

Санкт-Петербургский государственный университет

*КРАСОВА Марина Андреевна*

Выпускная квалификационная работа

**Гранитоиды среднего течения реки Индигирка: состав  
и геодинамическая эволюция**

Уровень образования: бакалавриат

Направление *05.03.01 «Геология»*

Основная образовательная программа *СВ.5018.2016 «Геология»*

Научный руководитель:  
доцент кафедры геохимии  
Институт наук о Земле СПбГУ  
к.г.-м.н. С. В. МАЛЫШЕВ

Рецензент:  
к.г.-м.н. Ю. В. КУЗНЕЦОВ

Санкт-Петербург

2020

## Оглавление

Введение.....	3
1. Геологический очерк исследуемой территории.....	5
1.1. Стратиграфия .....	7
1.2. Магматизм .....	8
1.3. Основные структуры.....	11
2. Петрографическая характеристика гранитоидов среднего течения р. Индигирка	13
3. U-Pb геохронологические исследования .....	19
4. Геохимическая характеристика гранитоидов.....	26
Обсуждение результатов и выводы .....	35
Список литературы.....	37
Приложение.....	41

## **Введение**

Настоящая научно-исследовательская работа посвящена изучению гранитоидов среднего течения реки Индигирка, расположенных в центральной части Кулар-Нерского террейна Верхояно-Колымского складчатого пояса на северо-востоке Республики Саха (Якутия). Изучаемая территория является плохо изученной на предмет геохимических характеристик интрузивов и их абсолютных изотопных возрастов.

В 2019 году была совершена экспедиция «По следам Индигирской экспедиции С. В. Обручева» с участием ученых из Санкт-Петербурга и Якутска, организаторами которой выступили Северо-Восточный федеральный университет и Фонд Обручева, при участии РОО РС(Я) «Эндемик» и поддержке отделения РГО в республике Саха (Якутия). Экспедиция организована СВФУ им. М. К. Аммосова и Фондом Обручева при поддержке РГО. Отбор исследуемых образцов гранитоидов среднего течения реки Индигирка было проведено участниками экспедиции: аспирантом СПбГУ А. Д. Савельевым и магистрантом СПбГУ Д. Д. Игнатовым.

В ходе данной экспедиции было отобрано 29 образцов. Проведенные петрографические, геохимические и геохронологические исследования направлены на уточнение этапов коллизии Сибирского кратона и Колымо-Омолонского супертеррейна, и геологической истории Верхояно-Колымского складчатого пояса.

Цель исследования:

Реконструкция геодинамических обстановок и этапов формирования мезозойских гранитоидов среднего течения р. Индигирки.

Поставленные задачи:

- Проведение петрографической типизации мезозойских гранитов Главного батолитового пояса Верхояно-Колымского орогена;
- Определение концентраций главных, редких и рассеянных элементов;
- U-Pb датирование массивов Чён и Иньяли;
- Реконструкция геодинамических обстановок формирования гранитов;
- Определение этапов формирования Верхояно-Колымского орогена на основе геохимических и возрастных данных по гранитам.

Методы исследований:

- Изучение основной и фондовой литературы в целях выяснения структурной,

тектонической позиции мезозойских интрузий Главного батолитового пояса;

- Изготовление 29 шлифов в ресурсном центре «Оптические и лазерные методы исследования вещества» СПбГУ;
- Определение концентрации главных элементов для 26 образцов методом XRF в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН (Иркутск);
- Определение концентрации редких и рассеянных элементов для 26 образцов методом ICP-MS в ЦКП "Ультрамикрoанализ" (Иркутск);
- Проведение U-Pb датирование массивов Чён и Инъяли в ЦИИ ВСЕГИИ методом SIMS.

Датирование массивов Чён и Инъяли было проведено в рамках тематических работ ВСЕГЕИ.

## 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-надвиговой 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).

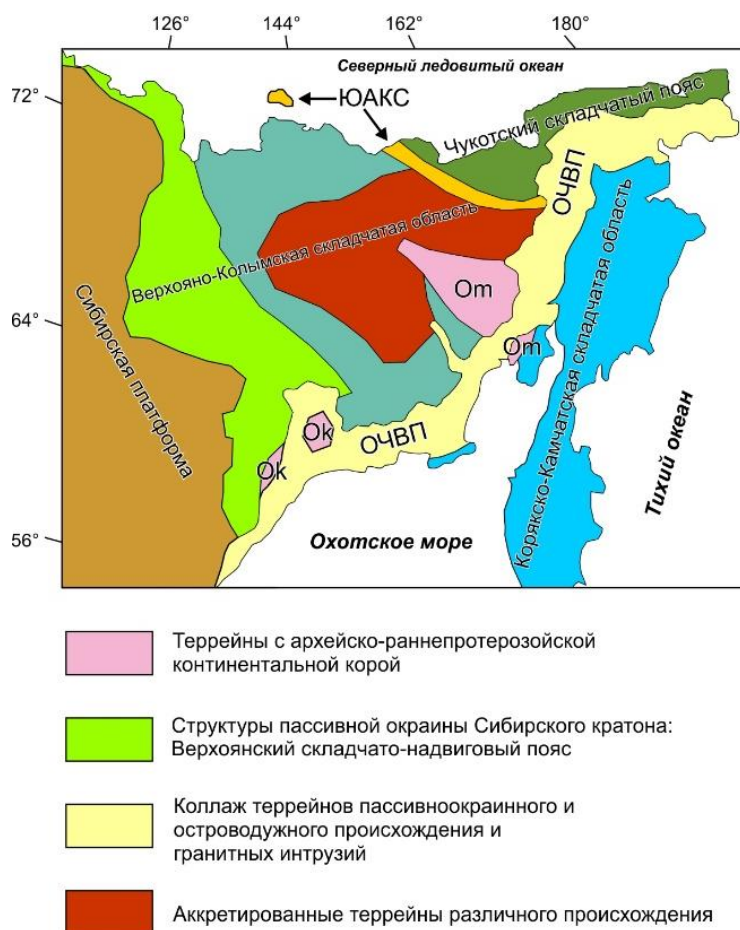


Рис. 1. Схематическое изображение Верхояно-Колымского складчатого пояса: Om- Омулевский террейн, Ok- Охотский террейн, ОЧВП- Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, ЮАКС- Южно-Анхойская коллизийная сутура

Вдоль восточного края Сибирского кратона расположен Верхоянский складчато-надвиговой 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).

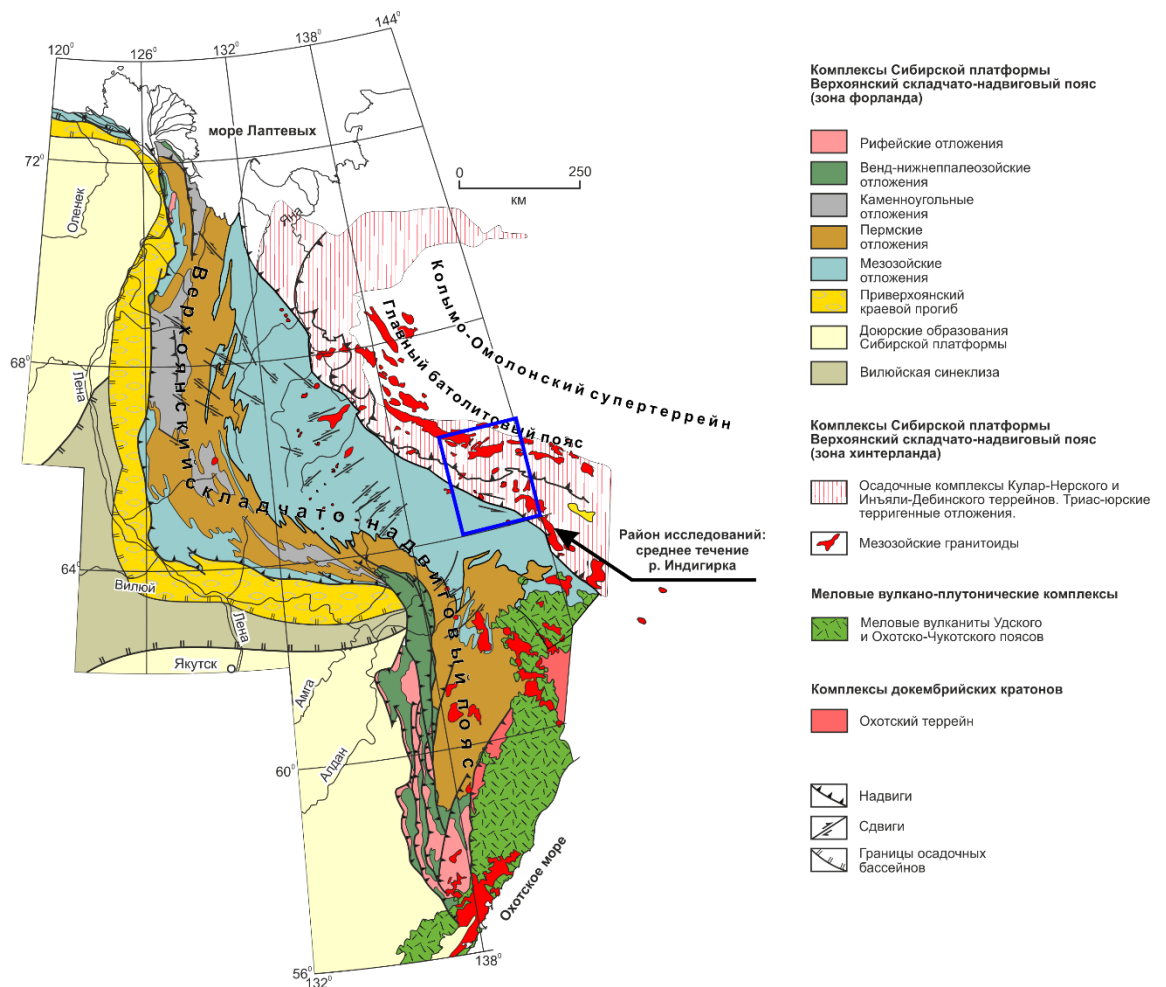


Рис. 2. Тектоническая карта Верхояно-Колымского орогена (по Khudoley and Prokoriev, 2007; Parfenov et al., 1995; Прокопьев и Дейкуненко, 2001, Toro et al., 2016) с обозначением района исследований.

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 складчато-надвигового пояса. Террейн представляет собой сланцевый пояс, состоящий из песчано-глинистых отложений верхней перми, триаса и ранней юры, которые ранее заполняли Предверхоянский 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 лежачие 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 Иньяли-Дебинский и Полуосным синклиноориями.

