоиды являются высококремнеземистыми породами: содержание SiO_2 варьирует в пределах 63–81%. Также породы содержат повышенное содержание щелочей: $\text{K}_2\text{O} = 2.72\text{--}4.89\%$ и $\text{Na}_2\text{O} = 2.77\text{--}4.23\%$. По соотношению K_2O и SiO_2 породы относятся к высоко-калиевой известково-щелочной серии по (Ewart, 1982) (рис. 16). С уменьшением возраста гранитоидов наблюдается тенденция к увеличению содержания K_2O в образцах, что может быть проинтерпретировано как переход гранитов I-типа к гранитам S-типа.

Для многочисленной группы наиболее кислых гранитоидов существует положительная корреляция титана и кальция, что встречается не так часто. Кальций может выступать как возможный носитель титана- акцессорного сфена (титанита). На валовом содержании CaO в этих породах не отражается, данная корреляция может означать корреляцию титана с количеством плагиоклазов.

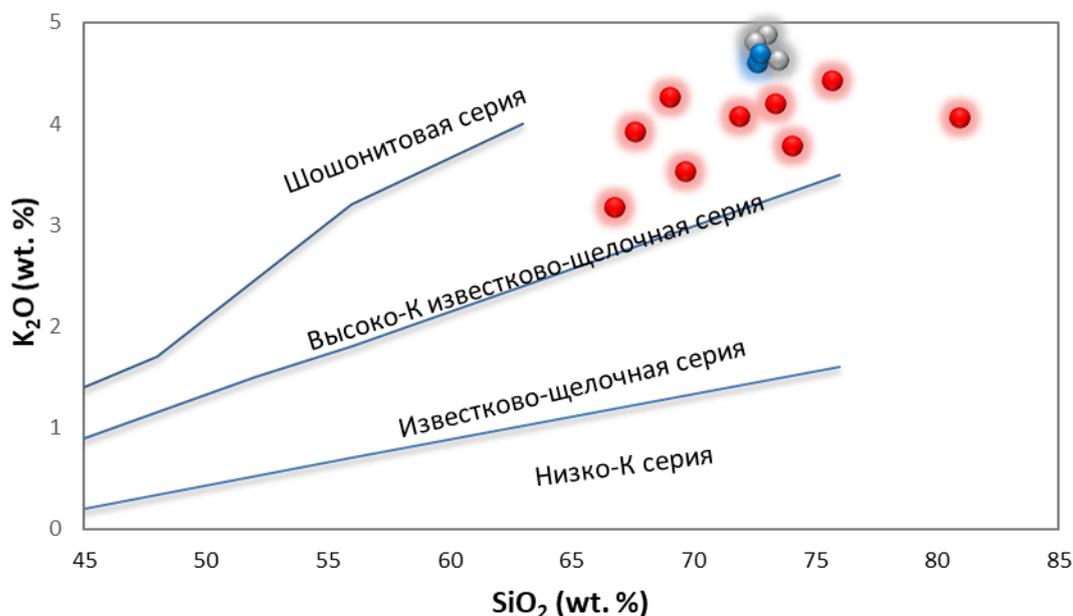


Рис. 16. Диаграмма $\text{K}_2\text{O}\text{--}\text{SiO}_2$ (Ewart, 1982)

На дивариантных диаграммах Харкера по мере увеличения содержания SiO_2 в породе, содержание Na_2O и K_2O также возрастает, при этом не наблюдается определенной взаимосвязи между принадлежностью образцов к определенной возрастной группе и

изменением содержания в них Na_2O K_2O , однако наименьшие значения- определенно принадлежат более древним породам. Значения TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO имеют тенденцию к снижению с увеличением кремнекислотности, что указывает на эффект магматической фракционной кристаллизации (рис.17). Здесь, с ростом уровня кремнезема происходит увеличение дифференцированности пород. Молодые гранитоиды не выделяются от более возрастных по соотношению кремнекислотности и содержанию петрогенных оксидов в породе, что может охарактеризовать продолжительность процесса фракционной кристаллизации.

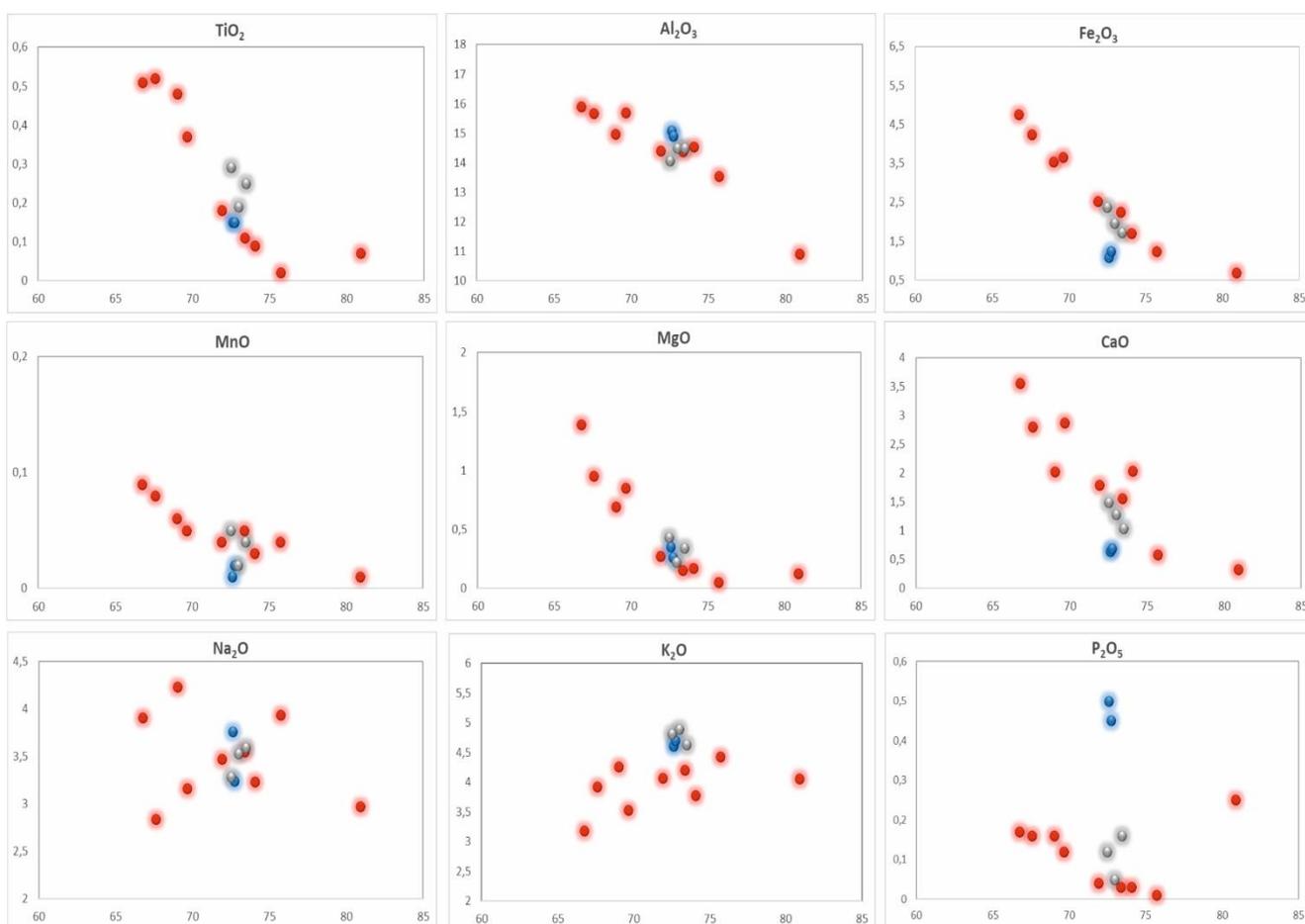


Рис. 17. Диаграммы химической вариации для юрско-меловых гранитоидных образцов, где красные кружочки соответствуют первой возрастной группе гранитоидов (142–149 млн лет), синие кружочки – второй группе гранитоидов (135–137 млн лет), серые кружочки- третьей группе гранитоидов (83-89 млн лет).

Согласно классификации (Frost et al., 2001) породы в большей степени располагаются на поле магнезиальных пород, определенным образом выделяются образцы молодого возраста, которые попадают на поле магнезиальных ($Fe^* = FeO^*/(FeO^* + MgO) = 0.7–0.96$). С уменьшением возраста пород прослеживается тенденция к переходу от более магнезиальных пород в поле железистых. Большинство образцов тяготеют в поле гранитоидов Кордильерского I-типа (рис.18).

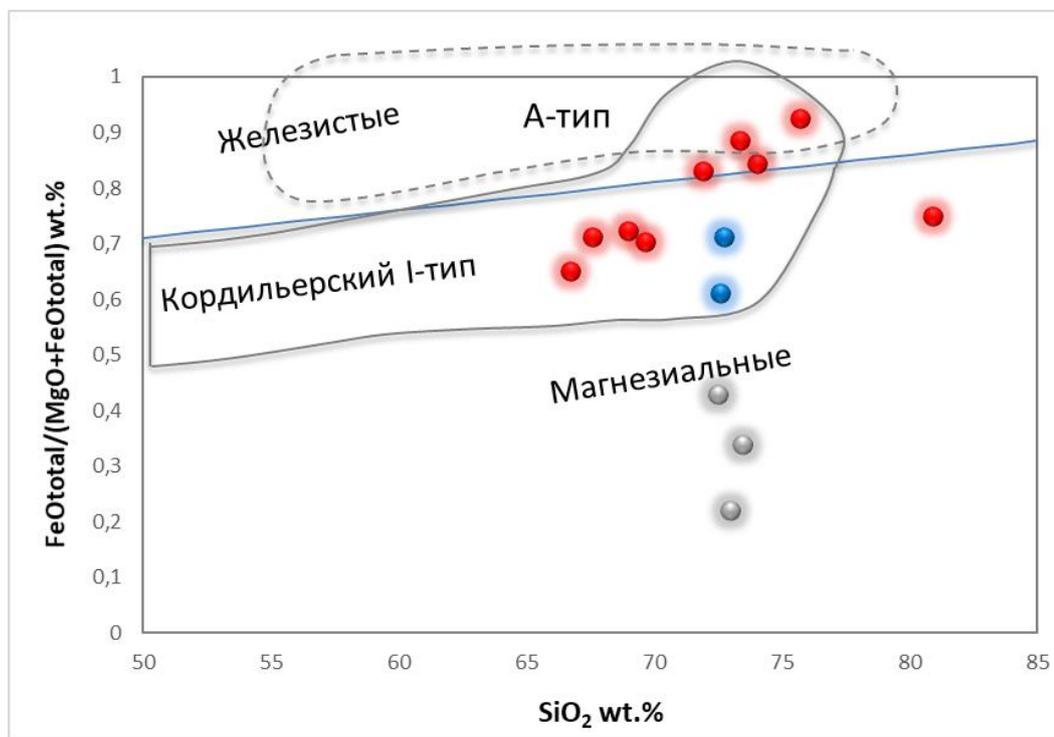


Рис. 18. Диаграмма $Fe_{tot}/(Fe_{tot} + MgO) - SiO_2$ (Frost et al., 2001)

Согласно еще одной классификации (Frost et al., 2001) исследуемые породы определяются как известково-щелочные и щелочно-известковые ($MAL = Na_2O + K_2O - CaO = 2.6–7.79$) (рис. 19а), по соотношению ASI к SiO_2 (рис. 19б) являются пералюминиевыми ($ASI = 1.42–1.67$) (Frost & Frost, 2008). Высокая глиноземистость образцов подтверждается также наличием в их составе высокоглиноземистых минералов, а именно: мусковита и нормативного корунда. Для гранитоидов 2 возрастной группы (135-137 млн лет) характерно повышенное содержание Al, который накапливается в таких минералах как биотит и мусковит.

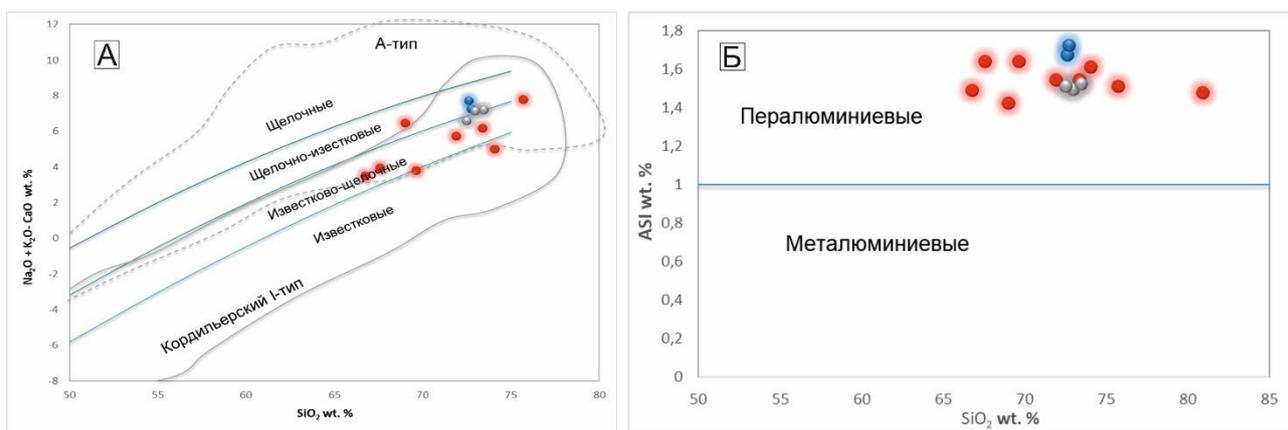


Рис. 19. Диаграмма $\text{SiO}_2/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ (слева) (Frost et al., 2001), диаграмма SiO_2 к ASI (справа) (Frost & Frost, 2008)

Высокоглиноземистость гранитоидов подтверждается классификацией (Maniar and Piccoli, 1989), в которой породы характеризуются как пералюминиевые (рис. 20). Однако, здесь гранитоиды почти полностью расположены в поле гранитов S-типа. Близость некоторых характеристик гранитоидов к S-гранитам может объясняться контаминацией материала земной коры, обладающего высокой глиноземистостью.

