

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ
«САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Институт наук о Земле

Кафедра геофизики

Кузнецова Елизавета Михайловна

**Радиогеохимическая специализация интрузивных массивов Ветренской
площади (Магаданская область) и ее связь с вещественным составом**

Выпускная бакалаврская работа
по направлению 05.03.01 «Геология»

Научный руководитель
доц., к.г.-м.н. М.П. Кашкевич

(подпись руководителя)

« » _____ 2021

Санкт-Петербург

2021

ВВЕДЕНИЕ

Целью исследования является поиск взаимосвязей между вещественным составом крупных интрузивов Ветренской площади и их отображением в радиогеохимическом поле.

Актуальность данной работы связана с разработкой проекта ГДП-20 в рамках листов Р-55-XXIV и Р-56-XIX, а также с поиском площадей, перспективных на коренные месторождения золота и других ПИ, что особенно важно в связи с проблемами развития минерально-сырьевой базы Колымского региона.

В рамках данной работы решены следующие задачи:

- Анализ геолого-геофизических материалов исследований, проводимых на Ветренской площади в предыдущие годы.
- Анализ данных АГС съемки с применением технологии аэро-радиогеохимического картирования («АРК») для определения специализации интрузивных массивов
- Анализ результатов геохимических исследований (ICP-MS, силикатный анализ)
- Проведение спектрометрического анализа образцов с помощью спектрометра RS-125
- Создание сводной базы данных по интрузивным комплексам, включающей результаты АГС, ГХ анализов, минералогического анализа и т.д.
- Обобщение полученных результатов

Работа написана с использованием геологических и геофизических материалов для листов Р-55-XXIV, Р-56-XIX – геологических карт, пояснительных записок, отчетов полевых работ, проводимых на Ветренской площади. ФГБУ «ВСЕГЕИ» также предоставило каменный материал и оборудование для проведения лабораторных исследований.

Содержание

Введение.....	2
1 Географо-экономический очерк.....	4
2 Геологическое строение Ветренской площади	5
2.1 Тектоника.....	5
2.2 Стратиграфия	8
2.3 Магматизм	11
2.4. Особенности размещения полезных ископаемых	19
3 Методы исследований.....	22
3.1 Гамма-спектрометрические методы	22
3.1.1 Общие положения	22
3.1.2 Аэрогаммаспектрометрия.....	25
3.1.3 Методика построения АРК на основе компонентного анализа АГС.....	26
3.1.4 Измерения образцов (наземная спектрометрия)	39
3.2 Материалы геохимических исследований.....	41
4 Результаты работ	42
Заключение.....	55
Список литературы.....	56

1 ГЕОГРАФО-ЭКОНОМИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Ветренская площадь находится на территории листов Р-55-XXIV и Р-56-XIX. Площадь является частью Колымского нагорья, в пределах которого распространен сглаженный или расчлененный среднегорный рельеф, на фоне которого воздымаются горные узлы, составляющие в пределах листа Р-56-XIX окончание хребта Черского с вершинами гор высотой более 2000 м над уровнем моря. На участках развития осадочных пород преобладает низкогорный рельеф, переходящий в среднегорный. Абсолютные отметки здесь варьируют в пределах 750-1400 м. Для участков развития гранитоидных пород характерен высокогорный рельеф с абсолютными отметками 1500-2500 м.

Ведущее значение в экономике имеет горнодобывающая промышленность, основу которой составляет золотодобыча.

Геологические исследования на площади проводятся с тридцатых годов прошлого века. Получены основные данные о его геологическом строении и выявлено множество проявлений золота, в основном россыпного типа. Месторождение коренного золота Ветренское открыто в 1942 г. геологом А.А. Тырченко. Периодически разведывалось в течении 1945-1984 гг. В 1945 г. геологом Киселевым Г.С. выявлено золоторудное месторождение Экспедиционное, которое разведывалось до 1948 г. Среднее Бохапчинское месторождение вольфрама открыто геологом в 1947 г. и разведывалось в 1972-78 гг. Позже исследователями выявлены рудопроявления вольфрама и молибдена гидротермально-грейзенового генетического типа, а также золота золото-редкометалльной формации, открыты месторождения урана и олова.

На сегодняшний день большинство россыпных месторождений площади отработано, в связи с чем возникает потребность в поиске и разведке новых коренных месторождений и обновлении промышленной базы коренного золота.

2 ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВЕТРЕНСКОЙ ПЛОЩАДИ

2.1 Тектоника

Сложность создания единой тектонической схемы площади заключается в разном подходе авторов листов Р-55 (Шпикерман, 2016) и Р-56 (Кузнецов, 2008) к тектоническому строению территории (рисунки 1, 2).

На схеме Кузнецова В.М. показан глубинный Аян-Юряхский разлом, разделяющий одноименный антиклинорий и Иньяли-Дебинский синклинорий. На крайнем северо-востоке Умарским разломом отделяется Балыгычанское поднятие.

На листе Р-55-XXIV основным структурным элементом является Вилигинский террейн, с его Аян-Юряхским аллохтонным блоком. С северо-востока блок ограничен Чай-Юрьинским глубинным разломом. К северо-востоку от этого разлома продолжаются отложения Вилигинского террейна и только на крайнем севере листа Р-55-XXIV, по выделенному Шпикерманом Левоколымскому надвигу, он граничит с Иньяли-Дебинским террейном (синклинорием), с его Сусуманским аллохтонным блоком.

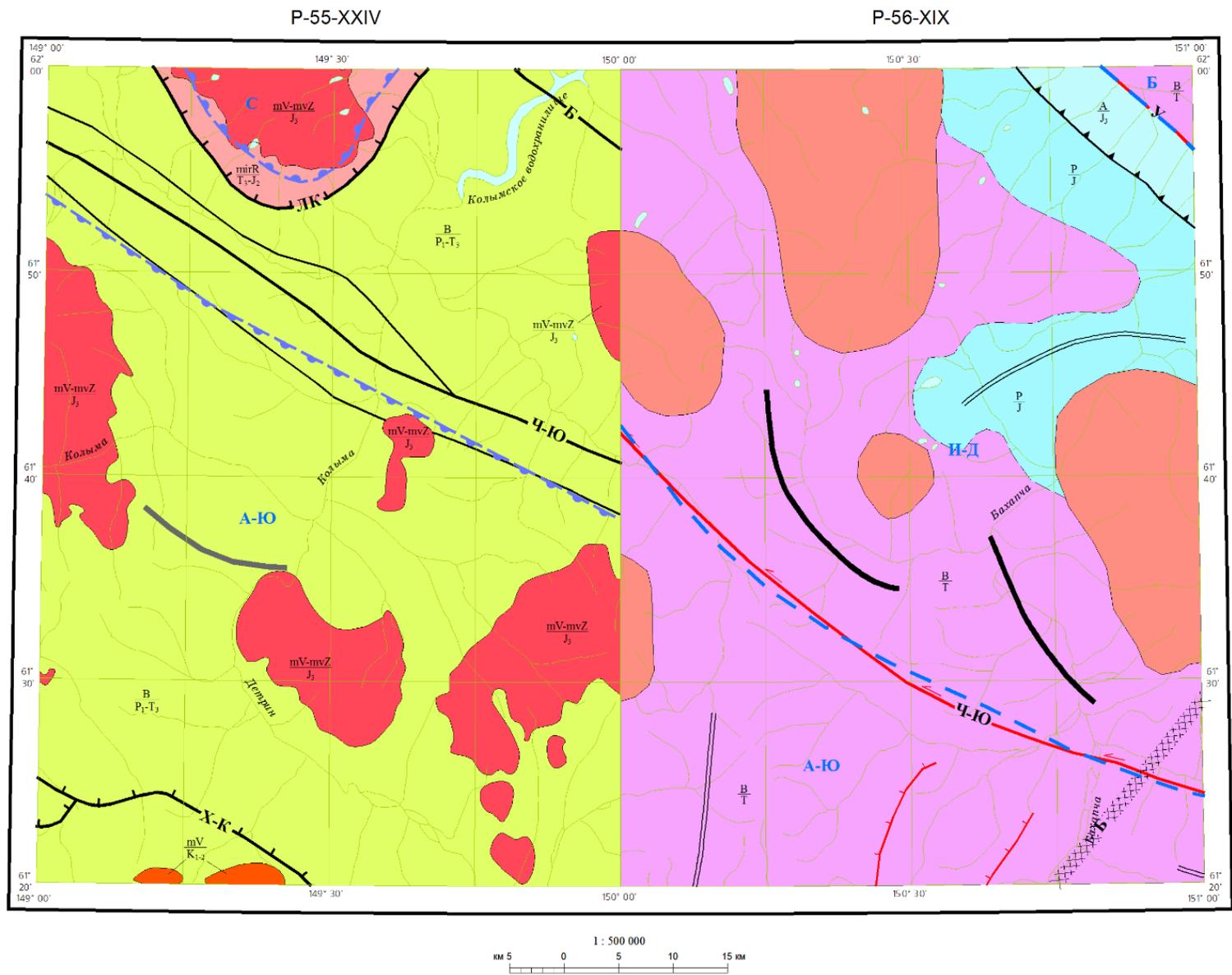


Рисунок 1 Тектоническая схема Ветренской площади (по Шпикерману, 2016; Кузнецову, 2007)

Условные обозначения на лист Р-55 (В.И.Шпикерман, 2016)

	Вилигинский терреин задугового бассейна. Туфогенные и алеволито-глинистые толщи. Задуговой бассейн Кони-Тайгоносской островодужной системы (P ₁ -T ₃)
	Иньяли-Дебинский терреин окраинноморского бассейна. Глубоководные алеволито-глинистые и турбидитовые толщи. Ложе окраинного моря (микроокеана) (T ₃ -J ₂)
	Охотско-Чукотский и Удско-Мургальский вулканические и Приохотский плутонический пояса. Гранитоиды I-типа. Надсубдукционная активная окраина континента андийского типа.
	Главный Колымский плутонический пояс. Неразделённые гранитоиды I-типа (басугуньинский, тас-кыстабытский плутонические комплексы) и S-типа (высокоглиноземистые граниты колымского плутонического комплекса). Надсубдукционная магматическая дуга активной континентальной окраины, начало коллизии (?) энциалической островной дуги с деструктурированной окраиной континента.

	Границы подразделений
	Главные разломы (Ч-Ю - Чай-Юрьинский, Б - Бургандинский)
	Второстепенные разрывные нарушения
	Главные надвиги (Х-К - Хинике-Кулинский, ЛК - Ловоколымский)
	Крупные аллохтонные блоки (А-Ю - Аян-Юряхский, С - Сусуманский)
	Оси антиклинальных складок

Условные обозначения на лист Р-56 (В.М.Кузнецов, 2007)

	Верхнеюрско-верхнемеловой структурный этаж. Верхнеюрский структурный ярус. Индигиро-Колымская складчатая система. Островодужная геодинамическая обстановка. Прибрежно-морские и континентальные комплексы и формации (андезитовая, дацит-риолитовая, вулканогенно-терригенная).
	Верхнепалеозойский-мезозойский и верхнеюрско-верхнемеловой структурные этажи. Юрский структурный ярус. Яно-колымская складчатая система. Морские черносланцевая, флишеидная, терригенная, вулканогенно-терригенная формации.
	Верхнепалеозойский-мезозойский структурный этаж. Триасовый структурный ярус. Яно-колымская складчатая система. Осадконакопление в условиях внешнего шельфа и флишевых трогов. Морские сероцветная песчано-глинистая, черносланцевая, флишевая, вулканогенно-терригенная формации.
	Верхнепалеозойский-мезозойский структурный этаж. Триасовый структурный ярус. Яно-колымская складчатая система. Гранитовая, гранодиорит-гранитовая формации.

	Границы структурных этажей
	Границы структурных ярусов
	Границы структур Яно-Колымской системы (А-Ю - Аян-Юряхский антиклинорий, И-Д - Иньяли-Дебинский синклинорий, Б - Балыгчанское поднятие)
	Границы позднеюрских образований Уяндино-Ясачненского пояса
	Основные разрывные нарушения (Ч-Ю - Чай-Юрьинский разлом, У - Умарский разлом)
	Взбросы, надвиги
	Скрытые разломы в фундаменте (Б - Бохапчинский)
	Оси антиклинальных складок
	Оси синклинальных складок

Рисунок 2 Условные обозначения к тектонической схеме(по Шпикерману, 2016; Кузнецову, 2007)

2.2 Стратиграфия

Стратифицированные образования рассматриваемой площади представлены отложениями верхней перми, триаса, нижней и средней юры, четвертичными образованиями (рисунки 3, 4).

Верхнепермские отложения представлены четырьмя свитам. Слагают юго-восточную часть Аян-Юряхского антиклинория.

Пионерская свита P_{2pn} характеризуется развитием глинистых пород с пластами песчаников. Мощность в пределах листа до 1000 м.

Атканская свита P_{2at} выделяется в разрезе верхнепермских отложений своим туфогенным составом. Глинистые породы и песчаники играют подчиненную роль. Отличительной чертой атканской свиты является доминирование в составе свиты диамиктитов, породы представляют собой несортированную смесь окатанных и угловатых обломков в основном вулканических и магматических, погруженных в глинисто-алевритовый матрикс. Мощность варьирует в пределах 450 – 1000 м.

Омчакская свита P_{2om} сложена преимущественно глинистыми отложениями, подчинённую роль играют пласты песчаников, гравелиты. Мощность отложений меняется от 1000 м до 1400 м.

Старательская свита P_{2st} сложена преимущественно глинистыми отложениями (аргиллиты, алевролиты), в верхней части разреза довольно часто появляются пласты песчаников. Мощность составляет 850 – 1400 м.

Нижнетриасовые, ниже-среднетриасовые и верхнетриасовые толщи, в основном, получили развитие на юге, юго-востоке площади.

Нижнетриасовые породы представлены отложениями индского и оленёкского ярусов, сложенных аргиллитами и алевролитами с линзами песчаников и известняков. Мощность отложений составляет 1000 – 1400 м.

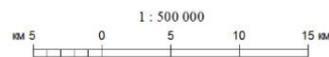
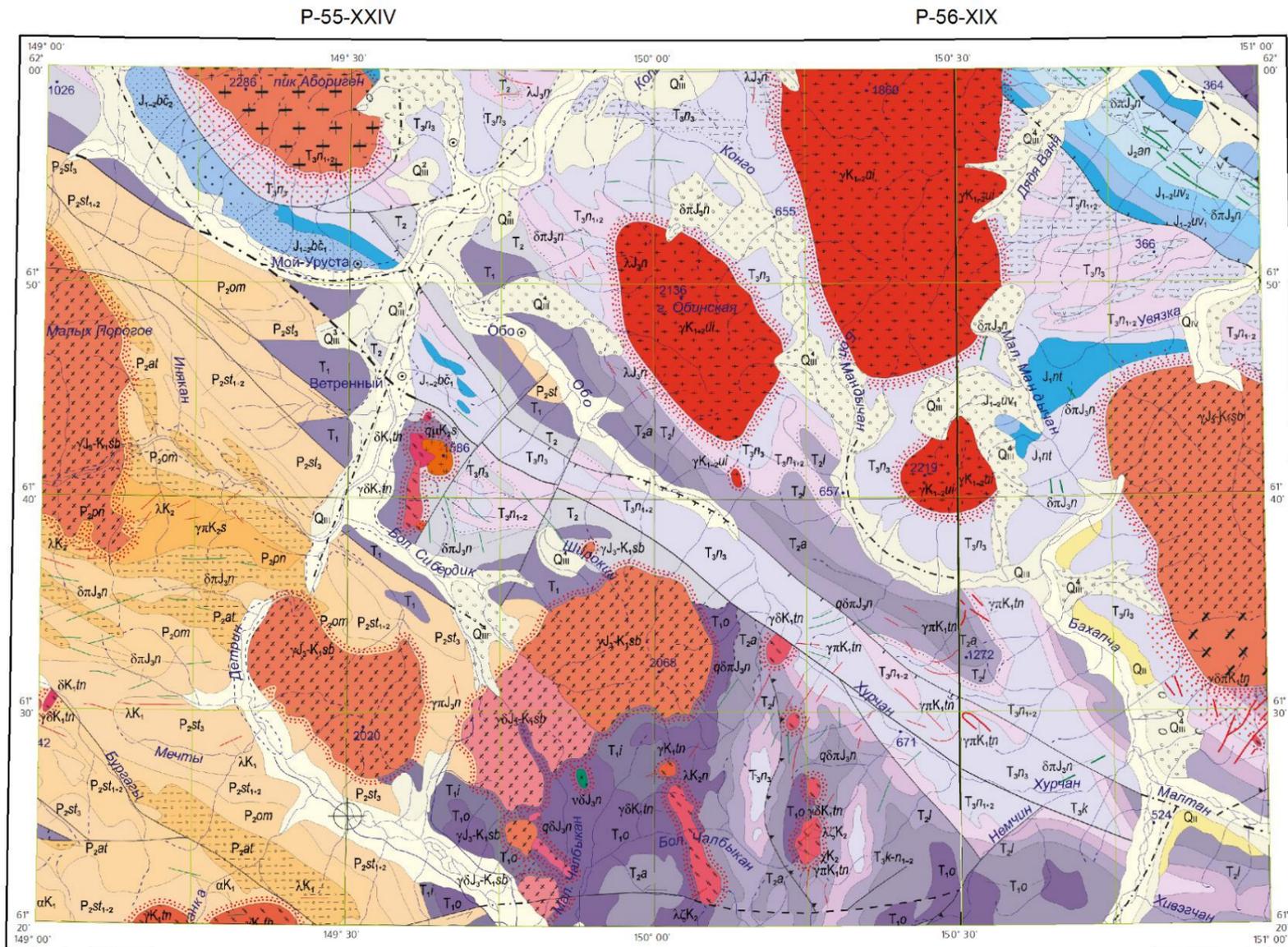
Среднетриасовые образования представлены морскими отложениями анизийского T_{2a} и ладинского T_{2l} ярусов, сложенными алевролитами, аргиллитами, песчаниками с прослоями конгломератов. Суммарная мощность составляет около 900 м.