Иньяли-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 Иньяли-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 лежачие, 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. Более древние отложения не обнажены на поверхности. Контакт с отложениями юрского возраста тектонический. В основном, распространены только норийские 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).



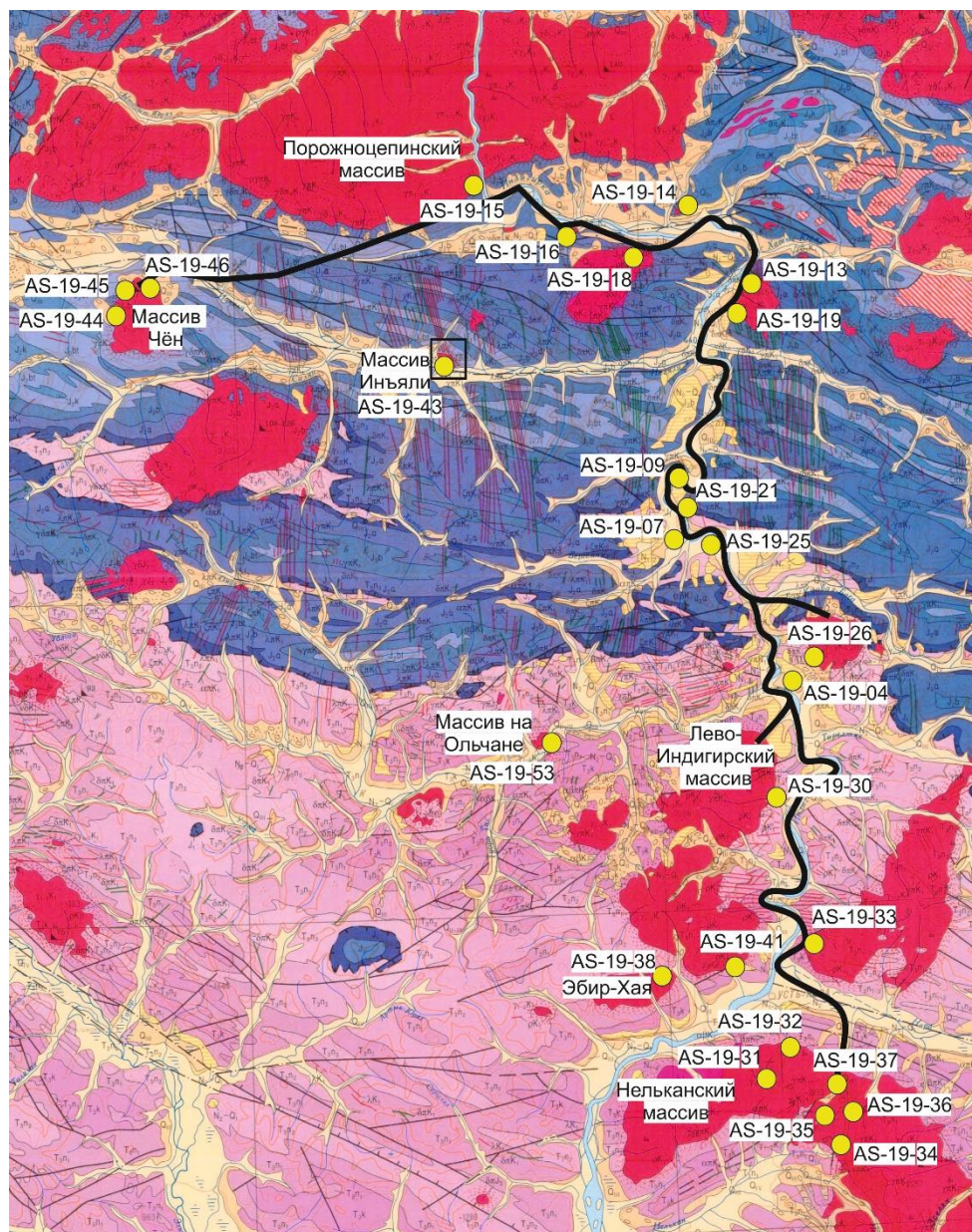


Рис. 3. Фрагмент геологической карты Q-54-XXIX, XXX с указанием мест отборов гранитоидных образцов (Гриненко, Спектор, 2000).

В период с поздней юры до раннего мела северо-западная область главного пояса Черского хребта была фокусом проявления плутонической и вулканической активности. Основная масса магматизма представлена мафическими и фельзитовыми дайкообразными телами (Layer et al., 2001).

К постаккреционным 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 Иньяли-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 большую часть Тюбеляхского массивов. 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 коллизионным, завершается формирование Верхоянской горной системы.

Третья группа пород определена гранитоидами, моложе 120 млн. лет и, согласно интерпретации (Layer et al., 2001), характеризуется внедрением гранитоидов постколлизионного 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 и являются вмещающими для серии мезозойских гранитных батолитов и маломощных интрузий. (рис. 4).

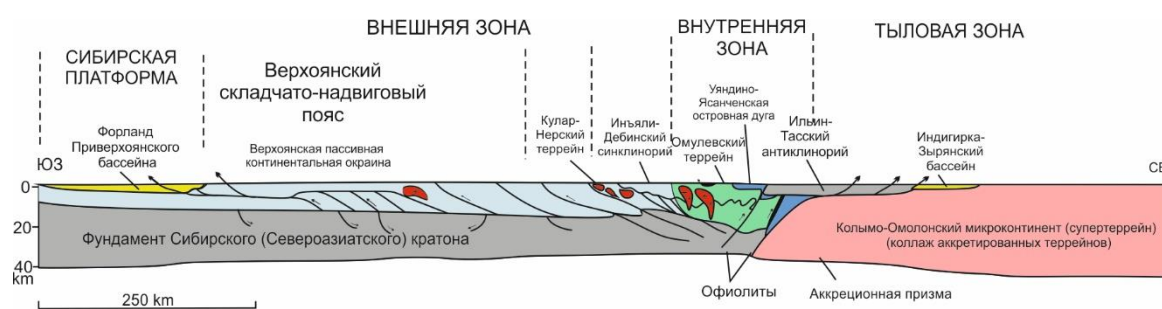


Рис. 4. Схематичный разрез центральной части Верхояно-Колымского орогена (по Прокопьев и Дейкуненко, 2001, Того et al., 2016b).

Центральная часть Кулар-Нерского террейна, которая 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 вергентность 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 вергентности 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 последовательности 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 гранитоидов среднего течения р. Индигирка

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 (сосюрит). 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	Вторичны е	
AS-19-4	Гипидиоморфнозернистая	Qtz, Pl (And), Bt, Hbln	-	-	Cl, CZo	Зональность Pl, сосюритизация
AS-19-7	Порфирировая	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, сильные вторичные изменения
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	Гипидиоморфнозернистая	Qtz, KFs (Mi), Pl (Olg), Bt, Hbln	Msk	Ap	-	Сильные вторичные изменения, серицитизация
AS-19-16	Гипидиоморфнозернистая	KFs(Mi), Qtz, Pl (And), Bt	Msk	-	CZo	Зональность Pl, сильная серицитизация, сосюритизация
AS-19-18	Гранитная	Pl (Olg), Qtz, Bt	-	-	-	Зональность Pl
AS-19-19	Гранитная	Pl (Olg), Qtz, Bt	Msk	-	-	Сильные вторичные изменения, серицитизация
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	Гипидиоморфнозернистая	Qtz, KFs (Mi), Pl (And), Bt, Hbln	Msk	-	-	Зональность Pl
AS-19-31	Гипидиоморфнозернистая	Qtz, Pl (Olg), KFs (Or), Bt	Msk	Ap	-	Серицитизация, заполнение зерен Pl Calc

AS-19-32	Гипидиоморфнозернистая	Qtz, KFs (Or), Pl (Olg), Bt, Hbln	Msk	-	-	Серицитизация, игольчатое замещение Pl Msk
AS-19-33	Гипидиоморфнозернистая	Qtz, KFs (Or), Pl (And), Bt, Hbln	Msk	-	-	Распад Or по пертитам, переход от Or к Mi
AS-19-34	Гипидиоморфнозернистая	Qtz, KFs (Or), Pl (Olg)	-	Ap	-	Отсутствие слюд
AS-19-35	Гипидиоморфнозернистая	KFs (Mi), Qtz, Pl (Olg-And), Hbln	-	-	-	Заполнение трещин Qtz Calc, серицитизация
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.

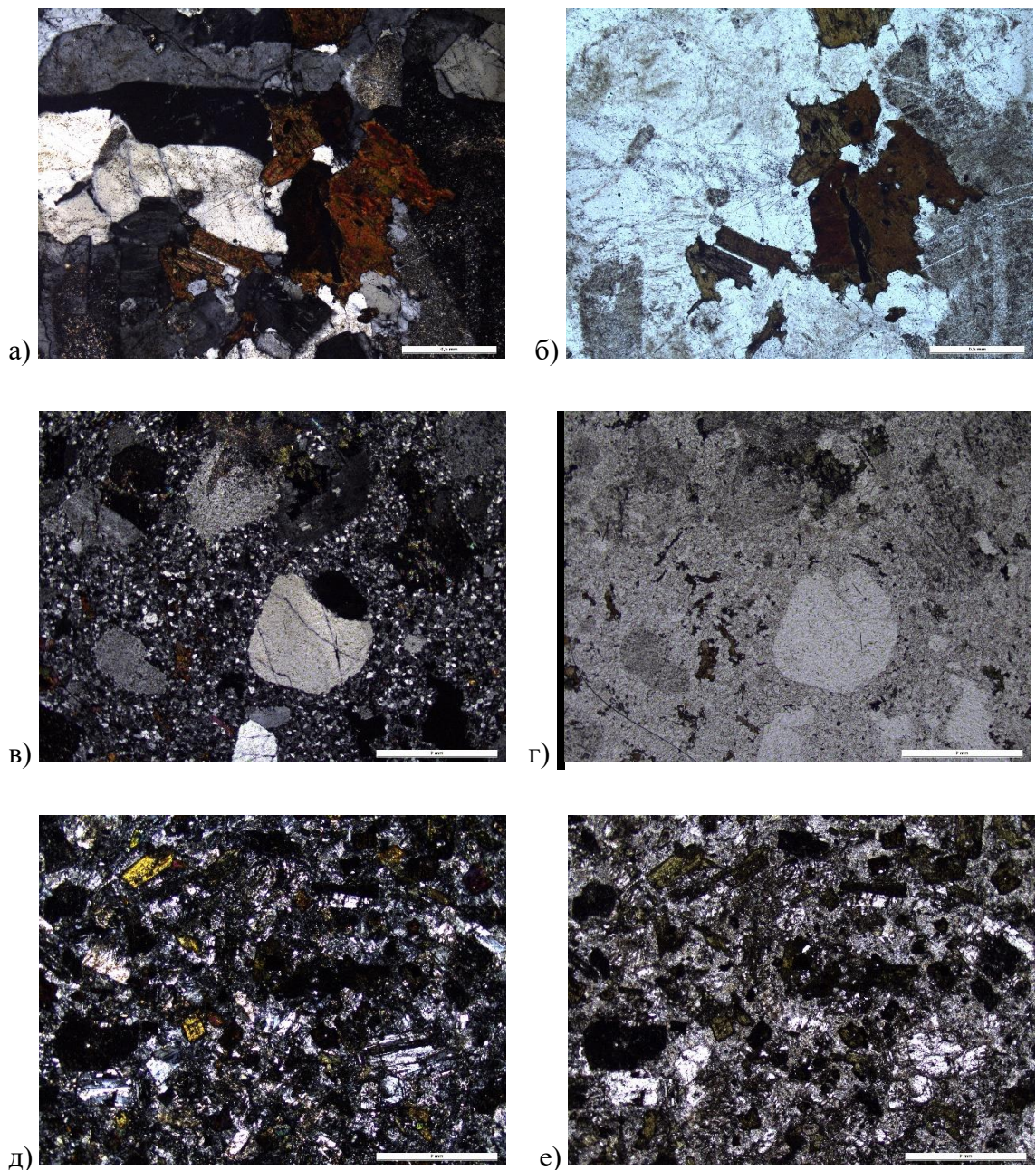


Рис. 5. Фотографии структуры шлифов в проходящем свете: а) Образец AS-19-35, увеличение x5, с анализатором, гипидиоморфнозернистая структура; б) Образец AS-19-