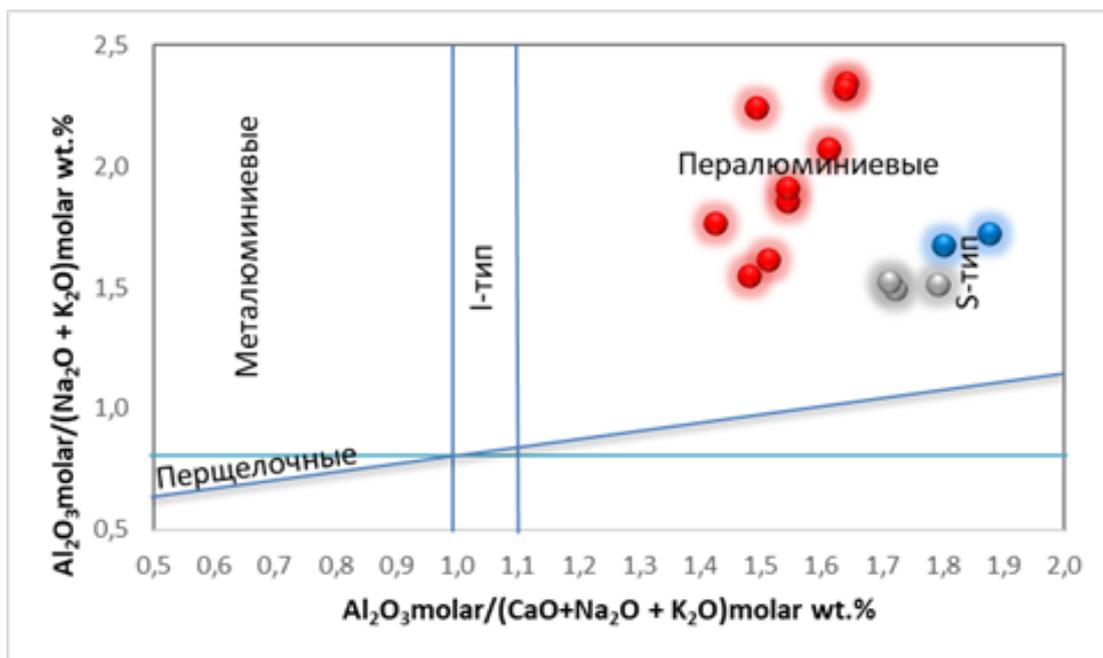


Рис. 20. Диаграмма $\text{Al}_2\text{O}_3(\text{molar})/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) (\text{molar}) - \text{Al}_2\text{O}_3(\text{molar})/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) (\text{molar})$ (Maniar and Piccoli, 1989)

Дискриминационные диаграммы (Whalen et al., 1987) позволяют отнести породы к определенным типам гранитов. Так, диаграмма $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al} - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ позволяет обобщить образцы как граниты S-I-M типов (рис. 21а), диаграмма $\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y} - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / \text{CaO}$ (рис. 21б) разделяет между собой породы на нефракционированные граниты I-S-M типов, к которому принадлежит большинство исследуемых пород, и на фракционированные граниты I-типа, содержащие в своем поле немногочисленное количество пород.

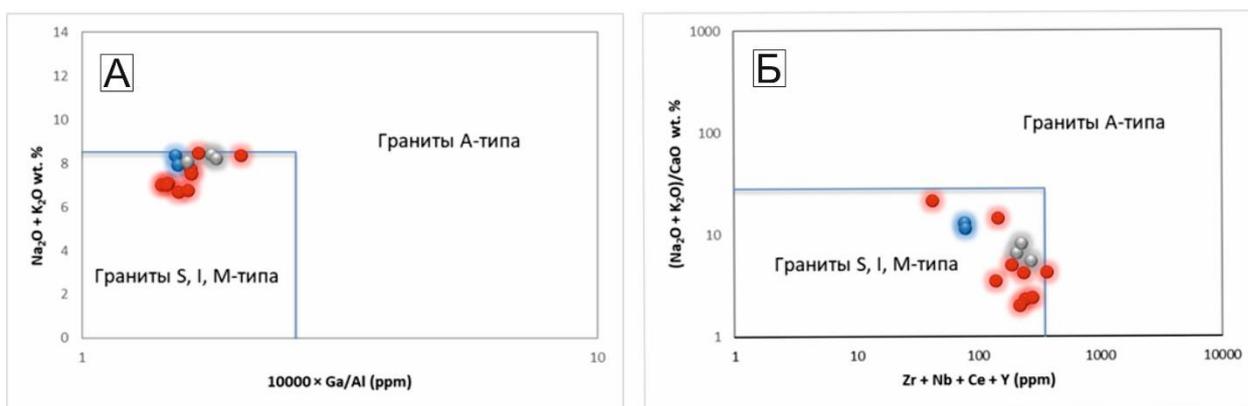


Рис. 21. Диаграммы гранитоидов: а) $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al} - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, б) $\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y} - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / \text{CaO}$ (Whalen et al., 1987)

Рассмотренные выше особенности вещественного состава гранитоидов среднего течения реки Индигирка не позволяют однозначно охарактеризовать их и отнести к определенному геохимическому типу гранитов. С одной стороны, гранитоиды отлично коррелируются с Кордильерскими гранитами I-типа, о чем свидетельствует диаграмма (Frost et al., 2001), однако высокоглиноземистость пород, то есть поле пералюминиевых гранитов, характеризует изучаемые образцы как граниты S-типа на диаграмме $\text{Al}_2\text{O}_3(\text{molar}) / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) (\text{molar}) - \text{Al}_2\text{O}_3(\text{molar}) / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) (\text{molar})$ (Maniar and Piccoli, 1989). Высокие показатели индекса ASI ($\text{ASI} > 1.1$) позволяют характеризовать породы как коллизионные, то есть граниты S-типа.

Для более детальной характеристики пород были составлены дискриминационные диаграммы, которые отразят геодинамическую природу гранитоидов. На диаграмме $\text{Nb} + \text{Y} - \text{Rb}$ (Pearce et al., 1984) образцы тяготеют к полю гранитов вулканических дуг, однако несколько образцов локализуется в зоне коллизионных гранитов (рис. 22а). Можно отметить тенденцию перехода более молодых гранитоидов в поле коллизионных гранитов.

Схожую геодинамическую обстановку можно проследить на диаграмме Yb+Ta - Rb (Pearce et al., 1984), в которой граниты более тяготеют в поле коллизионных гранитов, при этом близко граничат с полем гранитов вулканических дуг (рис. 22б). Диаграмма Y-Nb (Pearce et al., 1984) также свидетельствует о локализации гранитоидов преимущественно в двух геодинамических полях: коллизионных гранитов и гранитов вулканических дуг, а также о том, что образцы являются промежуточным результатом при переходе от одной геодинамической обстановки к другой (рис. 22в).

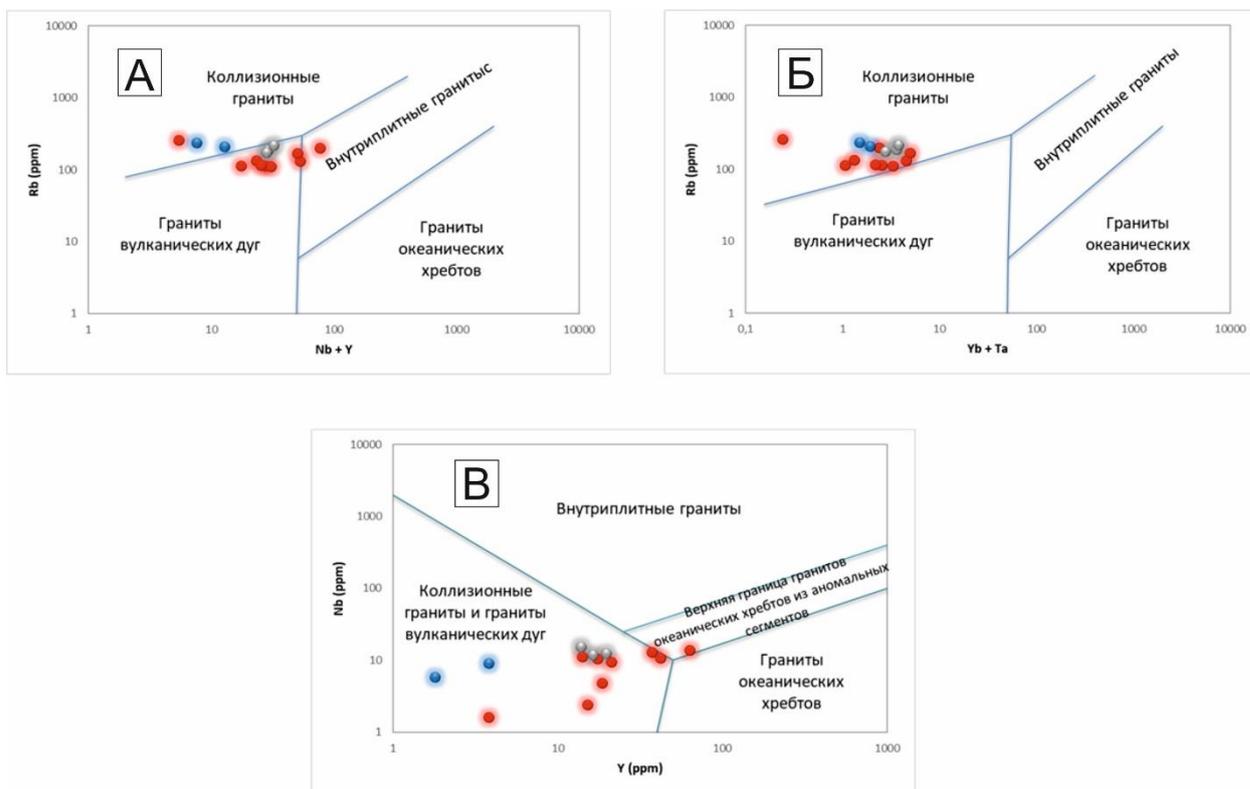


Рис. 22. Диаграммы для гранитоидов: а) Nb+Y-Rb, б) Yb+Ta-Rb, в) Y-Nb (Pearce et al., 1984).

Резюмируя вышесказанное можно заключить, что в данном регионе отсутствуют временные тренды, по которым меняется химический состав гранитоидов. Все без исключения гранитоиды имеют коллизионные характеристики и характеристики вулканических дуг, при полном отсутствии внутриплитных (анорогенных) характеристик. Более древние гранитоиды имеют более широкие диапазоны составов, тогда как более молодые лежат в области более дифференцированных выделок и чаще имеют характеристики коллизионных обстановок.

5. U-Pb датирование

На территории среднего течения реки Индигирка среди довольно большого количества гранитных плутонов высокоточными методами (U-Pb или $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$) продатированы всего семь крупных батолитовых комплекса, расположенных в поле распространения Главного батолитового пояса (рис. 23).

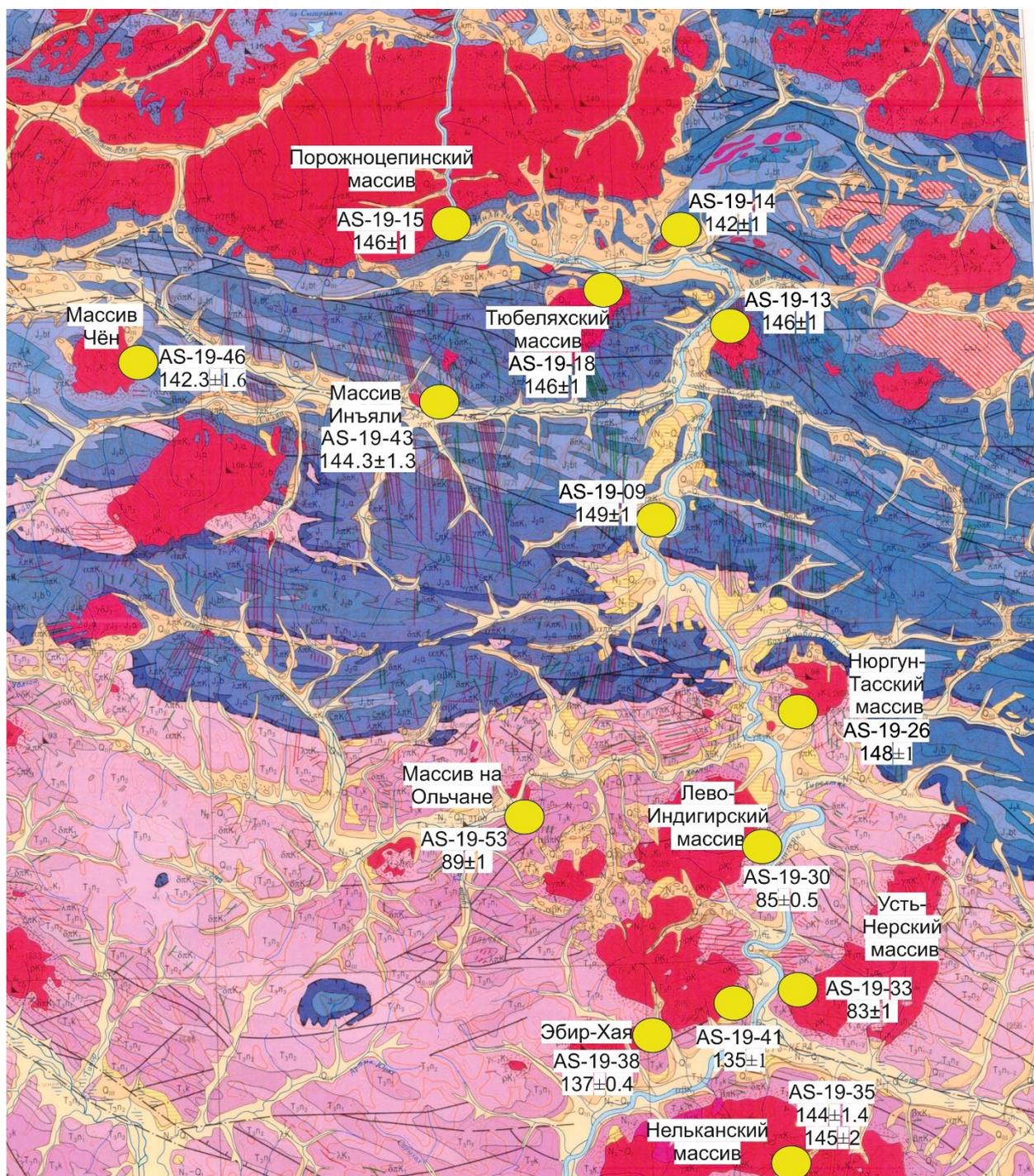


Рис.23. Фрагмент геологической карты Q-54-XXIX, XXX с указанием продатированных гранитоидных массивов, описанных в литературных источниках (Гриненко, Спектор, 2000), а также массивами, продатированными в данной работе

Для дополнения базы возрастов и уточнения этапов гранитообразования на территории данного региона было выполнено U-Pb датирование десяти массивов, располагающихся вдоль всего среднего течения реки Индигирка (таб. 2).

