

Санкт-Петербургский государственный университет

***СМИРНОВ Дмитрий Игоревич***

**Выпускная квалификационная работа**

***Россыпная золоторудная ассоциация района среднего течения реки Ульбея  
(Хабаровский край)***

Уровень образования: магистратура  
Направление 05.04.01 – «Геология»  
Основная образовательная программа ВМ.5515. «Геология»

Научный руководитель:  
доцент кафедры  
ГМПИ, к.г.-м.н.  
Петров Сергей Викторович

Рецензент:  
младший научный сотрудник  
ЮУ ФНЦ МиГ УРО РАН  
Паламарчук Роман Сергеевич

Санкт-Петербург

2023

## Содержание

<b>Введение .....</b>	<b>3</b>
<b>Глава 1. Физико-географическая характеристика .....</b>	<b>6</b>
<b>Глава 2. Стратиграфия .....</b>	<b>8</b>
<b>Глава 3. Магматизм.....</b>	<b>14</b>
<b>Глава 4. Тектоника .....</b>	<b>19</b>
<b>Глава 5. Геоморфология .....</b>	<b>21</b>
<b>Глава 6. Полезные ископаемые.....</b>	<b>23</b>
<b>Глава 7. Бассейн ручья Анмандыкан 2-ой.....</b>	<b>26</b>
Геологическое строение .....	26
Минеральный состав шлиховых проб .....	28
Статистический анализ результатов минерального описания шлихов .....	30
Химический состав самородного золота и минералов.....	32
Геохимический анализ шлиховых проб .....	43
Обсуждение результатов.....	46
<b>Сравнение бассейна руч. Анмандыкан 2-ой с другими группами водотоков .....</b>	<b>51</b>
<b>Выводы.....</b>	<b>55</b>
<b>Список литературы .....</b>	<b>57</b>

## Введение

**Актуальность темы исследования:** Согласно Стратегии развития минерально-сырьевой базы Российской Федерации до 2035 года, золото относится ко второй группе полезных ископаемых, для которых современная добыча недостаточно обеспечена запасами разрабатываемых месторождений. По оценкам, сроки исчерпания запасов по категории А+В+С1 для разрабатываемых золоторудных месторождений в целом по стране составляют около 16 лет, комплексных — 26 лет, россыпных — менее 6 лет (Государственный доклад, 2020).

Российская Федерация обладает значительной по масштабам сырьевой базой золота, которая характеризуется высоким уровнем освоенности. Преобладающее положение в ней занимают коренные золоторудные месторождения и руды комплексных месторождений, в которых золото учтено попутно. Кроме этого, весомую роль также играют россыпные месторождения. На сегодняшний день на долю россыпных объектов приходится около пятой части российской добычи золота. Однако эта цифра с каждым годом только увеличивается.

Район среднего течения реки Ульбея располагается на северо-востоке Хабаровского края, в пределах Охотско-Чукотского вулcano-плутонического мелового пояса. Исследуемый район имеет крупное народнохозяйственное значение и представляет огромный интерес в геологическом отношении. Из минеральных ресурсов первостепенную роль играет добыча благородных металлов, в первую очередь, таких как золото. Район считается одним из крупнейших золотопромышленных россыпных участков востока нашей страны, однако, истинные перспективы территории оценены далеко не в полном объеме. Поэтому изучение условий формирования и закономерностей размещения россыпных месторождений золота остается актуальной задачей.

**Целью работы** является выявление закономерностей распределения россыпной золоторудной ассоциации района среднего течения р. Ульбея для установления ее коренного источника.

Для достижения поставленной цели были сформулированы и решены следующие **задачи:**

- 1) Выявление особенностей минерального состава шлиховых проб;
- 2) Определение химического состава и морфологии золотин из россыпей;
- 3) Определение химического состава минералов из шлиховых проб;
- 4) Выявление геохимических особенностей шлихов;

5) Сравнение групп ручьев на основе их сопоставления в геологическом строении, особенностях минерального состава, а также химическом составе золота из россыпей.

**Объектом исследования** являются россыпи 8 водотоков (руч. Хворый, Встречный, Перевальный, Смежный, Соболев, Западный отвилок, Восточный отвилок, Сомнительный), которые непосредственно относятся к среднему бассейну р. Ульбея.

Следует отметить, что бассейн руч. Анмандыкан 2-ой, в который входят вышеуказанные водотоки, в данной работе признан как эталонный объект для сравнения с другими группами водотоков. Вышеуказанный бассейн был более детально проработан и проанализирован, остальные группы водотоков изучены в меньшей степени.

#### **Фактический материал и методы исследования**

В основу работы положены материалы, полученные в результате полевых работ на участке среднего течения р. Ульбея. Автор лично принимал участие в данных работах в 2022 году в составе компании ООО «ГПП «Марекан», участвовал в шлиховом опробовании водотоков, а также в геологическом сопровождении разработки россыпных месторождений.

В процессе проведения полевых работ был выполнен отбор и промывка проб до серого шлиха. В исследовании задействовались 79 мелкообъемных (7-40 л) шлиховых проб, отобранных из аллювиальных и делювиальных отложений за 2020-2021 год.

Количественный минералогический анализ 37 шлиховых проб производился под биноклем Leica M 125C (РЦ СПбГУ «Рентгенодифракционные методы исследования») с определением содержания каждого минерала в % объема из 1500 зерен каждой пробы. Минералы диагностированы по внешним признакам и физическим свойствам.

Из данных проб были выделены 60 золотин и более 200 зерен минералов. Определение их химического состава, а также получение изображений и включений в отраженных электронах производилось на сканирующем электронном микроскопе «Hitachi S-3400N с энергодисперсионной приставкой (аналитик Н.С. Власенко) (РЦ СПбГУ «Геомодель») и «Vega-3 Tescan» (Южно-Уральский федеральный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, г. Миасс).

Геохимические данные шлихов были получены с помощью портативного рентгенофлуоресцентного спектрометра Olympus Innov X Delta (ООО «Меффа Ру»). Для обработки результатов использовались статистические методы (программы Microsoft Excel, Statistica 13.3).

Подготовка, обработка и оформление графического и картографического материала выполнялась с использованием специального компьютерного программного обеспечения QGIS, CorelDrawX3.

**Научная новизна** исследования заключается в первом систематическом изучении россыпной золоторудной ассоциации участка среднего течения р. Ульбея.

**Основные положения, выносимые на защиту.**

1) В шлиховых пробах среднего течения р. Ульбея наблюдается сочетание двух россыпных золоторудных минеральных ассоциаций:

- самородное золото, халькопирит, сфалерит, пирит, минералы группы гранатов, которые ответственные за гидротермальную минерализацию;

- самородное золото, шеелит, халькопирит, минералы группы гранатов, которые ответственные за скарновую минерализацию;

2) Коренной источник золота располагается в непосредственной близости от водотоков.

**Практическая значимость**

Выявленные закономерности распределения россыпной золоторудной ассоциации позволят систематизировать все накопленные данные об изучаемой территории и в дальнейшем способствовать прогнозно-поисковым работам на россыпное и коренное золото в данном районе.

**Апробация работы.** Материалы работы были представлены на Международной молодежной школе «Металлогения древних и современных океанов - 2022. От вещественного состава к моделям и прогнозированию месторождений», а также на XI Российской молодежной научно-практической школе «Новое в познании процессов рудообразования» и на Международной молодежной школе «Металлогения древних и современных океанов – 2023. Минералогия и геохимия рудных месторождений: от теории к практике».

**Благодарности.** Хотелось бы выразить благодарность за помощь в исследованиях и обработке материалов студентам СПбГУ Гуськову Дмитрию Анатольевичу и Нефедовой Александре Ярославовне. Отдельные слова благодарности хочется сказать аспиранту кафедры ГМПИ СПбГУ Павловой Милане Александровне и научному руководителю Петрову Сергею Викторовичу за всю бесценную помощь и поддержку в течение выполнения дипломной работы, а также за методическое сопровождение.

## Глава 1. Физико-географическая характеристика

Исследуемая территория расположена на Крайнем Севере Российской Федерации. В административном плане район работ расположен в Хабаровском крае, в Охотском районе, примерно в 175 км на северо-восток от рабочего поселка Охотск, в районе междуречья рек Кухтуй и Ульбея (Захаров, 1961).

Данная территория в орографическом плане расположена на южных отрогах хребта Сунтар-Хаята, в областях среднегорья и мелкогорья. Абсолютные высоты варьируют от 700 до 1500 м. Рельеф преимущественно крутосклонный с достаточно узкими водоразделами (Захаров, 1961). В пределах района сравнительно четко выделяются участки среднегорья и мелкогорья, отличающиеся друг от друга, как абсолютными и относительными высотами, так и по характеру склонов водоразделов (Братухин, 1958).

Среднегорье обычно характеризуется узкими, реже гребневидными водоразделами, иногда с пикообразными вершинами и сильно изрезанными склонами. Участки мелкогорья, характеризуются, наоборот, более мягкими очертаниями, оглаженными формами склонов и водоразделов с тупыми и массивными вершинами (Братухин, 1958).

Гидросеть района представлена бассейном р. Ульбея, русло которой расположено с севера на юг. Поперечный профиль долины р. Ульбея корытообразный, ширина долины достигает до 1,5 км. Ширина основного русла около 60 м., скорость течения 1,2 м/с. Кроме этого среди крупных водотоков можно выделить правые притоки р. Ульбея – р. Сибега и р. Уютак. Также следует отметить, что характерной особенностью гидросети данного района исследования является наличие эпигенетических участков долин и речных перехватов (Захаров, 1961).

Климат территории резко континентальный, зима безветренная, умеренно холодная. Морозы могут достигать до  $-35^{\circ}\text{C}$ . Лето короткое, дождливое. Стаивание зимнего снега завершается в конце июня. Сплошным снежным покровом район покрывается во второй половине октября (Захаров, 1961).

В растительном покрове наблюдается вертикальная зональность. Наиболее высокие участки представлены каменистой поверхностью, которые редко покрыты лишайниковой растительностью. На склонах с абсолютными отметками 700 – 800 м., широким развитием пользуются заросли кедрового стланика. По долинам ручьев растут лиственница, иногда можно встретить тополь, иву, ольху, березу. Из кустарников наибольшее распространение имеет карликовая береза и голубика (Захаров, 1961).

Животный мир довольно разнообразен. Из млекопитающих на территории проживают бурые медведи, лоси, дикие олени, россомахи, волки. Из пушных зверей встречается соболь, белка, горностай, заяц, лиса, выдра. Из птиц часто встречаются

горные куро́патки, рябчики, глухари и т.д. Перелетная дичь представлена утками и редко гусями. В ручьях встречается хариус, в р. Ульбея различные лососевые (горбуша, кета, мальма) (Зуев, 1985).

## Глава 2. Стратиграфия

Территория района среднего течения р. Ульбея расположена в пределах центральной части Охотского срединного массива. Район отличается сложным геологическим строением, причем стратифицированные толщи имеют здесь подчиненное значение и картируются в виде останцев кровли крупных гранитных интрузий (Захаров, 1961).

В геологическом строении территории принимают участие архейские метаморфические образования, верхнепротерозойские, палеозойские, мезозойские и кайнозойские осадочные и эффузивные породы (Зуев, 1985).

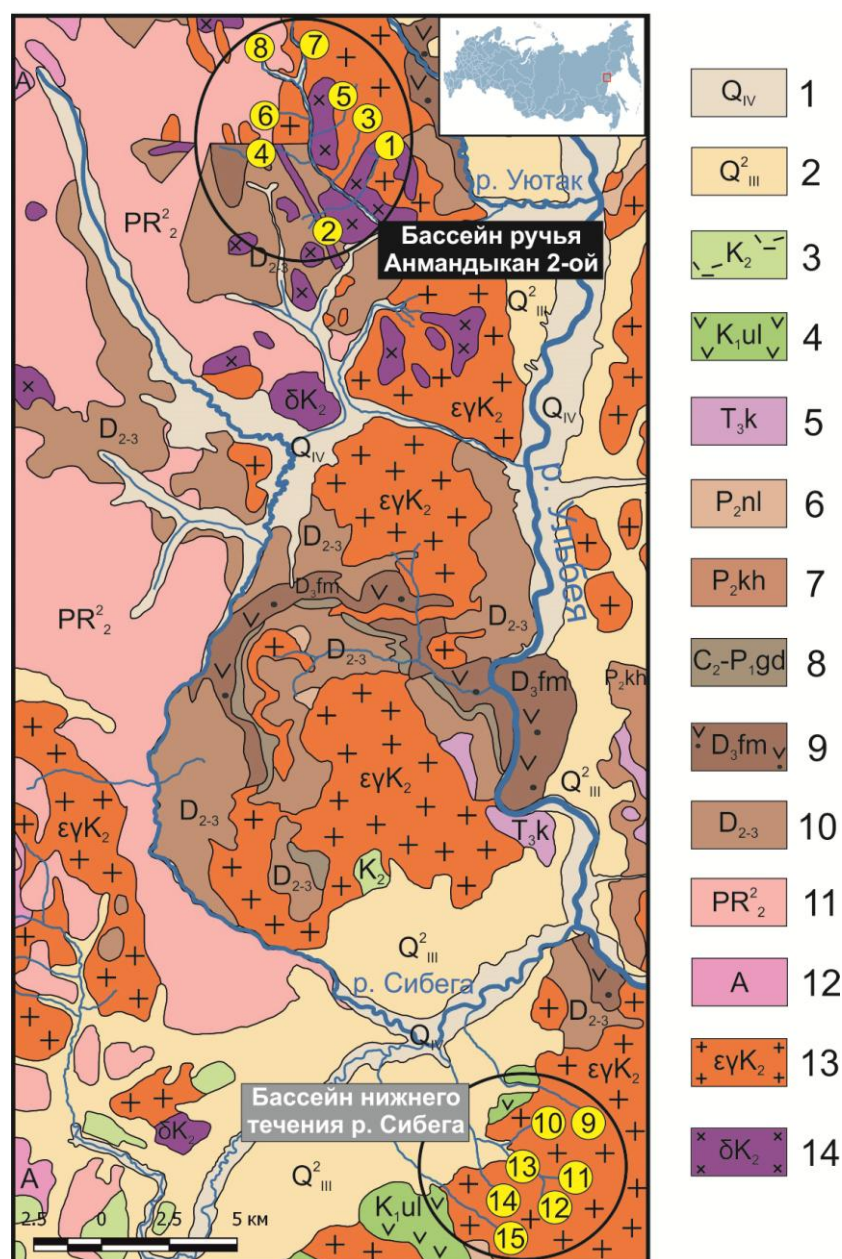


Рис. 1. Схема геологического строения района среднего течения р. Ульбея (по Матюше, 2009; Пескову, 1977). 1 – Современные аллювиальные отложения: валунники, галечники, пески и суглинки; 2 – Ледниковые и водно-ледниковые отложения эпохи



последнего оледенения: валунники, галечники, пески с гравием и глины; 3 – Вулканогенные образования: риолиты, дациты, иногда андезито-дациты, их туфы; 4 – Ульбериканская свита. Андезиты, андезито-дациты их туфы и туфобрекчии; 5 – Карнийский ярус. Гравелиты, песчаники, алевролиты и глинистые сланцы; 6 – Нюлкалинская свита. Гравелиты, песчаники, алевролиты, глинистые и углисто-глинистые сланцы; 7 – Кухтуйская свита. Глинистые, углисто-глинистые и песчано-глинистые сланцы, песчаники; 8 – Гадекчанская свита. Конгломераты, гравелиты и песчаники с прослоями углисто-глинистых и кремнистых сланцев; 9 – Фаменский ярус. Риолиты, андезиты, их туфы, туфоконгломераты, туфогравелиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, глинистые сланцы с прослоями известняков; 10 – Песчаники, известковистые, известково-глинистые сланцы, известняки, конгломераты; 11 – Доломиты, доломиты песчанистые, кварцито-песчаники, кремни, алевролиты, конгломераты, глинистые сланцы, известняки; 12 – Биотит-роговообманковые гнейсы, амфиболиты, мрамора, кварциты; 13 - Формация щелочно-гранитоидных интрузий, 2-я фаза: сиенограниты, щелочные полевошпатовые граниты; 14 - Формация щелочно-гранитоидных интрузий, 1-я фаза: тоналиты, гранодиориты, диориты, кварцевые монцодиориты. Ручьи: 1 – руч. Встречный; 2 – руч. Хворый; 3 – руч. Соболев; 4 – руч. Перевальный; 5 – руч. Смежный; 6 – руч. Сомнительный; 7 – руч. Восточный Отвилоч; 8 – руч. Западный Отвилоч; 9 – руч. Пасмурный; 10 – руч. Красный; 11 – руч. Ульбейский; 12 – руч. Угинский; 13 – руч. Правый Джанку; 14 – руч. Левый Джанку; 15 – руч. Гранитный.