35, увеличение x5, без анализатора, гипидиоморфнозернистая структура; в) Образец AS-19-21, увеличение x5, с анализатором, порфировая структура; г) Образец AS-19-21, увеличение x5, без анализатора, порфировая структура; д) Образец AS-19-19, увеличение x5, с анализатором, гранитная структура; Образец AS-19-35, увеличение x5, 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 плагиоклазам и калиевым полевым шпатам, такие, как: хлоритизация (в) и серицитизация (г) (рис.6).

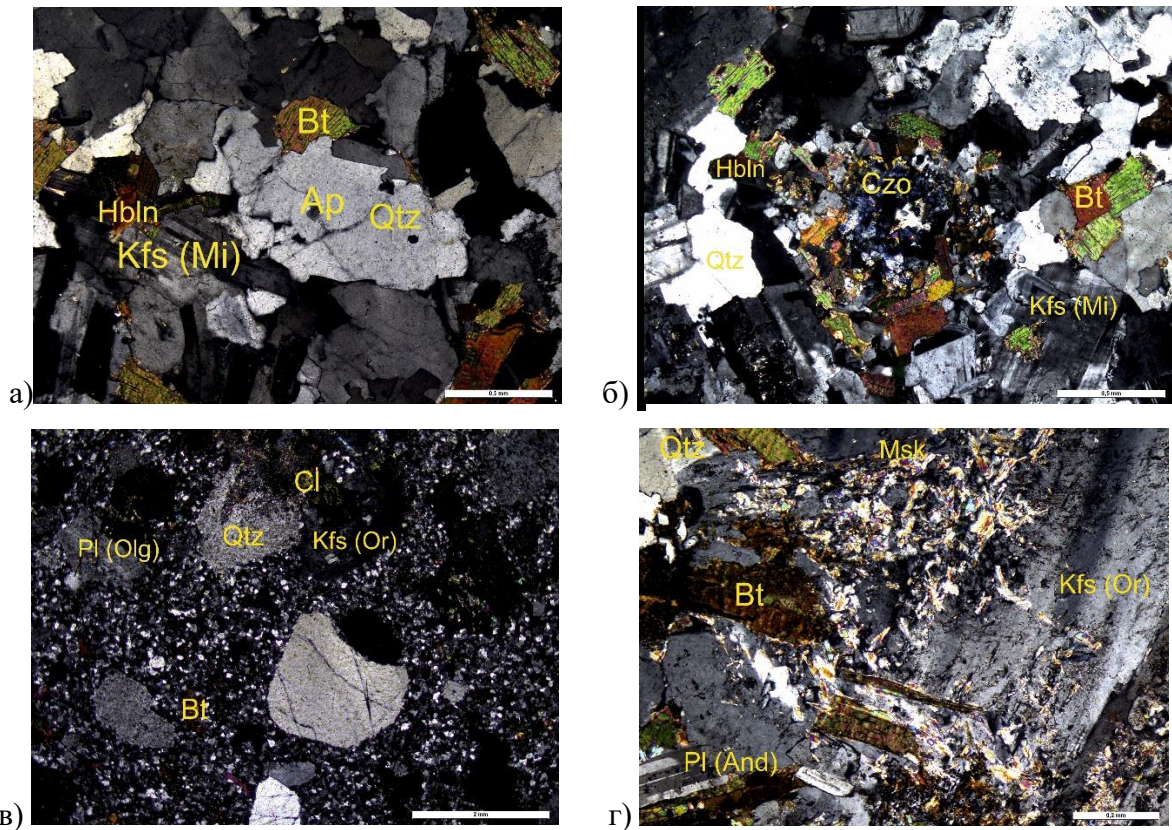


Рис.6. Фотографии вторичных и второстепенных минералов образцов, увеличение x10.

- 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. Плагиоклаз, в основном, не изменен, либо незначительно подвергается серицитизации.

### 3. U-Pb геохронологические исследования

В районе среднего течения р. Индигирка среди довольно большого количества гранитных интрузивов продатированы высокоточными методами (U-Pb или  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ) лишь семь крупных батолитов, лежащих в поле распространения Главного батолитового пояса (рис.7).

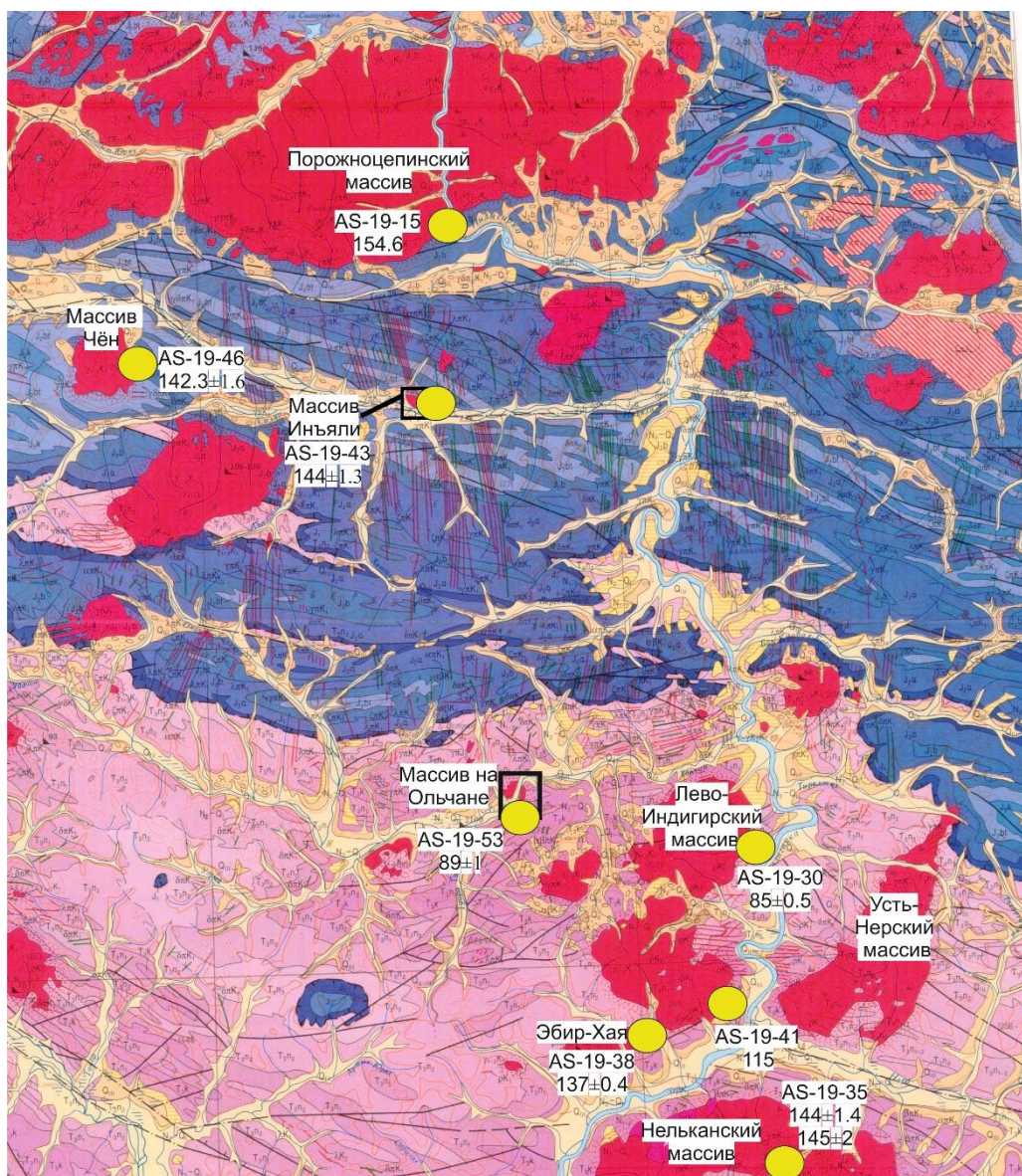


Рис. 7. Фрагмент геологической карты Q-54-XXIX, XXX с указанием продатированных гранитоидных массивов, описанных в литературных источниках (Гриненко, Спектор, 2000), а также двумя массивами: Чён и Иньяли, продатированных в данной работе.

Для пополнения базы возрастов и уточнения этапов гранитообразования в данном регионе было выполнено U-Pb датирование массивов Чён и Иньяли, располагающихся в западной части Главного батолитового пояса (таб. 2).