Таблица 2

Возраста массивов, принадлежащих исследуемой территории

Номер	Образец	Массив	Минерал-индикатор	Метод	Возрасты млн лет	Источник	Количество зерен n
1	AS-19-9	Без названия	Zr	U-Pb	149±1	Текущее исследование	3 (10)
2	AS-19-13	Без названия	Zr	U-Pb	146±1	Текущее исследование	2 (10)
3	AS-19-14	Без названия	Zr	U-Pb	142±1	Текущее исследование	5 (19)
4	AS-19-15	Порожноцепинский массив	Zr	U-Pb	145±1	Текущее исследование	5 (10)
5	AS-19-15	Порожноцепинский массив	Zr	U-Pb	154.6	Аксинин и др., 2009	-
6	AS-19-18	Тюбеляхский массив	Zr	U-Pb	146±1	Текущее исследование	4 (10)
7	AS-19-26	Без названия	Zr	U-Pb	148±1	Текущее исследование	4 (10)
8	AS-19-30	Лево-Индигирский массив, 2 фаза	Zr	U-Pb	85±0.5	Геохронологический атлас ВСЕГЕИ	-
9	AS-19-33	Усть-Нерский массив	Zr	U-Pb	83±1	Текущее исследование	4 (10)
10	AS-19-35	Нельканский комплекс, 1 фаза	Zr	U-Pb	144±1.4 145 ±2	Геохронологический атлас ВСЕГЕИ	-
11	AS-19-38	Эбир-Хая	Zr	U-Pb	137±0.4	(Протопопов и др., 2019)	-
12	AS-19-41	Лево-Индигирский массив	Zr	U-Pb	135±1	Текущее исследование	2 (11)
13	AS-19-41	Лево-Индигирский массив, 1 фаза	Bt	Ar-Ar	115	(Калашников и др., 2002)	-
14	AS-49-43	массив Инъяли	Zr	U-Pb	142.3±1.6	Текущее исследование	11 (11)

15	AS-19-46	Чёнский массив	Zr	U-Pb	144.3±1.3	Текущее исследование	7 (10)
16	AS-19-53	массив на Ольчане	Zr	U-Pb	89±1	Геохронологический атлас ВСЕГЕИ	-

Для определения возраста исследуемых массивов (10 массивов) были отобраны образцы гранитоидов AS-19-9, AS-19-13, AS-19-14, AS-19-15, AS-19-18, AS-19-26, AS-19-33, AS-19-41, AS-19-43, AS-19-46, из которых были выделены зерна цирконов в ИГГД РАН. Зерна циркона были извлечены из с помощью обычных методов просеивания, магнитного и тяжелосреднего обогащения. Катодолюминесцентные изображения (CL) и изображения в обратно рассеянных электронах (BSE), а также U-Pb SIMS анализ был выполнен с помощью вторично-ионного микрозонда высокого разрешения SHRIMP II в ЦИИ ВСЕГЕИ. Исследование изотопных отношений U и Pb было проведено согласно стандартной методике, принятой в ЦИИ ВСЕГЕИ, опираясь на работу (Whilliams, 1998). Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла 4нА, диаметр кратера приближен 30 мкм. Обработка первичных данных была осуществлена при помощи программы SQUID (Ludwig, 2001). Отношения U-Pb было нормализовано на значение 0.0668, которое приписывается стандартному циркону TEMORA, соответствующего возрасту этого циркона 416.75 млн лет (Black et al., 2003). Исследования TEMORA отражают, что он в достаточно высокой является конкордатным и гомогенным относительно U-Pb отношению, иллюстрируя пример «закрытой» изотопной U-Pb системы (Wetherill, 1956). Проведение расчетов возрастов, построение графиков с конкордиями, расчет средневзвешенных возрастов и коррекция на захваченный свинец (согласно методу Stasey and Kraymers (1975)) было выполнено при помощи библиотеки IsoplotR (Vermeesch, 2018) в программе Rstudio.

Зерна цирконов из гранитоидов схожи между собой и однотипны по морфологии и окраске. Они преимущественно представлены хорошо ограненными, идиоморфными желтовато-прозрачными кристаллами дипирамидальной короткопризматической формы. Среди всех исследуемых зерен цирконов можно выделить три вида: магматические, захваченные и кристаллы, подвергшиеся гидротермальным изменениям.

Кристаллы обладают заостренными вершинами и ребрами, являются неокатанными. Размер зерен варьирует в пределах 150-525 мкм, отношение длины к ширине составляет от 2,25:1 до 3,5:1. Концентрации U (288-956 г/т) и Th (73-256 г/т) достаточно низкие, диапазон Th/U отношения располагается в пределах 0,245-0,571. Катодолюминесцентные

изображения кристаллов циркона отражают четко выраженную в них ростовую осцилляторную ритмичную зональность (рис. 24а)- чередование темных и светлых конических зон различной мощности, что позволяет определить их магматическую природу.

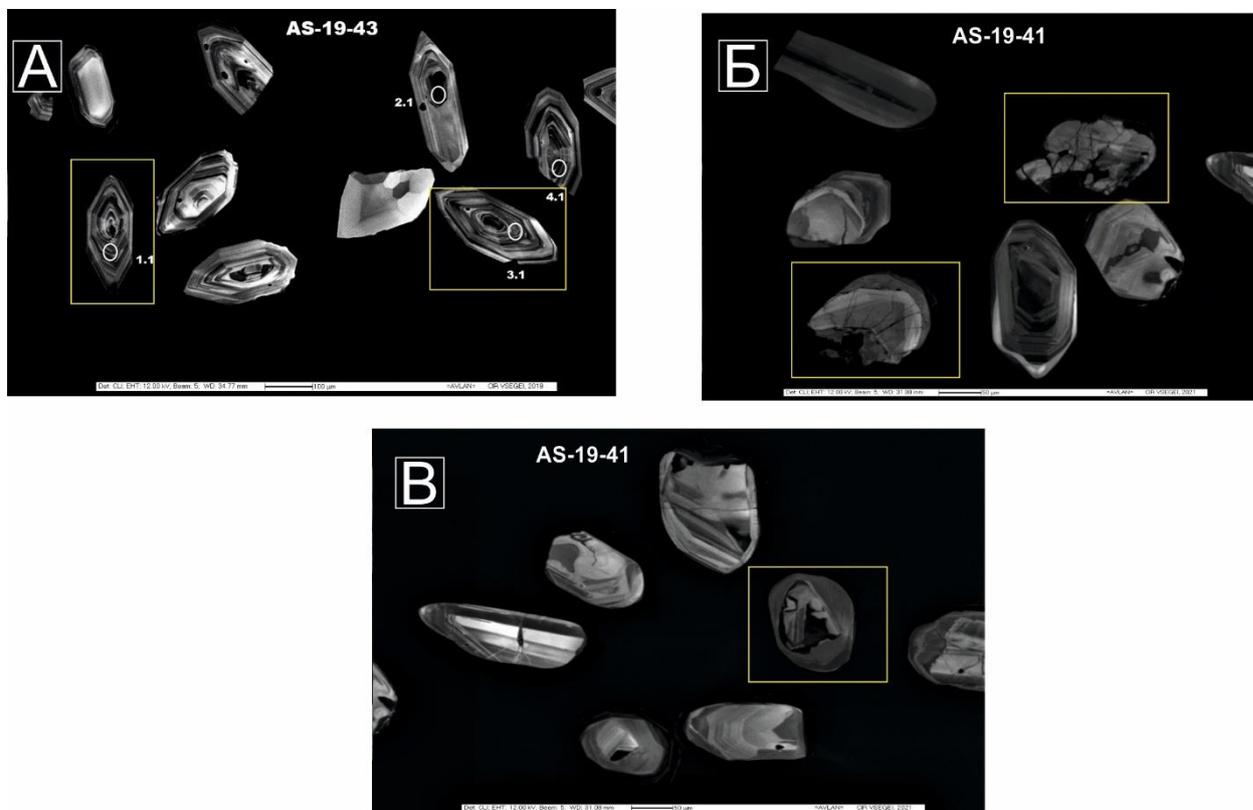


Рис. 24. Катодолуминесцентные изображения, отображающие внутреннюю структуру цирконов из гранитоидных образцов на примере массивов Лево-Индигирского и Иньялинского массивов: а) магматические цирконы с осцилляторной зональностью; б) цирконы, подвергшиеся гидротермальным изменениям; в) цирконы с ядрами более древних захваченных зерен.

В большинстве исследуемых зерен цирконы, подвергшиеся гидротермальным изменениям, обладают доминирующей короткопризматической (бочонковидной) дипирамидальной формой, размером 175-300 мкм с соотношением длины к ширине от 1,7:1 до 3,5:1. Морфология кристаллов циркона, подвергшихся гидротермальным воздействиям, зачастую имеют неправильную форму с нарушенной внутренней зональностью и преобладанием большого количества трещин. Такие зерна в той или иной степени подвергаются поздним изменениям, о чем свидетельствует резорбция граней кристаллов (рис. 24б). Даже наиболее гипидиоморфные зерна с отчетливой осцилляторной

зональностью по краям могут иметь колломорфные структуры. Кристаллы обладают бледно желтой окраской, имеют сглаженные вершины и ребра. Значения содержаний U (212-1070 г/т) и Th (2-465 г/т) низкие, а отношение Th/U все также характеризуется широким диапазоном (0,002- 2,262).

Для образца AS-19-41 присуще наличие более древних захваченных зерен циркона. Они также характеризуются идиоморфными дипирамидальными зернами с зонально-секториальным строением. Представляют собой прозрачные, реже бледновато-желтые кристаллы с гладкой поверхностью призм и пирамид. Основным отличием такого типа цирконов от остальных является наличие в кристаллах ядер более древних цирконов, вероятнее всего захваченных магмой из пород более ранней генерации (рис. 24в). Обычно они обладают округлой формой, вокруг которых разрастается кайма из тонко чередующейся осцилляторной зональности. Содержание U (170-1038 г/т) и Th (18-496 г/т) остаются низкими, U/Th (0,05-0,96).

Полученные изотопные отношения значения для цирконов были использованы для построения диаграмм с конкордией Везерилла и расчета средневзвешанных значений главной популяции образцов (рис. 25-28). Рассчитанные возрасты для индивидуальных зерен в большинстве имеют дискордантность менее 10%. Поскольку некоторые зерна обладали дискордантностью более 10% расчет конкордантных и средневзвешанных значений возраста было произведено после поправки на захваченный свинец (Stacey & Kramers, 1975).