В северо-западной части листа Р-55-XXIV также отмечены нерасчлененные отложения T_2 , представленные аргиллитами и алевролитами мощностью 700 – 1200 м.

Верхнетриасовые отложения довольно широко распространены на площади и занимают обширный район к северо-востоку от Чай-Юрьинского разлома. Они представлены образованиями карнийского T_{3k} и норийского T_{3n} ярусов. Карнийские отложения представлены толщей переслаивающихся аргиллитов и алевролитов с прослоями

мелкозернистых песчаников мощностью до 700 м. Норийские отложения отличаются наличием в разрезе базальтов и туфов. Мощность отложений составляет около 1100 м.

Отложения бюченнахской свиты $J_{1-2bc1-2}$, развитые в северо-западной части листа Р-55-XXIV, отличаются наличием в разрезе туфов, андезитов и туффитов. Мощность их составляет порядка 850 м. Отложения того же возрастного диапазона (увальнинская свита) J_{1-2uv2} в северо-восточной части листа Р-56-XIX характеризуются чисто терригенным составом мощностью до 1400 м. Здесь же выделены отложения анманычанской толщи J_2 средней юры, представленные аргиллитами, алевролитами и песчаниками мощностью до 1100 м.



Условные обозначения

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА	ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО	<ul style="list-style-type: none"> Q_v Современное злепо. Олсский горионт - галечники, песок, супсс, суглики, илы, глины, торф, шельб. Q_{ii} Нерасчлененные отложения - валунные галечники, песок, супсс, суглики, илы, торф, погребенные льды. Q_{ii}¹ Хетанолсский горионт - галечники, песок, супсс, суглики, шельб, валуны. Q_{ii}² Кубаласский горионт - галечники, валуны, песок, супсс, суглики, глины, торф. Q_{ii}³ Ютскский горионт - валунные галечники, песок, супсс, суглики, глины, валуны. Q_i Среднее злепо - валунные галечники, песок, супсс, суглики, глины, илы, валуны.
ЮРСКАЯ СИСТЕМА	НИЖНИЙ ОТДЕЛ	<ul style="list-style-type: none"> J₂₋₃ Средний-верхний отасы - андзиты, ил туфы, аргилиты, алевриты, песчаники, конгломераты, илы каменных ульс (до 1000 м). J₂ Средний отасы. Анисинская тоща - аргилиты, алевриты, песчаники (1100 - 1200 м). J_{1-2IV} Пинежский - анисинский ярус. Увальнская свита, верхняя подсвита - алевриты, песчаники (250 - 350 м). J_{1-2b2} Синеиорский - пинежский ярус. Бючснская свита, средняя подсвита - аргилиты, алевриты, песчаники, туфы андзитов (350-500 м); увальнская свита, нижняя подсвита (IV) - алевриты, песчаники (400-500 м). J_{1-2b1} Гетанолсский - синеиорский ярус. Бючснская свита, нижняя подсвита - аргилиты, алевриты, туфы андзитов, суффиты (500 - 600 м); ветчснская свита (J₁) - аргилиты, алевриты (300 - 600 м).
ТРИАССОВАЯ СИСТЕМА	ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ	<ul style="list-style-type: none"> T_{3n1-2} Верхний палеозой - аргилиты, алевриты, песчаники, конгломераты, известнякы, бивалиты, ил туфы, ракушечник (450-1000 м). T_{3n1-2} Нижний и средний палеозой - алевриты, песчаники, аргилиты, бивалиты, ил туфы (100-600 м). T_{3k1-2} Каринский ярус - нижне- и среисеиорский палеозой - алевриты, аргилиты (600-1500 м). T_{3k} Каринский ярус - аргилиты, алевриты, песчаники (200 - 700 м). T₂ Нерасчлененные отложения - алевриты, аргилиты, песчаники (200-900 м). T₂ Лазинский ярус - песчаники, алевриты, аргилиты, конгломераты (300-1800 м). T_{2a} Анисинский ярус - алевриты, аргилиты, песчаники (100-1450 м). T₁ Нерасчлененные отложения - аргилиты, алевриты, песчаники, илы известнякы (400-2500 м). T_{1o} Олесский ярус - аргилиты, алевриты, песчаники, илы известнякы (600-1500 м). T_{1i} Илский ярус - аргилиты, алевриты, редко песчаники (500-1000 м).
ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА	ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ	<ul style="list-style-type: none"> P_{2st} Хивский горионт. Старинская свита (850 - 1400 м); верхняя подсвита (b₁) - алевриты, песчаники (300 - 400 м); нижняя и средняя подсвиты (b₂₋₃) - аргилиты, алевриты (550 - 1000 м). P_{2om} Гванский - хивский горионт. Очснская свита - алевриты, аргилиты, песчаники, гравелиты, илы до диамититы (1300 - 1800 м). P_{2at} Гванский горионт. Аткснская свита - диамититы, алевриты, аргилиты, песчаники, конгломераты (450-1000 м). P_{2pn} Омалский горионт. Понснская свита (2300-2600 м); аргилиты, алевриты, песчаники.

Интрузивные образования

ПОЗДНЕМЕЛОВЫЕ

Subvolcanic	λK ₂ /	Риолиты, риолиты (λ)
	αK ₂ /	Сиссариты

Сеймский комплекс

γλK ₂ /	Гранит-порфиры
γλK ₂ /	Кварцевые массивы

РАННЕ-ПОЗДНЕМЕЛОВЫЕ

Увальнский комплекс

γλK ₂ /	Граниты
--------------------	---------

РАННЕМЕЛОВЫЕ

Субвулканические

λK ₁ /	Риолиты
αK ₁ /	Андзиты

Тельский комплекс

γλK ₂ /	Гранит-порфиры
γλK ₂ /	Гранодиориты, гранодиорит-порфиры (γδ)
δK ₂ /	Диориты

ПОЗДНЕЮРСКИЕ - РАННЕМЕЛОВЫЕ

Омалский комплекс

γλK ₂ /	Граниты
--------------------	---------

Сибирский комплекс

γλK ₂ /	Граниты
γλK ₂ /	Гранодиориты

ПОЗДНЕЮРСКИЕ

Нера-боханский комплекс

λJ ₁ /	Метарошлы
γλK ₂ /	Диорит-порфиры; кварцевые диориты (qδ); кварцевые диорит-порфиры (qδa)
γλK ₂ /	Габбродиориты

Примечание: принадлежность комплекса к формации (по М.Л.Толмаев, 1985) обозначена цветом: желтый - иланский комплекс; розовый - граниты; голубой - кварцевые массивы; фиолетовый - гранодиориты; гранодиорит-гранитовый.

	Границы между разновозрастными геологическими образованиями и литологическими подразделениями, достоверные и предполагаемые
	Границы несогласного залегания, достоверные и предполагаемые
	Границы между фациально разными образованиями одного и того же возраста
	Долгоживущие разломы (главные структурные швы)
	Сбросы (штрихи в сторону опущенного блока)
	Взбросы, штрихи - в сторону поднятого блока
	Сдвиги
	Разломы неустановленной морфологии

a) - достоверные, б) - предполагаемые, в) - скрытые под более молодыми образованиями г) - то же предполагаемые

Эпицентры крупных землетрясений (магнитуда 10-15, период 1969-1990 гг.)

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

	Речные
	Ледниковые

ДОЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

	Преимущественно диамититы
	Преимущественно песчаники
	Преимущественно туфовые породы

Контактные рогонки и рогонки над нескрытыми интрузивами

Рисунок 3 Геологическая карта Ветренской площади (по Манافову, 1999)

2.3 Магматизм

Интрузивные образования представлены породами основного, среднего и кислого составов нормального, реже умеренно-щелочного рядов, слагающими разнообразными телами от небольших даек до крупных интрузивов.

Комплексы интрузий отнесены к двум формациям: позднеюрский структурный этаж - интрузивы орогенных (коллизийных) гранитоидов и охотско-чукотский вулканогенный комплекс - интрузивы активационных (субдукционных) гранитоидов.

Всего выделяется 6 комплексов: позднеюрские – басугуньинский диорит-гранит-гранодиоритовый, сибердыкский габбро-гранодиорит-гранитный плутонический, колымский двуслюдяных высокоглинозёмистых гранитов, нера-бохапчинский габбро-гранит-диоритовый гипабиссальный малых интрузий; верхнемеловые – верхнеямский габбро-лейкогранитовый плутонический, иретьско-малкачанский гранит-гранодиоритовый раннемеловой. Схема интрузивных массивов приведена на рисунке 4.

Для нера-бохапчинского комплекса характерны малые тела преимущественно порфировых сильно измененных пород. В басугуньинском комплексе – более крупные, штокообразные тела, обычно многофазные, сложенные плутоническими породами. В составе сибердыкского комплекса установлены породы кислого и среднего состава, во многом сходные с одноименными породами колымского комплекса.

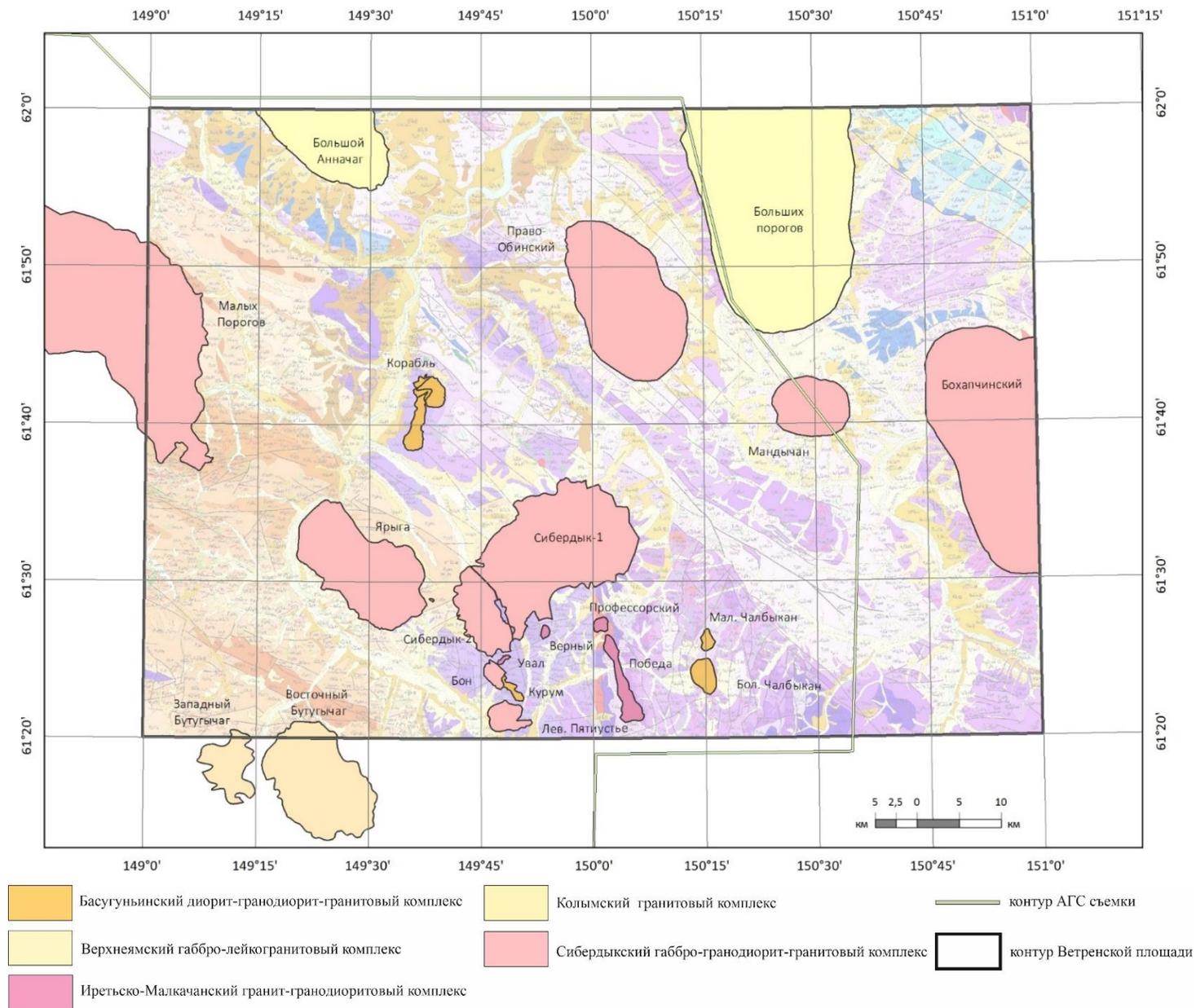


Рисунок 4 Интрузивные комплексы Ветренской площади.

Басугуньинский комплекс диорит-гранит-гранодиоритовый Jзв3.6.

К комплексу в пределах площади листа отнесены породы, слагающие массивы Корабль, Курум, Большой и Малый Чалбыкан и другие штоки малых размеров (Валунный, Хурчан).

Выделяется несколько фаз внедрения: 1 – средние породы, 2– гранодиориты и граниты (главная фаза), 3 –граниты, 4 – лейкограниты.

Согласно петрохимической классификации породы басугуньинского комплекса относятся к диорит-гранодиорит-диоритовой формации нормальной щелочности. Исключение составляет массив Корабль, который относится к монцогаббродиорит-монцодиорит-монцонитовой формации умеренной щелочности.

Шток Курум находится в бассейне руч. Мал. Чалбыкан. Площадь выхода на поверхность – 3,2 км², длина – 4,5 км, ширина – 0,7 км, массив вытянут в северо-западном направлении. В гравитационном поле массиву соответствует отрицательная аномалия. В магнитном поле массив выражается отрицательной аномалией. В радиометрическом – торий-калиевой. Массив сложен кварцевыми диоритами, кварцевыми диоритами, монцодиоритами.

Массив Корабль расположен на правом берегу Колымского водохранилища, ниже устья руч. Бол. Сибердик. Массив вытянут в субмеридиональном направлении на 9 км, площадь составляет 19 км².

Массив не выражен в магнитном поле, за исключением южной части, которая выделяется положительной аномалией. В радиометрических полях северо-западная и северо-восточная части массива выделяются калиевой специализацией, а южная – уран-калиевой.

Массив многофазен. Северо–западная часть массива сложена меланократовыми диоритами и габбромонцодиоритами (вторая фаза), южная часть массива представлена гранодиоритами (четвертая фаза), северо–восточная часть массива – монцонитами, лейкократовыми монцонитами, монцодиоритами и лейкократовыми монцодиоритами (шестая фаза).

Породы юго–восточного и восточного края массива подвержены значительным вторичным изменениям, особенно беритизации. Вторичные минералы: хлорит замещает биотит, карбонат с хлоритом роговую обманку, мусковит и серицит плагиоклаз, кварц развивается по всей породе в сумме 50–60%.

Шток Большой Чалбыкан расположен на водоразделе верховьев системы руч. Бол. Чалбыкан и правых притоков руч. Хурчан. Площадь выходов составляет около 12 км². В плане выходы штока имеют эллиптическую форму, вытянутую в меридиональном направлении, с размерами 2,5 × 4 км. Ороговикование вмещающих пород отмечаются на расстояниях до 3 км.

В поле силы тяжести штоку Бол. Чалбыканский соответствует локальная отрицательная аномалия. В радиометрических полях массив выделяется торий-урановой специализацией с областями преобладания тория или урана.

Шток Малый Чалбыкан находится в 1 км к северу от штока Большой Чалбыкан. В плане шток имеет овальную форму (1,5 × 2 км), площадь выходов – около 3 км². В профиле массив имеет куполообразную форму с обширной выровненной вершиной. Сложен гранодиоритами. В радиометрических полях шток Мал. Чалбыкан выделяется уран-калиевой специализацией, на юго-востоке – урановой, ториевой к западу.

По данным интерпретации геофизических полей штоки Большой и Малый Чалбыкан принадлежат единому телу, имеющему в выходе на дневную поверхность прогиб кровли. Форма этого тела батолитообразная, корни его круто уходят на глубину. В магнитном поле ему соответствует отрицательная аномалия интенсивностью – 100-50 нТл.

Изотопный возраст по цирконам, определенный SHRIMP-методом из монцонитов массива Корабль составил 152,7 ± 2,0 млн лет, из гранодиоритов – 153,4 ± 1,3 млн лет; гранодиоритов Бол. Чалбыканского массива составил 147,7 ± 1,1 млн лет.

Сибердыкский гранодиорит–гранитовый плутонический комплекс Jzsb распространен в юго-восточной части Главного Колымского плутонического пояса. Объединяет группу массивов: Малых Порогов, Сибердыкский, Право-Обинский, Ярыга, Бон, Лев. Пятиустье. Интрузии сибердыкского комплекса сложены роговообманково-биотитовыми и биотитовыми гранитами, в меньшей степени гранодиоритами.

Сибердыкский массив расположен в междуречье рек Детрин и Обо. В плане имеет овальную форму, вытянутую в северо-восточном направлении (23 × 10 км), площадь массива – около 410 км².

В магнитном поле Сибердыкский массив выражен, в целом, отрицательным полем интенсивностью ΔТ 50-150 нТл. В гравитационном поле массив выделяется слабой отрицательной аномалией силы тяжести интенсивностью до 16 мГал. Отрицательная гравиметрическая аномалия наблюдаемого поля интенсивностью до –20 мГл, то же со снятым региональным фоном до –20 мГл.

В радиометрических полях северо-восточная часть массива характеризуется, в основном, урановой специализацией, к юго-западу – специализация более калиевая. Юго-западная часть массива имеет урановую специализацию на северо-востоке и калий-ториевую – на юго-западе.

Ширина контактовых ореолов в плане колеблется от 0,5 – 0,8 км до 3,0 км. Максимальная его ширина наблюдается в южной части контакта.

Состав фаз сибердыкского комплекса и последовательность их образования следующая: первая фаза - гранодиориты и кварцевые диориты, мелкозернистые двуслюдяные граниты, также встречаются ксенолиты габбро-диоритов. Ко второй фазе сибердыкского комплекса отнесены граниты и гранодиориты, отмечаемые в приконтактных частях массива. К третьей фазе отнесены мелкозернистые двуслюдяные граниты, слагающие массив Мал. Чалбыкан. К четвертой фазе отнесены дайки и жилы аплитов.