Таблица 2

Известные возраста массивов, принадлежащих исследуемой территории

Номер	Образец	Массив	Минерал-индикатор	Метод	Возраст млн лет	Источник
1	AS-19-15	Порожноцепинский массив	Zr	U-Pb	154.6	Аксинин и др., 2009
2	AS-19-30	Лево-Индигорский массив, 2 фаза	Zr	U-Pb	85±0.5	Геохронологический атлас ВСЕГЕИ
3	AS-19-35	Нельканский комплекс, 1 фаза	Zr	U-Pb	144±1.4 145 ±2	Геохронологический атлас ВСЕГЕИ
4	AS-19-38	Эбир-Хая	Zr	U-Pb	137±0.4	(Протопопов и др., 2019)
5	AS-19-41	Лево-Индигорский массив, 1 фаза	Vt	Ar-Ar	115	(Калашников и др., 2002)
6	AS-49-43	массив Иньяли	Zr	U-Pb	142.3±1.6	Текущее исследование
7	AS-19-46	Чёнский массив	Zr	U-Pb	144.3±1.3	Текущее исследование
8	AS-19-53	массив на Ольчане	Zr	U-Pb	89±1	Геохронологический атлас ВСЕГЕИ

Для установления возраста исследуемых массивов было отобрано два образца гранитоидов AS-19-46 и AS-19-43 (рис. 7), из которых были выделены зерна цирконов в ИГГД РАН. Изготовление оксидных шайб, катодолюминисцентная съемка цирконов и U-Pb SIMS анализ проводился на вторично-ионном микрозонде SHRIMP II в ЦИИ ВСЕГЕИ. Исследование изотопных отношений U и Pb было проведено по традиционной методике, принятой в ЦИИ ВСЕГЕИ (Whilliams, 1998), обработка первичных данных для расчета изотопных отношений выполнена с использованием программы SQUID (Ludwig, 2001). Расчет возрастов, построение графиков с конкордиями, расчет средневзвешенных возрастов и коррекции на захваченный свинец (по методу Stasey and Kramers (1975))

было выполнено с использованием библиотеки IsoplotR (Vermeesch, 2018) в программе Rstudio.

Репрезентативные изображения катодолюминесценции из двух образцов гранитоидов описаны на рисунке 8.

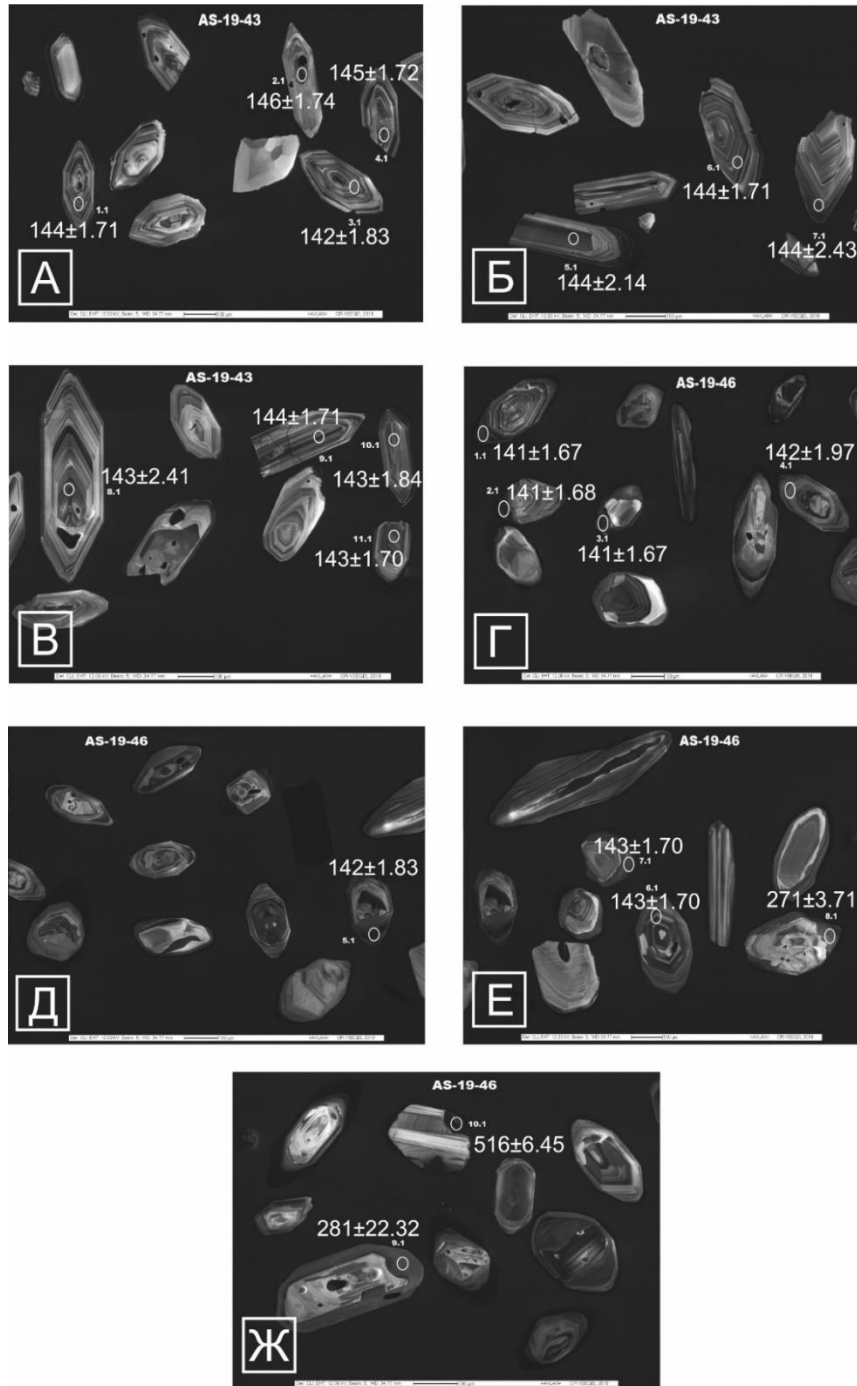


Рис. 8. Катодолюминесцентные изображения, отображающие внутреннюю структуру цирконов из гранитоидных образцов массивов Чён и Инъяли: а-в)- массив Инъяли, образец AS-19-43; г-ж)- массив Чён, образец AS-19-46

Было проанализировано 11 зерен циркона в пробе гранитоидов массива Инъяли AS-19-43, которые представлены кристаллами дипирамидальной короткопризматической формы. Они обладают заостренными вершинами и ребрами, являются неокатанными. Размер зерен варьирует в пределах 150-525 мкм, а отношение длины к ширине составляет от 2,25:1 до 3,5:1. Зерна обладают осцилляторной зональностью, низкими концентрациями U (288-956 г/т), Th (73-256 г/т), а также широким диапазоном Th/U (0,245-0,571). Данные параметры аналогично сопоставимы с цирконами магматического происхождения.

Похожие характеристики имеют зерна с Чёнского массива AS-19-46, где кристаллы цирконов обладают доминирующей короткопризматической (бочонковидной), дипирамидальной формой, размером 175-300 мкм с отношением длины к ширине от 1,7:1 до 3,5:1. Кристаллы желтоватой или бесцветной окраски имеют сглаженность вершин и ребер. Зерна имеют четко выраженную осцилляторную зональность- чередование светлых и темных зон различной мощности, что позволяет определить магматическую природу цирконов. Большинство зерен циркона, обладающих осцилляторной зональностью, имеют варьирующие концентрации U (212-1070 г/т) и Th (2-465 г/т) и широкий диапазон Th/U (0,002-2,262). По указанным параметрам эти зерна сопоставимы с цирконами магматического происхождения.

Полученные изотопные значения для цирконов были использованы для построения диаграмм с конкордией Везерилла и расчета средневзвешенных значений главной популяции возрастов. Рассчитанные возрасты для индивидуальных зерен в большинстве имеют дискордантность менее 10%, но в образце AS19-43 было выявлено 2 зерна и для образца AS19-46 одно зерно с дискордантностью более 10%. Поэтому расчет конкордантных и средневзвешенных значений возраста было произведено после поправки на захваченный свинец (Stacey & Kramers, 1975).

Результаты датирования массива Инъяли показаны на рис. 9 и рис. 10. Все проанализированные зерна имеют близкие значения возраста в пределах аналитической погрешности, что указывает на возраст кристаллизации массива. Все рассчитанные возрасты (конкордантный и средневзвешенный, до поправки на захваченный свинец и после) имеют одинаковые значения с учетом рассчитанной погрешности. В качестве результата датирования за возраст массива принимается средневзвешенное значение после поправки на захваченный свинец –  $144.37 \pm 1.26$  млн лет (СКВО=0.40,  $p(\chi^2)=0.95$ ),

(рис. 10б). Конкордантный возраст с учетом поправки на обыкновенный захваченный свинец  $144.37 \pm 1.16$  (СКВО=0.20,  $p(\chi^2)=0.99$ ), (рис. 9б).

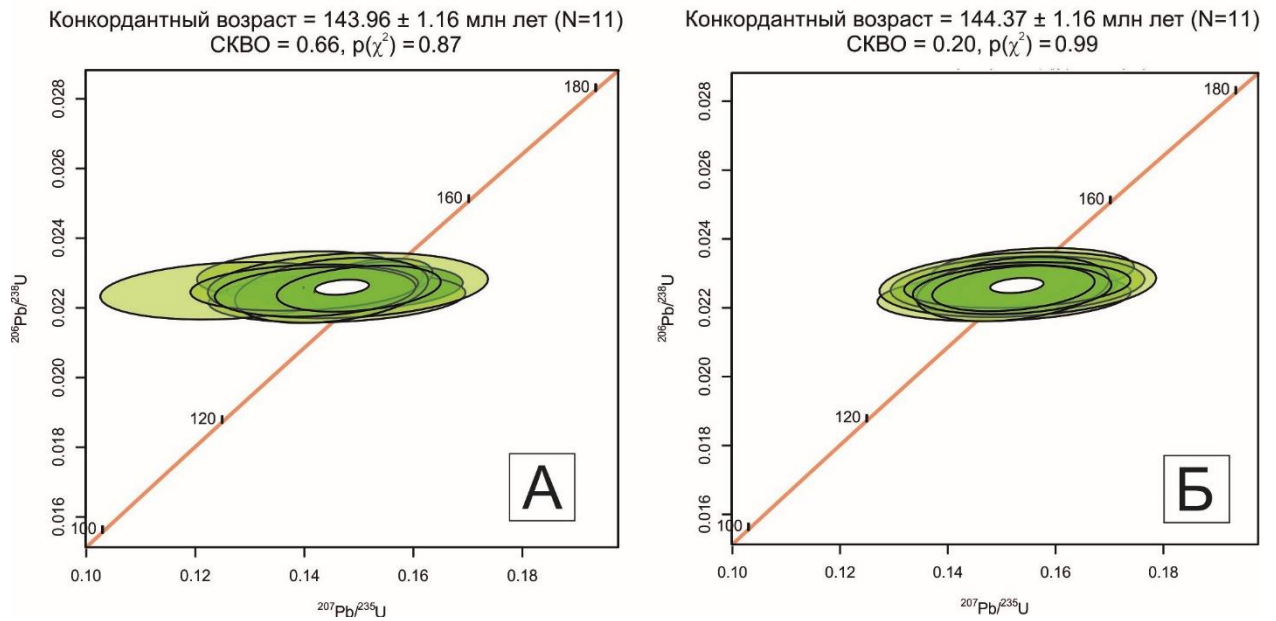


Рис. 9. Диаграммы с конкордией для 11 локальных U-Pb SHRIMP II анализов циркона AS-19-43 массива Инъяли: а)- до коррекции на обыкновенный свинец, б)- после коррекции на захваченный (нерадиогенный) свинец