### Архей (AR)

Архейские метаморфические образования обнажаются на севере и западе района по левобережью р. Кухтуй. Отложения архея представлены метаморфизованными породами охотской серии (AR<sub>1oh</sub>), сложенными в основном различными гнейсами и амфиболитами, довольно редко мраморами и кварцитами. Исключительную роль играют мясо-красные гранато-гнейсы, которые образуют огромные залежи мощностью до 100 м и более. Общая мощность архейских метаморфических пород около 4000 м. (Зуев, 1985).

### Верхний протерозой

Верхнепротерозойские образования распространены в бассейнах рр. Сибега, Уютак и левобережье руч. Элкан. Они расчленены на две свиты: нижнюю – уютакскую и верхнюю – нюлкалинскую (Зуев, 1985).

Уютакская свита (PR<sub>3ut</sub>) сложена светло-серыми песчаниками, в которых отмечаются зерна циркона и турмалина, а также известняками, доломитами, алевролитами, глинистыми сланцами, очень редко конгломератами и гравеллитами.

Данные образования несогласно перекрывают архейские метаморфические породы. Общая мощность уютакской свиты не превышает 850 м. (Зуев, 1985).

Нюлкалинская свита (PR<sub>3nc</sub>) представлена в основном глинистыми сланцами, алевролитами, довольно редко песчаниками, гравеллитами и известняками. Общая мощность нюлкалинской свиты 650 м. (Зуев, 1985).

#### Девонская система

Девонские образования встречаются в бассейнах рр. Сибеги, Дориби, Анмандыкана-1 и 2, Ульбеи. Представлены средним и верхним отделами (Зуев, 1985).

#### Средний отдел

Эйфельский ярус (D<sub>2e</sub>) является наиболее распространенным. Он представлен глинистыми сланцами, алевролитами, конгломератами, песчаниками, прослоями гравеллитов. Образования эйфельского яруса в основном несогласно залегают на докембрийских толщах. Мощность яруса варьируется от 450 до 550 м (Зуев, 1985).

Живетский ярус (D<sub>2gv</sub>) представлен известково-глинистыми сланцами, доломитами, алевролитами и песчаниками. Первостепенную роль играют известняки. Образования живетского яруса встречаются в бассейне ручья Анмандыкан-1, истоках ручья Дориби и правобережье р. Ульбея. Мощность данных образований 400-450 м (Зуев, 1985).

#### Верхний отдел

Франский ярус (D<sub>3fr</sub>) представлен песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами с редкими прослоями известняков и конгломератов. Он распространен лишь в некоторых частях бассейнов ручьев Анмандыкан-1 и 2, Сибеги, Дороби, на правобережье р. Ульбея и согласно залегает на живетском ярусе. Мощность образований франского яруса составляет 550-650 м (Зуев, 1985).

Фаменский ярус (D<sub>3fm</sub>) сложен темно-серыми андезитами, риолитами, дацитами и их туфами, а также туфоконгломератами, туфогравеллитами, туфопесчаниками и глинистыми сланцами с прослоями известняков. Эти отложения встречаются в верховьях рр. Сибега, Дороби, на правобережье р. Ульбея. Общая мощность фаменского яруса не превышает 600 м (Зуев, 1985).

Каменноугольная система (средний и верхний отделы) – пермская система  
(нижний отдел)

Гадекчанская свита (C<sub>2</sub>-P<sub>1gd</sub>) распространена лишь в бассейне ручья Кукулькинджа, а также на правом берегу р. Ульбея. Образования представлены песчаниками, алевролитами с прослоями глинистых и углисто-глинистых сланцев общей мощностью до 200 м (Песков и др., 1977).

## Пермская система

Пермские отложения встречаются в нижнем течении р. Сибега, а также в бассейне ручья Элкан. Образования представлены двумя свитами: кухтуйской и нюлкалинской (Зуев, 1985).

### Нижний отдел

Кухтуйская свита ( $P_{1kh}$ ) слагает значительную часть чехла Охотского террейна, где согласно залегает на гадекчанской свите. В пределах исследуемого района она распространена на правобережье ручья Нюлкали 2-я, на водоразделе ручьев Гарь и Валунный, а также в бассейне ручья Кукулькинджа (Захаров, 1961). Породы представлены песчаниками, алевролитами, глинистыми и углисто-глинистыми сланцами с редкими прослоями гравеллитов. Четкая граница с гадекчанской свитой отсутствует. Отмечается с преобладанием в разрезе черных углисто-глинистых сланцев. Мощность свиты очень сильно варьирует в пределах от 100 до 600 м (Зуев, 1985).

### Верхний отдел

Нюлкалинская свита ( $P_{2nl}$ ) сложена гравеллитами, песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами (Зуев, 1985). Образования данной свиты встречаются в пределах нюлкалинской моноклинали, на правом водоразделе ручья Гарь, в нижнем течении ручья Нюлкали 1-я (Захаров, 1961). Характерным отличием нюлкалинской свиты является довольно частое переслаивание выше указанных пород. Данные образования согласно залегают на кухтуйской свите. Мощность образований свиты 400-450 м (Зуев, 1985).

## Триасовая система

### Верхний отдел

Карнийский ярус ( $T_{3k}$ ) представлен темно-серыми песчаниками с прослоями гравеллитов, глинистых сланцев и алевролитов. Породы яруса встречаются на левом берегу ручья Брусничного в пределах нюлкалинской моноклинали, на ненкало-нюлкалинском водоразделе у границ с Верхне-Гусинской котловиной и в юго-восточной части района. Взаимоотношения карнийских образований с пермскими, как правило, тектонические. Мощность отложений около 650 м (Захаров, 1961).

Нижний норийский подъярус ( $T_{3n_1}$ ) сложен глинистыми, песчано-глинистыми сланцами с прослоями мелкозернистых песчаников и алевролитов. Подъярус согласно залегает на слоях карнийского яруса. Мощность отложений подъяруса 450 м (Зуев, 1985).

Верхний норийский подъярус – рэтский ярус ( $T_{3n_2tr?}$ ) представлен песчаниками с редкими прослоями глинистых и песчано-глинистых сланцев и гравеллитов общей мощностью не более 350 м. Данные отложения имеют ограниченное распространение и согласно залегают на породах нижнего норийского подъяруса (Зуев, 1985).

## Меловая система

Отложения меловой системы представлены вулканогенными образованиями и встречаются в верховьях ручьев Элкан, Нюлкали, а также на левом берегу р. Кухтуй (Захаров, 1961; Зуев, 1985; Казакова и др., 2013).

### Нижний отдел

Ульбериканская свита ( $K_{1ul}$ ) сложена темно-серыми андезитами и их туфами, а также лавобрекчиями. Данные породы распространены в верховьях ручьев Элкан и Нюлкали-2 (Зуев, 1985). Отложения ульбериканской свиты в основном несогласно залегают на терригенных отложениях перми и верхнего триаса чехла Охотского микроконтинента. Мощность свиты варьируется в пределах 700-750 м (Казакова и др., 2013).

Для данного мелового комплекса также характерны различные субвулканические образования, представленные дайками, силлами и штокообразными телами андезитов, базальтов и андезибазальтов. В основном они приурочены к дизъюнктивным нарушениям, которые простираются в северо-западном направлении. Стоит отметить, что указанные меловые субвулканические тела прорывают верхнепалеозойские, верхнетриасовые, а также юрские отложения (Казакова и др., 2013).

### Верхний отдел

Амкинская свита ( $K_{2am}$ ) представлена риолитами, светло-серыми дацитами, риодацитами, их туфы и игнимбритами с преобладанием лав. Свита распространена в верховьях ручьев Элкан и Нюлкали-2, где несогласно перекрывает более древние отложения. Кроме этого, риолиты и дациты на севере и юге района образуют небольшие субвулканические тела. Мощность свиты оценивается в 450 м (Зуев, 1985).

Уракская свита ( $K_{2ur}$ ) представлена туфами, игнимбритами кислого состава, риолитами. Образования свиты обнажаются лишь на левом берегу р. Кухтуй среди верхнечетвертичных ледниковых отложений. Породы свиты с угловым несогласием перекрывают архейские метаморфические отложения. Общая мощность уракской свиты не превышает 300 м (Зуев, 1985).

## Неогеновая система

Породы неогеновой системы представлены серыми с зеленоватым оттенком песчано-гравийными отложениями, включающими мелкую и среднюю гальку и обуглившуюся древесину. Данные образования распространены на Элканской впадине и в долине р. Сибега. Для данных отложений были отобраны пробы для споро-пыльцевого анализа, которые показали, что породы были сформированы в олигоцене. Мощность отложений достоверна, не установлена (Зуев, 1985).

## Четвертичная система

Четвертичные отложения района представлены верхнечетвертичными ледниковыми, водно-ледниковыми, современными аллювиальными, элювиально-делювиальными и биогенными образованиями (Захаров, 1961).

### Верхнечетвертичные отложения

Среди верхнечетвертичных образований выделяются отложения двух эпох долинного оледенения. Отложения раннего оледенения выполняют долины или сохранившиеся фрагменты долин древней гидросети, а также образования террас 100-120 метрового уровня (Захаров, 1961). Они представлены валунно-галечным материалом, погруженным в песчано-глинистую массу. Сортировка и слоистость в них отсутствуют (Зуев, 1985).

Ледниковые отложения последней эпохи оледенения распространены практически в пределах всей современной гидросети района. Они состоят также из валунно-галечного материала, песков и глин (Захаров, 1961).

Флювиогляциальные отложения наряду с мореными образованиями являются составной частью разрезов ледниковых террас главных водотоков района. Они представлены камами, камовыми террасами и озами. Сложены в основном мелким галечником и гравием. Мощность ледниковых и водно-ледниковых отложений достигает 100 м (Захаров, 1961).

Современные отложения ( $Q_{IV}$ ) представлены аллювиальными, элювиально-делювиальными и биогенными образованиями. Аллювиальные отложения представлены в районе песчано-галечными отложениями речных пойм и аллювиальных террас 2-3 и 4-5-метрового уровня. Мощность аллювия не превышает 10 м (Зуев, 1985).

Элювиально-делювиальные образования слагают вершины и склоны гольцовых возвышенностей. Они представлены крупноглыбовым материалом. Их мощность варьирует от 2 до 15 м (Захаров, 1961).

Биогенные образования представлены сфагново-осоковыми слаборазложившимися торфами, которые развиты в межгорных впадинах. Эти отложения часто отмечаются на пологих делювиально-солифлюкционных склонах водоразделов, а также на заболоченных поверхностях террас самых различных уровней. Мощность данных образований не превышает 2 м (Зуев, 1985).

### Глава 3. Магматизм

Магматические образования имеют широкое распространение на исследуемой территории, слагая порядка 40% ее площади (Песков, 1977). Они представлены архейскими, позднедевонскими, и в большей части позднемеловыми интрузиями, которые связаны в своем развитии с Охотско-Чукотским вулcano-плутоническим поясом окраинно-континентального типа (Зуев, 1985; Гринберг, 1976).

#### Архейские интрузии

Архейские интрузии распространены лишь в северной части исследуемой территории. Они представлены Булкутским комплексом ( $\gamma AR_1b$ ), состоящим из гранитов и плагиогранитов. Типичными породами комплекса являются гнейсовидные лейкократовые биотитовые граниты, а также аплитовидные и пегматитоидные граниты, чарнокиты, амфиболсодержащие гранодиориты. Для данных пород характерны гранобластовые, лепидогранобластовые структуры. Радиологический возраст гранитов составляет 3334 млн. лет (Казакова и др., 2013).

#### Позднедевонские интрузии

Позднедевонские интрузии представлены сибеганским габбро-гранитовым комплексом. В его пределах выделяются две фазы внедрения. Первая фаза ( $vD_{3S1}$ ) представлена габбро, габбродиоритами, диоритами, которые в основном слагают массивы и штоки на правом берегу р. Ульбея. Встречаются как крупные массивы, поперечные размеры которых варьируют в пределах от 5 до 14 км<sup>2</sup>, так и небольшие интрузивные тела до 1 км<sup>2</sup>. Для пород первой фазы также характерно нахождение в виде трещинных и пластовых тел. Особенностью данного комплекса является постепенное изменение состава интрузива от габбро в центральных частях к диоритам на периферии. (Казакова и др., 2013).

Габбро и габбродиориты сложены на 40-60 % плагиоклазом, а именно лабрадором, реже анортитом. На моноклинный пироксен приходится 40-55 % породы. Минералы часто подвержены вторичным изменениям. Структура у пород, как правило, крупнозернистая, массивная, габбровая, пойкилитовая и таблитчатозернистая (Казакова и др., 2013).

Диориты сибеганского комплекса помимо плагиоклаза, в меньшей степени кварца и калиевого полевого шпата, состоят из амфибола и биотита. Последний иногда замещен хлоритом. (Казакова и др., 2013).

Породы второй фазы ( $\gamma D_{3S2}$ ) представлены в основном гранитами, граносиенитами ( $\gamma D_{3S2}$ ), субщелочными гранитами ( $\epsilon \gamma D_{3S2}$ ) и сиенитами ( $\xi D_{3S2}$ ). Довольно часто они слагают небольшие массивы, которые вытянуты в северо-западном направлении. Граниты

имеют розоватый цвет, средне- и крупнозернистую текстуру, порфировидную структуру. Содержание биотита в гранитах не превышает 5% (Казакова и др., 2013).

Текстурно-структурные особенности граносиенитов слабо отличаются от гранитов. Различия между двумя указанными породами заключается в минеральном составе. В граносиенитах главным породообразующим минералом является калиевый полевой шпат (Казакова и др., 2013).

Субщелочные граниты и сиениты проявлены локально. Первые обнаруживаются в виде трещинных интрузий протяженностью 7 км при ширине 0,8-2,5 км. Контакт с вмещающими горными породами очень крутой (70-80°). Сиениты слагают небольшой массив в верховьях р. Уютак. Они имеют розовато-красную окраску. Данные сиениты на 70% сложены микроклином-пертитом. На кварц и плагиоклаз суммарно приходится до 15 % породы. Остальная часть сиенитов представлена бледноокрашенной роговой обманкой, хлоритом, титанитом (Казакова и др., 2013).

В третью фазу происходило внедрение розовых гранит-порфиров. Вкрапленники представлены микроклином, размер которых может достигать 1,2 см. Несколько реже встречаются олигоклаз и кварц (Казакова и др., 2013).

#### Позднемеловые интрузии

Позднемеловые интрузии на исследуемой территории представлены охотинским габбро-гранодиорит-гранитовым комплексом и нютско-куйдусунским габбро-гранодиорит-гранитным латеральным плутоническим рядом. В целом, выходы всех интрузивных пород позднего мела вытянуты в меридиональном направлении и пространственно тяготеют к глубинным зонам разломов (Казакова и др., 2013).

Охотинский комплекс очень широко распространен на данной территории. Он сложен тремя интрузивными фазами. Породы первой фазы представлены диоритами, диорит-порфиритами ( $\delta K_1O_1$ ), кварцевыми диоритами ( $q\delta K_1O_1$ ), габбро и габбродиоритами ( $vK_1O_1$ ) (Казакова и др., 2013). Помимо этого, широкое распространение имеют дайки диоритов и диоритовых порфиритов, среди которых встречаются как согласные, так и секущие по отношению к складчатым структурам вмещающих пород. Мощность даек от 1-2 до 100 м, по простиранию прослеживаются до 1 км (Зуев, 1985).

Контактные воздействия диоритов и габбро-диоритов на вмещающие породы незначительные и наблюдаются лишь непосредственно в зоне контакта. Каких-либо гидротермальных проявлений, связанных с ними не наблюдалось (Зуев, 1985).

Главным породообразующим минералом диоритов является андезин, который слагает от 60 до 65 % породы. Треть породы сложена кристаллами роговой обманки.

Второстепенные минералы представлены моноклинным пироксеном, на который приходится до 5 % породы, и кварцем (3-5 %). Структура диоритов варьирует от среднезернистой до мелкозернистой (Казакова и др., 2013).

Габбро и габбродиориты могут отличаться по минеральному составу в разных интрузивах. Данные породы в основном образуют штокообразные, а также межпластовые тела, мощностью от 30 до 100 м. В габбро преобладает основной плагиоклаз, слагающий до 80 % породы, а также роговая обманка, содержание которой может достигать 40 %. Клинопироксен слагает менее 20 % габбро. Темноцветные минералы часто замещены хлоритом, актинолитом и эпидотом. Структура породы мелкозернистая и среднезернистая (Казакова и др., 2013).

Вторая фаза ( $\gamma\delta K_{1O_2}$ ) представлена гранодиоритами и кварцевыми диоритами. Породы этой фазы слагают штокообразные интрузивы и трещинные тела. Площадь гранодиоритовых интрузивов колеблется в диапазоне от 0,9 до 18 км<sup>2</sup> (Казакова и др., 2013).