В пределах выходов гранитоидов массива обнаружены кварцевые, карбонатно-кварцевые, хлорит-кварцевые слабо золотоносные жилы. С процессами грейзенизации в Сибердыкском массиве связаны проявления молибдена и вольфрама.

Массивы Бон (площадь 9,6 км²) и *Левое Пятиустье* (площадь 12 км²) расположены к югу от Сибредыкского массива. Они являются сателлитами Сибердыкского массива.

Массивы расположены в краевой части крупной отрицательной локальной аномалии. В радиометрических полях массивы выделяются калиевой специализацией. Сложены биотитовыми гранитами, которые пересекаются дайками диоритов и лейкогранитов.

Массив Ярыга (132 км²). Представляет собой лакколитообразное тело с довольно пологими контактами, углы погружения интрузии не превышают 35–40°. Массив имеет эллипсоидальную форму, вытянут в северо-западном направлении.

В радиометрических полях массив Ярыга характеризуется калий-ториевой специализацией с областями калиевой, урановой, уран-калиевой ближе к центральным частям массива.

Массив сложен двуполевошпатовыми биотит-амфиболовыми гранитами, реже монцогранитами и гранодиоритами.

У северо-западной и северо-восточной части массива роговообманково-биотитовые граниты содержат многочисленные ксенолиты роговиков. Зона контактово-измененных пород располагается сплошным ореолом вокруг массива. Ширина ореола прослеживается до 3–4 км. У контактов с роговиками отмечаются прожилки и жилы мелкозернистых лейкократовых гранитов.

Правообинский массив расположен в междуречье рек Конго и Обо. В плане массив имеет форму овала (20 × 10 км) площадью 180 км² (на территории листа 29 км²). Массив вытянут в северо-западном направлении.

По гравиметрическим данным Правообинский массив охватывает часть междуречья Обо – Колыма – Бол. Мандычан, его площадь, включая нескрытую часть интрузии, составляет около 700 км². Массив как бы состоит из двух соединенных в единое целое воронкообразных тел западного и восточного. В радиометрических полях массив выделяется урановой специализацией в центральной части массива и торий-калиевой по периферии

Ореол контактово-измененных пород около Правообинской массива имеет ширину до 1–1,5 км. Осадочные породы в результате воздействия гранитной интрузии превратились в биотитовые, биотитово-кордиеритовые роговики, слагающие собственно роговиковую зону шириной 300–500 м, и серицито-хлоритовые породы, внешней зоны, постепенно сменяющие роговики при удалении от массива.

Центральная часть массива сложена биотитовыми гранитами, вблизи контакта со вмещающими – гранодиоритами (вторая фаза сибердыкского комплекса).

Массив Малых Порогов расположен на правобережье руч. Иньякан и левобережье руч. Бол. Улайлах. в междуречье рек Детрин и Обо. В плане имеет неправильную эллипсовидную форму; сильно вытянут в северо–западном направлении, согласном с направлением складчатости. Площадь составляет 640 км².

Невскрытая часть интрузива по гравиметрическим данным имеет овальную форму (30 км × 25 км). Длинная ось овала имеет северо–западную ориентировку. Массиву соответствует отрицательная гравиметрическая аномалия наблюдаемого поля интенсивностью до –14 мГл, то же со снятым региональным фоном до –10 мГл.

В радиометрических полях центральная часть массива выделяется уран-калиевой специализацией, переходящей в калий-ториевую на периферии.

Массив Малых Порогов прорывает осадочные пород пермского возраста, образует вокруг себя контактовый ореол метаморфизованных пород шириной 1–3 км.

Граниты роговообманково–биотитовые представляют главную фазу массива комплекса. В породах эндоконтакта отмечается развитие явлений грейзенизации и довольно широко развиты метасоматические процессы.

Изотопный возраст по цирконам, определенный SHRIMP–методом из гранодиоритов массива Малых Порогов составил $149,08 \pm 0,72$ млн лет, из гранитов массива Ярыга – $148,0 \pm 2,0$ млн лет; из Сибердыкского массива $145,0 \pm 1,0$ и $150,0 \pm 3,0$ млн лет.

Колымский гранитовый плутонический комплекс Жк на площади представлен массивами Большой Анначаг и Большие Пороги, расположенными в пределах Главного Колымского плутонического пояса.

Массив Большой Анначаг на рассматриваемую площадь попадает южной оконечностью. Площадь массива на территории Ветренской площади составляет 98 км². Преимущественно массив сложен гранитами. По данным гравиметрии ось интрузива имеет субмеридиональную ориентировку, ее протяженность – около 75 км.

Массиву Большой Анначаг соответствует отрицательная гравиметрическая аномалия наблюдаемого поля интенсивностью до – 26-28 мГл, то же со снятым региональным фоном до –14 мГл.

Массив сложен гранитами с разновидностями от нормальнощелочных биотитовых гранитов до лейкогранитов. По ряду петрохимических параметров породы колымского комплекса соответствуют аналогичным породам из сибердыкского комплекса

Массив Большие Пороги расположен в пределах Главного Колымского плутонического пояса в междуречье рек Колыма, Бол. Мандычан и Конго. Длина интрузива достигает 42 км, его ширина в северной части составляет около 22 км, в южной части – около 15 км, площадь – 550 км².

По гравиметрическим данным в плане имеет удлиненную в север-, северо-западном направлении форму с округлыми очертаниями. В разрезе его форма приближается к воронкообразной, с возрастающей к корневой части мощностью. В магнитном поле выражается отрицательной магнитной аномалией.

Вмещающие массив породы ороговикованы в зоне шириной до 2 км. В зависимости от состава осадочных пород выделяются различные минеральные ассоциации: в южном экзоконтакте биотитовые и биотит-кордиеритовые роговики, в северо-восточном, кроме того, отмечаются андалузит-кордиеритовые.

Массив сложен биотитовыми порфировидными средне-крупнозернистыми и гранитами. В юго-восточной части массива закартированы грейзенизированные биотитовые мелкозернистые граниты.

Гидротермально-метасоматическое преобразование проявилось в площадной грейзенизации мелкозернистых биотитовых гранитов юго-восточной части интрузива, развитии локальной грейзенизации по жилам аплитов и формировании редких маломощных кварцевых жил с арсенопиритовой и рассеянной золотой минерализацией.

Изотопный возраст по цирконам определен SHRIMP-методом из гранитов массива Бол. Пороги – $155,0 \pm 2,4$ млн лет., из гранитов массива Бол. Анначаг к северу от района составил $150,0 \pm 2,0$ млн лет.

Иретьско-малкачанский комплекс габбро-лейкогранитовый плутонический K₂t объединяет небольшие штоки на правобережье руч. Магистр, массивы Профессорский, Победа.

Комплексу соответствуют породы с различными химическими составами от кварцевых диоритов до лейкогранитов нормальной щелочности, в редких случаях - лейкограниты умеренной щелочности. Породы характеризуются высокой высокоглиноземистостью.

В составе комплекса установлены три фазы внедрения. Первая фаза комплекса включает клинопироксеновые габбродиориты и диориты, слагающие небольшие штоки на правобережье руч. Магистр (штоки руч. Верный). Вторая фаза представлена гранодиоритами биотитовыми массива Победа. Третью фазу слагают мусковитовые граниты и лейкограниты массива Профессорский, дайки и жилы аплитов.

Массив Победа расположен в бассейне р. Бол. Чалбыкан. Форма его овальная, вытянутая в меридиональном направлении, длина – 10 км, ширина – 0,9 – 2,5 км, площадь – 15 км².

В поле силы тяжести выражается локальной отрицательной аномалией. В магнитном поле интрузиву соответствует положительная магнитная аномалия интенсивностью 150-400 нТл асимметричной формы с высокоградиентной ступенью вдоль восток-северо-восточного контакта массива и плавным снижением значений поля в направлении на запад от массива. Возможно на

глубине интрузия имеет форму пластины, погружающейся в западном направлении. В радиометрических полях выделяется калиевой специализацией.

Массив сложен преимущественно, однообразными биотит-роговообманковыми гранодиоритами, которые фациально переходят в граниты и кварцевые диориты. Первые установлены в южной части массива, последние наблюдались в северной части, где слагают внешнюю оторочку гранодиоритов.

Шток Профессорский расположен в верховьях р. Обо. Имеет изометричную в плане форму размером до 1,5 км в поперечнике. Площадь выходов около 2 км².

В магнитном поле шток пространственно приурочен к блоку, характеризующемуся отрицательными значениями интенсивностью 50 – 100 нТл значительно превышающему по своим параметрам выходы интрузии. Самостоятельного отражения интрузивного тела в магнитном поле не наблюдается. В радиометрических полях выделяются ярко-выраженной урановой специализацией.

Шток сложен мелкозернистыми гранитами, в подчиненном количестве отмечены порфириовидные граниты. В порфириовидных гранитах известны кварцевые жилы, в которых установлены золото, молибденит. К мелкозернистым гранитам в северном экзоконтакте штока приурочена урановая минерализация, представленная метаторбернитом, который встречается как в кварцевых жилах, так и в самих гранитах. Содержание урана достигает 15–25×10⁻⁴%. В южном эндоконтакте штока выявлено штокверковое молибденит-кварцевое прожилкование.

Шток Верный расположен на правобережье руч. Магистр. Размеры его – около в 0,5 км². Массив характеризуется положительной аномалией магнитного поля. Южная часть массива сложена габбродиоритами переходными к монцогаббродиоритам, северная часть – диоритами и кварцевыми диоритами. В радиогеохимическом поле не имеет явной специализации, выделяются слаборадиоактивные урановые и калиевые области.

Изотопный возраст гранитов массива Профессорский по цирконам, определенный U-Pb-методом – 94,6 ± 1,3 млн лет, кварцевых диоритов массива Победа – 95,1 ± 1,3 млн лет.

Верхнеямский комплекс габбро-лейкогранитовый плутонический К2vj3 представлен массивами Западный Бутугычаг и Восточный Бутугычаг.

Массивы сложены гранодиоритами и гранитами нормального ряда щелочности, петрохимически относятся к известково-щелочной серии. Породы весьма высокоглиноземистые, лейкократовые.

Массив Бутугычаг расположен в междуречье Нелькоба – Детрин – Омчак, на дневной поверхности обнажены его два апикальных выхода – Западный и Восточный. По гравиметрическим

данном Бутугычагский интрузив в плане имеет форму овала (30×20 км), длинная ось которого ориентирована на северо-запад. В разрезе массив по форме напоминает воронку.

Отрицательная гравиметрическая аномалия наблюдаемого поля интенсивностью до -20 мГл, то же со снятым региональным фоном до -20 мГл. Граниты массива фиксируются слабоамплитудной положительной магнитной аномалией наблюдаемого поля интенсивностью до $+1$ мэ, региональной составляющей – до $+0,5$ и локальной – до $+2,2$ мэ.

Магнитное поле массива спокойное, слабо отрицательное, интенсивностью до $100-150$ нТл. В гравитационной поле массив отражается отрицательной аномалией интенсивностью до 10 мГал. В радиометрических полях массив Зап. Бутугычагский выделяется торий-урановой специализацией, Вост. Бутугычагский – калиевой.

Массив Вост. Бутугычаг имеет двухфазное строение: первая – средне-, крупнозернистые порфировидные биотитовые граниты, вторая – мелкозернистые биотитовые граниты и гранит-порфиры. Преимущественно в эндоконтакте массива присутствуют крупные ксенолиты диоритов, отмечаются также и гранодиориты. Взаимоотношения гранодиоритов и гранитов не установлены. В гранитах отмечаются жилы аплитов и пегматитов. Граниты массива пересекаются позднемеловыми дайками диоритовых порфиритов. Метамогматические изменения пород слабые. Из гидротемальных образований, в пределах площади развития контактово-измененных пород присутствуют безрудные кварцевые жилы.

Изотопный возраст по цирконам, определенный SHRIMP-методом из умереннощелочных лейкогранитов массива Западный Бутугычаг составил $81,88 \pm 0,66$ млн лет, из умереннощелочных гранитов – $85,58 \pm 0,77$ млн лет.

2.4. Особенности размещения полезных ископаемых

Рудообразующие процессы на рассматриваемой территории проходили в течение позднеюрской и затем меловой эпох. Россыпные месторождения образовались в кайнозойскую эпоху.

Позднеюрский рудогенез связан с позднеюрским орогенным тектоническим этапом развития региона. В начале него терригенные толщи *P-J* возраста были интродуцированы дайками Нера-Бохалчинского комплекса, испытали интенсивные дислокации и метаморфизм начальной ступени фации зелёных сланцев. В результате этих процессов был сформирован основной структурно-тектонический план района с преобладающим северо-западным простиранием главных складчатых и разрывных структур при подчинённой роли тектонических нарушений северо-восточного

направления. Наиболее крупными разломами данного этапа на площади являются Умарский и Чай-Юрьинский региональные разломы.

В конце этапа произошло внедрение интрузий Басугуньинского, Сибердыкского и Колымского комплексов, входящих в состав регионального Колымского батолитового пояса на его юго-восточном окончании. При внедрении интрузий произошла активизация разломов северо-западного и северо-восточного направлений.

С позднеюрским этапом связано образование оруденения золоторудной кварцевой формаций. Прямой генетической связи оруденения с конкретными магматическими комплексами, вскрытыми на современном уровне эрозионного среза, не установлено. Рудогенерирующими являются глубинные ареалы базит-гранитоидного магматизма. Связанные с ними плутогенные рудоносные флюиды, мигрировали к поверхности по тектоническим нарушениям и дайковым поясам в поле крупных батолитов. Этим объясняется локализация проявлений золоторудной кварцевой формации вблизи массивов, но на некотором удалении от них, в боковой зоне интрузий в благоприятных для рудоотложения структурно-тектонических ловушках в толще терригенных пород.

Меловой рудогенез связан со становлением Охотско-Чукотского вулcano-плутонического пояса южнее рассматриваемой территории.

Интрузивный магматизм позднемелового возраста проявлен только в южной части площади, он представлен массивами Победа и штоком Профессорским Иретьско-Малкачанского комплекса и Бутугычагскими массивами Верхнеямского комплекса, а также дайками Мыгдыкитского комплекса.

Отличительными особенностями оруденения второго этапа являются тесная пространственная связь с телами интрузивных пород разного возраста, рудоконтролирующая роль нарушений северо-восточного направления и широкий спектр полезных ископаемых. В меловой этап образовано оруденение золото-редкометалльной, вольфрамит-кварцевой грейзеновой, молибденовой грейзеновой формаций, проявления урановой, оловянной, полиметаллической, серебряной минерализации.

Тектонические процессы в этот этап на площади носили менее интенсивный характер с развитием малоамплитудных разрывов северо-восточного направления, накладывающихся на все геологические комплексы, развитые на площади, включая позднемеловые. Эта система является отражением тектонических движений в пределах Охотско-Чукотского пояса. В позднемеловом гранитном массиве Западный Бутугычаг они являются рудовмещающими для оловянного и уранового оруденения, в Сибердыкском массиве позднеюрского возраста контролируют вольфрамовые и молибденовые проявления, в Ярыгинском массиве позднеюрского возраста по комплексу геохимических данных есть признаки развития золото-редкометалльного оруденения, в

штоке Профессорском молибденовую, урановую, вольфрамовую минерализацию, в Чалбыканских и штоках позднеюрского возраста золото-редкометалльное оруденение.

К кайнозойской минерагенической эпохе относится образование аллювиальных россыпей золота за счёт разрушения коренных объектов золоторудной кварцевой формации, выведенных на современную поверхность в результате интенсивного воздымания территории в ходе неотектонических движений. Россыпеобразование происходило на протяжении четвертичной системы. Наибольшую значимость для золотодобычи имеют россыпи, связанные с голоценовыми аллювиальными отложениями.

На сегодняшний день горно-промышленный потенциал площади составляют Ветренское месторождение золота с сопутствующим вольфрамом, Экспедиционное месторождения коренного золота, Бохапчинское месторождение вольфрама, многочисленные золоторудные проявления, рудопроявления вольфрама, олова, молибдена и около 100 отработанных месторождений россыпного золота, перешедших в разряд техногенных.

3 МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

3.1 Гамма-спектрометрические методы

3.1.1 Общие положения

Геохимия радиоактивных элементов в магматическом процессе изучена наиболее полно. Установлены основные закономерности распределения урана, тория и калия в основных типах пород, формы их нахождения, условия миграции и концентрирования.

В данной главе сделан акцент на радиогеохимических свойствах средних и кислых пород - основных для плутонических комплексов Ветренской площади.

Для всех типов интрузивных пород существуют некоторые общие закономерности распределения урана и тория и калия. Данные по распределению калия в эндогенных процессах свидетельствуют о том, что его содержание увеличивается по мере возрастания кремнекислотности и щелочности пород (таблица 1).

Таблица 1

Оценка средних содержаний калия в некоторых магматических породах (по Иванову, 1994)

Магматические породы	Среднее значение, %	Коэффициент вариации, %
Граниты	3,60	0,11
Гранодиориты	2,52	0,23
Диориты	1,63	0,47

В гранитоидах и щелочных породах установлен самые высокие концентрации калия. Таусон Л.В. выделяет различные геохимические типы гранитоидов (Таусон, 1961). Согласно его классификации, среднее содержание калия для гранитов около 3,3 %. Низким содержанием выделяются плагиограниты (0,3 %), гранитоиды андезитового ряда (2,0 %), а повышенным - лейкограниты, редкометальные (3,8 %) и щелочные граниты (4,1 %), что указывает на общий тренд увеличения содержания калия с увеличением щелочности.

Распределение калия, урана и тория по минералам различно: уран и торий концентрируются в наименее распространенных акцессорных минералах, но в большей степени в рассеяной форме, а концентрация калия напрямую зависит от процентного содержания породообразующих минералов. Следует отметить, что по современным представлениям на долю акцессорных минералов даже в гранитоидах приходится не более 35 % от общего количества урана. Собственные минеральные

формы уран и торий в гранитоидах наблюдаются лишь в кислых породах и имеют очень маленькие размеры и не обнаруживаются в оптический микроскоп.