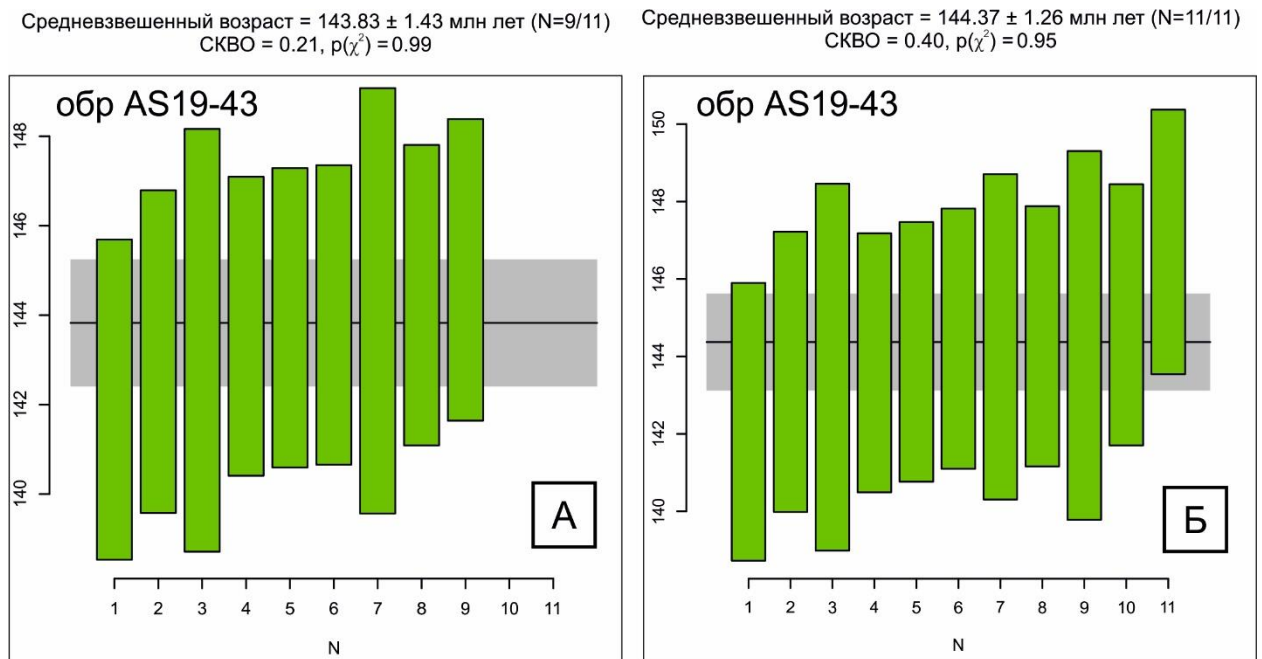


Рис. 10. Диаграммы со средневзвешенными возрастными для 9 локальных U-Pb SHRIMP II анализов циркона AS-19-43 массива Инъяли: а)- до коррекции на захваченный свинец.

Для расчета средневзвешенного возраста использовались значения с дискордантностью менее 10%. б)- после коррекции на захваченный (нерадиоогенный) свинец

Результаты датирования массива Чён показаны на рис. 8 и рис. 9. На рисунке 8 видно, что из проанализированных 10 зерен, выявляется 4 конкордантных возрастных кластера:  $142 \pm 2$ ,  $271 \pm 4$ ,  $282 \pm 2$ ,  $530 \pm 7$  млн лет (рис.8а). 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  $142.29 \pm 1.42$  млн лет (СКВО=0.19,  $p(\chi^2)=1$ , рис.11б). Средневзвешенный возраст  $142.29 \pm 1.62$  млн лет (СКВО=0.39,  $p(\chi^2)=89$ , рис.12б).

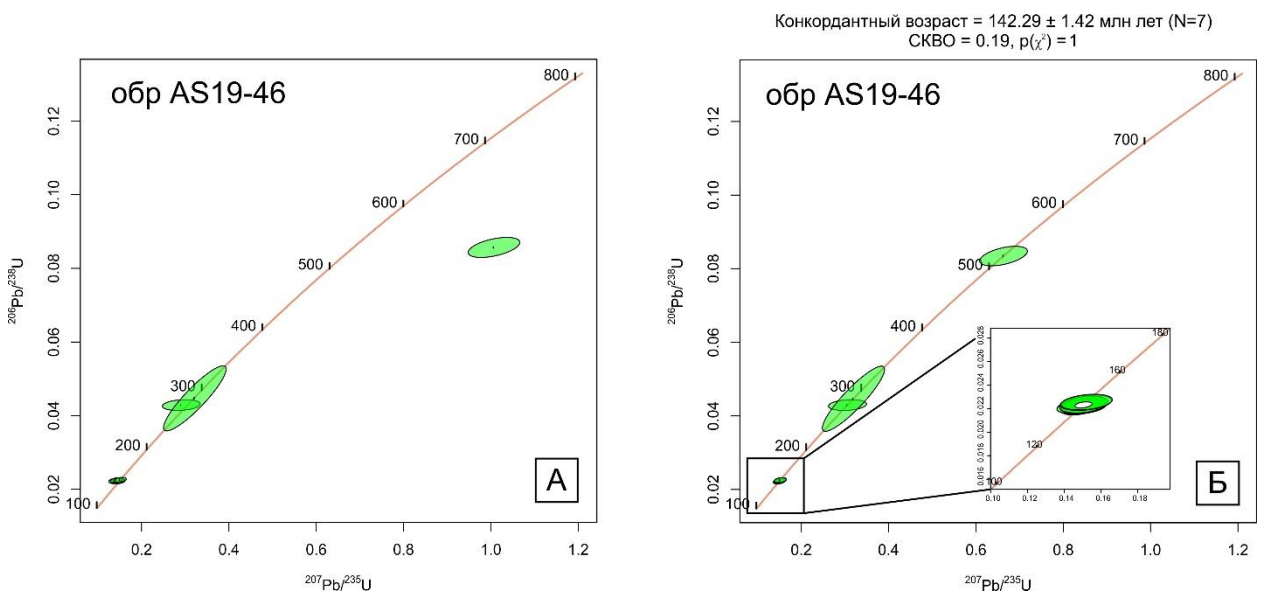
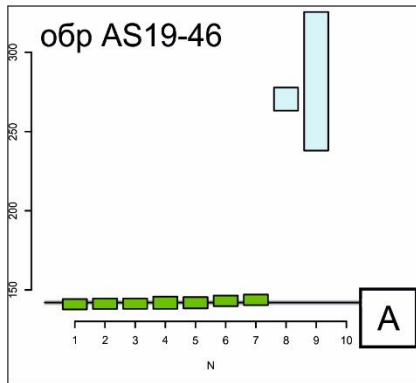


Рис. 11. Диаграммы с конкордией для 7 локальных U-Pb SHRIMP II анализов циркона AS-19-46 Чёнского массива: а)- до коррекции на обыкновенный свинец, б)- после поправки на обыкновенный захваченный Pb



Средневзвешенный возраст =  $142.04 \pm 1.62$  млн лет (N=7/10)  
СКВО = 0.36,  $p(\chi^2) = 0.90$



Средневзвешенный возраст =  $142.29 \pm 1.62$  млн лет (N=7/10)  
СКВО = 0.39,  $p(\chi^2) = 0.89$

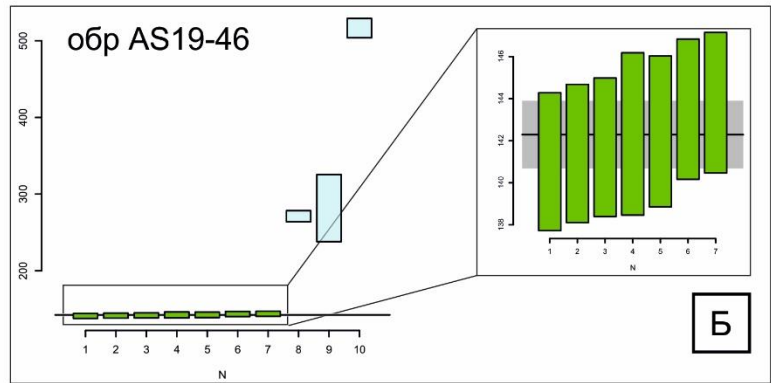


Рис. 12. Диаграммы со средневзвешенными возрастными для 7 локальных U-Pb SHRIMP II анализов циркона AS-19-46 Чёнского массива: а)- до коррекции на обыкновенный свинец, б)- после поправки на обыкновенный захваченный Pb

#### 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» ЛИИ 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.

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 152 до 89 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 150-130 млн лет, гранитоиды имеющие возраст 130-90 млн лет и гранитоиды неизвестного возраста. В соответствии с предыдущими исследованиями наиболее ранние гранитоиды из первой возрастной группы Главного батолитового пояса характеризуют субдукционный этап, более молодые – коллизионный. 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 или диоритов (рис.13).