Гранодиориты в основном сложены плагиоклазом, на который приходится от 40 до 60 % породы. Вторым по распространенности минералом является кварц, на который приходится 20-25 % породы. Калиевый полевой шпат в гранодиорите встречается несколько реже (10-20 %). Темноцветные минералы представлены биотитом и роговой обманкой, которые суммарно составляют от 8 до 13 % породы. Преобладают массивные среднезернистые биотит-роговообманковые гранодиориты (Казакова и др., 2013).

Третью фазу ( $\gamma K_{1O_3}$ ) формируют граниты. Эти породы относятся к группе калиево-натровой серии, в которых сумма щелочей равна 6,5–7,8 % при 68–70 % кремнезема (Зуев, 1985). Они образуют штоки, батолиты и лакколлиты, площадью до 300 км<sup>2</sup>. В целом, указанные граниты имеют серый цвет, иногда немного розоватый. Самым распространенным минералом является кварц, который слагает до 45 % породы. Реже встречается калиевый полевой шпат (10-30 %). Оставшуюся часть породы представлена плагиоклазом и биотитом (Казакова и др., 2013).

Нютско-куйдусунский габбро-гранодиорит-гранитный латеральный плутонический ряд сложен тремя фазами: 1 – диориты, монцониты, габбро, 2 – гранодиориты, граносиениты и граниты, 3 – субщелочные граниты и лейкограниты. На площади эти породы образуют Ульбейский, Бултукский, Джуктагинский массивы и небольшие изолированные выходы (Казакова и др., 2013).

Первая фаза представлена диоритами ( $\delta K_2nk_1$ ), кварцевыми диоритами ( $q\delta K_2nk_1$ ), монцонитами и монцодиоритами ( $\mu K_2nk_1$ ), кварцевыми монцонитами ( $q\mu K_2nk_1$ ), габбродиоритами ( $\nu\delta K_2nk_1$ ), габбро и монцогаббро ( $\nu K_2nk_1$ ), которые слагают



штокообразные интрузивы и дайки. Данными образованиями сложен целый ряд мелких тел на всей исследуемой площади. Наибольшие выходы этих пород приурочены к Ульбейскому массиву (Зуев, 1985).

Диориты и кварцевые диориты имеют темно-серую окраску. Структура пород массивная, среднезернистая. Диориты на 60-65 % состоят из андезина. Оставшееся часть породы представлена роговой обманкой (10-25 %), моноклинным пироксеном (10-12 %), кварцем до 5 % и биотитом до 2 % (Казакова и др., 2013).

Монцониты, монцодиориты и кварцевые монцониты представляют собой серо-розовые породы со среднезернистой, массивной структурой. Для монцонитов характерно примерно равное соотношение плагиоклаза и калиевого полевого шпата (по 30-40 %). Кварц слагает до 4 % породы. Монцодиориты характеризуются большим содержанием плагиоклаза (40-60 %) и меньшим калиевого полевого шпата (13-20 %) и кварца (до 5 %), чем у монцонитов. Кварцевые монцониты сложены плагиоклазом на 40-60 %, калиевым полевым шпатом на 10-15 % и кварцем на 8 % (Казакова и др., 2013).

Для пород первой фазы также характерны габбро, монцогаббро и габбродиориты. Встречаются как в составе гранитных массивов, так и в собственных штоках. Габбро и монцогаббро имеют черный, темно-серый цвет. Сложены преимущественно клино- и отропироксеном (35-55 %). На роговую обманку приходится 15 % породы. Второстепенные минералы в основном представлены оливином и биотитом (Казакова и др., 2013).

Вторая фаза состоит в основном из гранодиоритов ( $\gamma\delta K_2nk_2$ ), гранитов ( $\gamma K_2nk_2$ ), граносиенитов ( $\gamma\xi K_2nk_2$ ) и граносиенит-порфиров ( $\gamma\xi\pi K_2nk_2$ ), которые имеют более широкое распространение на исследуемой территории по сравнению с породами первой фазы. Гранодиоритами сложен Булгутский массив, а также местами краевые части Джуктагинского и Ульбейского массивов. Граниты слагают Джуктагинский массив (Зуев, 1985).

Гранодиориты имеют серую окраску. В них преобладает плагиоклаз, слагающий до 60 % породы. Примерно в равных количествах представлен кварц и калиевый полевой шпат (около 20 %). В гранодиоритах значительную роль играют темноцветные минералы, среди которых часто встречается роговая обманка и биотит. Гранодиориты имеют среднезернистую, иногда крупнозернистую структуру (Казакова и др., 2013).

Для гранитов характерен розоватый цвет. Главным породообразующим минералом является плагиоклаз (40-45 %). На кварц и калиевый полевой шпат приходится по 30 % породы. В указанных гранитах роговая обманка и биотит могут суммарно составлять от 5 до 10 % породы (Казакова и др., 2013).

Граносиениты имеют серовато-розовый цвет. Породы сложены на 30-50 % калиевым полевым шпатом, 20-25 % плагиоклазом и 15-25 % кварцем. Темноцветные минералы, представленные роговой обманкой и биотитом. Структура породы, как правило, среднезернистая. В апикальных частях магматических тел граносиениты могут переходить в мелкозернистые граносиенит-порфиры (Казакова и др., 2013).

И наконец, третью фазу слагают субщелочные граниты ( $\epsilon\gamma K_2nk_3$ ), субщелочные лейкограниты ( $\epsilon l\gamma K_2nk_3$ ), субщелочные гранит-порфиры и лейкогранит-порфиры ( $\epsilon\gamma lK_2nk_3$ ), лейкограниты и граниты ( $l\gamma K_2nk_3$ ), граниты ( $\gamma K_2nk_3$ ), гранит-порфиры ( $\gamma lK_2nk_3$ ). Данные породы являются самыми распространенными образованиями нютско-куйдусунского ряда. Ими сложены большинство крупных массивов района, а также многочисленные дайки. Граниты третьей фазы характеризуются желтовато-розовым цветом, крупнозернистым строением. Субщелочными гранитами сложен Ульбейский массив. Породы массива характеризуются среднезернистым строением, которое местами сопровождается эндоконтактной оторочкой мелкозернистых аплитовидных гранитов шириной от 30 до 100 метров. Глубина эрозионного среза массива 600-700 м. В гранитах зачастую встречаются жилы пегматитов мощностью до 1 м (Казакова и др., 2013).

Граниты на 30-35 % представлены плагиоклазом. Реже наблюдается калиевый полевой шпат (25-35 %) и кварц (25-35 %). Второстепенными минералами являются биотит (5-8 %) и роговая обманка (примерно 1 %) (Казакова и др., 2013).

Лейкограниты характеризуются более высоким содержанием калиевого полевого шпата (35-40 %) и кварца (35-40 %), чем у обычных гранитов. Плагиоклаз слагает от 15 до 25 % породы. Темноцветные минералы представлены биотитом и роговой обманкой (Казакова и др., 2013).

Субщелочные граниты, а также их лейкократовые разности характеризуются большим содержанием калиевого полевого шпата (25-50 %) и плагиоклаза (25-40 %). Кварц преобладает в лейкократовых разностях описанных пород (40 %), в то время как в обычных субщелочных гранитах он слагает только 20-30 % породы. Количество темноцветных минералов в указанных породах примерно одинаковое. Биотит составляет 3-8 % пород, а роговая обманка до 1 % (Казакова и др., 2013).

В вышеуказанных гранитах встречаются жилы пегматитов. Их мощность может достигать 1 м. Сложены крупно- и гигантозернистым розовым полевым шпатом и дымчатым кварцем, с редкими листочками биотита. В пустотах иногда присутствуют хорошо огранённые кристаллы кварца (Зуев, 1985).

## Глава 4. Тектоника

Исследуемая территория располагается в пределах Охотского массива, кристаллическое основание которого сложено архейскими метаморфическими образованиями, а осадочный чехол – верхнепротерозойскими, палеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими толщами. Меловые вулканогенные образования являются наложенной структурой, отвечают особому тектоно-магматическому циклу развития региона и в состав чехла не включаются (Зуев, 1985; Гринберг, 1976).

Структуры основания Охотского срединного массива определили характер и ориентировку дислокаций в верхних структурных ярусах, а также размещение изверженных пород, которые были сформированы в период развития Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Архейские метаморфические породы имеют северо-западное простирание основных складчатых структур. Такое же простирание имеют и складчатые сооружения палеозоя и мезозоя, а также трещинные интрузии гранитоидов поздне мелового возраста, которые были сформированы вдоль зон разломов (Казакова и др., 2013; Песков, 1977).

Глубина залегания кристаллического фундамента на разных частях территории различна. Она варьирует от 4-5 км к югу от Кухтуйского выступа до 7-8 км на востоке района (Песков, 1977).

Исследуемая территория разделяется зонами глубинных разломов на три блока: Нядбаки-Сибеганский, Нют-Ульбейский и Кухтуйский со ступенчато погружающимся фундаментом с запада на восток (Зуев, 1985).

Кухтуйский выступ охватывает бассейн р. Кухтуй, сложен архейскими метаморфическими породами, которые собраны в линейные структуры меридионального простирания. Граница между блоками Кухтуйского выступа и Нядбаки-Сибеганского проходит по разрывным нарушениям субмеридионального простирания, которые расположены в верховьях р. Гусинка (Зуев, 1985).

Нядбаки-Сибеганский блок располагается в центральной части исследуемого района. Его осадочный чехол сложен палеозойскими образованиями. Глубина залегания кристаллического фундамента варьирует от 500 м до 1,5 км. Граница между Нядбаки-Сибеганским блоком с Нют-Ульбейским блоком проводится по Ульбейскому глубинному разлому, который расположен вдоль долины р. Ульбея (Зуев, 1985).

Кристаллический фундамент Нют-Ульбейского блока располагается на глубине 6-8 км. Осадочный чехол сложен палеозойскими и мезозойскими образованиями (Зуев, 1985).

Меловые эффузивные отложения наложены на структуры Охотского массива и расположены на юге территории. Породы залегают с угловым несогласием на образованиях более древнего возраста (Зуев, 1985).

Кайнозойские образования занимают наиболее пониженные участки района. Это в первую очередь Элканская и Сибеганская впадины. Образования представлены неоген-четвертичными отложениями (Зуев, 1985).

Широкое распространение на территории получили разрывные нарушения. Они представлены наиболее крупными разломами, такими как Ульбейский, Кухтуйский и Гусинский (Зуев, 1985).

Первые два прослеживаются через всю площадь по долинам одноимённых рек. К ним приурочены полосы выходов гранитоидных, габбровых и диоритовых массивов и субвулканических тел риолитов. Амплитуда смещения по ним достигает нескольких километров (Зуев, 1985).

Следует отметить, что вышеупомянутые крупные разломы имеют субмеридиональное простирание. Кроме данных разрывных нарушений в районе широко развиты небольшие разломы северо-западного, северо-восточного и широтного направления. Они хорошо дешифрируются на космических снимках, подтверждаются геологическими данными, часть устанавливается по данным аэромагнитной съёмки. Большинство нарушений имеет сбросовый характер, амплитуду в первые сотни метров, протяжённость 20-50 км (Зуев, 1985).

История геологического развития района может быть представлена в следующем виде. В архее наступил этап глубокого регионального метаморфизма, а также интенсивного магматизма и складчатости. Далее развитие территории происходило в субплатформенных условиях в несколько этапов. Наиболее ярко выраженными из них являются верхнепротерозойский, девонский и каменноугольный-верхнеюрский, разделённые перерывами в осадконакоплении (Песков, 1977).

В позднепротерозойское время в районе накапливались толщи обломочных и хемогенных известковистых отложений. В девонский период произошла тектоническая активизация района, которая обусловила широкое проявление вулканизма и глубинного магматизма. Интенсивный магматизм в течение мелового и палеогенового времени, сформировавший Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, выразился в образовании покровов вулканитов и внедрении крупных гранитоидных масс. В неоген-четвертичное время происходит заложение Элканской и Сибеганской межгорных впадин (Песков, 1977).

## Глава 5. Геоморфология

Сложное геологическое строение района отложило существенный отпечаток на морфологию рельефа, развитие которого происходило в тесной связи с геологическим строением изучаемой территории (Братухин, 1958).

В результате блоковых движений в позднемеловое время, общего эпейрогенического вздымания территории и последующей ее эрозии и денудации на исследуемой территории сформировался среднегорный рельеф, а в опущенных блоках – межгорные впадины. По краевым частям этих структур и вдоль долин крупных водотоков образовались низкие горы, холмы и увалы. Кроме этого, широкое распространение получили ледниковые формы рельефа (Зуев, 1985).

На площадях, сложенных осадочными, вулканогенными образованиями, а также архейскими гнейсами и субщелочными гранитами развит расчлененный рельеф с узкими водоразделами и крутыми склонами. Территории преимущественного распространения интрузивных пород имеют массивные формы рельефа со сглаженными широкими водоразделами. Водоразделы в целом характеризуются большой шириной, с многочисленными следами ледниковой деятельности. На пологих склонах довольно часто наблюдаются солифлюкционные террасы (Зуев, 1985).

Следует отметить, что существенную роль на облик рельефа данной территории оказали оледенения, которые проявились в четвертичное время в покровной и долинной форме. Данный факт подтверждают многочисленные эрратические валуны, которые встречаются на водоразделах с абсолютными отметками до 1500 м (Зуев, 1985).

Долинное оледенение протекало в две стадии. Первая фиксируется наличием реликтов трогов в днищах долин, которые возвышаются над руслами рек на 120 м., а вторая – троговым характером долин водотоков и широким развитием ледниковых и флювиогляциальных террас, уровень которых не превышает 40 м (Зуев, 1985).

Для межгорных впадин, которые занимают существенные площади на исследуемой территории, характерен ледниково-аккумулятивный ландшафт, который образован сочетанием морен и участков зандровых равнин (Зуев, 1985).

Кроме этого, ледниковая деятельность оказала существенную роль на формирование речной сети района. Ледники зачастую подпруживали реки, которые текли с севера, в результате это приводило к тому, что водотоки покидали свои разработанные долины и прорезали новые, эпигенетические. Наиболее ярким примером могут служить некоторые части долины р. Ульбея (Захаров, 1961).

Современная речная деятельность проявляется преимущественно в виде эрозии и лишь в некоторых частях только крупных водотоков образованы аккумулятивные формы рельефа (Захаров, 1961).

История формирования современного рельефа относится к концу мела, который знаменовался мощными тектономагматическими процессами. К этому времени относится внедрение большого количества интрузий субщелочных гранитов. В позднее время на территории района формировались крупные тектонические нарушения разрывного характера, которые оказали существенную роль на общую тектоническую структуру территории. Именно с этого момента и началось формирование современного рельефа (Зуев, 1985; Захаров, 1961).

Современный рельеф унаследовал черты рельефа мелового периода, когда весь исследуемый район представлял собой сушу, которая в силу своей приподнятости, подвергалась интенсивной эрозии. Помимо этого, существенную роль в развитии рельефа играли тектонические движения и ледниковая деятельность (Зуев, 1985).

На исследуемой территории можно выделить следующие этапы формирования современного рельефа (Зуев, 1985):

1) Доледниковая водно-эрозионная деятельность. Для этого этапа был характерен расчлененный рельеф горной страны, гидросеть которой несколько отличалась от современной.

2) Первая фаза оледенения. Следы этого события встречаются в виде валунов на возвышенностях с абсолютными отметками до 1500 м, а также наличием платообразных поверхностей на наиболее высоких возвышенностях.

3) Межледниковый период. В результате интенсивного таяния ледников происходило резкое усиление водной эрозии, которое привело к сильному врезанию древних долин, с мощными аллювиальными отложениями на них.

4) Вторая фаза оледенения. Данный этап характеризуется сползанием ледников с гор и подпруживанием ими рек.

5) Постледниковая водно-эрозионная деятельность. Она характеризуется врезанием долин рек до современного уровня, с некоторым колебанием базиса эрозии и образованием серии террас (Зуев, 1985).

В настоящее время главными рельефообразующими факторами являются процессы эрозии и денудации и связанные с ними все прочие процессы выветривания, за исключением химического, роль которого в условиях резко континентального климата весьма ограничена и практически не играет существенной роли (Братухин, 1958).

## Глава 6. Полезные ископаемые

Чрезвычайная мозаичность геологического строения территории Охотского срединного массива, длительность развития региона и многократность эпох рудообразования, обусловили значительное количество проявлений различных элементов и многообразие их формационных и генетических типов (Зуев, 1985).

Основу минерально-сырьевой базы исследуемой территории составляет рудное и россыпное золото. Кроме этого, известны месторождения полиметаллических руд, молибдена и вольфрама. В большинстве случаев они относятся к гидротермальному типу и связаны с комплексом позднемеловых гранитоидов (Казакова и др., 2013).