По величине абсолютного содержания урана и тория в минералах гранитоидов можно выделить следующий минеральный ряд с возрастающей концентрацией РЭ:

кварц – ортоклаз – плагиоклаз – роговая обманка – биотит – пироксен – магнетит – флогопит – апатит – эпидот – титанит – сфен – циркон – ортит – монацит.

Согласно А.П. Виноградову, среднее содержание в земной коре урана составляет $2,5 \cdot 10^{-4} \%$, тория – $1,3 \cdot 10^{-3} \%$, калия 2,4 %. Величины средних содержаний урана и тория в магматических породах для известково-щелочной серии приведены в таблице 2. Однако эти величины могут сильно варьироваться в пределах одного и того же петрохимического типа пород.

Таблица 2

Средние содержания урана и тория и торий-урановое соотношение для некоторых магматических пород (по А.А. Смыслову, 1996)

Порода	Содержание г/т		Th/U
	U	Th	
Ультраосновные: дунит, пироксенит и др.	0,03	0,08	2,7
Основные: габбро, диабаз и др.	0,6	1,8	3,0
Средние: диорит, кварцевый диорит	1,8	6,0	3,3
Кислые:			
гранодиорит	2,1	8,3	4,0
плагиогранит	2,7	9,6	4,0
биотитовый гранит	4,0	15,0	3,7
лейкократовый аляскитовый гранит	7,0	40,0	5,6

Наиболее сложным является распределение урана и тория в гранитоидных породах. По уровню радиоактивности и характеру распределения РЭ по минералам выделяют следующие типы гранитоидов (Смыслов, 1974):

1. Слаборадиоактивные ($U < (2-3) \cdot 10^{-4} \%$, $Th < (8-10) \cdot 10^{-4} \%$) интрузивные породы (габбро-диориты, плагиограниты и др.) габбро-плагиогранитовой и диорит-гранодиоритовой формаций с низкой радиоактивностью ($U < (2-3) \cdot 10^{-4} \%$, $Th < (10-15) \cdot 10^{-4} \%$) – подавляющая часть урана и тория приурочена к породообразующим минералам.

2. Граниты гранодиорит-гранитовой формации с нормальной радиоактивностью ($U = (3-4) \cdot 10^{-4} \%$, $Th = (15-20) \cdot 10^{-4} \%$) – в породообразующих и акцессорных минералах находятся примерно равные количества урана и тория.

3. Граниты гранитовой формации со слабо повышенной радиоактивностью ($U = (4 - 6) \cdot 10^{-4} \%$, $Th = (20-30) \cdot 10^{-4} \%$) – большая часть урана сконцентрирована в акцессорных минералах.

4. Граниты (формация лейкократовых аляскитовых гранитов) с высокой радиоактивностью ($U > (5-6) \cdot 10^{-4} \%$, $Th > (30-40) \cdot 10^{-4} \%$) – значительная часть урана и тория, около 30 – 50%, находится в породе в свободном избыточном состоянии.

Торий-урановое соотношение позволяет делать предположение о степени метасоматической проработки породы. Для магматических пород оно находится в довольно узком диапазоне значений (2,5–5) при преобладании значений в пределах 3,5–4,5, что предполагает существование общей закономерности в распространении тория и урана. Если величина $Th/U < 2$, а особенно < 1 , то порода с большой вероятностью является метасоматическим.

Согласно Н.А. Титаевой (2000) для РЭ можно выделить следующие геохимические закономерности:

1. Уровень радиоактивности зависит от формационной принадлежности к тому или иному глобальному резервуару – при одних и тех же условиях частичного плавления и дальнейшей эволюции расплава, породы, полученные из обогащенного источника, будут содержать более высокие концентрации литофильных элементов.

2. Возрастание щелочности ведет к возрастанию концентраций радиоактивных элементов. При этом связь Th/K более жесткая чем U/K , поэтому возрастание концентраций сопровождается возрастанием соотношения Th/U .

3. Внутри каждой серии пород (толеитовой, известково-щелочной, щелочной) в процессе фракционной кристаллизации наблюдается возрастание содержаний тория и урана с возрастанием содержания SiO_2 . При этом хотя зависимость близка к линейной, для разных серий пород содержания радиоактивных элементов отличаются.

4. Близкие по петрохимическому составу разновозрастные гранитные интрузии обычно различаются по радиоактивности, причем молодые интрузии более радиоактивны, чем древние.

5. Для крупных многофазных дифференцированных интрузий характерно увеличение содержания U и Th от ранних фаз к более поздним и от внутренних фаций к краевым.

6. Метасоматически измененные участки пород обычно более радиоактивны, чем те же породы, не затронутые метасоматозом.

7. Гидротермальные изменения пород, как правило, сопровождаются изменением корреляционных связей между РЭ.

8. Зоны тектонических нарушений часто обладают более высокой радиоактивностью по сравнению с вмещающими породами как за счет гидротермального изменения пород тектонической зоны, так и за счет скопления элемента радона в трещинах.

Для применения радиогеохимического картирования на определенный вид полезного ископаемого выбирают наиболее информативный ведущий элемент, который используется в качестве главной геохимической нагрузки.

Так, при поисках и прогнозировании месторождений редких элементов, грейзеновых месторождений олова, вольфрама, молибдена, редкометальных гранитов нормального и субщелочного ряда с бериллием, оловом, вольфрамом в качестве ведущего геохимического элемента используются концентрации урана.

При поисках и прогнозировании месторождений тория, редкоземельного, танталово-ниобиевого и циркониевого оруденения в апогранитах щелочного ряда, месторождений кор выветривания, кимберлитовых трубок в качестве основной геохимической нагрузки может использоваться торий.

Поля золоторудных месторождений обычно обогащены калием вследствие адуляризации и серицитизации, иногда обогащены ураном, и как правило, обеднены торием.

Часто для специализации геологических объектов используется торий-калиевое отношение. Так, например, в магматических породах при наличии положительной корреляции в отношении Th/K в перспективных для оруденения районах возникают калиевые или ториевые аномалии. Th-аномалии со значением > 2 используется для прогноза минерализации литофильной геохимической группы (Sn, W, редкоземельные элементы) в связи с аляскитами и щелочными гранитами. К-аномалии в высококалиевых вулканитах и метасоматитах при поиске Ag-Au, Ag-Pb-Zn, Mo и V оруденения (Иванов, 1997).

3.1.2 Аэрогаммаспектрометрия

Аэрогаммаспектрометрическая съемка (АГС) съемка является скоростным методом поиска урановых месторождений, позволяющим локализовать перспективные площади для наземных исследований. На современном этапе она используется также для геолого-геохимического картирования и поисков месторождений нерадиоактивных ПИ, имеющих генетическую или пространственную связь с зонами аномального распределения урана, тория и калия. Достоинствами АГС являются быстрота исследования больших территорий и экономичность выполнения поисков.

В данном исследовании использовались материалы высокоточной крупномасштабной аэрогамма-съемки масштаба 1:50000, проводимой в 2011 г. Норильским филиалом ФГБУ «ВСЕГЕИ» под руководством Бомбизова Е.А. Измерительная аппаратура – аэрогаммаспектрометр ГСА-2000, носитель аппаратуры – МИ-8, высота полета – 60 м. Погрешность съемки: U – $\pm 0,42$ ppm, Th – $\pm 0,70$ ppm, K – $\pm 0,08$ %, МЭД – $\pm 0,16$ мкР/ч. Съемка охватывает почти всю территорию листа P-55-XXIV за исключением массива Большой Анначаг, однако выходит за пределы Ветренской

площади на юге и захватывает территорию Бутугычагских массивов. Площадь листа Р-56-ХІХ обеспечена съемкой примерно на половину (см. рисунок 4).

3.1.3 Методика построения АРК на основе компонентного анализа АГС

Одним из наиболее универсальных способов картографического представления результатов съемки является составление аэрогадгеохимических карт (АРК).

Выделяют два подхода к автоматизированному построению АРК. Первый – традиционный, основанный на анализе сведений о геолого-ландшафтном строении территории. Недостатком его является необходимость ввода больших объемов дополнительной информации, что весьма трудоемко и малопродуктивно. Второй – способ, специально разработанный для машинной обработки результатов аэросъемки. Он основан на исследовании структуры взаимосвязей РЭ с помощью регрессионного или компонентного анализов.

Данный подход в автоматизированном варианте реализован в методике АРК Зубовым Е.И. (Зубов Е.И., 1983) и интегрирован в систему OASIS Montaj (GeoSoft) Зубовым Д.Е. Технология нацелена на выявление радиогехимически специализированных комплексов горных пород и картирование участков гидротермально-метасоматических изменений. Метод базируется на разделении исходного радиогехимического поля на фоновую «скоррелированную» и аномальную «нескоррелированную» компоненты радиогехимического поля.

Далее изложены математические основы методики.

Как показывают исследования, в большинстве горных пород и продуктов их дезинтеграции по мере изменения уровня общей радиоактивности пропорционально изменяются и кларковые концентрации урана, тория, калия. Поэтому, хотя фоновое АГС поле представляет собой совокупность радиогехимически разнородных, вариации литологического состава коренных пород, генетического типа и мощности рыхлых образований приводят, как правило, к закономерному изменению интенсивности спектра гамма-излучения. Причем, значительная трансформация (осреднение) реального гехимического поля при АГС съемке позволяет удовлетворительно аппроксимировать свойственный неизменным горным породам характер взаимосвязи между РЭ линейной моделью.

Наложенные, в том числе и рудные, процессы приводят к существенному перераспределению радиоактивных элементов, которое проявляется в изменении их первоначальных концентраций и, как следствие, в нарушении линейности характера взаимосвязей.

Следовательно, задачу аэрогадгеохимического картирования можно сформулировать, как «локализация областей с маловероятными для неизменных пород значениями и корреляциями».

Для решения поставленной задачи в каждой точке наблюдения необходимо выделить фоновую составляющую со структурой связи между элементами, характерной для неизменных пород, и оценить степень соответствия ее реально наблюдаемой.

Предлагаемый подход реализуется в обратной задаче факторного анализа (Белонин. М.Д и др., 1982). Рассмотрим соответствие структуры регистрируемого геохимического поля факторной модели.

В общем виде вектор измеренных в i -й точке пространства значений АГС признаков $q_i = \{q_U, q_{Th}, q_K\}_i$ можно представить как сумму двух слагаемых:

$$q_i = q_i^\phi + \Delta q_i \quad (1)$$

где $q_i = \{q_U^\phi, q_{Th}^\phi, q_K^\phi\}_i = q_i^1$ – вектор фоновых («породных») составляющих содержаний урана, тория, калия со структурой связей между элементами, свойственными неизменным горным породам. $\Delta q_i = \{\Delta q_U, \Delta q_{Th}, \Delta q_K\}_i = q_i^2 + q_i^3 + \dots + q_i^k + \dots + q_i^r$ – вектор значений аномальных составляющих исходных признаков, обусловленных совокупностью некоторого числа $(r - 1)$ числа наложенных процессов, r – общее число независимых геологических процессов (факторов), участвовавших в формировании современного облика наблюдаемой геохимической системы.

Если $f_{1i}, f_{2i}, f_{3i}, \dots, f_{ki}, \dots, f_{ri}$ – количественные характеристики соответствующих природных факторов в i -й точке пространства, то для любой k -й составляющей j -ого элемента вектора исходных признаков q_{ji}^k имеем:

$$q_{ji}^k = \Psi_k(f_{ki}).$$

Тогда для j -ого элемента уравнение (1) переписывается как:

$$q_{ji} = \Psi_1(f_{1i}) + \Delta q_{ji} = \Psi_1(f_{1i}) + \Psi_2(f_{2i}) + \dots + \Psi_k(f_{ki}) + \dots + \Psi_r(f_{ri}). \quad (2)$$

Из этого следует, что для разложения исходного радиогеохимического поля на фоновую и аномальную составляющие, необходимо и достаточно знать величину первого («породного») фактора f_{1i} и вид функции связи Ψ_1 его с измеренными переменными q .

Общим свойством любой парагенетической ассоциации является линейный характер связей между ее компонентами, отклонения от которого возникают только на месте пересечения нескольких различных по природе парагенезисов (Мягков, 1974; Смирнов, 1975)

То есть наличие линейной или квазилинейной зависимости между наблюдаемыми параметрами можно рассматривать как свидетельство их общей генетической природы. Это значит, что влияние реальных геологических процессов на формирование облика изучаемого объекта можно оценить с помощью независимых линейных комбинаций (Ψ') измеренных переменных.

По аэроданным зависимость между содержаниями урана, тория и калия для неизменных пород хорошо согласуется с линейной моделью. Следовательно, представляется корректным предположение о линейности функции связи Ψ_1 «породного» фактора с измеряемыми переменными. Полагая линейными все Ψ_i , из (2) имеем:

$$q_{ji} = \omega_{j1}f_{1i} + \omega_{j2}f_{2i} + \dots + \omega_{jk}f_{ki} + \dots + \omega_{jr}f_{ri} = \sum_{p=1}^r \omega_{jp}f_{pi}, \quad (3)$$

где ω_{jp} – коэффициент пропорциональности между величиной p -го фактора и значением i -го параметра.

Полученные уравнения (3) аналогичны основным уравнениям метода главных компонент (Харман, 1972) $\widehat{Q} = WF$,

где $W = [\omega_{jp}]$ – матрица факторных нагрузок (размерности $m \times r$), $F = [f_{pi}]$ – матрица значений факторов ($r \times n$), $Q = [q_{ji}]$ – матрица нормированных значений наблюдаемых переменных ($m \times n$), m – число наблюдаемых переменных (параметров), n – число наблюдений ($n \gg m$), r – ранг корреляционной матрицы R , равный числу линейно независимых исходных переменных ($r \leq m$), $j = 1, 2 \dots m$, $p = 1, 2 \dots r$, $i = 1, 2 \dots n$.

Следовательно, и вычислительные процедуры МГК могут быть использованы для решения конкретных геологических задач, сформулированных в терминах построенной факторной модели радиогеохимического поля.

Анализируя внутреннюю структуру ковариационной или корреляционной матрицы, МГК заменяет вектор зависимых случайных величин $q = (q_1, q_2, \dots, q_m)$ размерности m вектором независимых случайных величин $f = (f_1, f_2, \dots, f_r)$ размерностью $r \leq m$ путем нахождения для исследуемой матрицы собственных векторов и собственных чисел, по величинам которых и выносятся, в дальнейшем, суждение о существенности влияния новых переменных – факторов f как в целом на исходный вектор q , так и на отдельные его компоненты.

Геометрически этот процесс представляет собой переход к новой ортогональной системе координат, оси которой совпадают с основными направлениями изменчивости анализируемой выборки по комплексу признаков и называются главными компонентами.

Проекции описания изучаемых объектов на компонентные оси называются значениями главных компонент и служат стандартной мерой отличия данного объекта (наблюдения) от среднего по соответствующей новой переменной.

Аналитически главные компоненты являются некоррелированными между собой линейными комбинациями исходных параметров, т.е. в соответствии с (3) могут быть использованы для описания реальных геологических процессов.

Математический аппарат МГК позволяет определить число независимых факторов, сформировавших зарегистрированный АГС съемкой облик изучаемого объекта, оценить их по степени значимости и выделить наиболее существенные, рассчитать факторные нагрузки на каждую переменную и значения факторов в любой точке наблюдения (прямая задача факторного анализа). Полученные данные можно использовать затем для решения обратной задачи – восстановление облика исследуемой динамической системы, сформированного воздействием любого сочетания выделенных на первом этапе факторов.

В соответствии с поставленной задачей необходимо воссоздать характер поля концентраций радиоактивных элементов, обусловленный совокупностью наложенных процессов. Из выражения (1) получено:

$$\Delta q_i = q_i - \Psi_1(f_{1i}) \quad (4)$$

Степень отличия элементов вектора Δq_i от нуля пропорциональна интенсивности изменения фонового состояния АГС поля и следовательно может быть использована в качестве меры перспективности i -го наблюдения по соответствующим исходным переменным. Ореолы повышенных значений вектора $\Delta q'_j$ ($j = 1, 2, 3$) отвечают участкам горных пород с проявлениям наложенных процессов. Здесь и далее первая строка вектор-матрицы Q соответствует концентрациям урана, вторая – тория, третья – калия. Они имеют ту же смысловую нагрузку, что и области повышенных концентраций, являющиеся основными прогнозными элементами аэрорадиогеохимических карт.

Как видно из (4), для вычисления любого Δq_{ji} необходимо и достаточно знать величину обусловленной фоновым фактором f_{1i} составляющей концентрации j -го элемента.

Отсюда, на основе ортогонального разложения, наблюденного АГС поля на факторные составляющие, предлагается следующий алгоритм автоматизированного построения аэрорадиогеохимических карт:

1. Вычисление элементов вектора-столбца q размерности m оценок средних: $\bar{q} = Q\varepsilon/\varepsilon'$ и диагональной матрицы S ($m \times m$) оценок стандартов m переменных:

$$S_{jj} = \left[\frac{\sum_{i=1}^n (q_{ji} - \bar{q})^2}{n - 1} \right]^{1/2},$$

где Q – матрица $m \times n$ измеренных значений поля, прошедших стандартный граф обработки (ввод и запись на ЭВМ, контроль, переход к реальным физическим единицам, устранение сбоев, сглаживание помех, введение поправок, интерполяция в узлы регулярной сети), n – число наблюдений (объектов) в пределах предполагаемой площади радиогеохимических построений, ε' – вектор-строка размерности n и вида $\{1, 1, \dots, 1\}$

2. Нормирование исходных значений переменных

$$\hat{Q} = S^{-1}(Q - \bar{q}\varepsilon'),$$

где \hat{Q} – матрица $m \times n$ нормированных значений наблюдаемых переменных.

3. Вычисление элементов выборочной корреляционной матрицы R :

$$R = (n - 1)^{-1} \hat{Q}' \hat{Q}.$$

Следует подчеркнуть, что интерпретация компонент, полученных по ковариационной матрице, неоднозначна вследствие трудноучитываемых различий дисперсий и ковариаций признаков. Использование корреляционной матрицы в качестве объекта компонентного анализа позволяет получить результаты, инвариантные к изменению масштабов измеренных значений переменных.