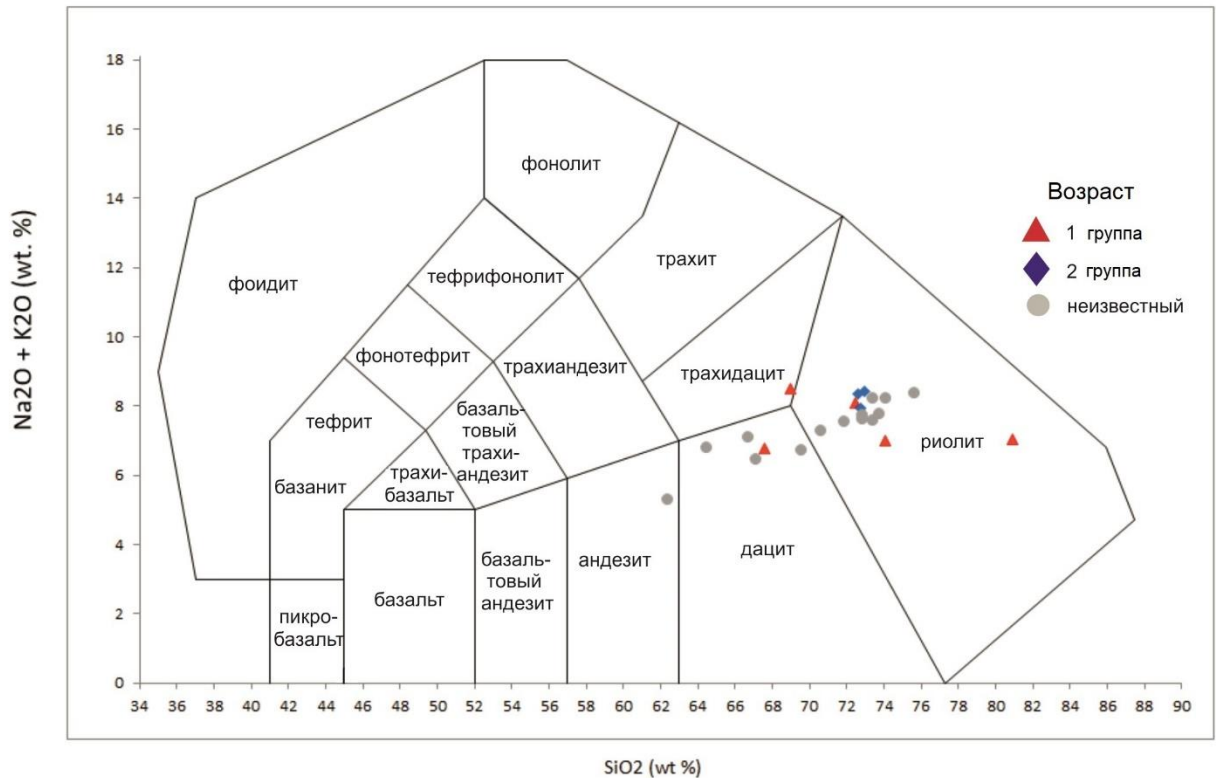


Рис. 13. Диаграмма TAS  $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  для гранитоидов среднего течения реки Индигирка (Middlemost, 1994).

Спайдерграммы редких и рассеянных элементов гранитоидов, нормированных на состав примитивной мантии (McDonough & Sun, 1995), обогащены крупноионными литофильными элементами относительно высокозарядных (рис. 14). 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.

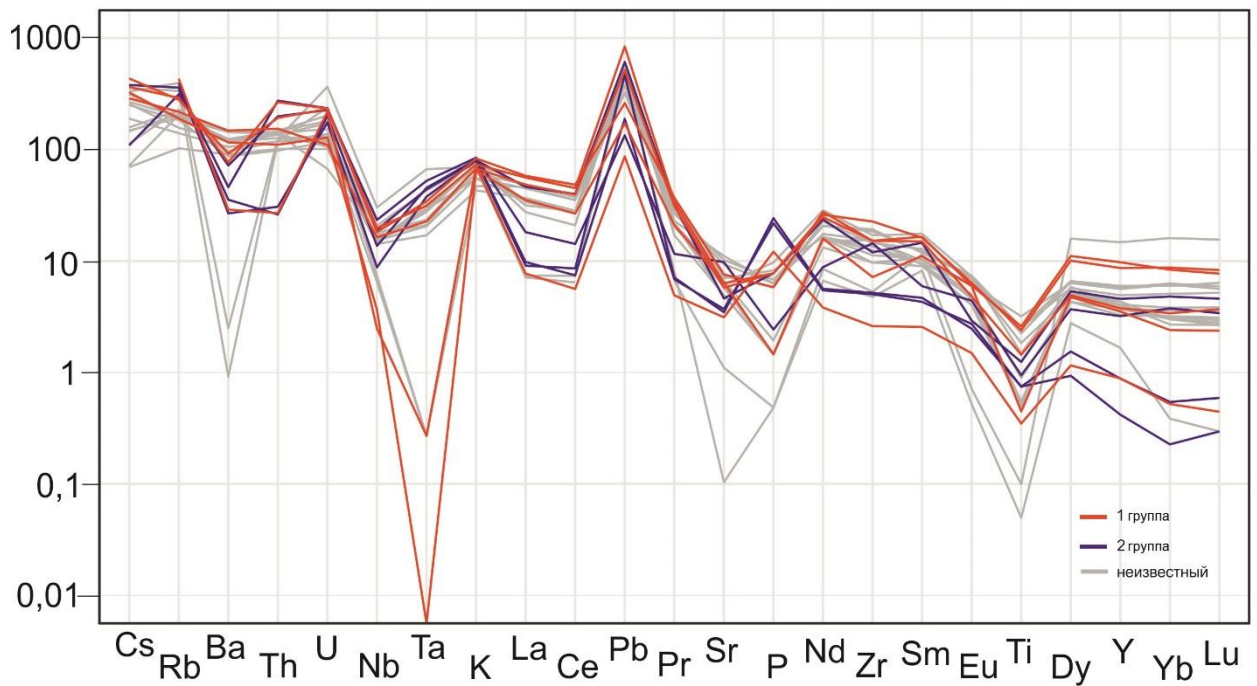


Рис. 14. Спайдерграммы редких и рассеянных элементов, нормированных на состав примитивной мантии (McDonough & Sun, 1995)

Рассмотренные гранитоиды являются высококремнеземистыми породами: содержание  $\text{SiO}_2$  варьирует в пределах 63-81%. Также породы содержат повышенное содержание щелочей:  $\text{K}_2\text{O} = 2.72- 4.89\%$  и  $\text{Na}_2\text{O} = 2.77- 4.23\%$ . По соотношению  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{SiO}_2$  породы относятся к высоко-калиевой известково-щелочной серии по (Ewart, 1982) (рис.15).

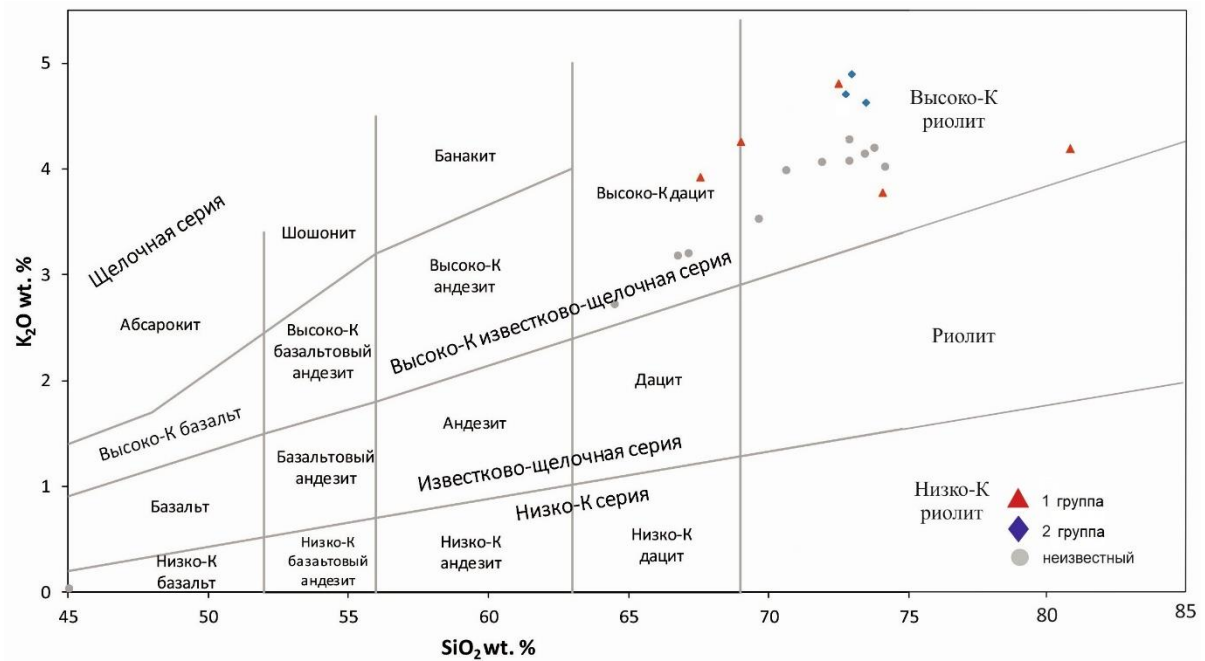


Рис. 15. Диаграмма K<sub>2</sub>O–SiO<sub>2</sub> (Ewart, 1982)

По мере увеличения содержания SiO<sub>2</sub> в породе, содержание Na<sub>2</sub>O и K<sub>2</sub>O также возрастает, при этом наибольшие значения соответствуют более молодым породам, а наименьшие значения - более древним. Значения TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, MgO, CaO имеют тенденцию к снижению с увеличением кремнекислотности, что указывает на эффект магматической фракционной кристаллизации (рис.16). Здесь с ростом уровня кремнезема происходит увеличение дифференцированности пород. Наиболее молодые гранитоиды являются более дифференцированными (2 возрастная группа).

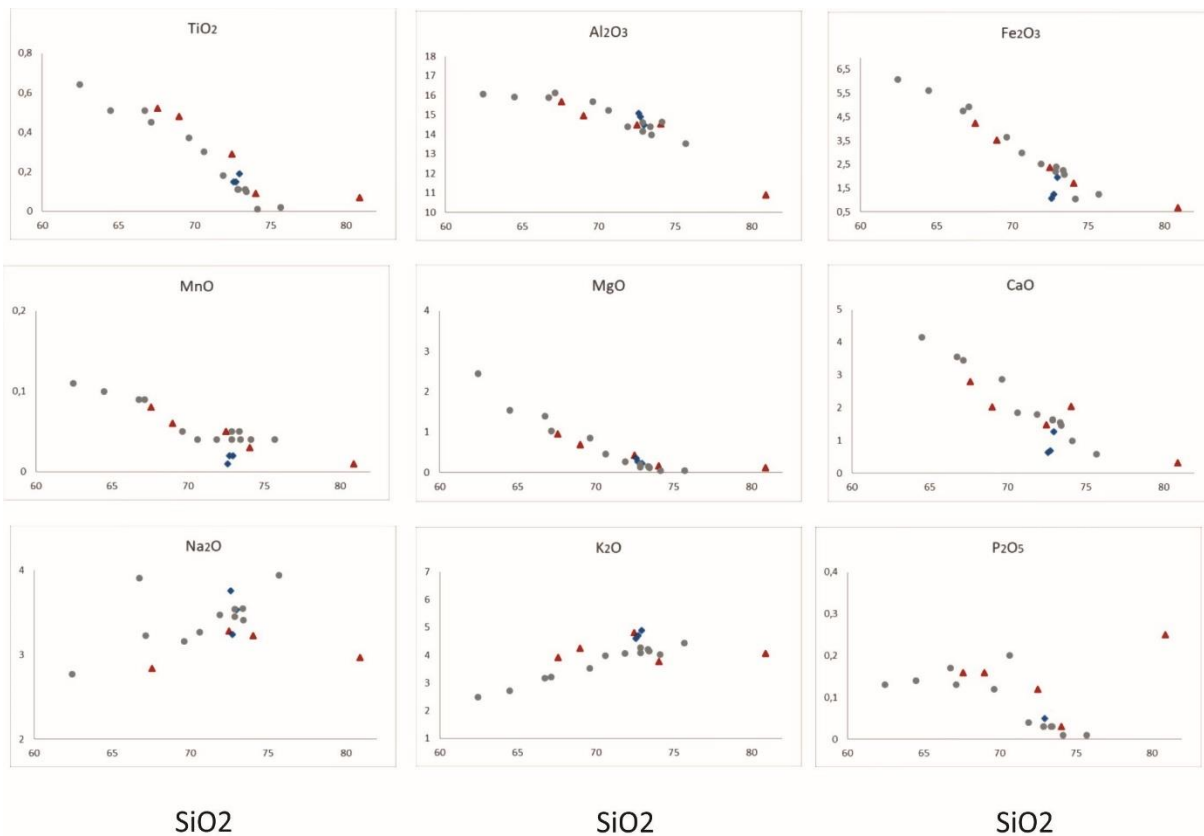


Рис. 16. Диаграммы химической вариации для юрско-меловых гранитоидных образцов, где красные треугольники соответствуют первой возрастной группе гранитоидов (150-130 млн. лет), синие ромбики – второй группе гранитоидов (130-89 млн. лет), серые круги не имеют известных датировок.