Золото. Данный металл является самым перспективным полезным ископаемым на изучаемой территории. В данном районе известны как россыпные, так и рудные проявления золота. Золоторудная минерализация в пределах исследуемой территории отличается большим разнообразием типов проявлений. В районе устанавливаются следующие проявления: скарновые золото-редкометалльные, мезотермальные золото-кварцевые убогосульфидные, эпитермальные золото-серебряные, метаморфогенно-гидротермальные в силикатных породах. Однако чаще всего золоторудная минерализация связана с внедрением гранитоидных массивов в позднем мелу. Такие рудопроявления относятся к мезотермальному золото-кварцевому убогосульфидному типу. Золото в данном типе проявляется в кварцевых жилах мощностью 1-3 м в гранитоидах, или в прожилково-жильных зонах в терригенных породах, куда внедрялись позднемеловые интрузивы. Содержание золота в рудопроявлениях, связанных с данным типом не превышает 6,5 г/т. Стоит отметить достаточно высокое содержание серебра, достигающего 20,8 г/т (Зуев, 1985).

Помимо мезотермального золото-кварцевого убогосульфидного типа рудопроявления широкое распространение на исследуемой территории получил скарновый тип. Для такого оруденения характерно формирование золото-серебряной минерализации во внешних зонах скарнов с наложенными прожилково-жильным окварцеванием породы. Рудные минералы представлены золотом, халькопиритом, пиритом, малахитом, лазуритом (Зуев, 1985).

Эпитермальные золото-серебряные проявления развиты в вулканогенных отложениях мела. Рудные минералы обнаруживаются в кварцевых, кварц-карбонатных штокверках и жильно-прожилковых зонах. В среднем содержание золота для указанного типа минерализации составляет порядка 20 г/т. Концентрации серебра в среднем 30 г/т (Казакова и др., 2013; Зуев, 1985).

Метаморфогенно-гидротермальные проявления золота в силикатных породах связаны с зонами сульфидизации, которые развиваются по алевролитам, сланцам, реже андезитам. Данный тип отмечается в береговых обрывах руч. Анмандыкан-2 и по правобережью р. Ульбея. Протяженность зоны может достигать нескольких километров при мощности в несколько десятков метров (Зуев, 1985).

Помимо вышеперечисленных типов рудопроявлений, на исследуемой территории выделяется золото-полиметаллическое оруденение, приуроченное к субмеридиональному разлому. Главными рудными минералами являются арсенопирит, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, а также золото и сульфиды серебра. Указанные минералы находятся в кварцевых, кварц-кальцитовых и кварц-сульфидных жилах, мощностью до 70 см. Содержание золота в породах различное и в среднем составляет 0,6 г/т при максимальных показателях в 16 г/т (Казакова и др., 2013).

Широкое развитие на исследуемой территории различных типов рудопроявлений золота, а также значительный их эрозионный срез, обусловили почти повсеместное проявление россыпной золотоносности. Россыпи в основном развиваются в непосредственной близости от коренного источника за счет высокой плотности золота (Зуев, 1985; Казакова и др., 2013).

Редкометалльная минерализация представлена на территории проявлениями вольфрама и молибдена (Зуев, 1985).

Молибден. Проявления молибдена известны в архейских породах, однако, зачастую они связаны с позднемеловым магматизмом. Молибденовая минерализация, связанная с позднемеловыми интрузиями встречается только на периферии магматических тел. Чаще всего указанную минерализацию связывают с молибденит-кварцевой и скарновой формацией субщелочных гранитов, а также молибденит-шеелит-скарновой формацией (Песков, 1977; Зуев, 1985; Казакова и др., 2013).

Вольфрам. Наличие вольфрамовой минерализации на исследуемой территории легко определяется по достаточно большому количеству шеелита в шлиховых пробах. Особенно часто данный минерал наблюдается в водотоках, дренирующих позднемеловые интрузии. Стоит отметить, что содержание шеелита в россыпях не достаточно для промышленной отработки. Рудопроявления также наблюдаются в девонских терригенно-карбонатных породах, а также в протерозойских терригенных отложениях (Песков, 1977; Зуев, 1985; Казакова и др., 2013).

На территории известна минерализация шеелит-кварцевого типа. Однако, наибольший интерес представляет вольфрамовое оруденение связанное со скарновыми проявлениями молибденит-шеелитовой формации (Зуев, 1985).



В целом можно сказать, что основные рудопроявления вольфрама обнаруживаются на контакте субщелочных гранитов позднего мела с вмещающими породами. Остальные типы, где наблюдается минерализация данного металла, характеризуются низкими концентрациями полезного компонента (Песков, 1977; Зуев, 1985; Казакова и др., 2013).

Свинец, цинк, медь. Данные элементы имеют широкое распространение на данной территории, но крупных промышленных скоплений не установлено. Наиболее масштабными рудными формациями являются проявления, связанные со скарнами и встречающиеся вместе с ними гидротермально-метаморфогенные в карбонатных породах (Зуев, 1985).

Железо. Среди металлических полезных ископаемых стоит также упомянуть железо. Для данной территории широкое распространение имеют магнетитовые россыпи, которые, к сожалению, не имеют промышленного значения. Помимо этого, железорудная минерализация связана со скарновым типом. Указанные рудопроявления встречаются в экзоконтакте Ульбейского массива (Зуев, 1985).

Уран. Урановая минерализация связана с раннеюрской витачанской свитой, сложенной мелкозернистыми песчаниками. В указанные породы произошло внедрение кислых пород (риолитов) в меловой период. Уран сосредоточен в основном в ирингите, несколько реже в настуране и бильетите. Сопутствующим полезным ископаемым является молибденит. Указанные минералы локализованы в кварц-серицит-гидрослюдистом метасоматите, развивающиеся по риолиту. Содержание урана в породе составляет от 0,063 до 0.12 % (Казакова и др., 2013).

Прочие полезные ископаемые. Архейские породы Кухтуйского массива могут быть перспективны на апатит. Монцогаббро сложены на 4-10 % апатитом, который равномерно распределен в породе. Площадь интрузива составляет порядка 19 км<sup>2</sup>. Содержание P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в апатите составляет примерно 3 %. Данное полезное ископаемое может быть использовано как сырье для производства минерального удобрения. Стоит отметить, что руды достаточно бедные (Казакова и др., 2013).

Позднемеловая огонерская свита характеризуется небольшими пластами каменных углей. Однако стоит отметить, что угленосность достаточно низкая. Перспективность разработки каменных углей невелика (Казакова и др., 2013).

Кроме этого, благодаря наличию большого количества четвертичных отложений, возможна добыча песчано-гравийной смеси. Однако из-за удаленности района от населенных пунктов, данный вид сырья может использоваться лишь для прокладки дорог между поселками и участками по добыче полезных ископаемых.

## Глава 7. Бассейн ручья Анмандыкан 2-ой

### Геологическое строение

Бассейн ручья Анмандыкан 2-ой располагается в северной части исследуемого района. Ручей и его притоки дренируют среднепалеозойские осадочные, а также вулканогенно-осадочные отложения, образование которых происходило в основном в девоне. Более древние осадочные породы были сформированы в верхнем протерозое. Магматические образования внедрялись в позднем мелу (рис. 2).

Ручей Хворый дренирует породы среднего и позднего девона, представленные известково-глинистыми сланцами, в которых наблюдаются прослой известняков и известковистых алевролитов, а также песчаниками. Кроме этого, в разрезе можно встретить прослой глинистых сланцев, алевролитов, известняков и мелкогалечный конгломерат (Казакова и др., 2013; Зуев, 1985).

Ручьи Перевальный, Сомнительный и Западный отвилки, которые являются правыми притоками ручья Анмандыкан-2ой, берут свое начало в позднепротерозойских осадочных породах. Они представлены доломитами, кварцито-песчаниками, алевролитами, аргиллитами. Ниже по течению указанные ручьи дренируют позднемеловые кислые породы (Казакова и др., 2013).

Позднемеловые породы представлены нютско-куйдусунским габбро-гранодиорит-гранитным латеральным плутоническим рядом. Для данных пород характерно внедрение в три этапа. Близ ручья Анмандыкан 2-ой наблюдаются тоналиты, гранодиориты, диориты и кварцевые монцограниты, характерные для первой фазы, а также сиенограниты и субщелочные граниты свойственные второй фазе внедрения (Казакова и др., 2013). Левые притоки (руч. Встречный, Соболев, Смежный, Восточный отвилки) берут свое начало среди вышеперечисленных пород.

Помимо крупных интрузивов мелового возраста, на правобережье встречаются и малые магматические тела. Для большинства из них характерна форма тел в виде даек и небольших штоков. Данные образования преимущественно сложены диоритами, щелочными гранитами и гранодиоритами (Казакова и др., 2013).

Благодаря широкому распространению мелового магматизма в пределах долины ручья сформировалось небольшое рудопоявление известковых скарнов. В связи с этим можно наблюдать пироксен-гранатовые породы с молибден-вольфрамовой минерализацией. В качестве минерала вольфрама выступает шеелит. Помимо вышеуказанных метасоматических проявлений, встречаются грейзенизация, окварцевание и сульфидизация (Казакова и др., 2013; Конченко, 2021).

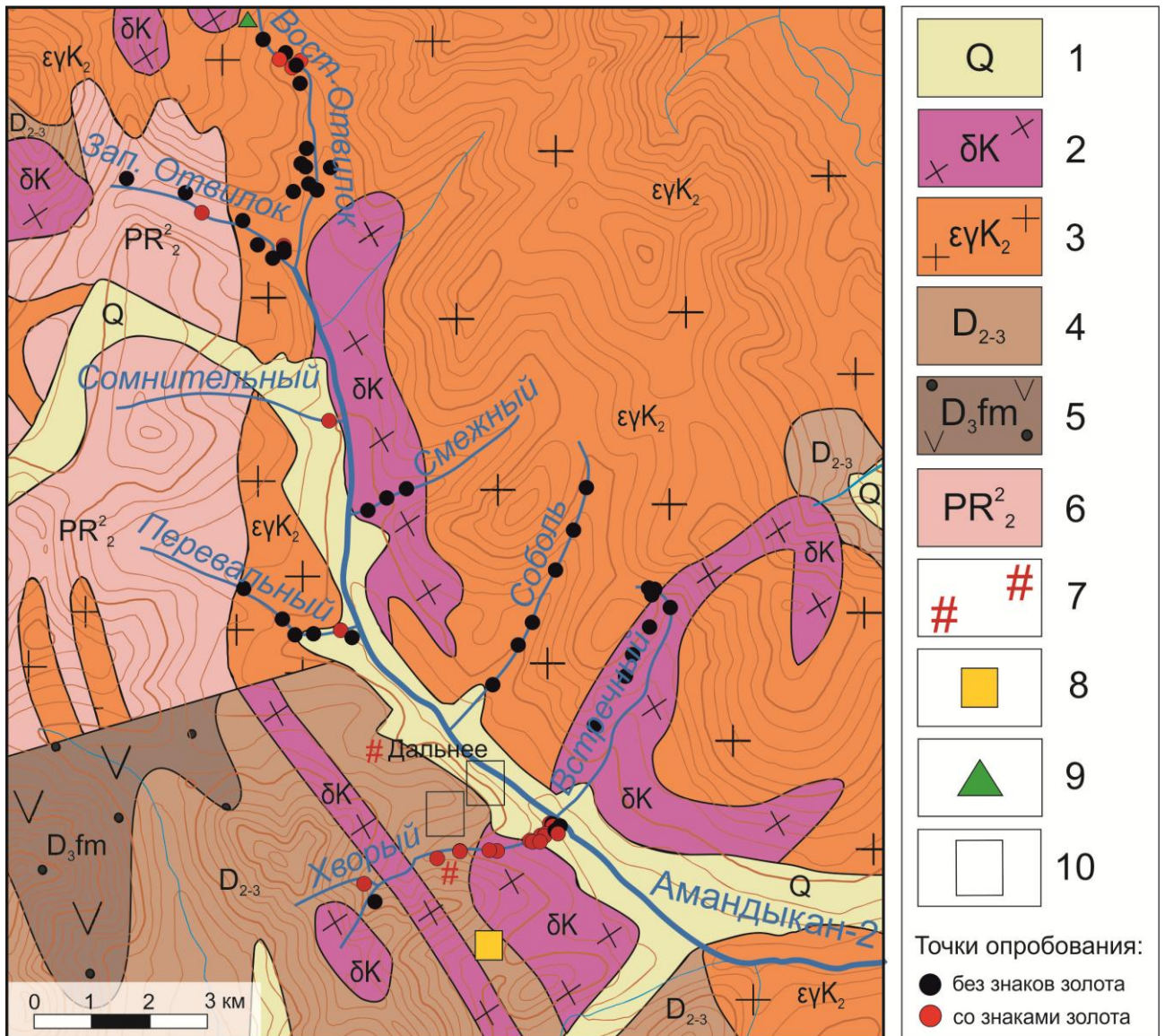


Рис. 2. Схема геологического строения бассейна руч. Амандыкан 2-ой (по Матюше, 2009). 1 – Четвертичные отложения нерасчлененные: пески, галечники, валунники, суглинки; 2 – Меловая система, формация щелочно-гранитоидных интрузий, 1-я фаза: тоналиты, гранодиориты, диориты, кварцевые монцодиориты; 3 – Меловая система, формация щелочно-гранитоидных интрузий, 2-я фаза: сиенограниты, щелочные полевошпатовые граниты; 4 – Девонская система, средний-верхний отделы, углеродисто-терригенно-карбонатная формация: песчаники известковистые, известково-глинистые сланцы, известняки, конгломераты; 5 – Девонская система, средний-верхний отделы, вулканогенно-терригенная формация: туфы андезитов, туфопесчаники, конгломераты, известково-глинистые сланцы; 6 – поздний протерозой, углеродисто-кремнисто-доломитовая формация: доломиты, доломиты песчанистые, кварцито-песчаники, кремни, алевролиты; 7 – гидротермально- и контактово- измененные породы, скарнирование; 8 – точка минерализации осадочно-гидротермального золото-серебро-полиметалльного

геохимического типа; 9 – точка минерализации плутогенно-гидротермального серебро-полиметаллического геохимического типа; 10 – точка минерализации скарнового золото-серебро- полиметалльного геохимического типа.

### **Минеральный состав шлиховых проб**

В минеральном составе шлиховых проб руч. Хворый первоочередную роль играют магнетит и ильменит, на долю которых приходится две трети шлиха. Второстепенные минералы в пробах: гранаты, амфиболы, циркон. В резко подчиненном количестве обнаруживаются монацит, сфалерит и пирит. Эпизодически можно наблюдать зерна халькопирита, шеелита и галенита. В 5 шлихах выявлены знаки самородного золота. В шлиховой пробе 079/21 было обнаружено единичное зерно малахита, а в пробе 078/21 – единичное зерно азурита.

Минеральный состав шлихов руч. Встречный имеет свои особенности. Большую часть проб слагают магнетит и ильменит, а также циркон, на долю которого приходится четверть шлиха. Остальные минералы практически не превышают 5% объема проб. К ним относятся гранаты, амфиболы, монацит, сфалерит, пирит, шеелит. В пробе 056/21 зафиксировано единичное зерно галенита. Знаки самородного золота в данном водотоке не обнаружены.

Пробы, отобранные на руч. Перевальный характеризуются повышенным содержанием магнетита, а также пониженным содержанием ильменита по отношению к пробам из вышеуказанных ручьев. Однако следует отметить, что оба минерала слагают большую часть всех шлиховых проб. В остальном минеральный состав данного водотока очень схож с пробами, отобранными на руч. Хворый. Единственное отличие состоит в меньшем количестве сульфидов (пирит, сфалерит, халькопирит). В пробе 025/21 зафиксированы 2 знака самородного золота.

Ручей Смежный представлен лишь 3 пробами. Около 60 % объема проб приходится на магнетит и ильменит. Особое внимание занимает повышенное содержание амфибола и циркона, на долю которых приходится от 25 до 30 %. Минералы группы гранатов занимают не более 6-7 % объема проб. Оставшееся часть представлена монацитом, сфалеритом, пиритом, шеелитом. Знаки самородного золота на данном водотоке не обнаружены.

Минеральный состав шлиховых проб, отобранных на руч. Соболев схож со шлихами руч. Смежный. Магнетит, ильменит, амфиболы и циркон являются преобладающими минералами. Однако на циркон суммарно приходится более 20 % объема шлиха. Оставшееся минералы имеют резко подчиненное количество. На гранаты приходится не

более 5 %, на монацит 3-4 %, на сульфиды (пирит, сфалерит) приходится не более 1 %. Как и на предыдущем водотоке, аллювиальные отложения не содержат знаков самородного золота.