Определение собственных значений и собственных векторов корреляционной матрицы. Используя диагональное преобразование матрицы R получаем:

$$A = U'RU,$$

где U – ортогональная матрица собственных векторов $m \times n$, A – диагональная матрица $m \times m$ с собственными значениями λ_i на главной диагонали, расположенными в порядке убывания $\lambda_1 > \lambda_2 > \dots > \lambda_m$. Столбцы матрицы U нормируются так, чтобы $u_j' u_j = 1$.

4. Формирование матрицы факторных нагрузок W путем преобразования:

$$W = UA^{1/2},$$

5. Вычисление вектора-строки значений фонового фактора:

$$f'_1 = \lambda_1^{-1} \omega_1 \hat{Q},$$

где ω_1 – первый вектор-столбец матрицы W .

Анализируемая корреляционная матрица R отражает, главным образом, характер связей, свойственный фоновому состоянию радиогеохимического поля в пределах исследуемой площади. Поэтому, в качестве фонового фактора всегда интерпретируется тот собственный вектор матрицы R (в данном случае первый: $u_1 = \lambda_1^{-1/2} \omega_1$), который совпадает с основным направлением изменчивости рассматриваемой геохимической системы.

6. Расчет элементов матрицы аномальных составляющих значений исходных признаков:

$$\Delta \hat{Q} = \hat{Q} - \omega_1 f'_1.$$

7. Построчное нормирование матрицы $\Delta \hat{Q}$:

$$Z'_j = \Delta \hat{q}_j^1 (1 - \omega_{j1}^2)^{-1/2}$$

где Z'_j – вектор-строка нормированных по своему стандарту $(1 - \omega_{j1}^2)^{1/2}$ значений аномальной составляющей концентрации j -го элемента, $j = 1, 2, \dots, m$.

8. Графическое изображение прогнозно-геохимической нагрузки аэро-радиогеохимической карты. При этом особыми символами отмечаются ореолы аномально высоких (низких) значений составляющих каждого из радиоактивных элементов.

К аномальным относятся наблюдения, для которых справедливо:

$$Z_{ji}^{ан} = \max_l \{|Z_{li}|\} / (|Z_{li}| > L) \wedge (j = l) \wedge (|Z_{li}| > Z_{min}), \quad (5)$$

где Z_{ji} – величина аномальной составляющей j -го элемента в i -м измерении, Z_{min} – минимальная величина поля, для которой аномальная составляющая может быть вычислена достоверно, L – порог, определяющий границы нормального геохимического фона, $i = 1, 2 \dots n, l = 1, 2 \dots m$.

Функция распределения значений вектора Z'_j , вычисленных по тем же исходным данным, что и элементы матрицы R , S и вектора \bar{q} , имеет математическое ожидание $M(Z_j) = 0$, дисперсию $D(Z_j) = 1$, и, как правило хорошо согласуется с нормальной моделью. По таблицам функции

Лапласа можно определить, какая доля совокупности всех возможных значений Z_j' заключена в контуре, ограниченном изолинией любого k -ого сечения. То есть принимаемые градации изолиний являются, по существу, вероятностными характеристиками принадлежности к фоновой совокупности соответствующих им по данному признаку точек наблюдения и позволяют с заданной надежностью локализовать области с содержаниями и взаимосвязями РЭ, маловероятными для неизменных пород.

Учитывая это и исходя из принятого определения нормального геохимического фона, для картирования ореолов повышенных и пониженных значений наложенных составляющих величина порога L в формуле (5) принята равной 1.3. Аномальные элементы матрицы выявляются при $L = 3$.

Наблюдения, не удовлетворяющие условиям формулы (5), дифференцируются по величинам измеренных значений наиболее информативного признака (главного элемента геохимической нагрузки), выбираемого с учетом радиогеохимических характеристик ожидаемых типов месторождений полезных ископаемых.

Очевидно, что если вычисление \hat{Q} , R , A и W производится сразу по всей совокупности анализируемых данных, удовлетворительное соответствие $Z^{ан}$ зонам с нарушенным распределением элементов возможно лишь при сравнительно простом геологическом строении территории, когда характер взаимосвязей фоновых содержаний РЭ надежно аппроксимируется линейной моделью. При наличии радиогеохимически специализированных комплексов зависимость между содержаниями урана, тория и калия в сводной по всей изучаемой площади выборке Q может существенно отличаться от линейной. В результате наряду с зонами привноса-выноса РЭ аномальными значениями $Z^{ан}$ будут выделяться и участки развития практически неизменных горных пород, относительно обогащенных тем или иным радионуклидом.

С поисковой точки зрения большое значение имеет возможность разделения ореолов, связанных с выходами специализированных геологических образований, от ореолов, обусловленных воздействием наложенных, в том числе – рудных процессов. Решить эту задачу можно, используя разницу в размерах обнажений горных пород с повышенными средними содержаниями урана, тория или калия и фиксируемых АГС методом локальных ореолов, связанных с зонами метасоматических изменений. Если эта разница достаточно велика и рудные ореолы существенно уступают по площади выходам на дневную поверхность радиогеохимически специализированных комплексов, для автоматизированного построения АРК предлагается следующая методика:

1. Обработка всей совокупности АГС наблюдений (Q) по предполагаемой площади радиогеохимических построений с вычислением медианных значений признаков $Q^M = [q_{ji}^M]$ в скользящем окне площадью Π_0 . Размер окна (Π_0) выбирается с учетом средней площади выходов неизменных горных пород с аномальными соотношениями РЭ (Π_n), исходя из условия: $\Pi_0 < 2 \times$

П_п. Поскольку локальные аномалии с размерами менее $0.5 \times \Pi_0$ практически не влияют на величину медианы, полученная в итоге матрица Q^M отражает главным образом особенности фонового распределения РЭ в слагающих участок неизменных горных породах.

2. Анализ корреляционной структуры Q^M по алгоритму, изложенному выше. Итогом является матрица $Z^M = [z_{ji}^M]$, характеризующая степень отклонения проекции каждой точки наблюдения от линейной модели в координатах «фоновых» (Q^M) составляющих содержаний урана, тория и калия.

3. Классификация наблюдений по значениям $z_{ji}^M, j = 1, 2, 3$. В зависимости от величины $z_{ji}^M = \max_m \{|z_{mi}^M|\}$ каждое i -тое измерение относится к одной из указанных в таблице 3 семи групп (классов), которые отражают радиогеохимические особенности выходящих в данной точке горных пород.

Таблица. 3

Результаты классификации фонового АГС поля по $z_{ji}^M = \max_m \{|z_{mi}^M|\}$

Номер класса, t	Условия отнесения i -той точки к t -тому классу	Преобладающая природа радиоактивности
1	$ z_{ji}^M < 1.3, \quad j = 1, 2, 3$	фоновая совокупность
2	$z_{ji}^M > 1.3, \quad j = 1$	U
3	$z_{ji}^M > 1.3, \quad j = 2$	Th
4	$z_{ji}^M > 1.3, \quad j = 3$	K
5	$z_{ji}^M < -1.3, \quad j = 1$	Th-K
6	$z_{ji}^M < -1.3, \quad j = 2$	U-K
7	$z_{ji}^M < -1.3, \quad j = 3$	U-Th

Выделенным группам соответствуют матрицы измеренных ($Q_1 \dots Q_7$) и медианных ($Q_1^m \dots Q_7^m$) значений АГС признаков размерностью $3 \times n$. Элементам матриц Q_t и $Q_t^m (t = 1, 2, \dots, 7)$, не относящимся к данному t -тому классу, присваивается код «брака» (отсутствия значений). Результаты классификации (номер группы в каждой точке наблюдения) фиксируются как элементы вектора $q' = \{q_1, q_2, \dots, q_n\}$.

4. Обработка выборочных данных Q_1, Q_2, \dots, Q_7 в соответствии с вышеизложенным алгоритмом. Итоговая матрица формируется путем объединения всех 7-ми составляющих Z_k .

$$Z = \sum_{k=1}^7 Z_k. \quad (6)$$

Если в какой-либо k -той выборке соответствие структуры связей эмпирических данных линейной модели признано неудовлетворительным, вычисление элементов Z_k производится следующим способом:

$$Z_k = \Delta \hat{Q}_k = S_k^{-1}(Q_k - q_k \varepsilon'), \quad (7)$$

а затем, по формуле (6) определяется сводная матрица Z .

5. Графический вывод прогнозной нагрузки АРК. Итогом машинной обработки является единая сводная карта, куда выносятся ореолы «нескоррелированных» содержаний РЭ (положительные элемента матрицы Z) и характеристика фонового состояния АГС поля (q'). В соответствии с описанным алгоритмом аномальные значения Z отражают главным образом локальные неоднородности гамма-поля, которые могут быть связаны с различными наложенными, в том числе – рудными процессами, а q' (результаты классификации усредненных в скользящем окне содержаний РЭ) – распространение значительных по площади геологических образований, обогащенных тем или иным радионуклидом. Такая карта является синтезом трех исходных карт содержаний (урана, тория и калия), проанализированных с точки зрения пространственного распределения РЭ и особенностей структуры их взаимосвязей. Она позволяет наглядно представить на единой основе соотношение радионуклидов в фоновой и аномальной составляющих радиогеохимического поля.

Карты нескоррелированных содержаний калия, тория и урана, а также результаты обработки данных АРК-методом, с помощью которых была определена специализация интрузий представлены на рисунках 5, 6, 7, 8. Помимо проведения АРК, на основе исходных данных АГС с помощью программы Surfer 15 также рассчитаны средние содержания РЭ, результаты представлены в таблице 4.