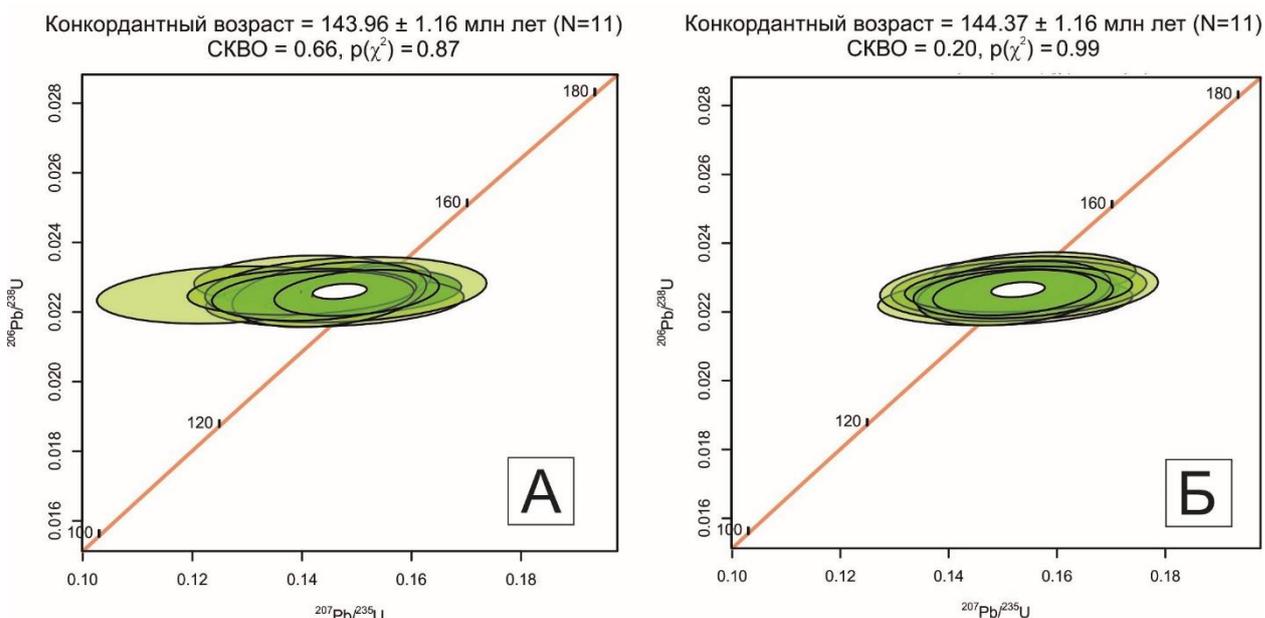


Рис. 25. Диаграммы с конкордией для 11 локальных U-Pb SHRIMP II анализов циркона AS-19-43 массива Инъяли: а)- до коррекции на обыкновенный свинец, б)- после коррекции на захваченный (нерадиоогенный) свинец

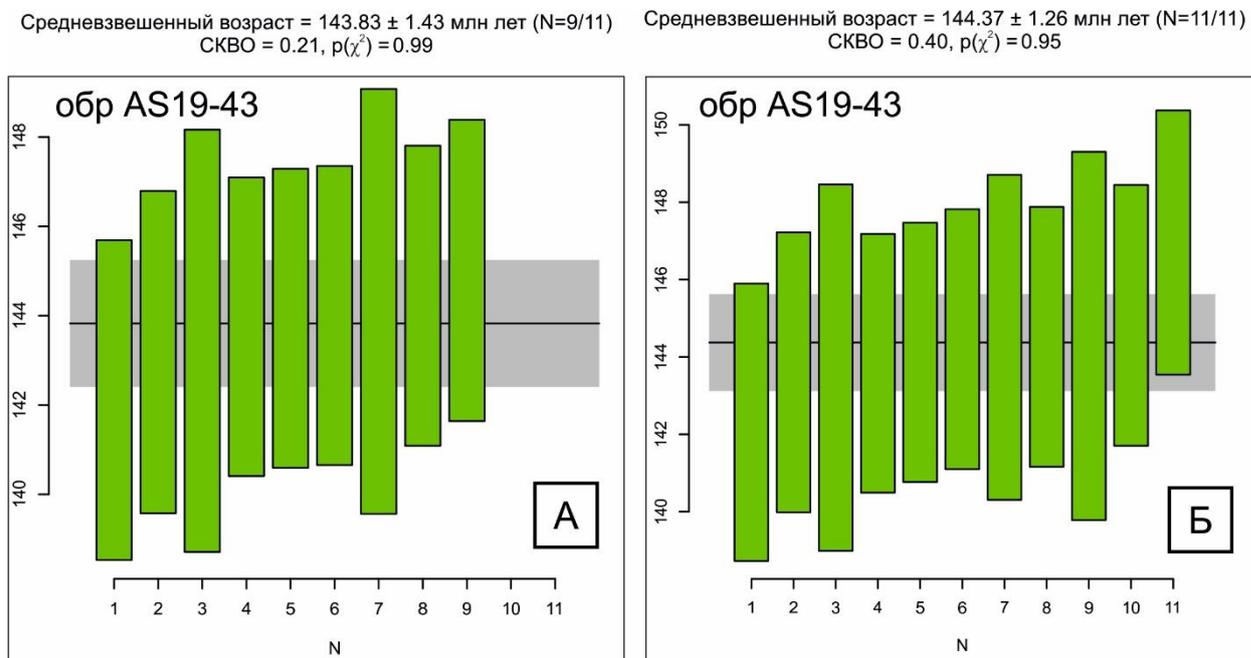


Рис. 26. Диаграммы со средневзвешенными возрастaми для 9 локальных U-Pb SHRIMP II анализов циркона AS-19-43 массива Инъяли: а)- до коррекции на захваченный свинец. Для расчета средневзвешенного возраста использовались значения с дискордантностью менее 10%. б)- после коррекции на захваченный (нерадиоогенный) свинец.

Все проанализированные зерна имеют близкие значения возраста в пределах аналитической погрешности, что указывает на возраст кристаллизации массивов. Все рассчитанные возраста (конкордантный и средневзвешенный, до поправки на захваченный свинец и после нее) имеют одинаковые значения, учитывая рассчитанные погрешности. В качестве результата датирования за возраст массивов во внимание принимается средневзвешенное значение после поправки на захваченный свинец 144.37 ± 1.26 млн лет (СКВО=0.40, $p(\chi^2)=0.95$), (рис. 26б). Конкордантный возраст с учетом поправки на обыкновенный захваченный свинец 144.37 ± 1.16 (СКВО=0.20, $p(\chi^2)=0.99$), (рис. 25б).

В ходе изучения датирования возраста Чёнского массива из проанализированных 10 зерен, выявляется 4 конкордантных возрастных кластера: 142 ± 2 , 271 ± 4 , 282 ± 2 , 530 ± 7 млн лет (рис.27а). Поскольку процесс плавления и кристаллизации сопровождается возникновением магматической популяции цирконов более древних реликтовых фаз протолита, анализировались новообразованные зоны цирконов, а для расчета возраста

кристаллизации массива использовалась наиболее молодая популяция возрастов. Конкордантный возраст для 7 зерен цирконов 142.29 ± 1.42 млн лет (СКВО=0.19, $p(\chi^2)=1$, рис.27б). Средневзвешенный возраст 142.29 ± 1.62 млн лет (СКВО=0.39, $p(\chi^2)=0.89$, рис.28б).

Подобная процедура была проведена для остальных восьми образцов.

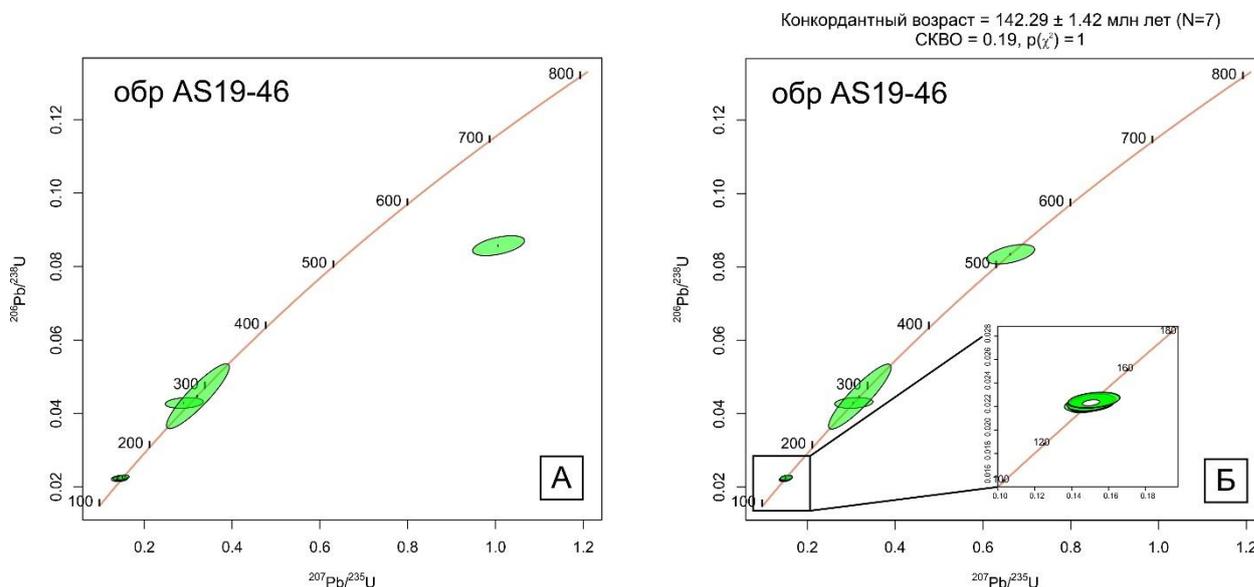


Рис. 27. Диаграммы с конкордией для 7 локальных U-Pb SHRIMP II анализов циркона AS-19-46 Чёнского массива: а)- до коррекции на обыкновенный свинец, б)- после поправки на обыкновенный захваченный Рb

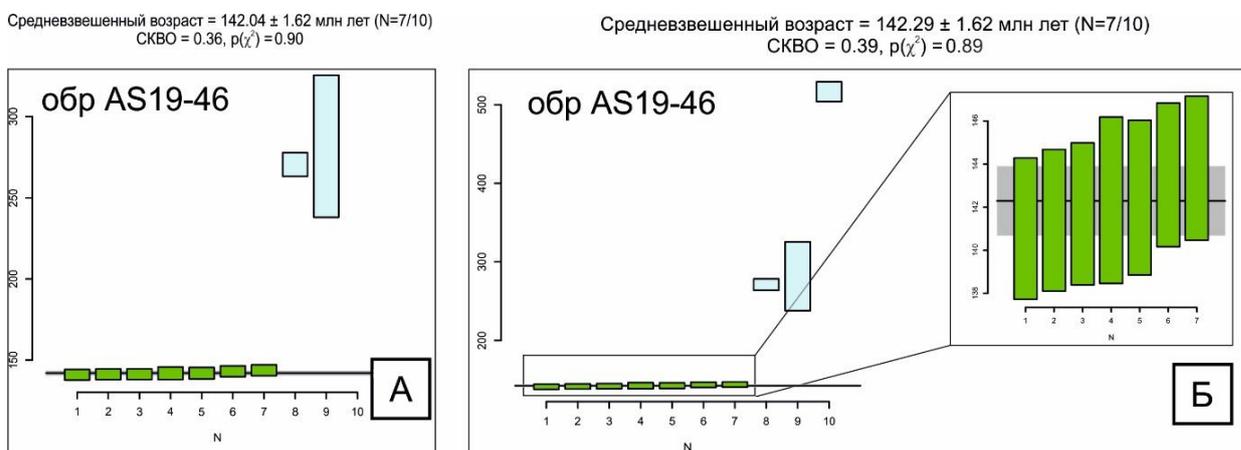


Рис. 28. Диаграммы со средневзвешенными возрастными для 7 локальных U-Pb SHRIMP II анализов циркона AS-19-46 Чёнского массива: а)- до коррекции на обыкновенный свинец, б)- после поправки на обыкновенный захваченный Рb

Результаты датирования десяти массивов указаны в таблице 2.

6. Трековое датирование

Определение возраста методом трекового датирования по апатиту фиксирует время охлаждения через зону частичного отжига (PAZ), которая может быть вызвана региональными тектоническими событиями.

Для изучения трекового возраста образцов было выбрано 5 массивов для исследования их термической эволюции (AS-19-15, AS-19-33, AS-19-44, AS-19-45, AS-19-46). Шесть образцов, включая стандарт Durango, были изучены на микроскопе Zeiss Axiom Z1m ресурсного центра СПбГУ при помощи программного обеспечения TrackWorks (система Autoscan). Содержание ^{238}U было измерено при помощи LA-ICP-MS на базе ОПЦКП «Ультрамикроанализ» ЛИИ СО РАН в городе Иркутск.

На основании данных, полученных по трекам, при помощи программы Isoplot R (Vermeesch, 2018) были получены возраста, указанные в таблице 3. Все исследуемые образцы попадают под близкий интервал значений от 59.17 ± 4.60 до 89.99 ± 5.86 млн лет.

Таблица 3

Данные расчета трековых возрастов

№ Образца	Массив	n	Ns	ρ_s ($10^5/\text{cm}^2$)	U (ppm)	Возрасты (Ma $\pm 1\sigma$)
AS-19-15	Порожноцепинский массив	26	790	53.1	45.53	79.93 ± 10.41
AS-19-33	Усть-Нерский массив	24	572	69.9	21.05	72.9 ± 21.1
AS-19-44	Массив Чён	19	1495	62.1	101.05	72.88 ± 8.94
AS-19-45	Массив Чён	20	3130	114,0	129.17	59.17 ± 4.60
AS-19-46	Массив Чён	21	3337	78.0	95.31	89.99 ± 5.86

Образец AS-19-15

Апатит из образца представляет собой оптически чистое зерно прозрачного цвета, местами трещиноватый с малым количеством включений. Средний размер зерен составляет порядка 150-200 мкм. Средние длины треков варьируют в пределах 11-12 мкм, при этом распределение длин треков преимущественно унимодальное. Значение скрытых треков (D_{pat}) находятся приблизительно в одном диапазоне и составляет 1.22 мкм. Спайдер-диаграммы, нормализованные на хондрит (McDonough & Sun, 1989) характеризуются более высокими концентрациями РЗЭ относительно состава гранитоидов, наблюдается

отрицательные значения Eu аномалии, когда для состава пород характерен положительный пик (рис. 29а). Радиальные графики однозернистых данных трекового датирования по апатиту имеют центральные значения 79.93 ± 10.41 млн лет, СКВО=2.7 (рис.29б).