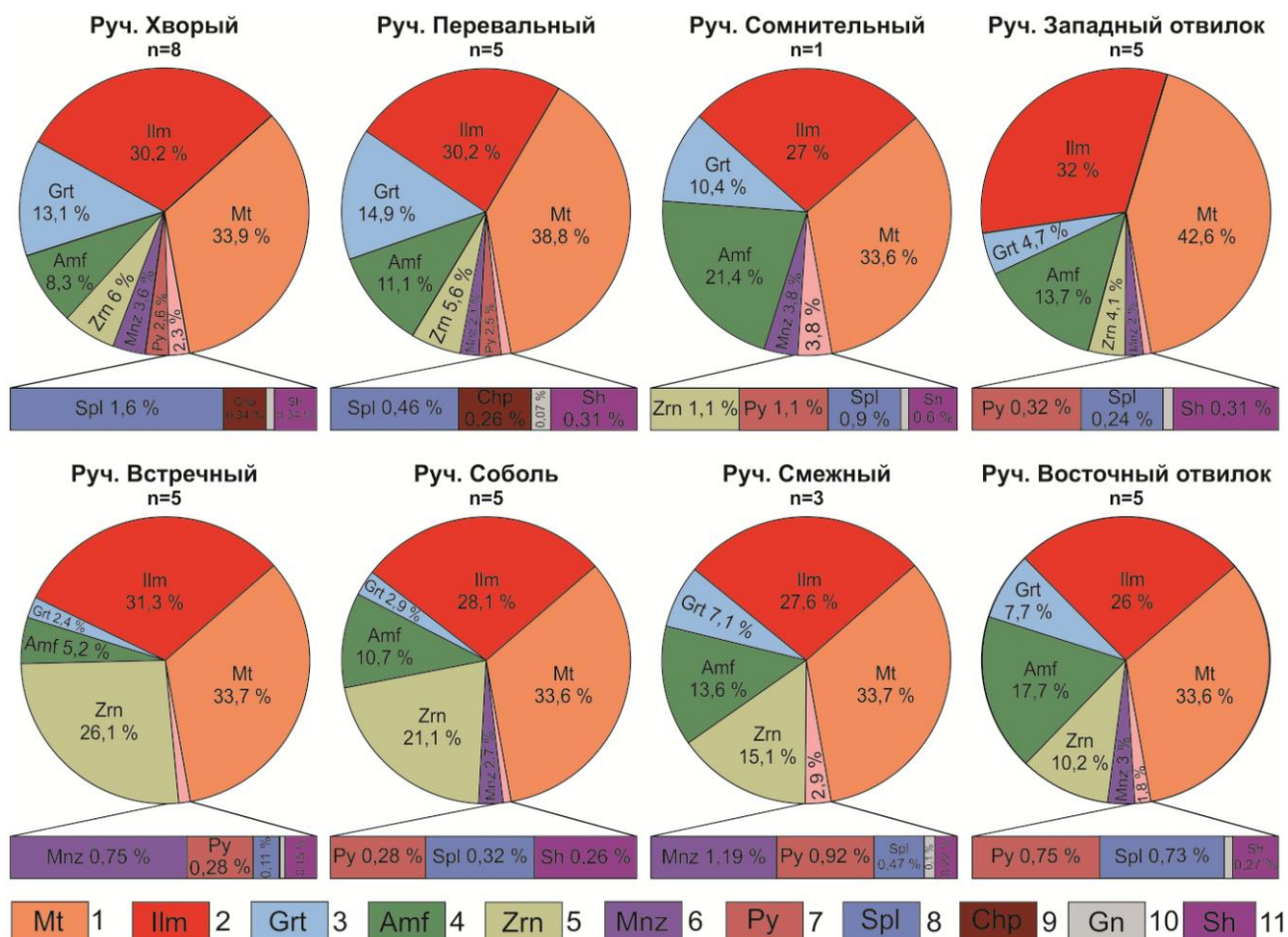


Рис. 3. Усредненный минеральный состав шлиховых проб бассейна руч. Анмандыкан 2-ой. n- число проб. 1 – магнетит; 2 – ильменит; 3 – гранат; 4 – амфибол; 5 – циркон; 6 – монацит; 7 – пирит; 8 – сфалерит; 9 – халькопирит; 10 – галенит; 11 – шеелит.

Ручей Сомнительный представлен единственной пробой 073/21. В целом большая часть шлиха представлена ильменитом, магнетитом, гранатами и амфиболами. На их долю приходится более 90 % всей пробы. На монацит, циркон, сфалерит и пирит приходится от 1 до 4 %. Шеелит и галенит представлены единичными зернами. Следует отметить, что в данной пробе зафиксирован знак самородного золота.

Ручей Западный отводок характеризуется повышенным содержанием магнетита (более 40 %) по отношению к другим водотокам. Ильменит и амфиболы слагают соответственно в среднем 30 % и 15 % объема всех проб. На гранаты, циркон и монацит приходится от 1,5 до 6 %. Сульфиды (пирит, сфалерит и галенит), а также шеелит занимают не более 1 %. В пробе 060/21 обнаружено единичное зерно самородного золота.



Минеральный состав шлихов руч. Восточный отвилок схож с пробами, отобранными на руч. Смежный и Соболев. Первоочередную роль играют магнетит, ильменит, амфибол, циркон и гранаты. Однако следует отметить, что для данного водотока характерно большее количество сульфидов: сфалерит (1%), пирита (1%), галенита (0,1 %). В пробах 032/21, 037А/21 и 040/21 обнаружены единичные знаки самородного золота в отличие от проб, отобранных на руч. Смежный и Соболев.

### Статистический анализ результатов минерального описания шлихов

Корреляционный анализ результатов минерального описания шлиховых проб позволил сгруппировать минералы по сопряжённости их содержаний. На основе полученных результатов можно выделить две основные золоторудные минеральные ассоциации. Первая из них представлена преимущественно сульфидами (халькопирит, сфалерит, пирит), самородным золотом и в меньшей степени минералами группы гранатов. Вторая ассоциация состоит из шеелита, самородного золота, халькопирита и минералов группы гранатов (табл. 1).

После анализа матрицы корреляций результаты были обработаны статистически методом главных компонент факторного анализа. Было установлено, что из пяти полученных факторов, только первые три имеют значимый вклад в общую дисперсию. Однако, интерпретации поддаются только два фактора. Ниже представлены структуры этих факторов. Здесь, над чертой, приведены элементы с положительными нагрузками на фактор, под чертой – с отрицательными нагрузками на фактор (рис. 4).

$$\begin{array}{l}
 \left| \begin{array}{c}
 \frac{+Zrn_{75} (Ilm_{29})}{-Grt_{82} \quad Spl_{78} \quad Py_{78} \quad Au_{68} \quad Chl_{67} \quad Sh_{53}} \\
 34
 \end{array} \right. \\
 \\
 \left| \begin{array}{c}
 \frac{+Zrn_{51} \quad Chl_{36} (Au_{28} \quad Py_{27} \quad Grt_{22} \quad Spl_{20})}{-Amf_{75} \quad Mnz_{45} \quad Sh_{37} \quad Gn_{34}} \\
 15
 \end{array} \right.
 \end{array}$$

Рис. 4. Структура первых двух факторов.

В первом факторе с положительными нагрузками выделяются циркон и ильменит. Данная минеральная ассоциация, возможно, отражает породный состав. Так, циркон и ильменит являются характерными акцессорными минералами гранитов, которые имеют широкое распространение на исследуемой территории. В отрицательном поле значимые нагрузки имеют гранат, сфалерит, пирит, золото, халькопирит и шеелит. Данная группа отвечает за рудную нагрузку, которая видимо, противопоставляется акцессорным минералам.

Матрица корреляций по данным минералогического анализа

	Магнетит log	Ильменит	Гранат	Амфибол	Циркон	Монацит log	Сфалерит log	Пирит log	Халькопирит log	Галенит log	Шеелит	Золото log
Магнетит log	1,00				-0,34							
Ильменит		1,00	-0,36				-0,31		-0,30			
Гранат			1,00		-0,57		0,61	0,62	0,55		0,30	0,54
Амфибол				1,00	-0,49	0,34						
Циркон					1,00	-0,53	-0,42	-0,46	-0,35		-0,50	-0,39
Монацит log						1,00	0,32					
Сфалерит log							1,00	0,75	0,38			0,52
Пирит log								1,00	0,52			0,42
Халькопирит log									1,00		0,37	0,52
Галенит log										1,00		
Шеелит											1,00	0,47

*Примечание:* Оранжевым и желтым цветом выделены значимые положительные значения корреляции, голубым – отрицательные значения. Критическое значение коэффициента корреляции 0,30 при уровне значимости 0,05.

По второму фактору в поле положительных нагрузок обособляются сульфиды (халькопирит, пирит, сфалерит), золото, гранат и циркон. Данная ассоциация очень схожа с полем отрицательных нагрузок первого фактора, однако в структуре присутствует циркон. В целом данная группа отражает первую золоторудную ассоциацию, выявленную по результатам корреляционного анализа. Можно предположить, что данная группа связана с гидротермальными процессами в кислых породах. В поле отрицательных нагрузок наибольшие значения имеют амфибол, монацит, шеелит и галенит. По-видимому, данный фактор может указывать на различный источник вещества для различных рудных ассоциаций.

### **Химический состав самородного золота и минералов**

**Самородное золото.** Морфология зерен золота, отобранного на руч. Хворый очень изменчива. В основном преобладают изометрические, удлинённые и комковатые разновидности. Размер варьирует от 200 до 800 мкм. Степень окатанности золотинок разная. Примерно равное количество зерен можно отнести к средне- и слабоокатанным. Поверхности зерен неровные, бугристые. Иногда можно наблюдать штриховку на поверхности зерен. Цвет изменяется от тускло-светло желтого до ярко-желтого, с пленками темных тонов. В полостях и углублениях цвет заметно более светлый, что может свидетельствовать, о сравнительно недавнем разрушении минерального заполнения пустот, вследствие чего на поверхности золотины еще не успела образоваться высокопробная кайма (рис. 5).

По химическому составу внутреннее строение золота неоднородное. Центральные части отличаются более низкопробными зонами с содержанием золота от 450 до 770 ‰. Периферийные и краевые части, наоборот, более высокопробные с содержаниями благородного металла от 860 до 980 ‰ (рис. 6). По составу золото относительно и весьма низкопробное (Петровская, 1973). Главной и единственной примесью является серебро (до 55 мас. ‰). Границы между зонами четкие, иногда извилистые. Толщина внешних зон редко достигает 3 микрон. Формирование подобных зон с более высокопробным золотом связывают с гипергенными процессами, в результате которых происходит вынос серебра из периферийных частей зерен (рис. 7).

Единичные зерна золота, отобранные на других водотоках бассейна руч. Анмандыкан 2-ой (руч. Перевальный, Сомнительный, Восточный отвилок, Западный отвилок) не обладают отличительными морфологическими особенностями по отношению к золотинам из руч. Хворый. Встречаются удлинённые, комковатые и лепешковидные разновидности. Размер в среднем составляет 300 мкм. Поверхности зерен неровные,



бугристые. Цвет изменяется от тускло-желтого до ярко-желтого с оттенками темных тонов (рис. 5).

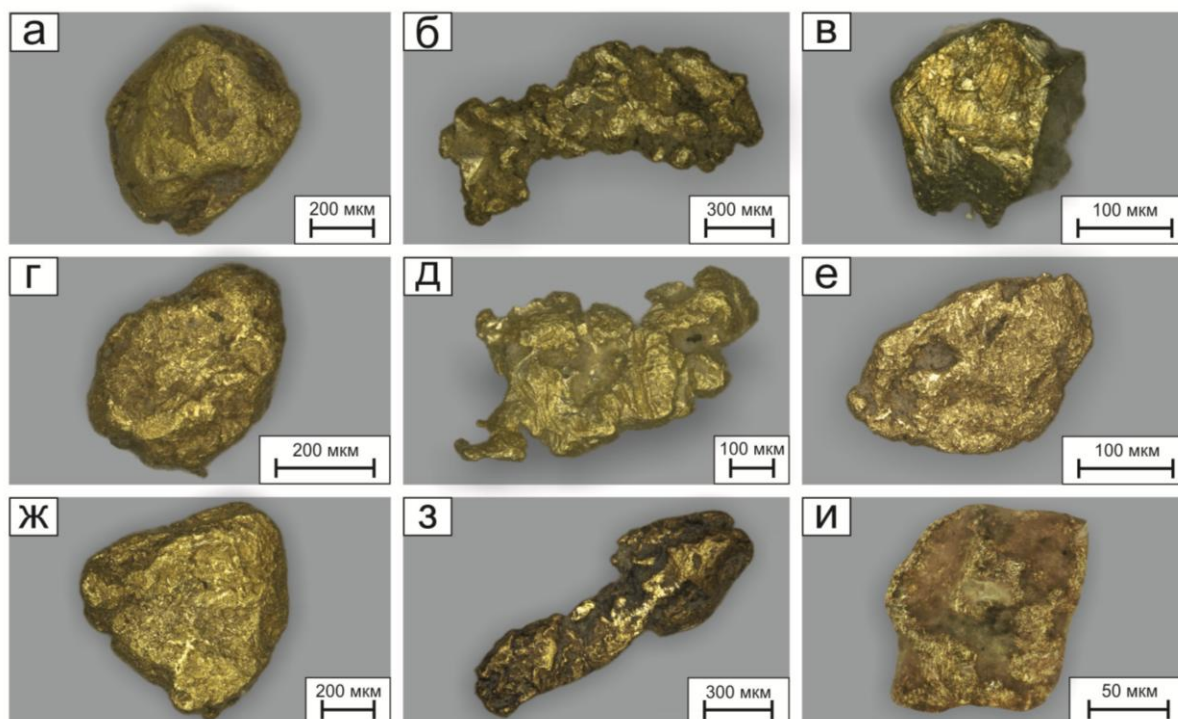


Рис. 5. Самородное золото из шлиховых проб, отобранных на водотоках бассейна руч. Анмандыкан 2-ой (а,б,д – руч. Хворый; в-г – руч. Перевальный; е – руч. Сомнительный; ж-з – руч. Восточный отвилок; и – руч. Западный отвилок). Фотографии выполнены в РЦ СПбГУ «Рентгенодифракционные методы исследования».

Таблица 2

Гранулометрический состав самородного золота по ручьям бассейна Анмандыкан 2-ой

№	Фракция, мм				
	-1,5+1,0	-1,0+0,75	-0,75+0,5	-0,5+0,25	-0,25
руч. Хворый					
I	n=7	n=12	n=16	n=17	n=3
руч. Перевальный					
II	n=0	n=0	n=0	n=1	n=1
руч. Сомнительный					
III	n=0	n=0	n=0	n=0	n=1
руч. Восточный отвилок					
IV	n=0	n=1	n=1	n=0	n=0
руч. Западный отвилок					
V	n=0	n=0	n=0	n=0	n=2

*Примечание:* n-количество зерен самородного золота

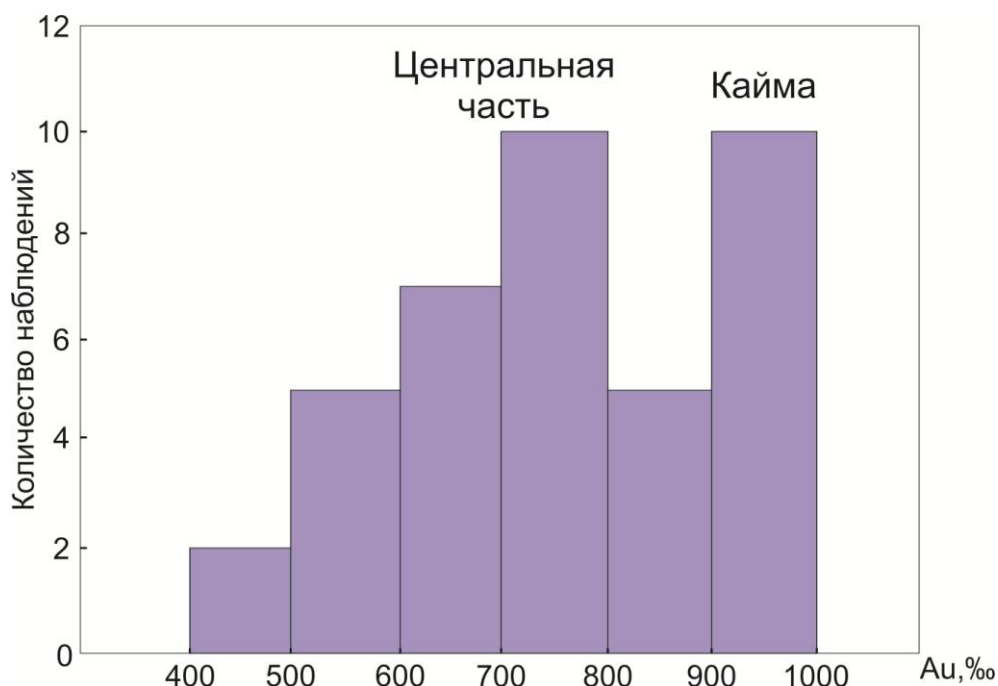


Рис. 6. Гистограмма распределения содержания самородного золота в зернах, отобранных на водотоках бассейна руч. Анмандыкан 2-ой.