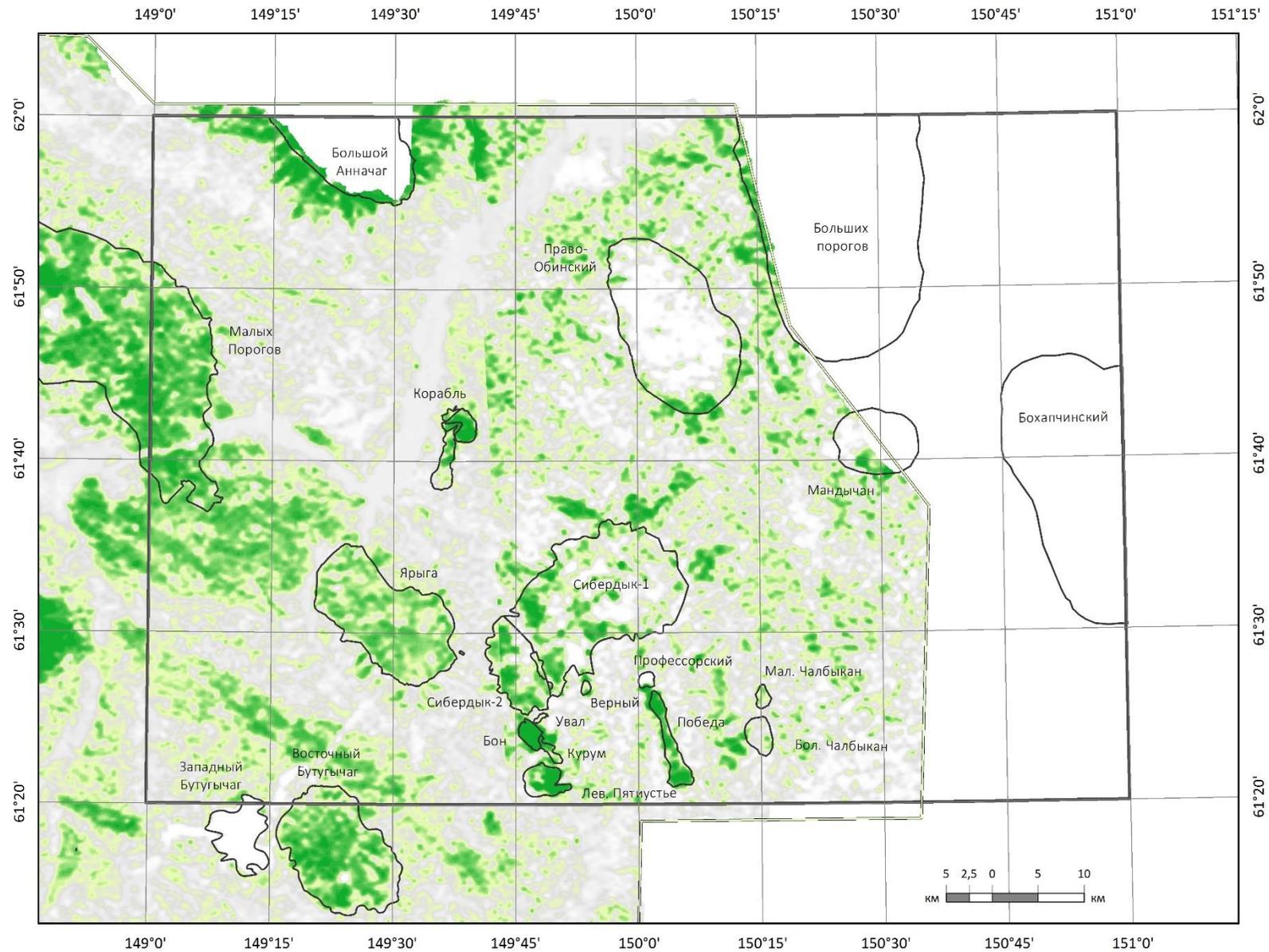


Рисунок 5 Карта «нескоррелированных» содержаний калия

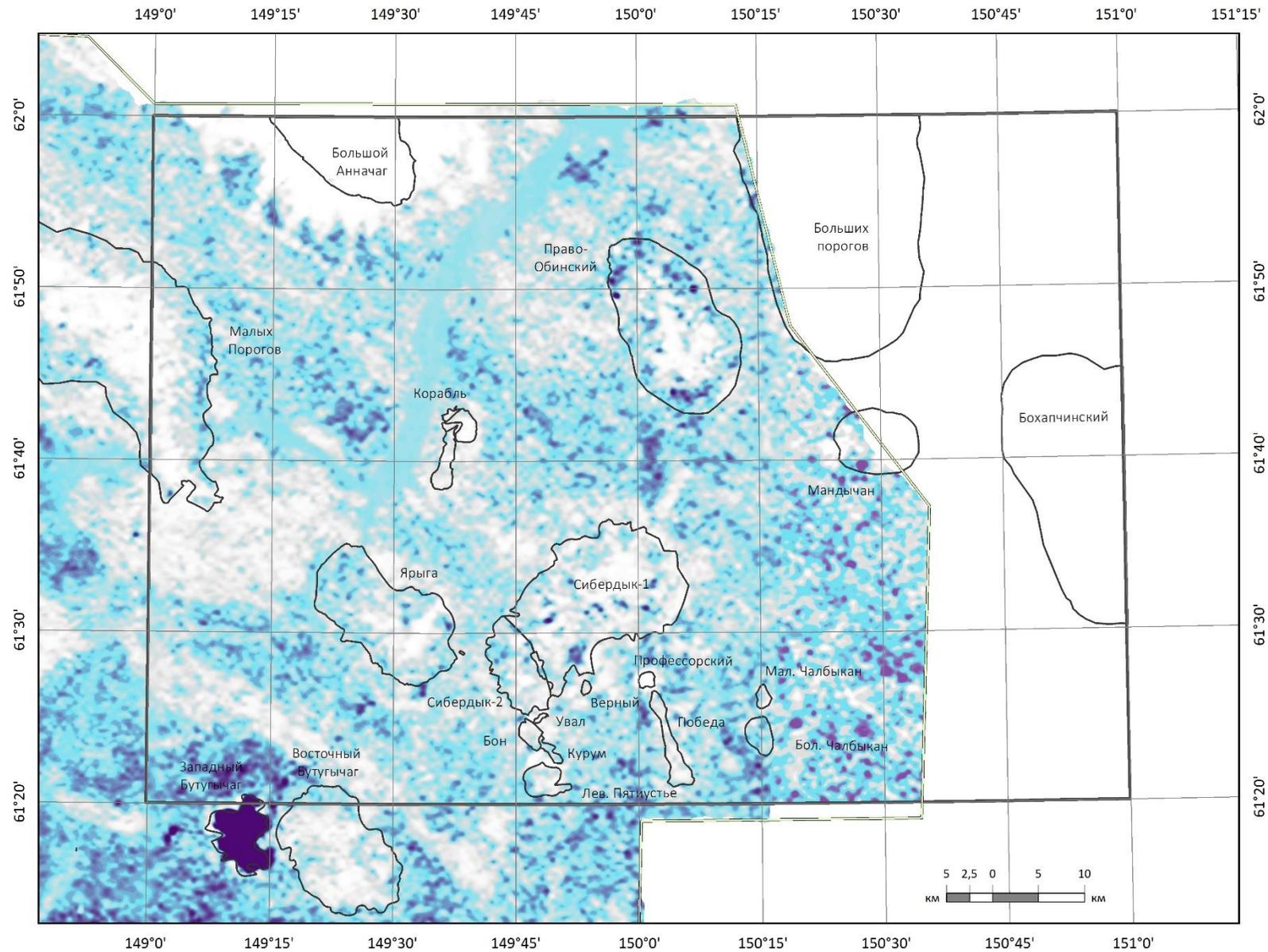


Рисунок 6 Карта «нескоррелированных» содержаний тория

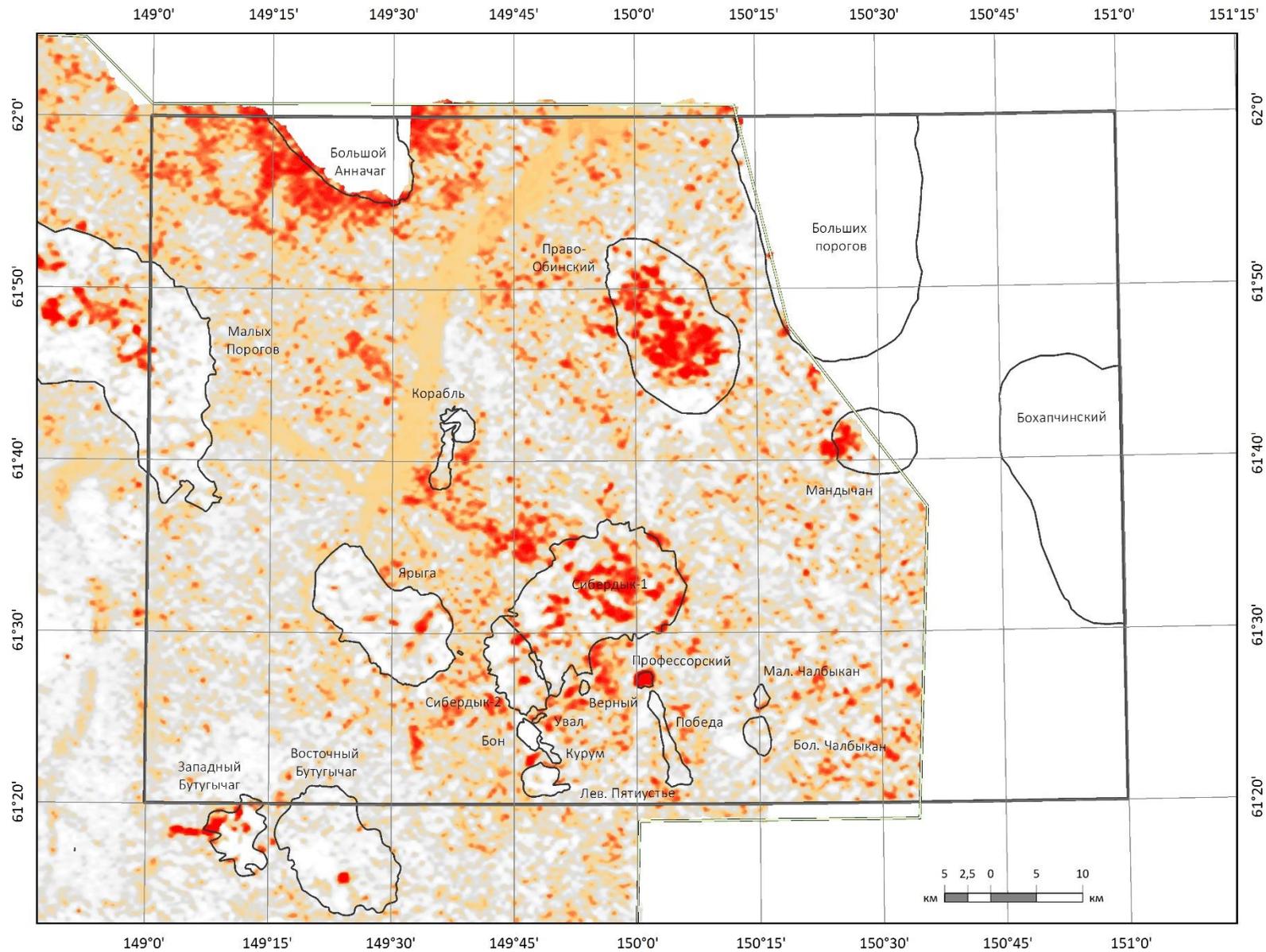


Рисунок 7 Карта «нескоррелированных» содержаний урана

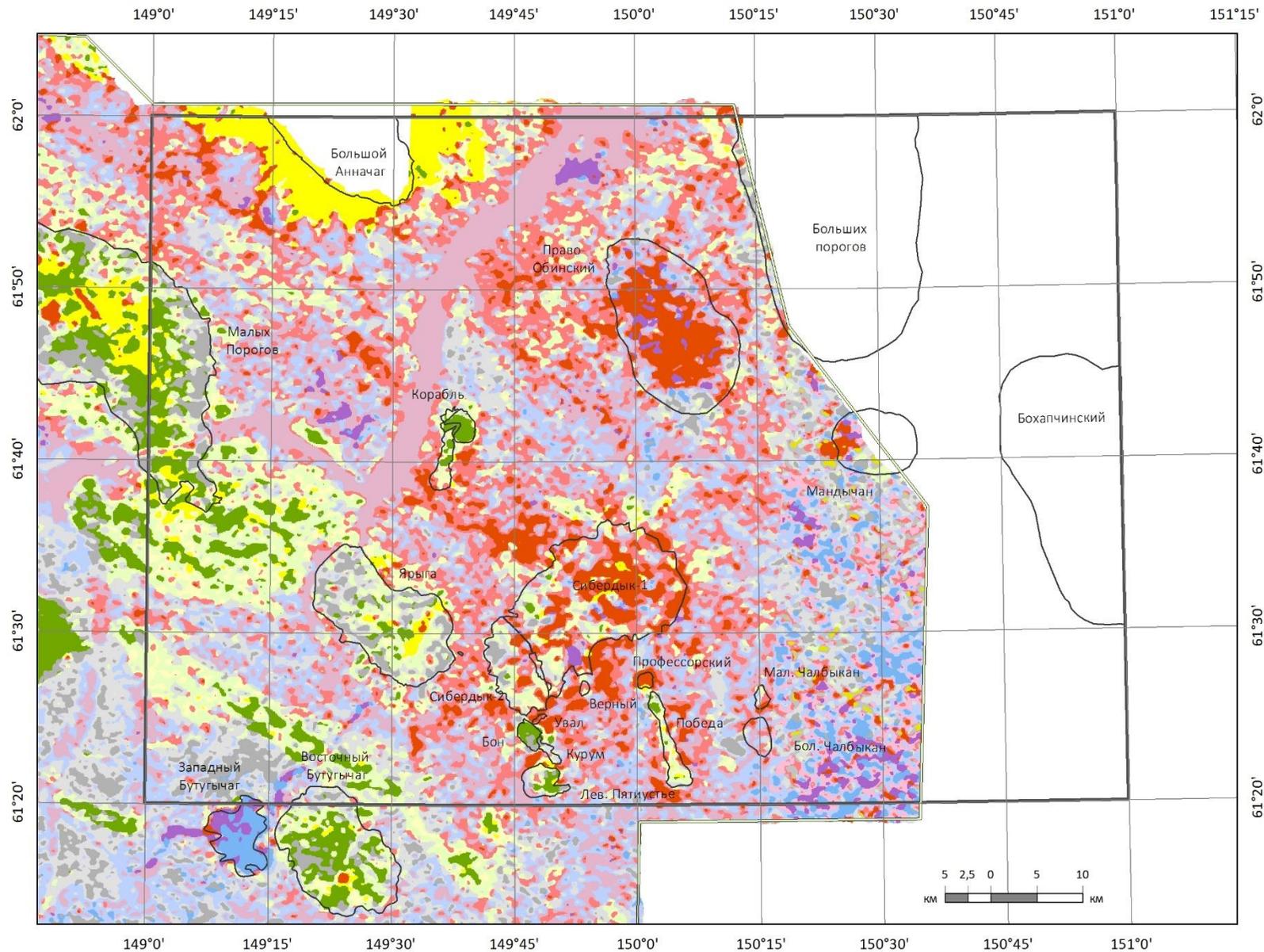


Рисунок 8 Карты радиогехимической зональности

Средние содержания радиоактивных элементов

Массив	Среднее содержание		
	K, %	U, ppm	Th, ppm
Сибердыкский комплекс			
Ярыга	1.95	2.64	9.89
Малых Порогов	1.77	2.10	7.70
Сибердык-1	1.99	3.38	10.43
Сибердык-2	1.79	2.92	9.87
Бон	2.40	2.50	10.24
Лев. Пятиустье	2.20	2.89	10.53
Право-Обинский	2.16	4.03	13.21
Басугуньинский комплекс			
Корабль, СЗ	1.72	1.90	6.86
Корабль, СВ	2.23	2.54	8.23
Корабль, Ю	1.20	1.49	4.54
Корабль, С	1.50	2.08	8.09
Курум	1.74	2.36	8.53
Чалбыканские штоки	1.99	3.23	11.8
Иретьско-Малкачанский комплекс			
Профессорский	2.53	7.73	11.65
Победа	1.55	2.40	8.20
Верный	1.11	1.51	4.56
Верхнеямский комплекс			
Зап. Бутугычан	2.35	5.98	29.5
Вост. Бутугычан	2.2	2.74	9.03

3.1.4 Измерения образцов (наземная спектрометрия)

Портативные гамма-спектрометры широко используются в полевых исследованиях, а также могут использоваться при исследовании керна в лабораторных условиях. В настоящее время важную роль играют сцинтилляционные гамма-спектрометры, которые имеют высокую эффективность регистрации γ -квантов, но низкое энергетическое разрешение.

Основными характеристиками γ -спектрометра являются эффективность и разрешающая способность. Эффективность определяется вероятностью образования вторичной частицы и вероятностью её регистрации. Разрешающая способность γ -спектрометра характеризует возможность разделения двух γ -линий, близких по энергии. Мерой разрешающей способности обычно служит относительная ширина линии, получаемой при измерении монохроматического излучения; количественно она определяется отношением $\Delta E/E$, где E – энергия вторичной

частицы, ΔE – ширина линии на половине её высоты (в энергетических единицах). Разрешение характеризует точность, с которой γ -спектрометр измеряет энергию γ -кванта.

В сцинтилляторных спектрометрах детекторами являются неорганические люминофоры, представляющие собой йодистые соединения щелочных металлов, активированные Tl, Eu, Na, Sn, например, NaI(Tl), CsI(Tl), CsI(Na). Также применяются сульфиды Cd и Zn, активированные Cu и Ag.

Возможность измерения энергии сцинтилляционным спектрометром связана с зависимостью интенсивности свечения (светового выхода) сцинтиллятора от энергии, потерянной в нём частицей. Простейшим вариантом сцинтилляционного γ -спектрометра является однокристалльный γ -спектрометр. Он состоит из люминофора, который регистрирует падающее на него γ -излучение, фотоэлектронного умножителя (ФЭУ), усилителя импульсов с выхода ФЭУ и амплитудного анализатора. Энергию зарегистрированного γ -кванта определяют по величине амплитуды импульса, снимаемого с выхода ФЭУ. Вся система сцинтилляционного γ -спектрометра должна быть линейна – линейность является одной из характеристик сцинтилляционного γ -спектрометра. Ее проверяют путем измерения γ -спектров от стандартных источников, испускающих γ -кванты одной или нескольких известных энергий.

К характеристикам спектрометра также относится канальность (256, 512, 1024 канала и т.д.) и диапазон измеряемых энергий (в среднем 0–3 МэВ). Для стабилизации прибора используется источник гамма-излучения, обычно это либо стабилизация по низкоэнергетическому пику эталонного изотопа (^{137}Cs при 0,662 МэВ), либо по одному из пиков естественного радионуклида (либо ^{40}K при 1,46 МэВ, либо ^{208}Tl при 2,62 МэВ).

Приборы могут записывать полный спектр гамма-лучей, а также суммарные каналы по энергетическим окнам для оценки концентраций РЭ. Константы калибровки хранятся в памяти прибора. В память прибора можно записать несколько тысяч полевых измерений или несколько сотен полных энергетических спектров. Использование сцинтилляционных кристаллов большого объема и интервалы между образцами в несколько минут обеспечивают приемлемую точность количественного анализа.

В данной работе использовался современный портативный спектрометр RS-125 производства «RADIATON SOLUTIONS INC». В качестве детектора в нем используется большой кристалл NaI(Tl) размером 103 см^3 , благодаря чему прибор обладает высокой чувствительностью. Энергетическая характеристика спектрометра составляет 30 кэВ– 3000 кэВ. Спектрометр также позволяет выполнять внутреннюю авто-стабилизацию на естественных радиоэлементах. Прибор может работать в режимах съемки, сканирования и анализа. В режиме анализа предусмотрена возможность выбора времени накопления (30 – 1800 сек.). Результаты измерений отображаются на экране прибора и сохраняются в память с возможностью последующей выгрузки данных с помощью программы RSAnalyst. Всего с помощью прибора выполнено 145 измерений. Перед каждым новым

измерительным циклом проводилось измерение «свободного воздуха». Для контроля периодически проводились повторные измерения.

3.2 Материалы геохимических исследований

В ходе работы использовались материалы лабораторных работ, выполненных Центральной лабораторией ФГБУ «ВСЕГЕИ» (Устинов и др., 2021). Это данные масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой ICP-MS и рентгеноспектрального силикатного анализа.

Масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой

Этот метод практически незаменим для определения очень низких содержаний химических элементов. Особенно это касается определения редкоземельных элементов, а также благородных металлов в пробах горных пород.

располагает двумя масс-спектрометрами с индуктивно-связанной плазмой ELAN-DRC-e (Perkin Elmer) и Agilent 7700x (Agilent Technologies). При анализе используется методика, разработанная и аттестованная в ЦЛ ВСЕГЕИ: МП ВСЕГЕИ № 10/2010 «Определение макро и микроэлементов (в том числе редкоземельных) методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой в горных породах, почвах и рыхлых отложениях» III категории точности.

Диапазон определяемых концентраций: U и Th – 0.00001 – 0.1 %,

Рентгено-спектральный флуоресцентный анализ

Силикатный анализ выполняется из плавленных таблеток: анализируемую пробу смешивают с флюсом (50% метабората лития и 50% тетрабората лития) в отношении 1:9; смесь плавят в золото-платиновых тиглях на установке Classe Fluxer-Bis фирмы Claisse Fluxer (Канада).

Методика позволяет определять содержание основных породообразующих оксидов, в том числе оксида калия, содержание Ba, Sr, V и некоторых микроэлементов. Анализ проводят на рентгеновском спектрометре ARL 9800 ф. ARL, Швейцария, по методике «Определение содержаний основных петрогенных элементов и некоторых микроэлементов в горных породах, почвах, донных и рыхлых отложениях из прессованных таблеток тонкоизмельченного исходного материала проб рентгеноспектральным флуоресцентным методом», МП ВСЕГЕИ № 14/2010, III категории точности.

Диапазон определяемых концентраций K_2O – 0.01 – 20 %

В составлении сводной таблицы интрузивов также использованы материалы петрографического исследования шлифов, выполненные сотрудником ФГБУ «ВСЕГЕИ», ведущим инженером к.г.-м.н. Н.В. Шатовой (Устинов и др., 2021).

4 РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТ

В ходе работы по материалам геологических и геофизических съемок прошлых лет составлена сводная таблица данных об интрузивных массивах (таблица 5), включающая в себя такие геологические характеристики, как: минералогический состав пород, возраст массива, данные ИСР-MS, силикатного анализа, данные о специализации массивов на основе АРК, данные лабораторной спектрометрии, выполненной с помощью спектрометра RS-125.

О радиогеохимической специализации интрузий можно сделать также следующие выводы:

1. С востока на запад по крупным массивам растут содержания U и Th. При этом природа радиоактивности, в том числе и для вмещающих осадочных пород, постепенно меняется с существенно калиевой на существенно урановую. В случае с осадочными породами данная закономерность в целом отражает смену пермских отложений на триасовые с юго-запада на северо-восток. Что касается интрузивных массивов, то данная закономерность не коррелируется с принадлежностью массивов разным комплексам. Возможно, это связано с поэтапностью образования интрузий либо с неоднородностью исходного субстрата.

2. Общей особенностью всех крупных интрузий является наличие латеральной радиогеохимической зональности. Независимо от принадлежности к конкретному комплексу по периферии массива в зоне эндоконтакта преобладает торий-калиевая природа радиоактивности, что может свидетельствовать о дефиците урана и его возможном выносе вследствие его высокой подвижности.

3. Более молодые интрузии Верхнеямского (Бутугычагские массивы) и Иретьско-Малчакского (шток Профессорский) комплексов в целом более радиоактивны, чем интрузии других комплексов, что соответствует геохимическим критериям распределения радиоактивных элементов. Эти же интрузии выделяются аномальными значениями содержаний урана и тория: шток Профессорский – $U = 7,73 \cdot 10^{-4} \%$ по АГС, Западный Бутугычаг – $U = 5,98 \cdot 10^{-4} \%$, $Th = 29,5 \cdot 10^{-4} \%$. Кроме того торий-урановое соотношение для пород Профессорского штока составляет 1,89, что указывает на сильную метасоматическую переработку

4. Интрузивные массивы, отнесенные к одинаковым комплексам, часто имеют различную специализацию. Например, в Сибердыкском комплексе преимущественно урановую специализацию имеют массивы Сибердык-1, Право-Обинский, а преимущественно калиевую – Малых Порогов и Ярыга. Так же и с интрузиями остальных комплексов. Даже породы одного комплекса одной фазы внедрения тоже могут иметь разную специализацию. Эти различия объясняются перераспределением вещества, что, в том числе, находит отражение в типах ПИ, приуроченных к данным массивам (например: U, Sn – Зап.Бутугычаг, Mo – Вост. Бутугычаг).

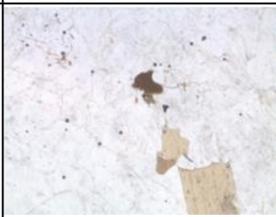
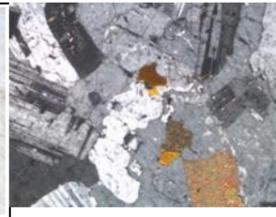
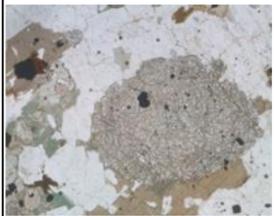
Результаты аэrorадиокартирования и геохимических анализов (ICP-MS и силикатного анализа) показывают хорошую корреляцию – в большинстве случаев преобладание какого-либо РЭ по данным АРК отражалось в и в лабораторных анализах. Однако в областях с высокой неоднородностью распределения элементов такое же качественное соответствие наблюдалось не всегда. Например, в случае с массивом Сибердык-1 часть анализов сделана на образцах, принадлежащих по данным АРК однородной торий-урановой области, и в этом случае наблюдается хорошая корреляция с лабораторными данными, а часть – на образцах, принадлежащих зоне резко неоднородного распределения элементов, и здесь корреляция довольно слабая, что, конечно, объясняется более низкой точностью аэросъемки. Однако представляется полезным применение методики АРК для выделения областей преобладания того или иного радионуклида или их совокупности с целью постановки дальнейших полевых исследований.