Согласно классификации (Frost et al., 2001) породы больше тяготеют к железистым, хотя некоторые образцы все же попадают на поле магнезиальных ( $Fe^* = FeO^*/(FeO^* + MgO) = 0.7– 0.96$ ). Определенной тенденции изменения железистости гранитоидов 1 возрастной группы от гранитоидов 2 группы не наблюдается. Все образцы равномерно распределены в поле гранитоидов Кордильерского I-типа (рис.17).

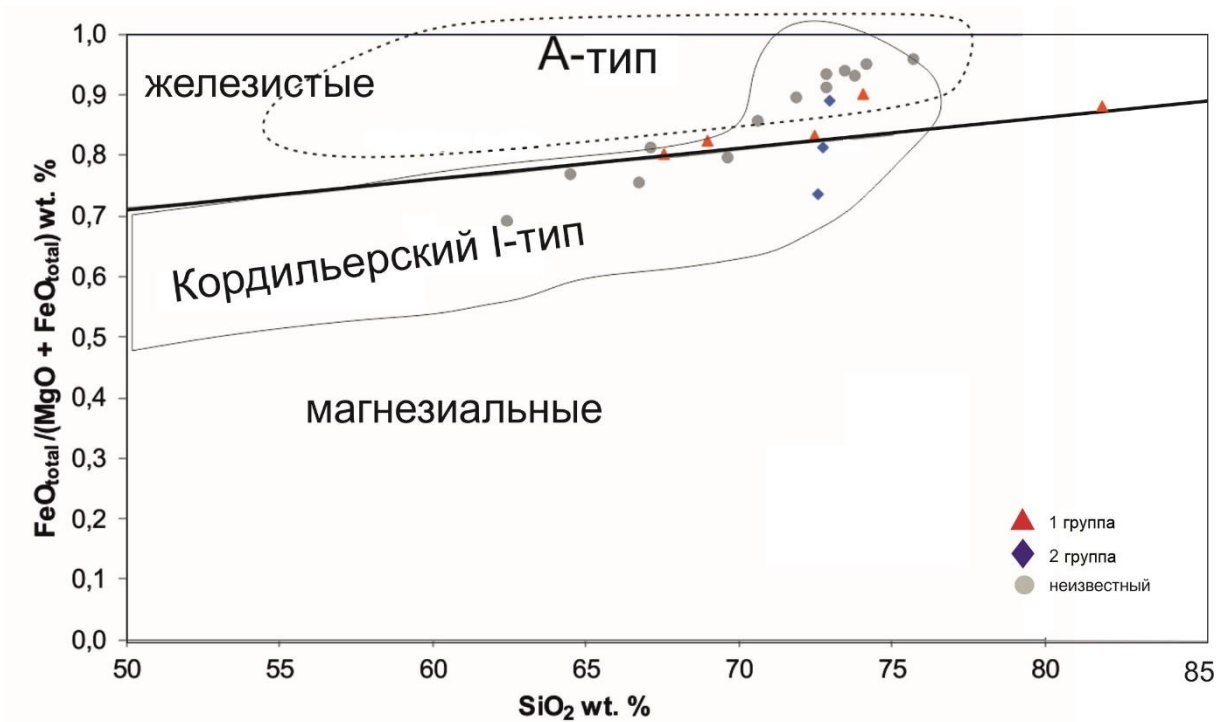


Рис. 17. Диаграмма  $Fe_{tot}/(Fe_{tot} + MgO) - SiO_2$  (Frost et al., 2001)

Согласно еще одной классификации (Frost et al., 2001) исследуемые породы определяются как известково-щелочные и щелочно-известковые ( $MAL1 = Na_2O + K_2O - CaO = 2.6 - 7.79$ ) (рис. 18а), по соотношению ASI к  $SiO_2$  (рис. 18б) 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.

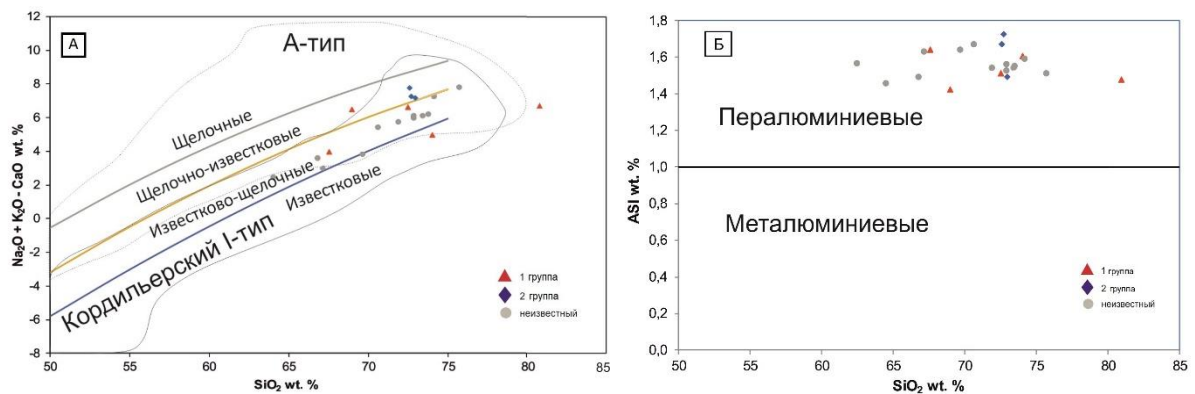


Рис. 18. Диаграмма  $SiO_2/Na_2O + K_2O - CaO$  (слева) (Frost et al., 2001), диаграмма  $SiO_2$  к ASI (справа) (Frost & Frost, 2008)

Высокоглиноземистость гранитоидов подтверждается классификацией (Maniar and Piccoli, 1989), в которой породы характеризуются как пералюминиевые (рис. 19). 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.

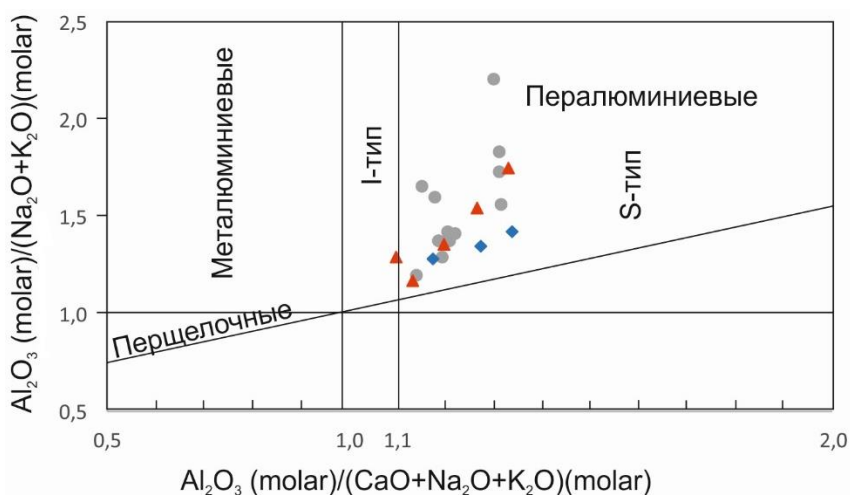


Рис. 19. Диаграмма  $Al_2O_3(molar)/(CaO+Na_2O+K_2O)(molar) - Al_2O_3(molar)/(Na_2O+K_2O)(molar)$  (Maniar and Piccoli, 1989)

Дискриминационные диаграммы (Whalen et al., 1987) позволяют отнести породы к определенным типам гранитов. Так, диаграмма  $10000 * Ga/Al - Na_2O+K_2O$  позволяет обобщить образцы как граниты S-I-M типов (рис. 20а), диаграмма  $Zr+Nb+Ce+Y - (Na_2O+K_2O)/ CaO$  (рис. 20б) 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.



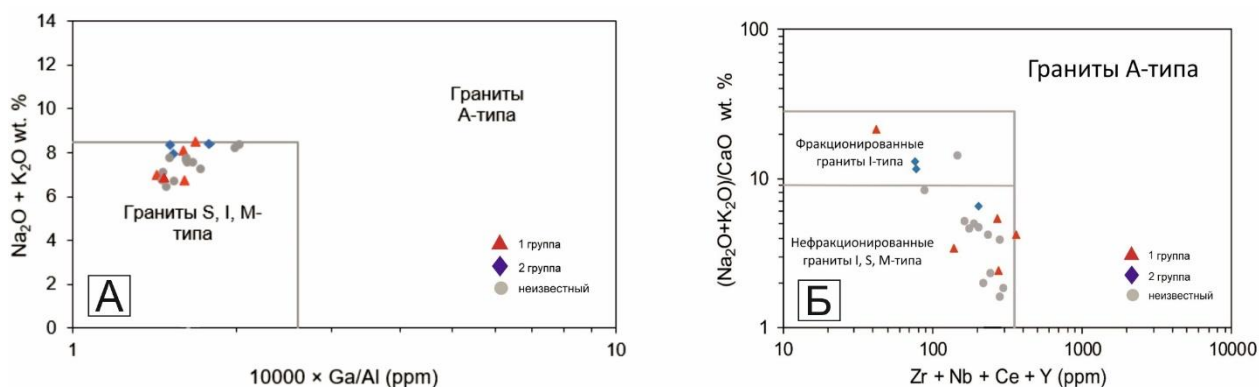


Рис. 20. Диаграммы гранитоидов: а)  $10000 \times \text{Ga}/\text{Al}$ -  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ , б)  $\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}$ - $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$  (Whalen et al., 1987)

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. 21а). Аналогичную ситуацию можно наблюдать на диаграмме  $\text{Yb}+\text{Ta}$  -  $\text{Rb}$  (Pearce et al., 1984), в которой граниты также расположены в промежуточной зоне между коллизионным гранитами и гранитами вулканических дуг (рис. 21б). Диаграмма  $\text{Y}-\text{Nb}$  (Pearce et al., 1984) также свидетельствует о том, что граниты не тяготеют к определенным геодинамическим условиям, а являются промежуточным результатом при переходе от одной геодинамической обстановки к другой (рис. 21в).