Образец AS-19-33

Зерна апатита оптически чисты и однородны, обладают прозрачным цветом. Включения отсутствуют, однако преобладает трещиноватость. Средний размер зерен в основном составляет 120-170 мкм, среднее значение длин треков составляет 10 мкм. Значение длин скрытых треков составляет 1.69 мкм. Ориентируясь на спайдер-диаграмму можно отметить схожесть с образцом AS-19-15 (рис.29в), отчетливо видна отрицательная Eu аномалия, при близких значениях остальных РЗЭ. Радиальные графики отражают трековый центральный возраст датирования, равный 72.9 ± 21.1 млн лет, СКВО=8.6 (рис.29г).

Образец AS-19-44

Зерна апатита характеризуются бледно-желтоватой, ближе к бесцветной окраске. Обладают многочисленными трещинами и включениями рудных минералов. В среднем длина зерен варьирует в пределах 600-750 мкм, среднее значение длин треков составляет 9 мкм, скрытые треки имеют размер около 1.64 мкм. Спайдер-диаграмма распределения РЗЭ отражает пики положительных значений Eu аномалии у трех зерен (рис.29д), при отрицательной аномалии у всех остальных. Значение содержаний элементов имеет широкий диапазон, приближаясь к значениям РЗЭ гранитоидов (whole rock). Радиальные графики указывают на возраст 72.88 ± 8.94 млн лет, СКВО= 5 (рис.29е).

Образец AS-19-45

Кристаллы апатита оптически однородны и чисты, с трещиноватостью, без включений. Преобладает бледно-желтое, прозрачное окрашивание. Размер зерен варьирует в пределах 550-650 мкм, значение средних длин треков 12 мкм, скрытые треки приближены к значениям 1.5 мкм. График распределения РЗЭ имеет сходство с образцом AS-19-44, заметны положительные значения Eu аномалии трех зерен, в то время как остальные характеризуются отрицательными значениями (рис.29ж). Радиальные графики однозернистых данных трекового датирования характеризуются возрастом 59.17 ± 4.60 млн лет, СКВО=5 (рис.29з).

Образец AS-19-46

Апатит в образце обладает желтовато-коричневым окрасом, наблюдаются тонкие газово-жидкие включения. Размер кристаллов варьирует в узком диапазоне 360-420 мкм. Среднее значение длин треков составляет 12.3 мкм, значение скрытых длин треков практически неизменно и постоянно 1.85 мкм. Распределение РЗЭ обладает схоже с

предыдущими образцами (рис.29и). Радиальные графики отражают возраст 89.99 ± 5.86 млн лет, СКВО=3.7 (рис.29к).

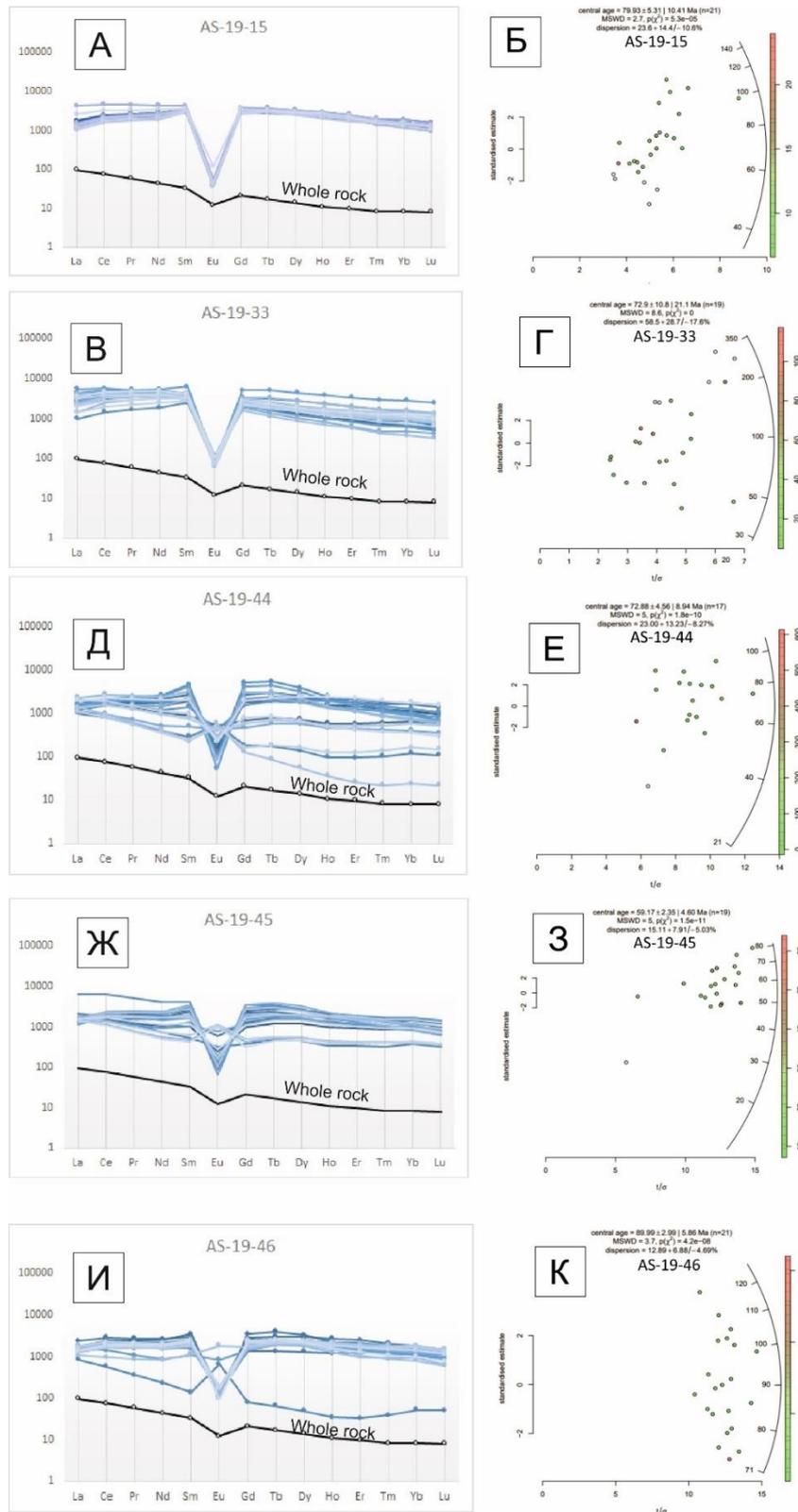


Рис. 29. Графики распределения РЗЭ, нормированных на хондрит (McDonough & Sun, 1989), а также радиальные графики с возрастaми, построенными в программе Isoplot R (Vermeesch, 2018)

6.1 Инверсивное моделирование

Для изучения термальной эволюции исследуемых образцов, основываясь на данных, полученных трековых возрастов и распределении измеренных длин замкнутых треков в зернах апатита, была использована программа HeFTY. Все длины замкнутых треков были спроецированы на кристаллографическую ось С с использованием проекционной модели Ketcham et al. (2003). Результатом моделирования является t-T диаграмма, четко фиксирующая все температурные изменения в ходе времени. На самой диаграмме температурно-временной кривой можно отметить две широкие области: более узкая область отражает исход с хорошим соответствием данных, более широкая характеризует температурно-временные исходы, которые не противоречат имеющимся данным (рис. 30).

Промоделированные t-T диаграммы для исследуемых образцов показывают один и тот же стиль эрозии образцов. Модель температурных изменений образцов, отобранных в совершенно различных частях территории р. Индигирка отображают практически одну термальную историю для образцов.

Согласно t-T моделям (рис. 30) прослеживается этап быстрого охлаждения образцов 110-100 млн лет. Массивы гранитоидов залегают на достаточно больших глубинах (12-16 км) и при пересечении изотермы, соответствующей температуре 110°C 110-100 млн лет назад оказался на глубине порядка 4,5 км (если брать в расчет геотермический градиент, равный 25 °C /км). Скорость эксгумации составила порядка 38 м/млн лет, что, вероятно можно связать с формированием Охотско-Чукотского вулканического пояса (Akinin et al., 2020), чьи действия могли затронуть поднятие массивов.

До этого предшествовал этап с момента кристаллизации гранитных расплавов до 130 млн лет, характеризуя этап как завершение первого этапа коллизии.

После стремительного охлаждения последовал этап длительного спокойного остывания с эрозийной скоростью 3 м/млн лет. Поскольку этап протекал плавно, без температурных изменений, можно сделать вывод об относительно спокойной активности района. Этот этап является ключевым этапом эксгумации- эрозии.

Завершающий этап знаменует период времени 40-30 млн лет и по настоящее время. Стремительное охлаждение гранитоидов прослеживается на всех моделях, эксгумация в данный временной интервал 15 м/млн лет. Его интерпретацию можно связать с последними этапами коллизионных событий.

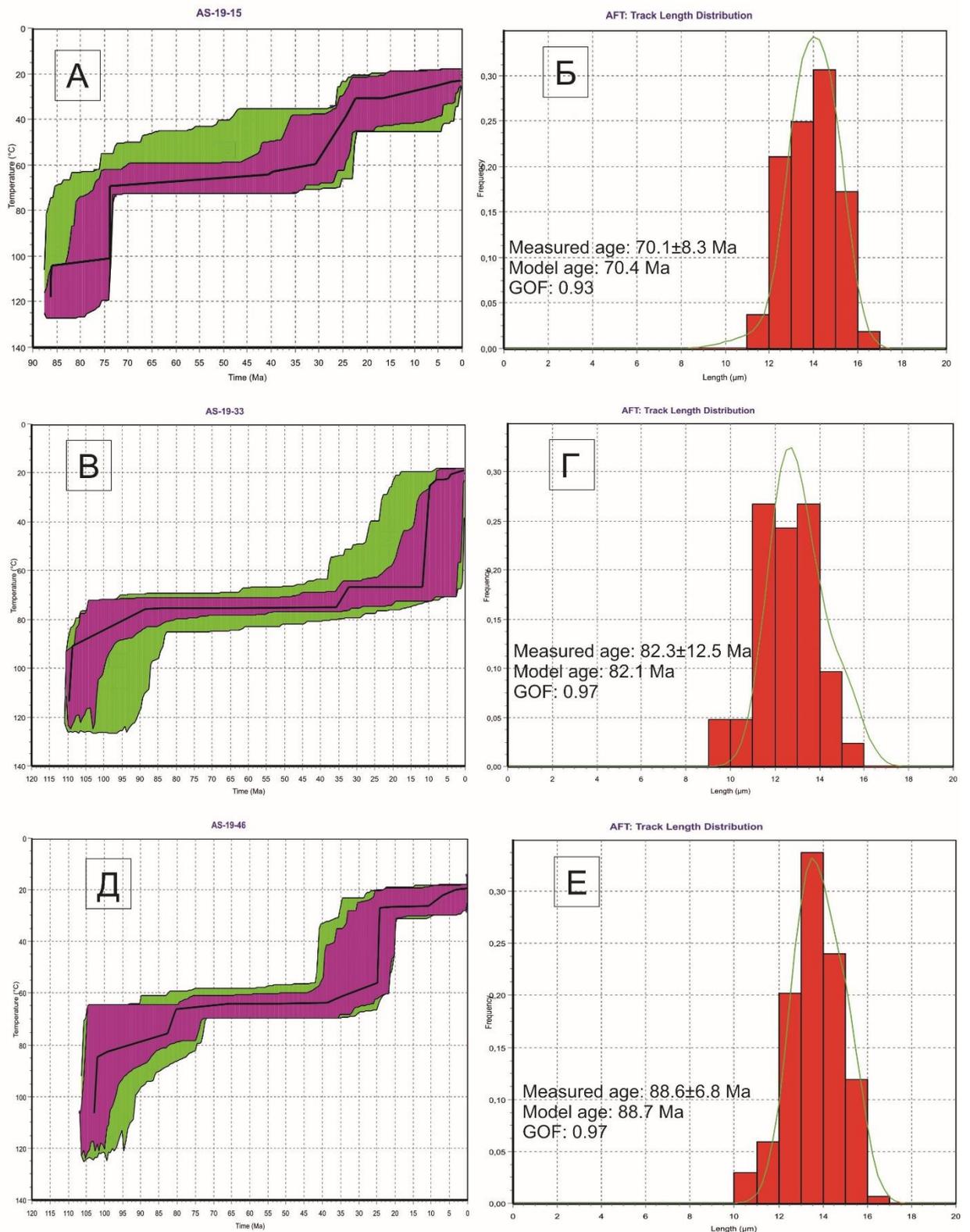


Рис. 30. Результат инверсивного моделирования температурно-временной термической истории для образцов AS-19-15, AS-19-33, AS-19-46. а, в, д) t-T диаграмма данных трекового возраста и распределения длин замкнутых треков. б, г, е) Гистограмма распределения длин замкнутых треков.

7. Обсуждение результатов и выводы

Меловой магматизм по данным предшественников начинается на первых этапах коллизионных и аккреционных обстановок (Akinin et al, 2020). По данным авторов Главный батолитовый пояс имеет возраст от 158 до 144 млн лет с пиком в 150 ± 3 млн лет. Геодинамическая природа интерпретируется как субдукционная, связанная с последующей коллизией Колымо-Омолонского супертеррейна с восточной окраиной Северо-Азиатского кратона в поздней юре (Layer et al., 2001). Следующий этап, на который приходится очередной пик магматического проявления, приходится на 139 ± 2 млн лет. Данный этап тектонических деформаций проявляется в Северном батолитовом поясе. Заключительному этапу магматических процессов отвечает период 90-84 млн лет и ему соответствует анарогенный постколлизионный магматизм.