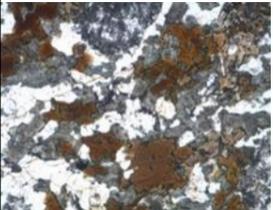
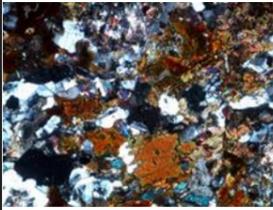
Содержания РЭ, полученные с помощью спектрометра RS-125 не противоречат данным лабораторных анализов и АГС съемки и часто обнаруживают хорошую корреляцию. Однако, в некоторых случаях результаты оказывались сильно сглаженными и малоинформативными. Несмотря на это, представляется полезным использование спектрометра для идентификации комплексов и поиска аномалий в полевых условиях. В случае с лабораторными спектрометрическими измерениями рекомендуется проводить их на достаточно крупных образцах и обеспечивать надежное экранирование от влияния фоновой составляющей.

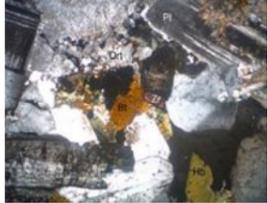
Корреляция между минеральным составом породы и характером радиоактивности следующая: радиоактивность образцов пород, обладающих по данным геохимии и аэrorадиогеохимии урановой либо ториевой либо уран-ториевой специализацией не может объясняться содержанием акцессорных минералов (таких как сфен, циркон, ортит и проч.), т.к. их содержание практически такое же как и в породах с другими специализациями, собственных минеральных форм урана и тория в образцах также не обнаружено. Следовательно, урановая и ториевая специализация интрузий обусловлена повышенными концентрациями соответствующих элементов в рассеянной форме.

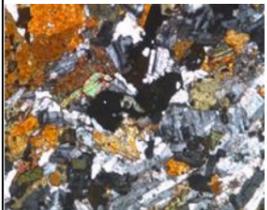
Высокие значения содержания калия обычно коррелируют с высоким процентным содержанием калиевых полевых шпатов, биотита, мусковита и серицита, а также в некоторых образцах апатита.

Классификация интрузивных массивов Ветренской площади

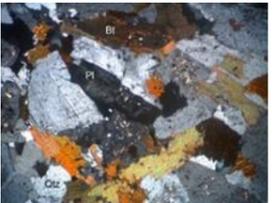
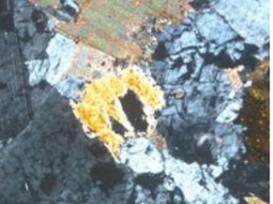
Комплекс	Обр.	Массив	Специализация	С.а.	ICP MS		RS-125			Название породы	Состав породообразующих	1. Вторичные 2. Акцессорные	Фото шлифа			
				К, %	U,ppm	Th,ppm	К, %	U,ppm	Th,ppm							
Иретьско-малкачанский гранит-гранодиоритовый комплекс К _{21m}	5208/1	Победа	К. Сильнорadioактивная северная часть, слабо - южная				3.50	3.40	12.50	гранодиорит	нет описания					
	5209/1			1.73	1.49	4.49	3.30	4.30	13.10	кварцевый монцодиорит лейкократовый	Qz 12-15%, Bt и Hbl (преобладает) 10-12%, And 40-45% Or 20-25%	1. Ser 1-2%, Ab по Or, пертиты 2. Ap > 15-20 зерен, Zr 10 зерен			5x; II	5x; X
	5209/3						3.60	4.00	13.50	гранодиорит	нет описания					
	1031/1						3.20	4.90	11.30	гранодиорит						
	1031/4						3.50	3.70	11.60	гранодиорит	Hbl, Bt 10-12%, And 35-40%, Qz 20-25%, Or 20-25%	1. (Ser, Chl) 3-5% 2. Ap, Sph				
	1032/1					2.39	1.75	8.22	3.40	3.50	13.60	гранодиорит	And 35-40%, Qz 20-25%, Or 25-20%, Bt 8-10%	1. (Ep, Chl, Ser) 2-3% 2. Ap, Zr		
	1033/3								3.3	5.1	12.1	гранит грейзенизированный или гранит-порфир	агрегаты Qz с Top и Mus. Реликты с агрегатами Bt. Qz около 80%	1. грейзенизация, биотитизация 2. Ap, Turm		
	5219/2			Профессорский	У. Сильнорadioактивный				3.20	5.00	13.90	гранит мусковитовый	Mus 5-7%, Qz 35%, Plag 20-25%, Or 35-40%	1. Ser 5%		
	5220/1	3.44	10.3			13.3	3.50	4.50	14.50	лейкогранит-гранит	Qz 35-40%, Mus-1-2%, Or 35-40%, Plag 15-20%	1. Ser 3%				
	5220/3						3.20	4.20	13.40	лейкогранит	Mus - 3%, Qz 35-40%, Or 40-45% Ol 15-18%	1. Ser 2-3%				
	5215/1	Верный	У, К области. Слаборadioактивный.	1.73	1	6.1	3.10	4.10	12.40	габбродииорит или монцогаббродииорит	Plag - 60-65%, Aug, Di и Bt бурый в сумме 25-30%, Or - 6-10%, Qz 2-3%	1. (Ser, Chl) 2-3% 2. Ap > 10 зерен, неск. зерен Zr			5x; II	5x; X

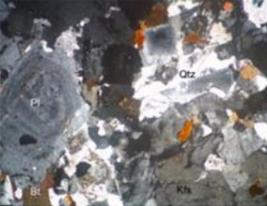
	5215/3	Верный	У, К области. Слаборадиоактивный.				3.40	5.10	12.60	габбродиорит или монцогаббродиорит	Plag -60-65%, Aug-Di и Bt бурый в сумме 25-30%, Or -5-7%, Qz 1-2%	1.(Ser, Bt) 2-3% 2. Zr, Ap неск. зерен		
	5216/1			3.93	0.34	1.75	3.10	3.80	12.10	диорит авгит-биотитовый	Di-Aug с Bt примерно 18-23%, And 70-75%, Qz 1-2%	1. (Chl, Ser) 3-5% 2. Zr неск.		
	5216/3						3.30	3.20	14.10	гранодиорит биотит-амфиболовый	Bt и Hbl 15%, And 40-45% , Qz 10-15%, Or 20-25%	1.(Ep, Zo, Ser) 5%		
	5217/1						3.30	3.80	12.60	кварцевый монцодиорит лейкократовый	And 60-65%, Qz 15%, Or 5-6%, Bt с Di-Augом -10%	1. (Chl, Ser) 3-5% 2. Zr и Sph неск. Зерен		
Басугунинский диорит-гранит-гранодиоритовый комплекс J3b3-6	5014-6	Корабль, СВ	К. Сильно-радиоактивная область				3.40	3.30	12.10	контакт монцонита с габбро-монцитом	Qz 5-7%, And 45-55%, Bt 7-10%, Hbl 7%, Or альбитизир., Micr 20-25% для монцонита, для габбромонцонита: Bt и Hbl 35-40%, Qz 2-3%, Labr 25-30%, Or 20-35%	1. (Ser, Mus, Czo) 5% 2. Ap, Zr		
	5016-1						3.40	5.40	11.70	монцит биотит-авгит-роговообманковый	Qz 3-5%, темноцветные в сумме 20-25%, Bt 8-10%, Aug 5-6%, Hbl 10-12%, Or с пертитами Aba 35-40%, And 35-40%	1. (Carb, Ser, Mus, Chl) 5-6% 2. Ap 10 зерен, Zr 7 зерен		
	5014-1			4.30	1.2	5.1	3.50	3.50	13.20	монцит биотит-роговообманковый лейкократовый	Qz 5%, And 50-55%, Bt 7-9%, Hbl 5-7%, Or и Micr 25%	1. Ser 4-5% 2. Ap > 20 крист., Zr		
												Hb, Pl, Micr		

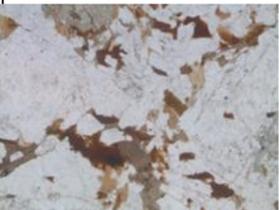
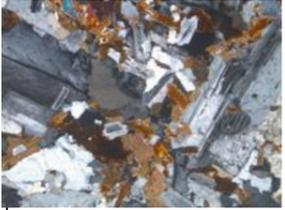
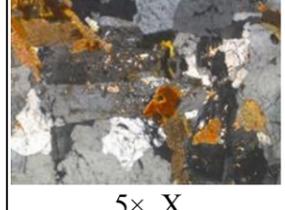
	5014-3						3.40	3.70	12.30	монцодиорит биотит-рогово-обманковый лейкократовый	Qz 5%, And 60-65%, Bt 5-7%, Hbl 5%, Or и Micr 15-20%	1. Ser 2-3%, неск. зерен Ep 2. Ap > 20 крист., Zr, Sp									
	5015-1									2.70	1.58	6.98	3.60	3.80	12.90	монцодиорит	Or и Micr 20%, : Aug, Bt и Hbl 20-25%, Qz 7-8%, And 40-45%	1. (Mus, Ser, Chl, Carb) 7-8% 2. Ap, Sph	Hbl , Plag, Or , Zr,Bt		
	5015-7	4.10	3.07	10.7	3.70	3.30	13.10	монцодиорит-монцонит биотит-рогово-обманковый	Qz 5-7%, And 50-55%, Bt 10%, Hbl 10%, Aug 2-3%, Or альбитизированный, Micr 15- 20%	1. Ser до 5-7%, 2. Ap, Zr											
	5024-1	Корабль, Ю	U-К, U. Слаборадиоактивная область					3.40	4.1	13.3	монцонит биотит-роговообманковый лейкократовый	Bt бурый и Hbl 1-2%, Qz 35-40%, Ab 5-10%, Micr (преобладает) и Or в сумме 45-50%	1. (Ep, Ser) 1-2%, Ort 2. Ap 10-15 зерен								
	5024-4										3.70	2	15.3				монцонит биотит-роговообманковый лейкократовый	Bt бурый и Hbl 10-15%, Qz 3-5%, Olg 5-10%, Micr и Or примерно в равных соотношениях, в сумме -40-45%	1. Ser < 1% 2. Ap 20-25 зерен, Sph неск. зерен, Zr высокоурановый		
5025-1	3.40										3.6	13.6	монцонит биотит-рогово-обманковый				Bt бурый и Hbl 15-18%, Qz 1-3%, And зональный 35-40%, Micr и Ort преобладает), в сумме -35-40%	1. Ser 3-5% 2. Ap 20-25 зерен, Sph, Zr			
5025-3	3.40										4.9	10.4	контакт лейкогранита с монцонитом биотит-рогово-обманковым				Qz 7-8%, Plag 25%, Bt 10-12%, Hbl 10-13%, Micr 40% для монцонита, для лейкогранита: Bt - 2-3%, Qz 40-45%, Micr (преобладает) и Or в сумме- 40-45%	1. Ser < 1% 2. Ap 20-25 зерен, Zr неск. зерен			

5025-2			3.08	1.27	6.44	3.30	4.50	12.50	монцонит биотит-рогово- обманковый	Вт бурый Hbl (преобладает), Aug 15-20%, Qz 5- 7%, Olg 30-35%, Micr 35-40%	1. Ser < 1% 2. Ap 20-25 зерен, Zr неск. зерен		
5002-1	Корабль, С	К. Слабора- диоактивная область	2.45	1.26	3.79	3.10	3.30	12.30	монцодиорит биотит-рогово- обманковый	Hbl с Bt -30-35% And 50%, Kfs -10- 12%, Qz 3-4%	1. Czo, Zo, Ser 3-4% 2. Ap, Sph		
5003-1			2.86	0.85	4.68	3.40	4.10	13.50	монцодиорит биотит-рогово- обманковый	Bt и Hbl 25-30% And 40-50%, Micr 15%, Qz 7-9%	1. Czo, Zo, Ser 3-4% 2. Zr, Sph		
5004-1			4.12	2.06	7.58	3.20	3.90	10.50	кварцевый монцонит	Or и Micr 35- 40%, Aug, Bt и Hbl 20-25%, Qz 7-8%, And - 30-35%	1. Ser, Mus, Czo, Ep < 1% 2. Zr 1 зер., Sph, Ap > 10 зер.		
5004-5			3.40	1.37	9.5	3.30	4.60	12.60	монцодиорит порфириовидный	Bt и Hbl 20-25%, And 40-45%, Qz 10-12%, Kfs 30- 35% (Micr и альбитизи- рованный Or)	1. Ser, Zo, Czo < 3- 4% 2. Zr		
5004-8			3.44	1.01	3.11	3.40	3.60	11.70	монцодиорит биотит-авгит- рогово- обманковый	Plag-30-40%, Aug, Bt и Hbl 20-25%, преобладает Hbl с Aug, Kfs 20-25%	1. Bt 3-4% 2. Ap > 20 крист.		
5004-9			2.00	0.83	3.13	3.30	3.40	13.20	монцодиорит биотит-авгит- рогово- обманковый	Aug, Bt, Amph 15% , рудный 3%, Plag 60-65% Micr 10-15%	1. Chl, Carb		
5009-6			Корабль, СЗ	К. Слабо- и сильно- радиоак- тивные зоны	3.15	2.03	7.87	3.30	3.30	13.20	гранодиорит биотит-рого- вообманковый - кварцевый монцодиорит лейкократовый	Qz 15%, Plag 50%, Bt 8-10% Hbl 5-7%, Or и Micr в сумме 25%	1. Ser < 1% 2. Ap
5010-1	2.75	1.56			5.09	3.60	3.40	15.00	контакт кварцевого монцонита с гранитом биотитовым	монцонит содер- жит Qz-5%, Or и Micr в сумме 20- 23%, Aug, Hbl, Bt в сумме 20-25%, And 40-45%, гранит: Bt -3-5%, Qz 30-35%, Or 35- 40%, Olg 20-25%	1. Ser, Chl < 1% 2. Sph, Zr, Ap		

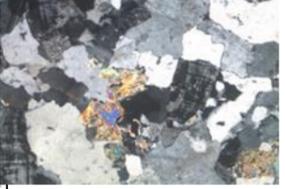
	5011-1			2.76	1.75	7.49	3.40	3.80	11.70	кварцевый монцодиорит биотит-рогово- обманковый лейкократовый	Qz 10-15%, And 50-55%, Bt 10% Hbl 8-10%, Or и Micr в сумме 20- 25%	1. Ser < 1% 2. Ap >20 крист., Zr	
	5247/3	Большой Чалбыкан	Th-K, Th-U. Слабора- диоактивны. Более К к югу, более U к северу.	2.74	2.58	12.9	3.10	4.00	13.40	гранодиорит	Qz 25-30%, And 40%, Kfs - 25%, Bt-10%	1. Ser < 1% 2. Ap, Zr	
	4531							3.20	4.20	12.50	гранит		
	5246/3			4.53	1.84	10	3.20	4.70	12.40	гранодиорит- гранит	Qz 20-25%, Or 20%, Plag 35-40%, Bt и отдельные зерна Amph 10- 12%, Alm одно зерно 3,5 мм	1. (Chl, Ser) 5-7% 2. Ap, Zr > 15 зерен	
	9168/2						3.30	3.30	11.90	гранодиорит	нет описания		
	9167/2						3.30	3.80	13.30	гранодиорит	нет описания		
	9167/3						3.30	4.10	14.20	гранодиорит	нет описания		
	9183/5						3.30	4.40	13.20	гранодиорит	нет описания		
	9168/1						3.40	4.50	13.90	гранодиорит	нет описания		
	5247/2			2.77	2.22	12.4	3.50	4.60	12.10	гранодиорит	And 35-40%, Qz 20-25%, Or 25- 20%, Bt -7-8%	1. (Al, Ser) 1-2% 2. Ap	
	9167/4						3.60	3.50	14.00	гранодиорит			
	9183/1				3.60	4.40	13.50	гранодиорит					
	5503/1	Курум	К. Слабора- диоактивен	5.25	1.24	8.4	3.40	4.20	11.50	кварцевый диорит	Bt бурый и Amph в сумме занимают 23-25%, Qz 10- 15%, Plag And- 60%	1. Ser, Chl, Bt < 5% 2. Zr	
	5203/3						3.20	3.90	12.60	монцодиорит авгит-биотит- амфиболовой	Aug, Bt, Amph в сумме- 25% , Plag 50-55% Micr 15%	1. Ser, Chl < 1-2% 2. Ap неск. Зерен	
	5204/1			1.27	1.55	6.61	3.40	3.50	13.10	диорит авгит- рогово- обманковый	Qz 5-10%, темноцветные минералы в сумме 30-35%, Amph обрастает Aug, Bt, Plag 50-55%	1. Ser 2-3%	
Верхне- ямский габбро- лейкогра- нитовый комплекс K ₂ Jv ₃	5336/4	Восточ- ный Бу- тугычаг	К. Сильнора- диоактивен. Есть области с U специ- ализацией				3.40	3.80	13.00	гранит биотитовый	Bt бурый 3%, Qz 30-35%, Or 40- 45%, Olg 20-25%	1. Ser < 1% 2. Ap, Zr > 10 зерен	
	5336/5			1.76	1.65	8.73	3.70	2.60	12.10	диорит	нет описания		

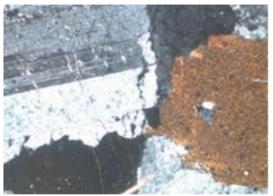
Сибирдыкский габбро-гранодиорит-гранитный комплекс J _{3sb2}		5031-1	Право-Обинский	Сильнорадиоактивный U в центральной части, Th-K слаборадиоактивный по периферии массива				3.50	3.30	13.70	гранит или гранодиорит	Qz 18-23%, Olg 20-25%, Bt 7-10%, Or альбитизированный, 35-40%	1. Ser < 1% 2. Zr и Ap по 10 зер.		
					3.07	3.14	12.3	3.70	4.50	10.80	гранит или гранодиорит	Qz 18-23%, Olg 20-25%, Bt 7-10%, Or альбитизированный 35-40%	1. Ser 2-3% 2. Sph, Ap, Zr неск. Зерен		
		5031-13	Право-Обинский	Сильнорадиоактивный U в центральной части, Th-K слаборадиоактивный по периферии массива	3.55	3.09	16	3.60	3.90	10.40	гранит двуполевошпатовый, биотитовый	Qz 20-25%, Olg 25-30%, Bt-7-8%, Or альбитизированный и Micr (преобладает) в сумме- 40%	1. Ser 3%, 2. Zr, Ap 5-10 зерен		
		9024/1			Малых Порогов	Области с U специализацией в осевой части массива, сменяется на K-U, затем K, и далее Th по краям интрузии. Сильнорадиоактивный				3.40	4.50	11.50	гранит биотитовый, двуполевошпатовый	Bt 3-5%, And 25-30%, Qz 30%, Micr 35%	1. Bt, Ser, Get 1-2% 2. Zr неск. Зерен
		5239/1	2.71	1.31			11.8	3.50	3.70	13.90	гранит биотитовый	Qz 25-27%, Bt 5-7%, Or и Micr 30-35%, Olg 30-32%	1. Ser < 1% 2. Zr неск. Зерен		
		5239/2					3.60	2.60	14.00	гранит биотитовый, двуполевошпатовый	Qz 20%, Micr 45%, Plag 30-35%, Bt 6-8%	1. Chl, Ser, Qz 1-2%			
		5235/2					3.00	5.50	12.70	лейкогранит биотитовый	Bt бурый 2-3%, Qz 35-40%, Micr 45%, Ab - 10-15%	1. Ser 1%			
		5235/3					3.30	2.70	14.70	граносиенит кварцевый монзонит лейкократовый	Qz 15-18%, Olg 30%, Bt 8-10% Micr 40-45%	1. Ser 1% 2. Ap, Sph, Zr			
		5235/6	3.56	3.67			31.4	3.30	3.50	12.50	лейкогранит биотитовый	Bt 1%, Qz 40-45%, Micr 45%, Ab 2-3%	слабая грейзенизация		
		5241/1	2.75	2.17			10.3	3.40	3.90	13.60	гранит биотитовый, двуполевошпатовый	Qz 25-30%, Micr 40-45%, Olg 20-25%, Bt 7-10%,	2. Ap, Zr		
		5241/3					3.20	3.30	14.40	кварцевый монцодиорит	Qz 7-10%, Micr 25%, And 40%, Bt+Amph-25-30%	1. Al 5-7%, (Chl, Ser, Ep) 2-4% 2. Ap > 20 зер., Sph > 10 зер.			