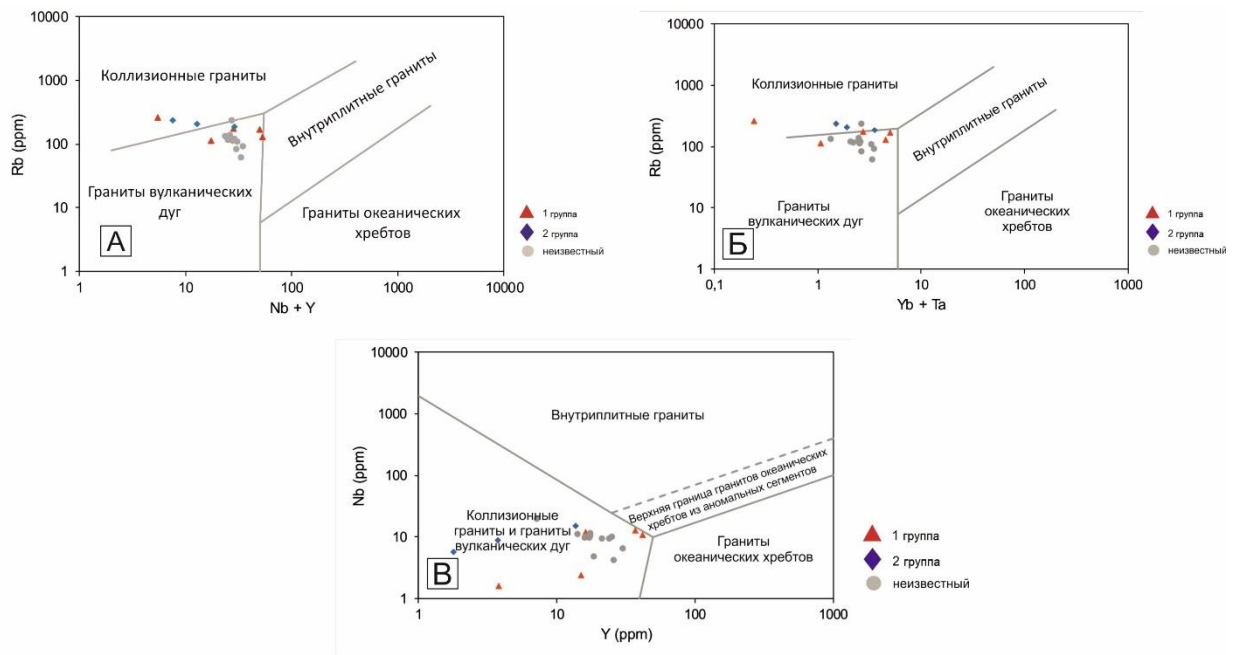


Рис. 21. Диаграммы для гранитоидов: а) Nb+Y-Rb, б) Yb+Ta-Rb, в) Y-Nb (Pearce et al., 1984).

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 выплавки и чаще имеют характеристики коллизионных обстановок.

## Обсуждение результатов и выводы

В рамках проведенного исследования были получены новые геохимические характеристики для 26 интрузивных комплекса среднего течения р. Индигирка. Два комплекса – Чён и Инъяли были продатированы U-Pb методом и был получен их абсолютный возраст.

В соответствии с исследованиями, основанными на датировании гранитов, прорывающих основные структуры Верхояно-Колымской орогенной области (Layer et al., 2001), построена следующая модель коллизии Сибирской платформы и Колымского супертеррейна:

- На этапе 160-140 млн лет формируется Главный батолитовый пояс, гранитоиды которого характеризуются преимущественно активноокраинными (субдукционными) характеристиками. Эти данные в целом соответствуют возрасту заложения Приверхоянского прогиба и возрасту первых деформаций в Верхоянском складчато-надвиговом поясе (Khudoley and Prokoriev, 2007; Прокопьев, 1989; Прокопьев и Дейкуненко, 2001).
- В период 143-138 млн лет в Главном батолитовом поясе формируются гранитные интрузивы с синколлизийными характеристиками, что характеризует основную фазу коллизии и деформаций в Верхоянском складчато-надвиговом поясе. 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). Таким образом, косвенные свидетельства о наличии галек пермских песчаников в меловых отложениях прогиба нельзя считать свидетельством окончания коллизийных процессов. К тому же трековые исследования в Южно-Верхоянском секторе показывают, деформации в регионе происходили и после 130 млн лет (Малышев и др., 2018).

- Финальный этап коллизионных процессов оценивается в 135-124 млн лет, когда в районе Главного батолитового пояса формировались гранитоиды с анорогенными (постколлизионными) характеристиками. Наиболее молодые гранитоиды, по мнению Layer et al. (2001) формировались в более северных и восточных районах от Кулар-Нерского террейна. Эти данные плохо коррелируются с трековым датированием деформаций (Малышев и др., 2018) и не согласуются с текущим исследованием. Проведенное исследование показывает, что в районе среднего течения р. Индигирка (Главный батолитовый пояс) существуют молодые гранитоиды с вулканогенными (субдукционными) и синколлизионными характеристиками, что указывает на продолжение аккреционно-коллизионных процессов в регионе вплоть до 85 млн лет.

## **Выводы**

1. Изученные гранитоиды характеризуются кварц-полевошатовыми, зачастую двуслюдяными породами, в состав которых входит зональный плагиоклаз и роговая обманка. Отличаются разнообразием структур: от гипидиоморфнозернистых до порфировых. Слабо или практически не подвержены вторичному изменению, проявляющееся в серицитизации. Акцессорные минералы представлены апатитом, вторичные- клиноцоизитом, редко хлоритом.
2. Исследуемые гранитоиды наследуют характеристики как гранитов S-типа, так и гранитов I-типа, не имея между собой четкого деления по группам.
3. Изученные гранитоиды являются высоко-К известково-щелочными гранитами характерными субдукционным и коллизионным геодинамическим обстановкам.
4. Новые датировки в 144 и 142 млн лет указывают, что один из главных этапов гранитообразования в регионе происходил в промежутке 150-140 млн лет.
5. Синтез геохронологических и геохимических данных позволяет заключить, что вплоть до 85 млн лет в регионе происходили аккреционно-коллизионные процессы, без выделения четких геотектонических этапов.

## Список литературы

1. Гриненко, В. С., Спектор, В. Б., 2000, Геологическая карта: Q-54-XXIX, XXX (Предпорожный). Государственная геологическая карта Российской Федерации. Издание второе. Яно-Индигирская серия, масштаб: 1:200 000, серия: Яно-Индигирская, составлена: ФГБУ «ВСЕГЕИ»;
2. 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;
3. 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.
4. 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. <https://doi.org/10.15372/GiG20160305>
5. 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. <https://doi.org/10.1134/s0016853x1806005x>
6. Нургалаев, Р. Ю., Вдовина, Л. Г., Кропачев, А. П., Русс, В. В., 2016, Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Серия Яно-Индигирская. Лист Q-54-XXIX, XXX. Объяснительная записка, (Vol. 1). Санкт-Петербург: Московский филиал ФГБУ “ВСЕГЕИ”;
7. Прокопьев, А. В. (1989). Кинематика мезозойской складчатости западной части Южного Верхянья. ЯНЦ СО АН СССР, Якутск.
8. 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.

9. 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;
10. 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;
11. 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;
12. 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. [https://doi.org/10.1130/2007.2433\(19\)](https://doi.org/10.1130/2007.2433(19))
13. Frost, B. R., Frost, C. D., 2008, "A geochemical classification for feldspathic igneous rocks." *Journal of Petrology* 49.11, 1955-1969;
14. 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;
15. Ludwig, K. R., 2001, SQUID 1.02, A user manual, a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley, USA: Berkeley Geochronology Center Special Publication;
16. Maniar, P. D., Piccoli, P. M., 1989, Tectonic discrimination of granitoids, *GSA Bulletin* 101 (5): 635–643;
17. McDonough, W. F., Sun, S. S., 1995, The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3–4), 223–253;
18. Middlemost, E. A. K., 1994, Naming materials in the magma / igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37, 215-224;
19. J. Toro, E. L. Miller, A. V. Prokopiev, Xiaojing Zhang and R. Veselovskiy, 2016, *Journal of the Geological Society*, 173, 989-1006;

20. 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;
21. Parfenov, L.M. and Natal'in, B.A., and Semenov, 1985, Mezozoic 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;
22. Parfenov, L. M., and Natal'in, B. A., 1986, Mezozoic tectonic evolution of Northeastern Asia, Tectonics of the Eurasian Fold Belts, Tectonophysics, 127: 291-304;
23. Parfenov, L. M., Prokopiev, A. V., Gaiduk, V. V. (1995). Cretaceous frontal thrusts of the Verkhoyansk fold belt, eastern Siberia. Tectonics 14, 342–358. <https://doi.org/10.1029/94TC03088>
24. 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;
25. 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;
26. Prokopiev, A.V. 2000. The Verkhoyansk–Chersky collisional orogen. Pacific Geology, 15, 891–904;
27. Prokopiev, A. V., Borisenko, A. S., Gamyamin, 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;
28. Prokopiev, A. V., Bakharev, A. G., Zaitsev, A. I., Tretyakov, F. F., Gamyamin, 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;

29. 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. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(75\)90088-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90088-6);
30. Vermeesch, P., 2018, IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers*, 9(5), 1479–1493;
31. 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;
32. 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

		<b>Na2O (%)</b>	<b>MgO (%)</b>	<b>Al2O3 (%)</b>	<b>SiO2 (%)</b>	<b>P2O5 (%)</b>	<b>K2O (%)</b>	<b>CaO (%)</b>	<b>TiO2 (%)</b>
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

		<b>MnO (%)</b>	<b>Fe2O3 (%)</b>	<b>Sr (%)</b>	<b>Zr (%)</b>	<b>Ba (%)</b>	<b>ППП (%)</b>	<b>Sum (%)</b>
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