В рамках проведенного исследования были получены новые геохимические характеристики для 26 интрузивных комплекса среднего течения р. Индигирка. Десять образцов получили новые изотопно-геохронологические данные U-Pb методом, был определен их абсолютный возраст. В ходе работы была исследована методика проведения трекового датирования на примере 5 комплексов для определения общей модели формирования гранитных комплексов и выявления этапов коллизии. На основании полученных данных при помощи программы Isoplot R и HeFTY получены их трековые возраста и сделаны диаграммы, отражающие их термическую историю.

Развитие Главного батолитового пояса имело 3 генерации внедрения. По изотопным данным цирконов из рассматриваемых массивов в программе Isoplot R были построены гистограммы распределения возрастов с целью определения пиковых магматических событий региона (рис.31). Первый этап, отвечающий непосредственно коллизионным обстановкам, приходится на 145 ± 3 млн лет, что является более ранним событием, чем указано в работе исследователей (Akinin et al., 2020). Вероятно, можно судить о более ранних коллизионных процессах на выбранном для изучения регионе. По геохимическим характеристикам образцы первого коллизионного этапа тяготеют к железистым породам, обладают более калиевым известково-щелочным составом и отвечают геодинамическим обстановкам гранитов вулканических дуг, при этом также тяготея к полю коллизионных гранитов. Временной интервал первого этапа коллизионных обстановок лежит в пределах 154-145 млн лет.

Для следующего этапа тектонической активности отвечает временной интервал 135-137 млн лет с пиком 136 ± 2 млн лет. Полученный в данном исследовании возраст прекрасно коррелирует с данными концепции образования гранитоидов Северного батолитового пояса, описанных в работе Akinin et al, (2020). Гранитоиды данного этапа характеризуются переходом от железистых пород к магнезиальным, принадлежность и стремление в поле гранитов S-типа и непосредственное расположение в поле коллизионных обстановок на дискриминационных диаграммах.

Для самого молодого этапа в 85-89 млн соответствует пик 85 ± 3 млн лет. На данном этапе граниты полностью располагаются в поле коллизионных гранитов, являются самыми магнезиальными из всех рассмотренных образцов и стремятся в поле наиболее щелочных пород (шошонитовая серия).

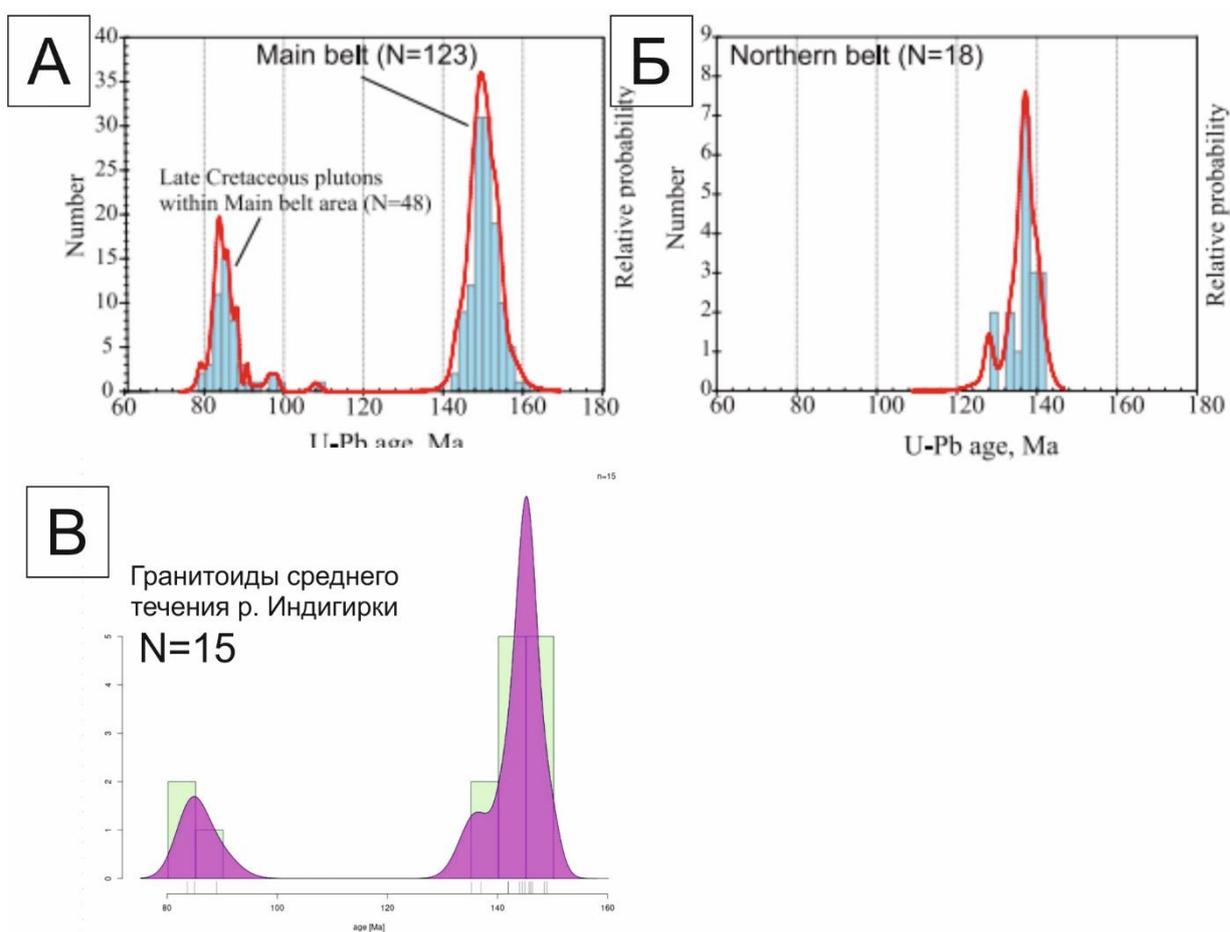


Рис. 31. Гистограммы распределения возрастов, вычисленных U-Pb методом по циркону:

- а) Гистограмма распределения возрастов Главного батолитового пояса (Akinin et al., 2020),
- б) Гистограмма распределения Северного батолитового пояса (Akinin et al., 2020),
- в) Гистограмма распределения возрастов в текущей работе гранитоидов среднего течения р. Индигирки

События, происходившие после 80 млн лет могут быть рассмотрены как события, связанные с региональным надвигом и образцы, обладающие молодыми возрастами образуются благодаря плавлению остаточного субстрата.

Основываясь на результатах исследования, основанные на датировании гранитоидов, прорывающих основные структуры Верхояно-Колымской складчато-надвиговой области (Layer et al., 2001) и (Акинин, Миллер, 2020) была произведена следующая модель коллизии Сибирской платформы и Колымо-Омолонского супертеррейна (рис.32):

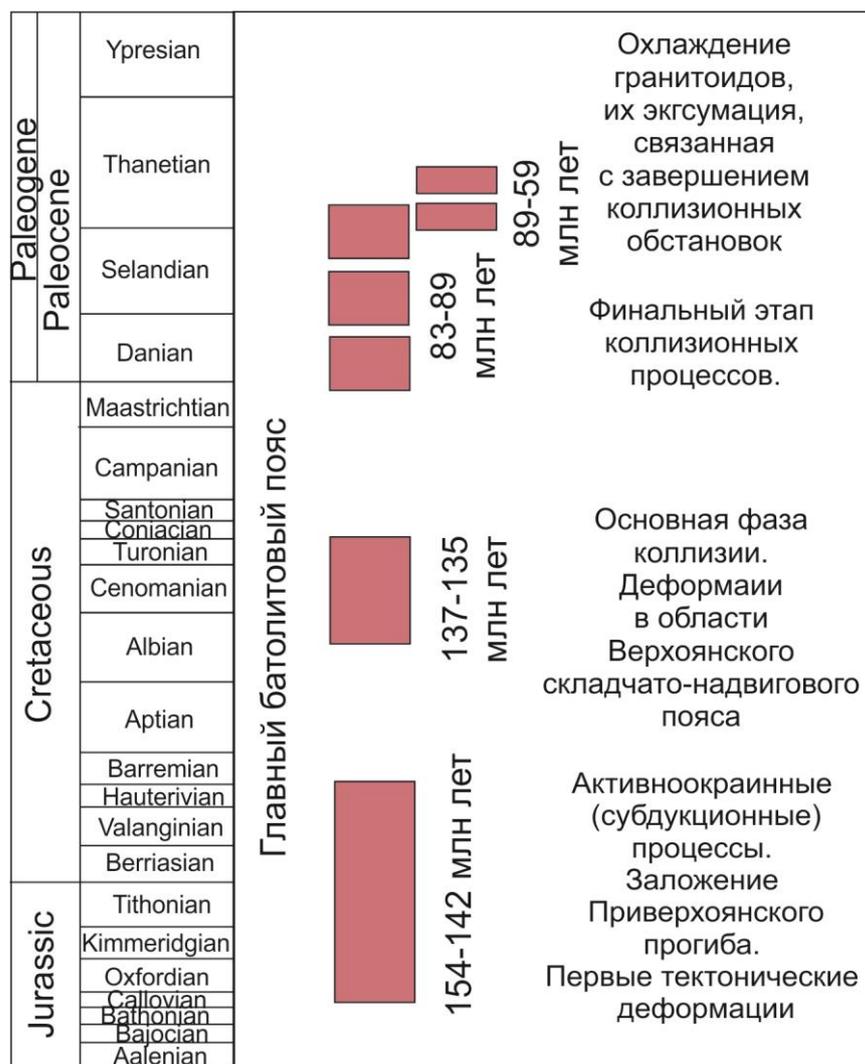


Рис. 32. Концепция процессов гранитного магматизма Главного батолитового пояса

- На этапе 154-142 млн лет на территории Верхояно-Колымской орогенной области происходит формирование Главного батолитового пояса и происходит внедрение гранитоидов, которые наследуют преимущественно активноокраинные (субдукционные) характеристики. Эти данные вполне согласуются по возрасту с заложением Приверхоянского прогиба и возрасту

первых тектонических деформаций в Верхоянском складчато-надвиговом поясе (Khudoley and Prokoriev, 2007; Прокопьев, 1989; Прокопьев и Дейкуненко, 2001; Акинин и Миллер, 2011).

- Этап 137-135 млн лет отвечает за формирование в Главном батолитовом поясе гранитных интрузивов с синколлизийными характеристиками, что характеризует данный этап как основную фазу коллизии и деформаций в области Верхоянского складчато-надвигового комплекса. В то же время по появлению обломочного материала в баррем-альбских отложениях краевого прогиба считалось, что к 130 млн лет основной этап деформации закончился и началось разрушение горной системы (Галабала, 1971). С другой стороны, более современные исследования обломочных цирконов и Sm-Nd характеристик отложений передового прогиба показывают, что его заполнение происходило за счет сноса обломочного материала преимущественно с платформы, а не с Верхоянского пояса (Ершова и др., 2013, Малышев и др., 2016).

Такие косвенные свидетельства присутствия галек пермских песчаников в меловых толщах прогиба нецелесообразно считать показателем окончания коллизийных процессов. Учитывая трековые данные, полученные в исследованиях Южно-Верхоянского сектора, деформации в регионе проходили после 130 млн лет (Малышев и др., 2018).

- В исследовании Layer et al. (2001) финальный этап коллизийных процессов приходится в период 89-83 млн лет, когда в районе Главного батолитового пояса происходило формирование гранитоидов с анарогенными (постколлизийными) характеристиками. В работе Layer et al. (2001) наиболее молодые гранитоиды были сформированы в более восточных и северных районах. Такие показания не согласуются с текущим исследованием и плохо коррелируются с данными трекового датирования деформаций (Малышев и др., 2018). В ходе исследования данной работы можно отметить наличие молодых гранитоидов с вулканогенными (субдукционными) и синколлизийными характеристиками в районе среднего течения р. Индигирка (Главный батолитовый пояс), что указывает на продолжение аккреционно-коллизийных процессов вплоть до 85 млн лет.

Выводы

1. Изученные гранитоиды наследуют характеристики биотит-мусковитовых кварц-полевошатовых пород, в состав которых входят роговая обманка. Зональность плагиоклаза свидетельствует о быстрой кристаллизации магматического расплава. Среди акцессорных минералов встречается апатит, вторичные минералы практически не развиты и представлены клиноцоизитом и хлоритом.
2. Исследуемые гранитоиды обладают характеристиками гранитов S-типа, также, как и гранитов I-типа. Практически не имеют между собой четкого деления в петрографической части, но при этом обладают слабым распределением на дискриминационных и классификационных диаграммах.
3. Рассмотренные породы являются высоко-калиевыми известково-щелочными гранитоидами, характерными субдукционным и коллизионным геодинамическим обстановкам.
4. Полученные датировки с учетом известных датировок позволили выделить генерации трех этапов развития Главного батолитового пояса. Первый этап 154-145 млн лет, отвечает активноокраинным (субдукционным) процессам. Отвечает за заложение Приверхоянского прогиба. Появление первых деформаций. Второй этап 137-135 млн лет отвечает основной фазе коллизии, деформации в области Верхоянского складчато-надвигового пояса. Финальный этап 89-83 млн лет характеризуется финальным этапом коллизионных обстановок.
5. По данным трекового возраста определены возрасты охлаждения и эксгумации гранитоидов на поверхность Земли- 89-59 млн лет, что связано с завершением коллизионных обстановок и переходом тектонических процессов в сторону Камчатки.

Благодарности

Во время написания текущего исследования использовалось оборудование ресурсного центра СПбГУ «Рентгенодифракционные методы исследования», «Ресурсный центр микроскопии и микроанализа», «Оптические и лазерные методы исследования вещества». Также использовалось оборудование ИЗК СО РАН (Иркутск) XRF и LA-ICP-MS «Геодинамика и геохронология», ICP-MS ЦКП "Ультрамикрoанализ" (Иркутск).