1009-1	Бон	К. Сильно-радиоактивный	3.15	2.11	8.76	3.50	3.20	15.20	гранит двуполевошпатовый, биотитовый	Qz 20-25%, Micr и Or 40-45%, Olg 20-25%, Bt 5-7%	1. Mus 3% 2. Zr		
1009-2						3.60	3.90	13.70	гранит двуполевошпатовый, биотитовый	Qz 20-25%, Micr и Or 40-45%, Olg 20-25%, Bt 5-7%	1. Mus 3-5% 2. Zr		
1010-1			3.41	2.75	17	3.60	3.60	14.90	гранит двуполевошпатовый, биотитовый	Qz 25-30%, Micr 40-45%, Olg 20-25%, Bt 5-7%	1. Ser < 1% 2. Ap		
1011-1						3.20	4.00	12.70	контакт дайки диорита с двуполевошпатовым биотитовым гранитом	Qz 25-30%, Ort и Micr 40-45%, Plag 25-30, Bt 7-8%, Bt-Amph диорит, Bt с Amph 20-25%, Plag 60-70%	1. Ser, Chl 2. Zr, Ap		
1021-1	Ярыга	К в центральной части с областью-ми U и K-U; Th и Th-K по периферии. Слабо-радиоактивен				3.30	4.00	13.60	кварцевый диорит-порфир биотит-амфиболовый	в порфировых вкрапленниках Qz, And, Bt, намного реже Hbl, в основной массе Bt, Amph с Plag	1. Ser 2. Get-Gem, Ap		
1021-4						3.40	3.60	13.10	гранит двуполевошпатовый, биотитовый	Bt бурый 5-7%, Qz 35%, Olg 25%, Micr 40%	1. (Chl, Ser) 2-3% 2. Zr, Ap		
1021-5						3.70	3.40	14.70	гранит двуполевошпатовый, биотитовый	Bt бурый 5-7%, Qz 25%, Olg 30-35%, Micr 35%, в порфировидных выделениях Plag	1. (Chl, Ser) 2-3% 2. Zr, Ap		
1022-1						3.60	3.30	13.60	гранодиорит биотит-амфиболовый	Bt бурый и Hbl 15%, Qz 15-20%, Olg 30-35%, Or 30%,	1. Ser 5%		

1022-7						3.70	2.80	12.50	гранит двуполевошпатовый, биотит-амфиболовый	Вт бурый 5-7%, Нbl несколько зерен, Qz 25%, Olg 30-35%, Micr 35%, в порфирированных выделениях Plag	1. (Chl, Ser) 2-3% 2. Zr, рудный 0,5%				
1023-1			3.10	1.58	17.2	3.90	2.30	14.90	гранит двуполевошпатовый, биотитовый	Вт бурый -5%, Qz 30%, Olg 25-30%, Or 30%,	1. Ser 3-4% 2. Zr с "двориками"				
1002-4	Лев.Пятиустье	К сильнорadioактивный в восточной части, Th и Th-K слабоradioактивный в западной				3.30	4.70	12.20	гранит грейзенизированный	% соотношение исходных не определяемо, Qz, Plag, Kfs	1. Qz и Mus преобладают (35-40%), Al и Carb (20-25%), Chl замещает рудный, всего 50-60% 2. Gem 1%, Zr				
1002-6						3.60	4.20	12.70	ксенолит гранодиорит ороговикованный	Вт 20%, Qz 15-20%, Or 15-20%, Plag 40-45%	1. Chl, Ser 5%				
1003-1						3.40	3.60	12.50	монцогранит биотитовый	Qz 20-25%, Olg 45-50%, Bt - 10%, Micr 20%	1. (Ser, Mus) 1% 2. Zr				
1003-2					3.50	4.90	13.60	лейкогранит	Qz 45-50%, Micr 15%, Ort 5-10%, Ab и Olg 15-20%, Bt 1-3%,	1. (Ser, Mus, Chl) 5% 2. Zr, Sph					
			Редкие кристаллы Bt в Qz-Kfs матриксе												
1004-1					3.49	3.84	11.6	3.40	5.00	11.40	гранит	Qz 30-35%, Micr 25-30%, Olg 20-25%, Bt 5%	1. (Ser, Mus) 1% 2. Zr		
1005-1								3.30	4.00	14.20	гранит	Qz 30-35%, Micr 35-40%, Olg 20%, Bt- 5%	1. (Ser, Mus) 1-2% 2. Zr		
1006-1								3.20	5.10	12.10	гранит	Qz 30-35%, Or 20%, Olg и And 30-35%, Bt -7-9%	1. (Ser, Chl) 5-8% 2. Zr		

1002-1						3.40	3.70	13.10	кварцевый диорит биотитовый	Qz 15%, And зональный 60- 65%, Bt 10-12%	1.(Ser, Chl) < 1%		
5501/1			1.096	4.58	14.1	3.30	4.20	12.50	гранодиорит	не описан			
5506/1						3.30	3.90	13.90	гранит биотит- мусковитовый				
5507/2						3.20	5.00	11.70	гранит биотит- мусковитовый	Qz 30- 35% Bt и Mus 5-6%, Bt сильно преоб- ладает. And 40%, Micr -20%			
5507/4						3.50	4.50	12.40	гранит биотит- монцонитоид- ный	Qz 35% Bt и Mus 5-6%, Bt сильно преобладает. Plag And 40%, Micr и Or в сумме -20%, сильно пелити- зированы, с альбитовыми двойниками			
5507/3						3.20	4.20	14.20	плагиогранит биотит- мусковитовый	Qz-30-25%, , Bt - 7-8% Or и Micr- 20-25%, And-35- 40%.			
5508/1			1.62	5.32	14.7	3.20	4.20	12.80	плагиогранит биотит- мусковитовый	Qz-30-35%, Mus- 1-2%, Bt -3-4% Olg 20-25%, And- 30-35%			
5509/1						3.60	4.20	11.70	плагиогранит биотит- мусковитовый	Qz-30-35%, Mus- 1%, Bt -3% Olg- 35-40%, And-25%.	Chl, Ser-2-3%		
5038-3			3.10	2.55	12.1	3.50	3.40	14.10	гранит биотитовый, двуполевошпатов ый	Bt около 1%, Mus 5-6%. Qz -30-35%, Olg -30%, And 20-%.	1. Zr, высоко- радиоактивный неск. зерен, неск. зерен Ti-Mt		
5039-1			3.08	3.93	10.5	3.30	3.70	13.20	гранит биотитовый, двуполе- вошпатовый катаклази- рованный	Qz 30-35%, Olg 15-20%, Micr и Or альбити- зированный (преобладает) 40- 45%, Bt бурый 9- 11%			

	5040-1			2.79	3.77	11.9	3.90	3.10	13.00	лейкогранит биотитовый	Qz 30-35%, And 15-20%, Micr и Or сильно альбитизированный (преобладает) 35-40%, Bt бурый 5-7%	1. Ort неск. зерен		
	5040-2			3.02	4.28	8.49	3.20	4.20	12.30	диорит-порфир или монцодиорит-порфир (березит)	Qz 40-45%, Ab 5%, Micr (сильно преобладает) и Or 40-45%, Bt 5-7%	1. Sph, Ser, Ap		
	5041-1			2.84	3.59	9.44	3.30	2.80	12.30	гранит биотитрогово-обманковый	в порфировых вкраплениях Plag, Amph, в основной массе преобладает Plag и реликты Kfs	1. Zr 5-10 зер.		
	5042-1						3.40	3.40	12.50	гранит биотитрогово-обманковый	Qz 20-25%, And 25%, Micr и Or сильно альбитизированный (преобладает) 30-37%, Bt бурый и Hbl 10-12%	1. Zr 5-10 зер.		
	5043-1			3.12	2.02	10.8	3.50	3.50	13.30	нет описания	Qz 20-25%, And 25%, Micr (преобладает) и Or альбитизированный 30-37%, Bt бурый и Hbl в сумме 6-7%			
	5513/1			Сибердык-2	В основном К, Th + U участки	6.14	1.3	5.17	3.30	3.90	12.10	габбро		нет описания
	5513/3	5.49	1.06			3.76	3.20	5.30	11.30	гранодиорит				
	5513/2					3.20	4.10	13.90	гранодиорит					
	Кольмский комплекс двуслюдяных высокоглинозёмистых гранитов JзК1	5036-5	Большой Анначагский	(периферия массива) U-К. Сильно-радиоактивная область				3.60	4.30	10.60	лейкогранит биотит-мусковитовый	Qz 35%, Ab 5-7%, Bt 8-10%, , Or альбитизированный и Micr (преобладает) в сумме 40-45%, Mus и Bt в сумме 5%		1. Ser 3-5%, Chl < 1%
		5036-6			3.66	9.7	4.68	3.40	5.00	10.60	не описано			
5036-4		3.73			8.39	3.53	3.50	3.80	14.00	лейкогранит двуслюдяной биотит-мусковитовый	Qz 35%, Ab 5-7%, Bt 8-10%, , Or альбитизированный и Micr (преобладает) в сумме- 40-45%, Mus и Bt в сумме- 5%	1. Ser 3-5%, Chl < 1%		
														
												5×, II		

	5036-7					3.70	3.80	11.90	гранит двуполевошпатовый, биотитовый	Bt, Plag, Micr, Or, Qz			
	5037-1		3.38	2.73	8.1	3.60	3.30	12.20	гранит биотитовый, двуполевошпатовый	Qz 30%, Ol-5-10%, Micr и Or альбитизированный (преобладает) - 35-40%, Mus и Bt в сумме-5-7%	1. (Ser, Mus) 5-7%, Chl 1% 2. Zr высокорadiaктивный неск. зерен, неск. зерен Ti-Mt	 5x, II	 5x, X

Используемые сокращения: Qz - кварц, Bt - биотит, Mus - мусковит, Kfs - калиевый полевой шпат, Or - ортоклаз, Ab - альбит, Plag - плагиоклаз, Micr - микроклин, Ort - ортит, Chl - хлорит, Zr - циркон, Ser - серицит, Ti-Mt - титано-магнетит, And - андезин, Sph - сфен, Olg - олигоклаз, Alm - алемандин, Ap - апатит, Gem - гематит, Get - гетит, Amph - амфибол, Hbl - роговая обманка, Ep - эпидот, Di - диопсид, Aug - авгит, Zo - цоизит, Czo - клиноцоизит, Carb - карбонаты

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе данного исследования проведена работа по изучению геолого-геофизических материалов полевых работ, проводимых на Ветренской площади, изучена литература по теме радиометрической разведки, осуществлена работа с данными аэрогамма-спектрометрической съемки, проведены лабораторные спектрометрические измерения на образцах интрузивов Ветренской площади, проанализированы данные геохимических и минералогических исследований, создана сводная база данных по интрузивным комплексам, включающая результаты АГС съемки, геохимических анализов, спектрометрии на образцах и т.д., отдельное внимание уделено результатам применения методики АРК и ее корреляции с другими методами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

5. Арбузов С. И. Рихванов Л.П. Геохимия радиоактивных элементов: учебное пособие. – Томск: Изд-во ТПУ, 2010.
6. Белонин. М.Д., Голубева В.А., Скублов Г.Т. Факторный анализ в геологии. М.: Недра, 1982. – 269 с..
7. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия – 1962. – №7. – с.555 – 571.
8. Ермолаев Н.П. Поведение радиоэлементов при метаморфизме горных пород // Проблемы радиогеологии. – М. 1983.
9. Иванов В.В. Экологическая геохимия элементов: Справочник: в 6 кн. – М.:Недра, 1994 – Кн.1: s-элементы.
10. Иванов В.В. Экологическая геохимия элементов: Справочник: в 6 кн. – М.:Экология, 1997. – Кн.6: Редкие f-элементы.
11. Краснов А.И., Высокоостровская Е.Б., Зубов Е.И. и др. Аэрорадиогеохимическое картирование. Методические рекомендации. — Л., НПО Рудгеофизика, 1983.
12. Кузнецов В.М. Геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение), Верхояно-Колымская серия, Р-56 (Сеймчан). – ФГУП «ВСЕГЕИ», СПб, 2008.
13. Митропольский А.С. Уран и торий в процессах развития земной коры юга Алтае-Саянской складчатости // Геология и радиогеохимия Средней Сибири. – Новосибирск: Наука, 1985. – С. 64-89.
14. Мягков В.Ф. Геохимический метод парагенетического анализа руд (разработка и экспериментально-теоретическое обоснование. Автореф. на соиск. уч. степ. д-ра г.-м.н. М., 1974. – 54 с
15. Новиков Г.Ф. Радиометрическая разведка: Учебник для вузов. – Л.: Недра, 1989. – 407 с.: ил.
16. Смирнов Б.И. Статистические методы выделения ассоциаций элементов и минералов. Обзор ВИЭМС. Сер. «Мат. методы исслед. в геол.». М., 1975. – 62 с.
17. Смыслов А.А. Радиогеохимические исследования. Методические рекомендации. – М.:Министерство геологии СССР, 1974 – 144с.
18. Смыслов А.А. Уран и торий в земной коре. – Л.: Недра, 1974, – 231 с.
19. Таусон Л. Геохимия редких элементов в гранитоидах. – М.: АН СССР, 1961.
20. Титаева Н.А. Ядерная геохимия: учебник. – М.: Изд-во МГУ, 2000 – 336 с. Харман Г. Современный факторный анализ. М.: Статистика, 1972.
21. Шпикерман В.И. Геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Верхояно-Колымская серия, Р-55 (Су). ФГБУ «ВСЕГЕИ», СПб, 2016.

Фондовая литература

1. Крушевский Н.В., Уманцев В.В., Привалова Г.А. Поиски коренных месторождений золота в связи с малыми интрузиями в юго-восточной части Яно-Колымской складчатой обл. (Интрузивный ПО). Листы: Р-56-ХІХ, ХХ. – П. Усть-Омчуг, Севвостгеология, 1990.
2. Новиков В.А, Климанов В.М., Никитин А.А. Групповая геологическая съемка и доизучения масштаба 1:50 000 с общими поисками на площади листов Р-55-96-В,Г;-108-А, Б, В, Г за 1986-1991 гг. (Детринская геологосъемочная партия) в 4-х книгах. – П. Усть-Омчуг, ВКПСЭ, Детринская ГСП, 1991.
3. Маннафов Н.Г., Вознесенский С.Г., Огородов В.А. Геологическая карта и карта полезных ископаемых Охотско-Колымского региона. – ТГФ, Магадан, 1999.
4. Пачерский Н.В., Трач Г.Н. и др. Информационный отчет по теме: Специализированные прогнозно-минерагенические исследования на золото в пределах листов Р-55-XXIV, Р-56-ХІХ. – ФГБУ «ЦНИГРИ», Москва, 2019.
5. Чурин В.С., Малевич И.В., Сулова Л.И. Отчет о групповой геологической съемке и доизучении м-ба 1:50 000 с общими поисками на площади листов Р-56-85-В, Г, 97-А, Б, 98-А. – П. Усть-Омчуг, Севвостгеолком, ГПП Верхне-Колымская ПСЭ, 1993.
6. Устинов А. А., Захаров И. Н., Пискун П. П. и др. Геологический отчет о результатах работ по объекту «Геологическое доизучение площадей масштаба 1:200 000 листов Р-55-XXIV, Р-56-ХІХ» (Ветренская площадь) в рамках объекта: «Проведение в 2018–2020 годах региональных геолого-съемочных работ масштаба 1:200 000 на группу листов в пределах Дальневосточного ФО (Северо-Восточные районы)» за 2018–2020 годы. – ФГБУ "ВСЕГЕИ", СПб, 2021