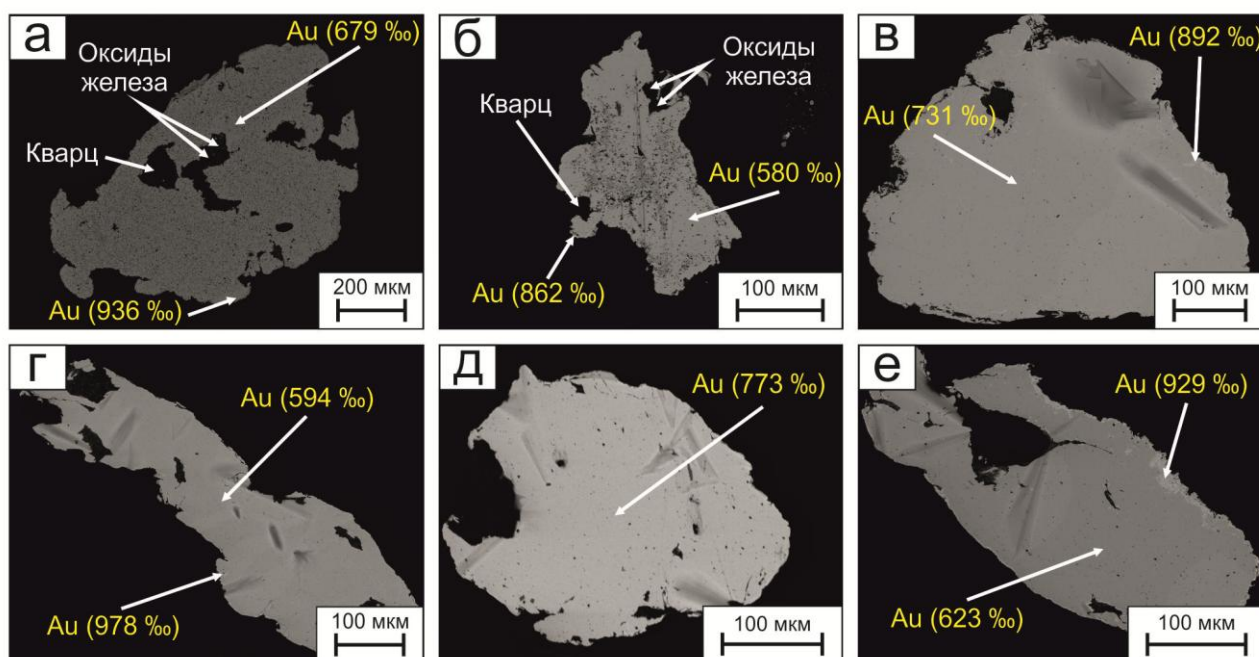


Рис. 7. СЭМ-фото самородного золота, отобранного на водотоках бассейна руч. Анмандыкан 2-ой (а-б – руч. Хворый; в-г – руч. Восточный отвилок; д – руч. Перевальный; е – руч. Сомнительный). Фотографии сделаны на сканирующем электронном микроскопе Hitachi S-3400N (РЦ СПбГУ «Геомодель») и «Vega-3 Tescan» (Южно-Уральский федеральный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, г. Миасс).

Во всех золотилах отмечаются более высокопробные зоны с содержанием металла от 890 до 980 ‰, которые в основном располагаются по краевым частям зерен. Содержание золота в центральных частях варьирует от 600 до 730 ‰ на руч. Восточный отводок и от 630 до 770 ‰ в зернах, отобранных на руч. Сомнительный и Перевальный (рис. 6). По составу золото относительно низкопробное (Петровская, 1973). Главной и единственной примесью является серебро (до 40 мас. %) (рис. 7).

Гистограмма распределения значений содержания самородного золота в зернах характеризует единство составов золотин из шлихов водотоков бассейна руч. Анмандыкан 2-ой. Содержание золота в центральных частях достигает в среднем 700-800 ‰, в каймах – 900-1000 ‰ (рис. 6).

В большинстве зерен золота обнаруживаются включения, которые представлены кварцем, реже полевыми шпатами, пиритом, оксидами и гидроксидами железа. Размер включений не превышает 20-40 мкм.

**Минералы.** Помимо самородного золота, был определен химический состав большинства минералов, встречающихся в шлиховых пробах вышеперечисленных водотоков (табл. 3).

Данные минералы можно разделить на несколько ассоциаций в зависимости от условий их образования. Так, в первую очередь выделяется группа минералов, характерных для магматических пород гранитоидного состава. Это характерные породообразующие минералы: альбит, олигоклаз, андезин, ортоклаз, а также акцессорные - магнетит, рутил, ильменит, алланит, циркон, монацит, фторапатит и титанит.

Ко второй группе можно отнести минералы, образование которых происходило в результате различных контактовых процессов, в первую очередь контактового метаморфизма и скарнирования. В данную ассоциацию входят такие минералы как шпинель, минералы группы гранатов (гроссуляр, андрадит, альмандин), а также амфиболы (актинолит, паргасит, магнезио-ферри-роговая обманка). Кроме этого, титанит и фторапатит также могут относиться к данной группе, так как зачастую данные минералы присущи скарнам. Данный процесс имеет широкое распространение на исследуемой территории.

Помимо этого, альмандин, актинолит, магнезио-ферри-роговая обманка и ферро-антофиллит являются характерными минералами различных метаморфических пород. Как было упомянуто ранее, по бортам правых притоков руч. Анмандыкан 2-ой широкое развитие получили породы верхнего протерозоя, которые могли претерпеть значительный метаморфизм.

Помимо вышеупомянутых минералов, были проанализированы единичные зерна шеелита, пирита галенита и сфалерита. Данная ассоциация рудных минералов лишь подчеркивает их присутствие в шлиховых пробах.

Таблица 3

Химический состав (мас. %) минералов из шлиховых проб, отобранных на водотоках бассейна руч. Анмандыкан 2-ой

№ п/п	Минерал	Эмпирическая формула	Другие элементы-примеси, обнаруженные в минерале
1	Магнетит	$(\text{Fe}^{2+}_{0,99}\text{Mg}_{0,01})_{1,0} (\text{Fe}^{3+}_{1,81}\text{Ti}_{0,16}\text{Al}_{0,03})_{2,0} \text{O}_4$	Si, S, Cr, V, Ta
2	Рутил	$(\text{Ti}_{0,93}\text{Fe}^{2+}_{0,07})_{1,0} \text{O}_2$	W, Ta
3	Титанит	$(\text{Ca}_{0,96}\text{Mg}_{0,03}\text{K}_{0,01})_{1,0} (\text{Ti}_{0,83}\text{Al}_{0,08}\text{Fe}^{3+}_{0,07}\text{V}_{0,02})_{1,0} \text{SiO}_5$	
4	Ильменит	$(\text{Fe}^{2+}_{1,00})_{1,0} (\text{Ti}_{0,97}\text{Mn}_{0,03})_{1,0} \text{O}_3$	Ca, Ta, Nb
5	Плагиоклаз (Альбит)	$(\text{Na}_{0,93}\text{Ca}_{0,04}\text{K}_{0,02}\text{Fe}^{2+}_{0,01})_{1,0} [(\text{Al}_{1,09}\text{Si}_{2,91})_{4,0} \text{O}_8]$	
6	Ортоклаз	$(\text{K}_{0,97}\text{Na}_{0,02}\text{Fe}^{2+}_{0,01})_{1,0} [(\text{Al}_{1,01}\text{Si}_{2,99})_{4,0} \text{O}_8]$	
7	Амфибол (Актинолит)	$(\text{Na}_{0,30}\text{K}_{0,13})_{0,4} (\text{Ca}_{1,97}\text{Fe}^{2+}_{0,02}\text{Na}_{0,01})_{2,0} (\text{Mg}_{3,01}\text{Fe}^{2+}_{1,60}\text{Al}_{0,25}\text{Ti}_{0,07}\text{Fe}^{3+}_{0,07})_{5,0} [(\text{Si}_{6,80}\text{Al}_{1,20})_{8,0} \text{O}_{22}]$ $(\text{OH}_{1,95}\text{Cl}_{0,05})_{2,0}$	Mn
8	Гранат (Гроссуляр)	$(\text{Ca}_{2,75}\text{Mn}_{0,18}\text{Fe}^{2+}_{0,08})_{3,0} (\text{Al}_{1,36}\text{Fe}^{3+}_{0,59}\text{Ti}_{0,04})_{2,0} [(\text{Si}_{2,96}\text{Al}_{0,04})_{3,0} \text{O}_{12}]$	
9	Гранат (Альмандин)	$(\text{Fe}^{2+}_{2,14}\text{Mg}_{0,49}\text{Ca}_{0,27}\text{Mn}_{0,1})_{3,0} (\text{Al}_{1,96}\text{Si}_{0,04})_{2,0} [\text{Si}_{3,0} \text{O}_{12}]$	
10	Гранат (Андрадит)	$(\text{Ca}_{2,89}\text{Fe}^{2+}_{0,09}\text{Mn}_{0,02})_{3,0} (\text{Fe}^{3+}_{1,13}\text{Al}_{0,67}\text{Fe}^{2+}_{0,1}\text{Ti}_{0,05}\text{Si}_{0,05})_{3,0} [\text{Si}_{3,0} \text{O}_{12}]$	
11	Шпинель	$(\text{Mg}_{0,60}\text{Fe}^{2+}_{0,39}\text{Zn}_{0,01})_{1,0} (\text{Al}_{1,12}\text{Cr}_{0,76}\text{Fe}^{3+}_{0,1}\text{Ti}_{0,01}\text{V}_{0,01})_{2,0} \text{O}_4$	
12	Алланит	$(\text{Ca}_{1,14}\text{Ce}_{0,49}\text{La}_{0,29}\text{Nd}_{0,08})_{2,0} (\text{Al}_{1,55}\text{Fe}^{3+}_{1,17}\text{Mg}_{0,19}\text{Ti}_{0,09})_{3,0} \text{O} [\text{Si}_2\text{O}_7] [\text{SiO}_4] (\text{OH})$	
13	Циркон	$(\text{Zr}_{0,95}\text{Fe}^{2+}_{0,02}\text{Hf}_{0,02}\text{Ca}_{0,01})_{1,0} \text{SiO}_4$	
14	Монацит	$(\text{Ce}_{0,45}\text{La}_{0,2}\text{Nd}_{0,16}\text{Ca}_{0,04}\text{Pr}_{0,04}\text{Th}_{0,03}\text{Sm}_{0,03}\text{Gd}_{0,03}\text{Si}_{0,02})_{1,0} \text{PO}_4$	Sr

15	Шеелит	$(\text{Ca}_{0,98}) [\text{W}_{1,01} \text{O}_4]$	
16	Фторapatит	$(\text{Ca}_{4,98} \text{Fe}^{2+}_{0,02})_{5,0} [\text{P}_{2,91} \text{O}_{11}] \text{F}_{0,62} \text{Cl}_{0,2}$	
17	Пирит	$(\text{Fe}_{1,0} \text{As}_{0,01})_{1,0} \text{S}_2$	
18	Плагиоклаз (Олигоклаз)	$(\text{Na}_{0,79} \text{Ca}_{0,21})_{1,0} [(\text{Al}_{1,25} \text{Si}_{2,75})_{4,0} \text{O}_8]$	
19	Плагиоклаз (Андезин)	$(\text{Na}_{0,65} \text{Ca}_{0,34} \text{K}_{0,01})_{1,0} [(\text{Al}_{1,36} \text{Si}_{2,64})_{4,0} \text{O}_8]$	
20	Галенит	$\text{Pb}_{1,02} \text{S}$	
21	Сфалерит	$(\text{Zn}_{0,98} \text{Cd}_{0,02})_{1,0} \text{S}$	
22	Амфибол (Паргасит)	$(\text{Na}_{0,51} \text{K}_{0,13})_{0,6} (\text{Ca}_{1,77} \text{Fe}^{2+}_{0,11} \text{Na}_{0,08} \text{Mn}^{2+}_{0,05})_{2,0} (\text{Mg}_{3,05} \text{Fe}^{2+}_{0,75} \text{Al}_{0,61} \text{Fe}^{3+}_{0,52} \text{Ti}_{0,06})_{5,0} [(\text{Si}_{6,19} \text{Al}_{1,81})_{8,0} \text{O}_{22}]$ $(\text{OH}_{2,00})_{2,0}$	
23	Амфибол (Магнезио-ферри- роговая обманка)	$(\text{Na}_{0,25} \text{K}_{0,05})_{0,3} (\text{Ca}_{1,75} \text{Na}_{0,13} \text{Mn}^{2+}_{0,06} \text{Fe}^{2+}_{0,06})_{2,0} (\text{Mg}_{3,41} \text{Fe}^{2+}_{0,99} \text{Fe}^{3+}_{0,4} \text{Ti}_{0,12} \text{Al}_{0,08})_{5,0} [(\text{Si}_{7,13} \text{Al}_{0,87})_{8,0} \text{O}_{22}]$ $(\text{OH}_{2,00})_{2,0}$	
24	Амфибол (Ферро- антофиллит)	$(\text{Na}_{0,1})_{0,1} (\text{Fe}^{2+}_{1,24} \text{Ca}_{0,66} \text{Mn}^{2+}_{0,06} \text{Na}_{0,04})_{2,0} (\text{Mg}_{4,42} \text{Fe}^{2+}_{0,23} \text{Fe}^{3+}_{0,21} \text{Al}_{0,14})_{5,0} [(\text{Si}_{7,62} \text{Al}_{0,38})_{8,0} \text{O}_{22}] (\text{OH}_{2,00})_{2,0}$	

*Примечание:* Формулы минералов рассчитаны с помощью программы MineralCalc v.1.1 (автор Е.В. Кориневский, <https://petroexplorer.ru/ru/mnu-pe-ru/st-mnu/mincalc-mnu-ru/57-mincalc-review-ru.html>).

**Минералы группы гранатов.** В шлиховых пробах, отобранных на водотоках руч. Анмандыкан 2-ой повсеместно присутствуют минералы группы гранатов. В отдельных пробах содержание гранатов может достигать 20 %, в среднем данный показатель варьирует от 5 до 10 %. Помимо этого, гранат является одним из минералов-индикаторов, который помогает расшифровать особенности генезиса образований и процессов, происходящих на исследуемой территории. Поэтому определению химического состава минералов группы гранатов уделяется особое внимание (Соболев, 1964).

По результатам химического состава зерен в шлиховых пробах зафиксированы три вида гранатов: альмандин, гроссуляр и андрадит (рис. 8). В целом, присутствие данных гранатов полностью согласуется с геологическим строением исследуемого района (рис. 10).

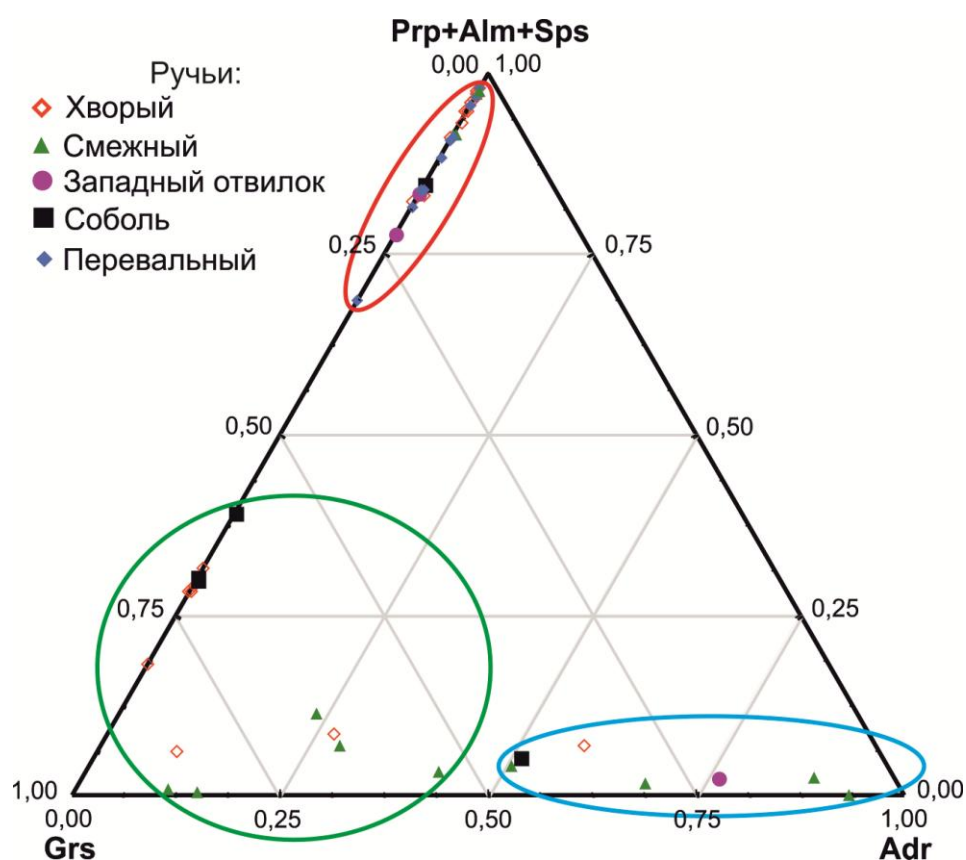


Рис. 8. Состав гранатов из шлиховых проб, отобранных на водотоках бассейна руч. Анмандыкан 2-ой. Красный – гранаты альмандинового состава, зеленый – гранаты гроссулярового состава, голубой – гранаты андрадитового состава. Prp – пироп; Alm – альмандин; Sps – спессартин; Grs – гроссуляр; Adr – андрадит.