Хотелось бы выразить слова благодарности ФГУП «ВСЕГЕИ», в частности А. В. Савельева за предоставление материалов для исследования.

Также хочется отметить чуткое курирование работы С. В. Малышев и выразить огромную благодарность за наставничество, советы и поддержку!

Список литературы

1. Акинин В.В., Миллер Э.Л., 2011. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Петрология. Т. 19, № 3. С. 249–290;
2. Гриненко, В. С., Спектор, В. Б., 2000, Геологическая карта: Q-54-XXIX, XXX (Предпорожный). Государственная геологическая карта Российской Федерации. Издание второе. Яно-Индибирская серия, масштаб: 1:200 000, серия: Яно-Индибирская, составлена: ФГБУ «ВСЕГЕИ»;
3. Калашников, В. В., Аверченко, А. И., Федорова, С. С. (2002). Отчет о результатах ГДП-200 и подготовки к изданию государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000, листы Q-54-XXXV, XXXVI (издание второе) в 2-х книгах. ФГУФГФ, САХАГЕОИНФОРМ, ГУП ЯПСЭ, Якутск;
4. Ершова В.Б., Худолей А.К., Прокопьев А.В. Реконструкции питающих провинций и тектонических событий в карбоне на северо-восточном обрамлении Сибирской платформы по данным U-Pb датирования обломочных цирконов // Геотектоника, 2013, № 2, с. 32—41;
5. Малышев, С. В., Худолей, А. К., Прокопьев, А. В., Ершова, В. Б., Казакова, Г. Г., Терентьева, Л. Б. (2016). Источники сноса каменноугольно-нижнемеловых терригенных отложений северо-востока Сибирской платформы: результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований. Геология и Геофизика 57, 537–552;
6. Малышев, С. В., Худолей, А. К., Гласмахер, У. А., Казакова, Г. Г., Калинин, М. А. (2018). Определение этапов формирования юго-западной части Верхоянского складчато-надвигового пояса по данным трекового датирования апатита и циркона. Геотектоника 55–68;
7. Нургалаев, Р. Ю., Вдовина, Л. Г., Кропачев, А. П., Русс, В. В., 2016, Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Серия Яно-Индибирская. Лист Q-54-XXIX, XXX. Объяснительная записка, (Vol. 1). Санкт-Петербург: Московский филиал ФГБУ “ВСЕГЕИ”;
8. Парфенов Л.М., Оксман В.С., Шашкин М.М., 1989. Среднепозднеюрские тектонические покровы Тас-Хаяхтахской зоны. Геология и геофизика. № 1. С. 130-134;
9. Прокопьев, А. В. (1989). Кинематика мезозойской складчатости западной части Южного Верхянья. ЯНЦ СО АН СССР, Якутск;
10. Прокопьев, А. В., Дейкуненко, А. В. (2001). Деформационные структуры складчато-надвиговых поясов, Под ред. Парфенов, Л.М., Кузьмин, М.И., Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). МАИК

- Наука/Интерпериодика, Москва, pp. 156–198;
11. Протопопов, Г. Х., Трущелев, А. М., Кузнецов, Ю. В., Радудевич, Я. А., Войтенко, В. Н., Данилов, В. Г., Протопопов, Р. И., Попов, А. П., 2019, Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Q-54 - Усть-Нера. Объяснительная записка. Издательство ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург;
 12. Соловьев А.В., 2008. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит: методы трекового датирования и структурного анализа. М.: Наука. 319 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 577);
 13. Трунилина В. А., Роев С. П., 2001. Меловой вулканизм Хара-Сисского поля (Верхояно-Колымская орогенная область). Природные ресурсы Арктики и Субарктики. Т. 24, №3;
 14. Фор Г., 1989. Основы изотопной геологии;
 15. Barry Kohn, Ling Chung, Andrew Gleadow, 2019, Fission-Track Analysis: Field Collection, Sample Preparation and Data Acquisition. Fission-Track Thermochronology and its Application to Geology. P. 25–48;
 16. Bhandari, N., Bhat, S., Lal, D., Rajagopalan, G., Tamhane, A. S., Venkatavaradan, V. S., 1971. High resolution time averaged (millions of years) energy spectrum and chemical composition of iron-group cosmic ray nuclei at 1 A. U. based on fossil tracks in Apollo samples. Proceedings of the Lunar Science Conference, vol. 2, p. 2611;
 17. Cogné Nathan, David M. Chew, Raymond A. Donelick, Claire Ansberque, 2020, LA-ICP-MS apatite fission track dating: A practical zeta-based approach. Chemical Geology. Vol. 531. P. 119302;
 18. Dodson M. H., 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. Contributions to Mineralogy and Petrology, volume 40, p. 259–274;
 19. Ehlers, T.A., and Farley, K.A., 2003, Apatite (UTh)/He thermochronometry: Methods and applications to problems in tectonic and surface processes: Earth and Planetary Science Letters, v. 206, p. 1–14;
 20. Ewart, A., 1982, "The mineralogy and petrology of Tertiary-Recent orogenic volcanic rocks: with special reference to the andesitic-basaltic compositional range." Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks, 7, 25-98;
 21. Fleischer R. L, Price P. B., 1963. Tracks of Charged Particles in High Polymers. Science 140, 1221-1222;
 22. Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J., Frost, C. D., 2001, A geochemical classification for granitic rocks. Petrology. Vol. 42. № 11. P. 2033–2048;

23. Frost, R. O., Steketee, G., Tolin, D. F., Renaud, S., 2008. Development and validation of the clutter image rating. *Journal of Psychopathology and Behavioral Assessment*, 30 (3), 193–203;
24. Gleadow A. J. W., 1981. Fission Track Dating Methods: what are the real alternatives? *Nucl Tracks* 5:3-14;
25. Holden P., Halliday A.N., Davidson J.P., Hildreth W., 1991. Modelling the petrogenesis of high Rb/Sr silicic magmas, 92(1-3), 0–114;
26. Hurford A. J., Green P. F., 1982. A user's guide to fission track dating calibration. *Earth Planet Sci Lett* 59:343-354;
27. Khudoley, A. K., Prokopiev, A. V. , 2007. Defining the eastern boundary of the North Asian craton from structural and subsidence history studies of the Verkhoyansk fold-and-thrust belt. *Geological Society of America Special Papers* 433, 391–410;
28. Frost, B. R., Frost, C. D., 2008, "A geochemical classification for feldspathic igneous rocks." *Journal of Petrology* 49.11, 1955-1969;
29. Layer, P.W., Newberry, R., Fujita, K., Parfenov, L. M., Trunilina, V. A. & Bakharev, A. G. 2001. Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, Northeast Russia, based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and trace element geochemistry. *Geology*, 29, 167–170;
30. Ludwig, K. R., 2001, SQUID 1.02, A user manual, a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley, USA: Berkeley Geochronology Center Special Publication;
31. Malusà Marco G., Fitzgerald Paul G., 2019, *Fission-Track Thermochronology and its Application to Geology*. P. 147–161;
32. Maniar, P. D, Piccoli, P. M., 1989, Tectonic discrimination of granitoids, *GSA Bulletin* 101 (5): 635–643;
33. McDonough, W. F., Sun, S. S., 1995, The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3–4), 223–253;
34. Middlemost, E. A. K., 1994, Naming materials in the magma / igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37, 215-224;
35. Sokolov, S. D., 2010. Oчерк тектоники Северо-Востока Азии. Tectonics of Northeast Asia: An overview. *Geotektonika*, 44, 493–509;
36. Spotila, J. A., 2005, Applications of low-temperature thermochronometry to quantification of recent exhumation in mountain belts: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 58, p. 449-446;
37. Ross, P.-S., White, J.D.L. 2005. Unusually large clastic dykes formed by elutriation of a poorly sorted, coarser-grained source. *Journal of the Geological Society*.162: 579-582;

38. Sun, S. S., McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society London Special Publications 42, 313–345;
39. J. Toro, E. L. Miller, A. V. Prokopiev, Xiaojing Zhang and R. Veselovskiy, 2016, Journal of the Geological Society, 173, 989-1006;
40. Panteeva, S. V., Gladkochoub, D. P., Donskaya, T. V., Markova, V. V., Sandimirova, G. P., 2003, Determination of 24 trace elements in felsic rocks by inductively coupled plasma mass spectrometry after lithium metaborate fusion. "Spectrochimica Acta Part B: Atomic Spectroscopy", 2003, Vol.58, 2, p. 341-350;
41. Parfenov, L.M. and Natal'in, B.A., and Semenov, 1985, Mesozoic accretion and collision tectonics of Northeastern Asia, in Howell, D.G., ed., Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region (Earth Science Series, v.1): Houston, Tex., Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, p. 363-374;
42. Parfenov, L. M., and Natal'in, B. A., 1986, Mesozoic tectonic evolution of Northeastern Asia, Tectonics of the Eurasian Fold Belts, Tectonophysics, 127: 291-304;
43. Parfenov, L. M., Prokopiev, A. V., Gaiduk, V. V. (1995). Cretaceous frontal thrusts of the Verkhoyansk fold belt, eastern Siberia. Tectonics 14, 342–358;
44. Parfenov, L. M., Oxman, V. S. et al. 2001. The collage of terranes of Verkhoyansk–Kolyma orogenic area. In: Parfenov, L.M. & Kuz'min, M.I. (eds) Tectonics, Geodynamics and Metallogeny of the Sakha Republic (Yakutia). MAIK Nauka/Interperiodica, Moscow, 199–255;
45. Pearce, J. A., Harris N. B. W., Tindle, A. G., 1984, "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks". Journal of petrology 25.4: 956-983;
46. Prokopiev, A.V. 2000. The Verkhoyansk–Chersky collisional orogen. Pacific Geology, 15, 891–904;
47. Prokopiev, A. V., Borisenko, A. S., Gamyagin, G. N., Pavlova, G. G., Fridovsky, V. Y., Kondrat'eva, L. A., Ponomarchuk, A. V., 2018, Age constraints and tectonic settings of metallogenic and magmatic events in the Verkhoyansk-Kolyma folded area. Russian Geology and Geophysics, 59(10), 1237–1253;
48. Prokopiev, A. V., Bakharev, A. G., Zaitsev, A. I., Tretyakov, F. F., Gamyagin, G. N. & Alpatov, V. V. 2006. Tectonics of interference zones of synchronous geodynamic events (on an example of interaction of North Asian craton margin, Okhotsk terrane Kolyma–Omolon microcontinent). In: Karyakin, Y.V. (ed.) Areas of active tectogenesis in modern and ancient history of the Earth, Book II. GEOS, Moscow, 119–123;

49. Stacey, J. S. S., Kramers, J. D. (1975). Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters* 26, 207–221;
50. Vermeesch, P., 2018, IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers*, 9(5), 1479–1493;
51. Wagner, G.A. and Storzer, D., 1972. Fission track length reductions in minerals and the thermal history of rocks. *Transactions of the American Nuclear Society*, 15, 127–128;
52. Wagner G. A., Van Den Haute, 1992, P. *Fission-Track Dating: Kluwer Academic Publishers*. P. 285;
53. Wetherill, G. W., 1956. Discordant uranium-lead ages, I. *Trans. Am. Geophys. Union* 37, 320-326;
54. Whalen, J. B., Currie, K. L., Chappell, B. W., 1987, "A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis." *Contributions to mineralogy and petrology* 95.4: 407-419;
55. Whilliams, I. S., 1998, U–Th–Pb geochronology by ion microprobe, *Reviews in Economic Geology*, Vol. 7. P. 1–35;

Приложение

Приложение 1

Концентрации главных петрогенных оксидов

		Na2O (%)	MgO (%)	Al2O3 (%)	SiO2 (%)	P2O5 (%)	K2O (%)	CaO (%)	TiO2 (%)
1	As-19-4	3.23	1,02	16.14	67.15	0.13	3.21	3,45	0,45
2	As-19-7	3.41	0,12	13.97	73.44	0.03	4.14	1,46	0,1
3	As-19-9	3.55	0,15	14.38	73.37	0.03	4.20	1,56	0,11
4	As-19-11	04.04	1,54	15.92	64.49	0.14	2.72	4,16	0,51
5	As-19-13	3.16	0,85	15.68	69.64	0.12	3.53	2,87	0,37
6	As-19-14	3.94	0,05	13.53	75.70	<0.01	4.43	0,58	0,02
7	As-19-15	2.84	0,95	15.67	67.58	0.16	3.92	2,80	0,52
8	As-19-16	3.27	0,46	15.23	70.64	0.20	3.99	1,85	0,3
9	As-19-18	3.91	1,39	15.89	66.75	0.17	3.18	3,56	0,51
10	As-19-19	2.77	2,44	16.07	62.45	0.13	2.49	5,01	0,64
11	As-19-21	3.54	0,14	14.14	72.87	0.03	04.08	1,64	0,11
12	As-19-25	3.45	0,21	14.60	72.88	0.03	4.28	1,63	0,11
13	As-19-26	3.47	0,27	14.40	71.90	0.04	04.07	1,79	0,18
14	As-19-28	<0.1	4,74	14.18	45.04	0.68	0.04	18,39	0,64
15	As-19-30	3.59	0,34	14.06	73.46	0.16	4.63	1,01	0,25
16	As-19-33	3.28	0,43	14.49	72.49	0.12	4.81	1,49	0,29
17	As-19-35	4.23	0,69	14.97	69.00	0.16	4.26	2,01	0,48
18	As-19-38	3.76	0,35	15.07	72.60	0.50	4.61	0,64	0,15

19	As-19-41	3.24	0,26	14.89	72.73	0.45	4.70	0,69	0,15
20	As-19-43	3.23	0,17	14.53	74.06	0.03	3.78	2,01	0,09
21	As-19-44	2.97	0,12	10.89	80.90	0.25	04.06	0,33	0,07
22	As-19-49	4.20	0,05	14.64	74.15	0.01	04.02	0,99	0,01
23	As-19-53	3.53	0,22	14.49	72.97	0.05	4.89	1,28	0,19

См. продолжение на следующей странице

		MnO (%)	Fe2O3 (%)	Sr (%)	Zr (%)	Ba (%)	ППП (%)	Sum (%)
1	As-19-4	0.09	4,92	0.022	0.023	0.074	0.46	100.37
2	As-19-7	0.04	2,07	0.011	0.013	0.059	0.39	99.26
3	As-19-9	0.05	2,24	0.012	0.013	0.075	0.41	100.15
4	As-19-11	0.10	5,61	0.024	0.020	0.070	1.48	100.81
5	As-19-13	0.05	3,65	0.018	0.017	0.078	0.41	100.42
6	As-19-14	0.04	1,24	<0.003	0.007	<0.01	0.64	100.15
7	As-19-15	0.08	4,23	0.013	0.022	0.097	0.58	99.46
8	As-19-16	0.04	3,00	0.015	0.019	0.081	0.92	100.02
9	As-19-18	0.09	4,76	0.016	0.017	0.058	0.36	100.65
10	As-19-19	0.11	6,08	0.029	0.019	0.060	1.39	99.70
11	As-19-21	0.05	2,20	0.012	0.013	0.063	0.45	99.34
12	As-19-25	0.04	2,41	0.014	0.015	0.093	0.35	100.12
13	As-19-26	0.04	2,52	0.015	0.018	0.092	0.26	99.05
14	As-19-28	0.38	10,35	0.050	0.013	<0.01	4.39	98.91

15	As-19-30	0.04	1,71	0.010	0.015	0.031	0.48	99.82
16	As-19-33	0.05	2,37	0.018	0.018	0.054	0.41	100.32
17	As-19-35	0.06	3,53	0.014	0.026	0.061	0.66	100.16
18	As-19-38	0.01	1,08	0.009	0.008	0.023	0.89	99.71
19	As-19-41	0.02	1,24	0.008	0.008	0.026	0.98	99.40
20	As-19-43	0.03	1,70	0.013	0.010	0.072	0.53	100.29
21	As-19-44	0.01	0,68	0.003	0.005	0.027	0.40	100.71
22	As-19-49	0.04	1,05	<0.003	0.007	<0.01	1.15	100.26
23	As-19-53	0.02	1,95	0.022	0.017	0.050	0.40	100.08

Приложение 2

Концентрации редких и рассеянных элементов

		V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge
1	As-19-4	17.03	20.31	4.74	7.23	4.81	132.39	17.32	1.56
2	As-19-7	3.11	8.64	1.20	13.94	27.26	150.64	16.78	1.66
3	As-19-9	3.52	7.37	02.08	09.01	4.57	116.11	16.77	01.03
4	As-19-11	24.94	21.08	6.32	5.59	7.12	132.36	16.74	1.12
5	As-19-13	23.09	21.48	4.45	15.80	05.02	115.12	17.35	1.52
6	As-19-14	0.81	5.67	0.14	14.70	18.59	167.38	19.80	1.98
7	As-19-15	34.04	25.14	6.48	34.32	34.47	177.99	18.07	1.69
8	As-19-16	9.41	11.99	03.03	17.30	30.28	145.40	18.87	1.58
9	As-19-18	25.31	22.64	6.54	21.66	37.17	175.60	16.81	1.69
10	As-19-19	42.46	69.00	10.36	11.71	11.72	129.45	15.32	1.35
11	As-19-21	02.06	8.89	0.86	5.23	6.49	122.65	16.50	1.50
12	As-19-25	02.04	7.41	0.91	5.12	7.22	110.90	15.91	1.45
13	As-19-26	3.62	09.06	1.44	6.63	25.77	142.74	16.88	1.37
14	As-19-28	81.32	62.34	17.71	64.47	18.05	132.19	16.69	1.89
15	As-19-30	5.60	10.82	0.81	4.64	7.85	113.25	18.41	1.37
16	As-19-33	11.65	5.76	02.07	8.82	10.63	74.85	16.69	1.43
17	As-19-35	17.97	10.09	3.79	9.18	5.59	90.50	18.13	1.65
18	As-19-38	3.75	1.91	0.05	3.12	1.13	110.21	16.41	1.13
19	As-19-41	3.64	14.50	0.36	02.06	1.81	46.03	16.41	1.10

20	As-19-43	3.64	14.50	1.18	6.24	03.06	41.21	14.92	0.92
21	As-19-44	4.40	5.49	0.16	20.50	17.85	76.36	11.43	1.47
22	As-19-49	2.48	3.84	0.01	3.50	4.24	100.90	20.98	2.53
23	As-19-53	0.54	3.15	1.89	3.97	1.91	14.95	18.55	1.55

См. продолжение на следующей странице

		Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Sn	Cs
1	As-19-4	94.14	186.32	24.98	202.31	10.06	2.26	1.10	5.39
2	As-19-7	136.88	98.96	15.96	101.86	9.91	1.76	2.77	2.37
3	As-19-9	134.58	115.53	18.57	118.41	4.85	1.27	1.20	3.32
4	As-19-11	84.05	203.49	25.72	193.49	4.27	1.94	0.90	3.98
5	As-19-13	112.55	146.08	17.45	152.14	10.43	2.35	1.45	6.60
6	As-19-14	201.34	02.06	63.37	55.78	13.69	1.67	5.54	7.51
7	As-19-15	130.69	114.58	41.93	159.58	10.75	2.21	2.91	06.04
8	As-19-16	119.51	122.76	17.40	178.65	11.73	2.62	03.01	5.61
9	As-19-18	110.25	139.50	21.21	141.90	9.54	2.23	2.14	5.27
10	As-19-19	61.55	220.69	24.12	161.41	9.36	3.24	1.14	1.46
11	As-19-21	124.90	97.68	17.15	101.36	9.72	2.21	2.93	03.06
12	As-19-25	122.61	127.80	16.14	131.16	10.07	1.45	1.71	1.51
13	As-19-26	115.60	132.90	14.08	161.72	11.18	1.76	1.49	3.11
14	As-19-28	0.89	434.75	30.10	98.29	6.60	1.21	1.94	0.24
15	As-19-30	215.73	91.92	19.66	125.74	12.53	1.87	3.65	7.97

16	As-19-33	174.44	150.94	16.23	159.33	11.97	0.50	3.93	7.64
17	As-19-35	168.03	125.54	37.24	237.58	13.02	0.82	4.31	9.12
18	As-19-38	236.53	69.00	1.80	54.47	5.77	0.01	20.18	47.71
19	As-19-41	208.38	73.75	3.79	52.89	9.00	0.07	10.01	23.04
20	As-19-43	114.02	126.71	15.16	75.35	2.40	0.40	01.06	6.83
21	As-19-44	258.95	62.22	3.81	27.36	1.63	0.14	4.21	23.03
22	As-19-49	237.36	22.00	7.15	50.02	19.91	0.38	17.01	6.97
23	As-19-53	187.37	194.60	13.78	151.55	15.39	0.31	01.03	2.29

См. продолжение на следующей странице

		Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd
1	As-19-4	786.01	29.08	58.89	6.78	25.85	5.45	1.11	4.83
2	As-19-7	633.97	17.79	35.09	4.33	16.54	4.14	0.62	3.48
3	As-19-9	766.97	22.45	45.54	5.53	20.62	4.82	0.77	4.10
4	As-19-11	696.19	30.14	59.11	6.88	25.77	5.58	1.14	4.77
5	As-19-13	802.03	31.46	62.66	7.54	28.37	5.90	01.06	4.47
6	As-19-14	06.06	4.80	12.33	02.06	10.59	5.26	0.11	7.29
7	As-19-15	974.54	31.33	66.04	7.89	30.98	7.59	0.93	7.17
8	As-19-16	818.81	37.17	75.60	9.19	35.68	08.07	1.12	6.51
9	As-19-18	574.56	22.70	45.35	5.49	20.50	4.36	0.95	4.12
10	As-19-19	596.74	23.78	47.38	5.81	21.87	4.63	0.96	4.26
11	As-19-21	613.60	22.58	46.29	5.49	20.17	4.94	0.70	4.27
12	As-19-25	982.18	21.98	45.36	5.43	20.53	4.37	0.62	3.69
13	As-19-26	945.04	20.47	46.95	5.14	19.02	4.27	0.74	3.54
14	As-19-28	1.94	19.63	38.84	5.19	21.13	5.52	1.74	5.23
15	As-19-30	303.92	29.98	66.86	08.04	29.48	6.71	0.45	4.91
16	As-19-33	507.94	37.65	81.01	9.40	34.51	6.90	0.74	4.85
17	As-19-35	606.67	36.31	75.63	8.69	32.50	7.45	0.98	6.38
18	As-19-38	176.70	5.89	14.37	1.81	07.04	2.15	0.38	1.45
19	As-19-41	234.10	6.35	12.48	1.74	6.82	1.98	0.42	1.73
20	As-19-43	764.93	22.81	44.62	5.34	19.89	5.11	0.92	4.12
21	As-19-44	190.65	5.00	9.41	1.25	4.78	1.18	0.23	1.13

22	As-19-49	16.44	4.62	10.78	1.69	8.30	3.78	0.08	3.33
23	As-19-53	475.26	11.76	23.86	2.95	11.02	2.74	0.68	2.48

См. продолжение на следующей странице

		Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf
1	As-19-4	0.74	4.38	0.94	2.70	0.42	2.77	0.40	5.47
2	As-19-7	0.52	2.90	0.55	1.46	0.21	1.33	0.18	3.68
3	As-19-9	0.63	3.53	0.64	1.61	0.22	1.32	0.19	04.08
4	As-19-11	0.73	4.45	0.94	2.74	0.40	2.64	0.43	4.82
5	As-19-13	0.64	3.27	0.64	1.76	0.27	1.68	0.26	4.38
6	As-19-14	1.53	10.71	2.42	7.23	1.10	07.09	01.05	3.58
7	As-19-15	1.18	7.48	1.55	4.28	0.59	3.69	0.52	4.48
8	As-19-16	0.81	3.95	0.67	1.52	0.21	1.19	0.18	5.26
9	As-19-18	0.62	3.85	0.82	2.30	0.34	2.24	0.35	3.78
10	As-19-19	0.70	4.28	0.95	2.64	0.39	2.71	0.38	4.31
11	As-19-21	0.62	3.53	0.60	1.58	0.21	1.37	0.20	3.84
12	As-19-25	0.59	3.40	0.62	1.68	0.24	1.59	0.24	4.42
13	As-19-26	0.52	2.90	0.51	1.38	0.21	1.41	0.21	4.94
14	As-19-28	0.79	4.88	01.07	2.89	0.42	2.56	0.41	2.51
15	As-19-30	0.71	3.61	0.73	02.08	0.36	2.12	0.31	4.00
16	As-19-33	0.63	3.32	0.67	1.68	0.23	1.50	0.25	4.58
17	As-19-35	1.10	6.79	1.37	4.13	0.60	3.85	0.56	6.67
18	As-19-38	0.18	0.63	0.08	0.14	0.02	0.10	0.02	1.59
19	As-19-41	0.23	01.04	0.15	0.31	0.04	0.24	0.04	1.63
20	As-19-43	0.63	3.20	0.57	1.42	0.18	01.06	0.16	2.82
21	As-19-44	0.17	0.78	0.12	0.30	0.04	0.23	0.03	0.92

22	As-19-49	0.45	1.87	0.22	0.40	0.04	0.17	0.02	3.28
23	As-19-53	0.40	2.49	0.53	1.58	0.24	1.66	0.23	4.91

См. продолжение на следующей странице

		Ta	W	Tl	Pb	Th	U
1	As-19-4	0.76	0.15	0.71	71.93	10.05	2.66
2	As-19-7	1.18	0.19	0.96	81.72	9.36	2.80
3	As-19-9	0.01	0.09	1.17	56.59	10.80	3.49
4	As-19-11	0.01	0.25	0.61	48.56	9.40	2.44
5	As-19-13	0.85	0.74	0.74	78.04	10.87	2.15
6	As-19-14	1.59	0.72	1.90	68.09	9.46	4.85
7	As-19-15	0.84	0.83	0.99	77.72	12.23	2.23
8	As-19-16	0.87	1.10	0.94	76.71	11.62	3.65
9	As-19-18	01.08	0.37	0.86	76.72	7.79	2.37
10	As-19-19	0.63	0.61	0.61	77.64	08.05	02.05
11	As-19-21	1.10	0.19	01.08	77.37	11.74	4.10
12	As-19-25	01.02	0.07	01.09	64.62	11.32	03.08
13	As-19-26	0.78	0.12	0.84	74.68	10.96	1.36
14	As-19-28	0.47	1.82	0.03	80.31	4.21	1.31
15	As-19-30	1.63	1.00	1.67	91.62	21.81	4.76
16	As-19-33	1.27	0.42	1.46	39.22	21.16	4.74
17	As-19-35	1.16	1.27	1.16	126.14	15.29	4.69
18	As-19-38	1.40	1.17	1.93	70.19	2.44	3.56
19	As-19-41	1.68	1.43	1.82	28.25	02.08	04.09
20	As-19-43	0.00	0.37	0.92	25.85	8.78	2.60
21	As-19-44	0.01	02.06	2.46	13.02	2.14	4.46

22	As-19-49	2.47	0.66	02.01	287.14	9.96	7.42
23	As-19-53	1.94	0.69	0.73	20.11	15.78	4.60