Рассмотрим более подробно альмандиновый и гроссуляр-андрадитовый ряды гранатов. Исходя из таблицы 4 и рисунка 9, можно наблюдать, что для гранатов альмандинового состава в большей степени характерна примесь пиропового компонента, чем спессартинового. Данная закономерность в первую очередь характерна для метаморфических гранатов, где большая значимость отводится Mg компоненту. Помимо этого, большая часть гранатов альмандинового состава была отобрана из шлиховых проб руч. Хворый и Перевальный (рис. 9). Как было отмечено ранее, по бортам данных водотоков развиты различные контактовые образования, такие как роговики и скарны. Как известно, роговики образуются при контактовых воздействиях кислых интрузий на различные вмещающие породы (глинистые сланцы, песчаники, алевролиты и т. д.), что

согласуется с историей геологического строения территории. Кроме этого, еще одним источником метаморфических гранатов могут являться породы верхнего протерозоя, которые претерпели значительный метаморфизм. Следует отметить, что вышеуказанные породы в первую очередь развиты по бортам правых притоков руч. Анмандыкан 2-ой. Присутствие единичных зерен альмандина, в пробах, отобранных с других водотоков, может лишь указывать на локальное распространение вышеперечисленных процессов.

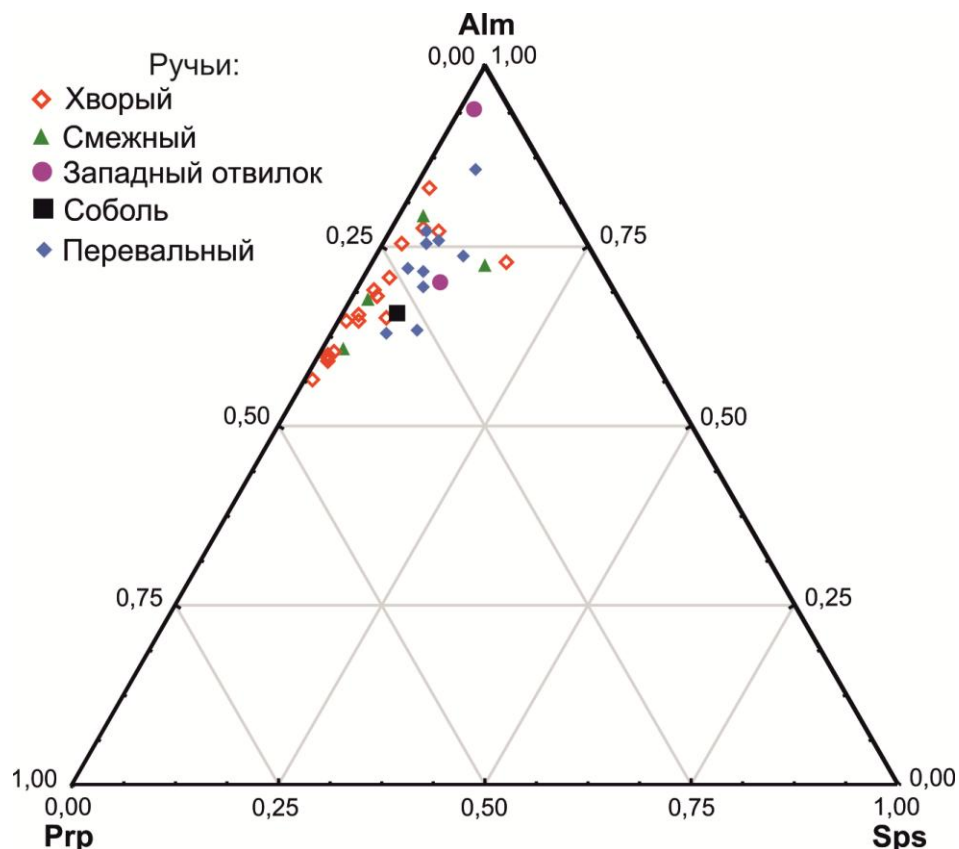


Рис. 9. Состав альмандиновых гранатов из шлиховых проб, отобранных на водотоках бассейна руч. Анмандыкан 2-ой. Prp – пироп; Alm – альмандин; Sps – спессартин.

Что касается гроссуляра и андрадита, то данные виды относятся к кальциевым гранатам, которые образуются в основном при контактово-метасоматических процессах, в первую очередь в скарнах. При этом составы гранатов из скарнов могут заполнять весь ряд гроссуляр-андрадит. Примесь пиральспитовых (пироп, альмандин, спессартин) компонентов для большинства анализов не превышает 10 %, и только для гранатов гроссулярового состава она может повышаться до 25-30 % в редких случаях (Соболев, 1964). В целом, данную зависимость можно наблюдать на рисунке 8, где в большей части проб примесь пиральспитовых компонентов не превышает 10 %, а для остальных гранатов только гроссулярового состава она может достигать 30 %.

Химический состав гранатов из шлиховых проб, отобранных на водотоках бассейна руч. Анмандыкан 2-ой (мас. %)

№ п/п	Концентрация элементов, мас. %							Сумма	Кристаллохимическая формула
	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	CaO	TiO <sub>2</sub>	MnO	FeO		
1	4,34	20,65	38,24	3,15	0	1,42	32,2	100	(Fe <sub>2,14</sub> <sup>2+</sup> Mg <sub>0,49</sub> Ca <sub>0,27</sub> Mn <sub>0,1</sub> ) <sub>3,0</sub> (Al <sub>1,94</sub> Si <sub>0,04</sub> Mg <sub>0,02</sub> ) <sub>2,0</sub> Si <sub>3,0</sub> O <sub>12</sub>
2	7,09	21,19	38,76	6,07	0	0,96	26,3	100,37	(Fe <sub>1,61</sub> <sup>2+</sup> Mg <sub>0,82</sub> Ca <sub>0,50</sub> Mn <sub>0,06</sub> ) <sub>3,0</sub> (Al <sub>1,92</sub> Fe <sub>0,09</sub> <sup>3+</sup> ) <sub>2,0</sub> (Si <sub>2,99</sub> Al <sub>0,01</sub> ) <sub>3,0</sub> O <sub>12</sub>
3	10,02	22,29	39,08	1,14	0	0,63	26,65	99,81	(Fe <sub>1,71</sub> <sup>2+</sup> Mg <sub>1,15</sub> Ca <sub>0,09</sub> Mn <sub>0,04</sub> ) <sub>3,0</sub> (Al <sub>2,0</sub> ) <sub>2,0</sub> Si <sub>3,0</sub> O <sub>12</sub>
4	7,09	21,66	38,69	1,94	0	1,28	29,74	100,4	(Fe <sub>1,94</sub> <sup>2+</sup> Mg <sub>0,82</sub> Ca <sub>0,16</sub> Mn <sub>0,08</sub> ) <sub>3,0</sub> (Al <sub>1,99</sub> Si <sub>0,01</sub> ) <sub>2,0</sub> Si <sub>3,0</sub> O <sub>12</sub>
5	7,11	21,64	38,46	1,84	0	1,28	30,09	100,42	(Fe <sub>1,93</sub> <sup>2+</sup> Mg <sub>0,82</sub> Ca <sub>0,15</sub> Mn <sub>0,08</sub> ) <sub>3,0</sub> (Al <sub>1,98</sub> Fe <sub>0,03</sub> <sup>3+</sup> ) <sub>2,0</sub> (Si <sub>2,99</sub> Al <sub>0,01</sub> ) <sub>3,0</sub> O <sub>12</sub>
6	3,58	20,52	37,55	2,37	0	0,66	35,3	99,98	(Fe <sub>2,34</sub> <sup>2+</sup> Mg <sub>0,41</sub> Ca <sub>0,2</sub> Mn <sub>0,04</sub> ) <sub>3,0</sub> (Al <sub>1,94</sub> Fe <sub>0,03</sub> <sup>3+</sup> Si <sub>0,01</sub> Mg <sub>0,01</sub> ) <sub>2,0</sub> Si <sub>3,0</sub> O <sub>12</sub>
7	7,37	20,78	38,64	1,42	0	2,38	29,01	99,6	(Fe <sub>1,89</sub> <sup>2+</sup> Mg <sub>0,83</sub> Mn <sub>0,16</sub> Ca <sub>0,12</sub> ) <sub>3,0</sub> (Al <sub>1,92</sub> Si <sub>0,03</sub> Mg <sub>0,03</sub> Fe <sub>0,01</sub> <sup>3+</sup> ) <sub>2,0</sub> Si <sub>3,0</sub> O <sub>12</sub>
8	3,56	20,57	38,01	6,35	0	2,19	28,8	99,48	(Fe <sub>1,92</sub> <sup>2+</sup> Ca <sub>0,54</sub> Mg <sub>0,39</sub> Mn <sub>0,15</sub> ) <sub>3,0</sub> (Al <sub>1,93</sub> Si <sub>0,03</sub> Mg <sub>0,03</sub> ) <sub>2,0</sub> Si <sub>3,0</sub> O <sub>12</sub>
9	4,11	20,69	37,82	2,97	0	1,16	33,1	99,85	(Fe <sub>2,2</sub> <sup>2+</sup> Mg <sub>0,47</sub> Ca <sub>0,25</sub> Mn <sub>0,08</sub> ) <sub>3,0</sub> (Al <sub>1,95</sub> Si <sub>0,02</sub> Mg <sub>0,02</sub> Fe <sub>0,01</sub> <sup>3+</sup> ) <sub>2,0</sub> Si <sub>3,0</sub> O <sub>12</sub>
10	8,68	21,5	38,56	3,03	0	1,02	26,8	99,59	(Fe <sub>1,66</sub> <sup>2+</sup> Mg <sub>1,0</sub> Ca <sub>0,25</sub> Mn <sub>0,07</sub> ) <sub>3,0</sub> (Al <sub>1,95</sub> Fe <sub>0,07</sub> <sup>3+</sup> ) <sub>2,0</sub> (Si <sub>2,98</sub> Al <sub>0,02</sub> ) <sub>3,0</sub> O <sub>12</sub>
11	3,33	20,71	37,09	0,95	0	5,96	31,9	99,94	(Fe <sub>2,1</sub> <sup>2+</sup> Mn <sub>0,41</sub> Mg <sub>0,4</sub> Ca <sub>0,08</sub> ) <sub>3,0</sub> (Al <sub>1,96</sub> Fe <sub>0,05</sub> <sup>3+</sup> ) <sub>2,0</sub> (Si <sub>2,99</sub> Al <sub>0,01</sub> ) <sub>3,0</sub> O <sub>12</sub>
12	4,11	21,2	38,51	7,93	0	3,24	25,03	100,02	(Fe <sub>1,65</sub> <sup>2+</sup> Ca <sub>0,67</sub> Mg <sub>0,47</sub> Mn <sub>0,22</sub> ) <sub>3,0</sub> (Al <sub>1,96</sub> Si <sub>0,03</sub> Mg <sub>0,01</sub> ) <sub>2,0</sub> Si <sub>3,0</sub> O <sub>12</sub>
13	0,84	20,27	38,16	5,73	0	0,48	34,68	100,16	(Fe <sub>2,35</sub> <sup>2+</sup> Ca <sub>0,5</sub> Mg <sub>0,1</sub> Mn <sub>0,03</sub> ) <sub>3,0</sub> (Al <sub>1,93</sub> Si <sub>0,09</sub> ) <sub>2,0</sub> Si <sub>3,0</sub> O <sub>12</sub>
14	6,1	21,23	38,88	5,41	0	2,39	25,7	99,71	(Fe <sub>1,68</sub> <sup>2+</sup> Mg <sub>0,71</sub> Ca <sub>0,45</sub> Mn <sub>0,16</sub> ) <sub>3,0</sub> (Al <sub>1,96</sub> Si <sub>0,04</sub> ) <sub>2,0</sub> Si <sub>3,0</sub> O <sub>12</sub>
15	0	29,01	39,56	24,52	0	0,6	6,41	100,1	(Ca <sub>1,99</sub> Fe <sub>0,4</sub> <sup>2+</sup> Mn <sub>0,04</sub> ) <sub>2,3</sub> (Al <sub>2,6</sub> ) <sub>2,6</sub> (Si <sub>2,99</sub> Al <sub>0,01</sub> ) <sub>3,0</sub> O <sub>12</sub>
16	0	15,17	37,75	32,7	0,75	2,67	10,19	99,23	(Ca <sub>2,75</sub> Mn <sub>0,18</sub> Fe <sub>0,08</sub> <sup>2+</sup> ) <sub>3,0</sub> (Al <sub>1,36</sub> Fe <sub>0,59</sub> <sup>3+</sup> Ti <sub>0,04</sub> ) <sub>2,0</sub> (Si <sub>2,96</sub> Al <sub>0,04</sub> ) <sub>3,0</sub> O <sub>12</sub>
17	0	19,86	39,3	34,47	0	0,97	5,05	99,65	(Ca <sub>2,82</sub> Fe <sub>0,11</sub> <sup>2+</sup> Mn <sub>0,06</sub> ) <sub>3,0</sub> (Al <sub>1,79</sub> Fe <sub>0,2</sub> <sup>3+</sup> ) <sub>2,0</sub> Si <sub>3,0</sub> O <sub>12</sub>
18	0	22,71	38,26	24	0,37	0	12,63	97,97	(Ca <sub>2,03</sub> Fe <sub>0,83</sub> <sup>2+</sup> ) <sub>2,9</sub> (Al <sub>2,11</sub> Ti <sub>0,02</sub> Si <sub>0,01</sub> ) <sub>2,1</sub> Si <sub>3,0</sub> O <sub>12</sub>
19	0	21,14	38,08	23,87	0	0	13,93	97,02	(Ca <sub>2,04</sub> Fe <sub>0,93</sub> <sup>2+</sup> ) <sub>3,0</sub> (Al <sub>1,99</sub> Si <sub>0,04</sub> ) <sub>2,0</sub> Si <sub>3,0</sub> O <sub>12</sub>
20	0	23,12	38,37	23,61	0	0,46	11,54	97,1	(Ca <sub>2,22</sub> Mn <sub>0,03</sub> ) <sub>2,3</sub> (Al <sub>2,39</sub> Si <sub>0,36</sub> ) <sub>2,7</sub> Si <sub>3,0</sub> O <sub>12</sub>
21	0	23,56	38,45	23,91	0	0	12,06	97,98	(Ca <sub>2,01</sub> Fe <sub>0,79</sub> <sup>2+</sup> ) <sub>2,8</sub> (Al <sub>2,18</sub> Si <sub>0,02</sub> ) <sub>2,2</sub> Si <sub>3,0</sub> O <sub>12</sub>
22	0	21,89	38,36	23,75	0	0	13,33	97,33	(Ca <sub>2,02</sub> Fe <sub>0,89</sub> <sup>2+</sup> ) <sub>2,9</sub> (Al <sub>2,05</sub> Si <sub>0,05</sub> ) <sub>2,1</sub> Si <sub>3,0</sub> O <sub>12</sub>
23	0	21,81	37,93	24,13	0	0	13,41	97,28	(Ca <sub>2,05</sub> Fe <sub>0,89</sub> <sup>2+</sup> ) <sub>2,9</sub> (Al <sub>2,04</sub> Si <sub>0,01</sub> ) <sub>2,1</sub> Si <sub>3,0</sub> O <sub>12</sub>
24	1,39	22,04	39,06	21,27	0	0	15	98,76	(Ca <sub>1,78</sub> Fe <sub>0,98</sub> <sup>2+</sup> Mg <sub>0,16</sub> ) <sub>2,9</sub> (Al <sub>2,03</sub> Si <sub>0,05</sub> ) <sub>2,1</sub> Si <sub>3,0</sub> O <sub>12</sub>



25	0	22,06	38,2	24,28	0	0	13,26	97,8	$(\text{Ca}_{2,05}\text{Fe}_{0,88}^{2+})_{2,9} (\text{Al}_{2,05}\text{Si}_{0,02})_{2,1} \text{Si}_{3,0}\text{O}_{12}$
26	0	7,08	37,92	33,49	0,79	0,33	19,48	99,09	$(\text{Ca}_{2,89}\text{Fe}_{0,09}^{2+} \text{Mn}_{0,02})_{3,0} (\text{Fe}_{1,12}^{3+} \text{Al}_{0,67}\text{Ti}_{0,05}\text{Si}_{0,05}\text{Fe}_{0,1}^{2+})_{2,0} \text{Si}_{3,0}\text{O}_{12}$
27	0	4,27	36,91	33,55	0	1,51	21,64	97,88	$(\text{Ca}_{2,96}\text{Mn}_{0,08})_{3,0} (\text{Fe}_{1,49}^{3+} \text{Al}_{0,41}\text{Si}_{0,04}\text{Mn}_{0,03})_{2,0} \text{Si}_{3,0}\text{O}_{12}$
28	0	9,99	37,74	33,38	0	2,46	16,6	100,17	$(\text{Ca}_{2,83}\text{Mn}_{0,16})_{3,0} (\text{Fe}_{1,1}^{3+} \text{Al}_{0,91}\text{Mn}_{0,01})_{2,0} (\text{Si}_{2,98}\text{Al}_{0,02})_{3,0}\text{O}_{12}$
29	2,68	20,82	37,34	1,09	0	6,81	31,51	100,25	$(\text{Fe}_{2,13}^{2+} \text{Mn}_{0,47}\text{Mg}_{0,31}\text{Ca}_{0,09})_{3,0} (\text{Al}_{1,98}\text{Si}_{0,01}\text{Mg}_{0,01})_{2,0} \text{Si}_{3,0}\text{O}_{12}$
30	8,14	21,91	39,4	1,96	0,15	0,76	29,17	101,49	$(\text{Fe}_{1,87}^{2+} \text{Mg}_{0,92}\text{Ca}_{0,16}\text{Mn}_{0,05})_{3,0} (\text{Al}_{1,97}\text{Si}_{0,01}\text{Ti}_{0,01})_{2,0} \text{Si}_{3,0}\text{O}_{12}$
31	11,08	22,17	39,53	0,93	0	0,33	26,26	100,3	$(\text{Fe}_{1,65}^{2+} \text{Mg}_{1,25}\text{Ca}_{0,08}\text{Mn}_{0,02})_{3,0} (\text{Al}_{1,98}\text{Fe}_{0,02}^{3+})_{2,0} \text{Si}_{3,0}\text{O}_{12}$
32	6,09	21,46	38,46	3,14	0	1,31	29,34	99,8	$(\text{Fe}_{1,93}^{2+} \text{Mg}_{0,71}\text{Ca}_{0,26}\text{Mn}_{0,09})_{3,0} (\text{Al}_{1,97}\text{Si}_{0,02})_{2,0} \text{Si}_{3,0}\text{O}_{12}$
33	9,71	21,93	39,09	0,91	0	0,64	27,51	99,79	$(\text{Fe}_{1,77}^{2+} \text{Mg}_{1,11}\text{Ca}_{0,08}\text{Mn}_{0,04})_{3,0} (\text{Al}_{1,99}\text{Si}_{0,01})_{2,0} \text{Si}_{3,0}\text{O}_{12}$
34	7,32	21,22	38,77	1,05	0	0,87	30,78	100,01	$(\text{Fe}_{2,01}^{2+} \text{Mg}_{0,84}\text{Ca}_{0,09}\text{Mn}_{0,06})_{3,0} (\text{Al}_{1,96}\text{Si}_{0,03}\text{Mg}_{0,01})_{2,0} \text{Si}_{3,0}\text{O}_{12}$
35	5,49	21,11	38,31	0,69	0	1	33,1	99,7	$(\text{Fe}_{2,2}^{2+} \text{Mg}_{0,65}\text{Mn}_{0,07}\text{Ca}_{0,06})_{3,0} (\text{Al}_{1,98}\text{Si}_{0,05})_{2,0} \text{Si}_{3,0}\text{O}_{12}$
36	8,66	21,6	38,88	1,44	0	0,34	28,85	99,77	$(\text{Fe}_{1,87}^{2+} \text{Mg}_{0,99}\text{Ca}_{0,12}\text{Mn}_{0,02})_{3,0} (\text{Al}_{1,97}\text{Si}_{0,01}\text{Mg}_{0,01})_{2,0} \text{Si}_{3,0}\text{O}_{12}$
37	10,1	22,06	39,5	1,26	0	0,5	27,05	100,47	$(\text{Fe}_{1,72}^{2+} \text{Mg}_{1,14}\text{Ca}_{0,1}\text{Mn}_{0,03})_{3,0} (\text{Al}_{1,98}\text{Si}_{0,01}\text{Mg}_{0,01})_{2,0} \text{Si}_{3,0}\text{O}_{12}$
38	9,81	21,8	39,42	1,49	0	0,47	27,1	100,09	$(\text{Fe}_{1,74}^{2+} \text{Mg}_{1,11}\text{Ca}_{0,12}\text{Mn}_{0,03})_{3,0} (\text{Al}_{1,97}\text{Si}_{0,02}\text{Mg}_{0,01})_{2,0} \text{Si}_{3,0}\text{O}_{12}$
39	4,55	20,7	38,59	6,64	0	2,5	27,21	100,19	$(\text{Fe}_{1,77}^{2+} \text{Ca}_{0,56}\text{Mg}_{0,5}\text{Mn}_{0,17})_{3,0} (\text{Al}_{1,92}\text{Si}_{0,03}\text{Mg}_{0,03}\text{Fe}_{0,01}^{3+})_{2,0} \text{Si}_{3,0}\text{O}_{12}$
40	4,84	21,07	38,06	5,68	0	2,99	27,37	100,01	$(\text{Fe}_{1,75}^{2+} \text{Mg}_{0,57}\text{Ca}_{0,48}\text{Mn}_{0,2})_{3,0} (\text{Al}_{1,95}\text{Fe}_{0,05}^{3+})_{2,0} \text{Si}_{3,0}\text{O}_{12}$
41	5,63	21,29	38,72	1,58	0	1,97	31,24	100,43	$(\text{Fe}_{2,06}^{2+} \text{Mg}_{0,66}\text{Ca}_{0,13}\text{Mn}_{0,13})_{3,0} (\text{Al}_{1,97}\text{Si}_{0,05})_{2,0} \text{Si}_{3,0}\text{O}_{12}$
42	7,09	22,4	39,06	4,18	0	2,63	25,25	101,61	$(\text{Fe}_{1,66}^{2+} \text{Mg}_{0,81}\text{Ca}_{0,34}\text{Mn}_{0,17})_{3,0} (\text{Al}_{1,99}\text{Fe}_{0,01}^{3+})_{2,0} \text{Si}_{3,0}\text{O}_{12}$
43	3,43	20,65	38,51	11,36	0,11	1,61	23,89	99,56	$(\text{Fe}_{1,56}^{2+} \text{Ca}_{0,96}\text{Mg}_{0,37}\text{Mn}_{0,11})_{3,0} (\text{Al}_{1,92}\text{Si}_{0,03}\text{Mg}_{0,03}\text{Ti}_{0,01})_{2,0} \text{Si}_{3,0}\text{O}_{12}$
44	5,86	21,13	39,17	5,9	0	3,94	24,8	100,8	$(\text{Fe}_{1,61}^{2+} \text{Mg}_{0,64}\text{Ca}_{0,49}\text{Mn}_{0,26})_{3,0} (\text{Al}_{1,93}\text{Si}_{0,04}\text{Mg}_{0,03})_{2,0} \text{Si}_{3,0}\text{O}_{12}$
45	1,98	20,42	37,39	1,07	0	2,4	36,28	99,54	$(\text{Fe}_{2,48}^{2+} \text{Mg}_{0,24}\text{Mn}_{0,17}\text{Ca}_{0,09})_{3,0} (\text{Al}_{1,97}\text{Si}_{0,05})_{2,0} \text{Si}_{3,0}\text{O}_{12}$
46	4,12	20,73	38,73	3,29	0	2,6	31,62	101,09	$(\text{Fe}_{2,08}^{2+} \text{Mg}_{0,46}\text{Ca}_{0,28}\text{Mn}_{0,17})_{3,0} (\text{Al}_{1,93}\text{Si}_{0,05}\text{Mg}_{0,02})_{2,0} \text{Si}_{3,0}\text{O}_{12}$
47	4,34	20,69	38,24	3,09	0	1,77	31,93	100,06	$(\text{Fe}_{2,12}^{2+} \text{Mg}_{0,49}\text{Ca}_{0,26}\text{Mn}_{0,12})_{3,0} (\text{Al}_{1,94}\text{Si}_{0,04}\text{Mg}_{0,02})_{2,0} \text{Si}_{3,0}\text{O}_{12}$
48	3,88	20,56	37,75	0,73	0	4,54	32,28	99,74	$(\text{Fe}_{2,17}^{2+} \text{Mg}_{0,45}\text{Mn}_{0,31}\text{Ca}_{0,06})_{3,0} (\text{Al}_{1,95}\text{Si}_{0,04}\text{Mg}_{0,01})_{2,0} \text{Si}_{3,0}\text{O}_{12}$
49	0	11,99	37,89	34,22	0	1,24	13,32	98,66	$(\text{Ca}_{2,91}\text{Mn}_{0,08}\text{Fe}_{0,01}^{2+})_{3,0} (\text{Al}_{1,12} \text{Fe}_{0,87}^{3+})_{2,0} \text{Si}_{3,0}\text{O}_{12}$
50	0,17	6,18	37,28	34,24	0	0,37	19,49	97,73	$(\text{Ca}_{2,95}\text{Mn}_{0,03}\text{Mg}_{0,03})_{3,0} (\text{Fe}_{1,33}^{3+} \text{Al}_{0,59}\text{Si}_{0,04})_{2,0} \text{Si}_{3,0}\text{O}_{12}$
51	0,13	19,33	38,01	37,23	0	0,31	4,77	99,78	$(\text{Ca}_{3,02})_{3,0} (\text{Al}_{1,63} \text{Fe}_{0,3}^{3+} \text{Mn}_{0,02}\text{Mg}_{0,01})_{2,0} (\text{Si}_{2,89}\text{Al}_{0,11})_{3,0}\text{O}_{12}$
52	7,71	21,61	38,65	0,88	0	0,83	30,62	100,3	$(\text{Fe}_{1,98}^{2+} \text{Mg}_{0,89}\text{Ca}_{0,07}\text{Mn}_{0,05})_{3,0} (\text{Al}_{1,98}\text{Si}_{0,01}\text{Mg}_{0,01}\text{Fe}_{0,01}^{3+})_{2,0} \text{Si}_{3,0}\text{O}_{12}$
53	0	9,74	37,76	33,81	0	1,47	15,87	98,65	$(\text{Ca}_{2,9}\text{Mn}_{0,1})_{3,0} (\text{Fe}_{1,04}^{3+} \text{Al}_{0,92}\text{Si}_{0,02}\text{Fe}_{0,02}^{3+})_{2,0} \text{Si}_{3,0}\text{O}_{12}$

54	0,15	15,65	38,6	32	0	2,94	10,04	99,38	$(Ca_{2,68}Mn_{0,19}Fe_{0,12}^{2+})_{3,0} (Al_{1,44}Fe_{0,53}^{3+} Mg_{0,01}Si_{0,01})_{2,0} Si_{3,0}O_{12}$
55	0	1,84	36,83	33,47	0	0,62	24,76	97,52	$(Ca_{2,98}Mn_{0,04})_{3,0} (Fe_{1,69}^{3+} Al_{0,18}Si_{0,07}Fe_{0,04}^{2+})_{2,0} Si_{3,0}O_{12}$
56	0	14,26	38,42	33,85	0,8	1,39	10,82	99,54	$(Ca_{2,84}Mn_{0,09}Fe_{0,07}^{2+})_{3,0} (Al_{1,31}Fe_{0,58}^{3+} Ti_{0,05}Fe_{0,05}^{2+})_{2,0} Si_{3,0}O_{12}$
57	0	20	39,84	36,8	0	0,16	3,91	100,71	$(Ca_{2,97}Fe_{0,02}^{2+} Mn_{0,01})_{3,0} (Al_{1,77}Fe_{0,23}^{3+})_{2,0} Si_{3,0}O_{12}$
58	0	1,35	35,56	33,11	0	0,33	27,26	97,61	$(Ca_{2,97}Mn_{0,01})_{3,0} (Fe_{1,91}^{3+} Al_{0,11}Mn_{0,02})_{2,0} (Si_{2,97}Al_{0,03})_{3,0}O_{12}$

Примечание: Формулы гранатов рассчитаны с помощью программы MineralCalc v.1.1 (автор Е.В. Кориневский, <https://petroexplorer.ru/ru/mnu-pe-ru/st-mnu/mincalc-mnu-ru/57-mincalc-review-ru.html>).

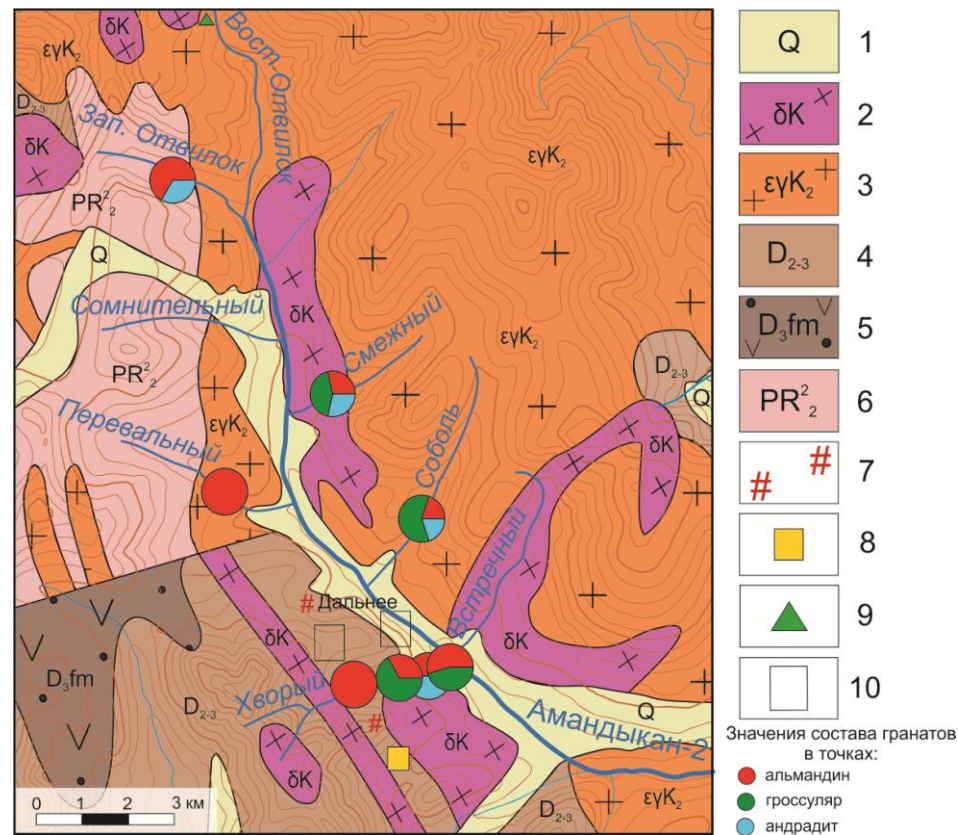


Рис. 10. Картограмма значений состава гранатов в точках. Расшифровка легенды на рисунке 2.

Таким образом, результаты химического состава гранатов еще раз подчеркивают, что по бортам водотоков широкое распространение имеют различные контактовые процессы. Это может косвенно указывать, что перспективными на обнаружение рудных залежей, в том числе коренных источников золота на исследуемой территории, являются участки обширного преобразования вмещающих пород, которые расположены в непосредственной близости от тектонических дислокаций.

### **Геохимический анализ шлиховых проб**

Для статистической обработки был выбран 21 химический элемент, содержание которых превышает аналитический порог определения. Полученные данные были обработаны в программе Statistica – проведены корреляционный и факторный анализы.

Так как в исследовании используется материал шлиховых проб, то результаты химического анализа следует проецировать на конкретные минералы, которые встречаются в данных пробах. Кроме этого, результаты химического состава минералов, полученные в предыдущем разделе, позволят более детально увязать следующие химические элементы с конкретными минералами.

Корреляционный анализ химических проб позволил сгруппировать элементы по сопряженности их содержаний (табл. 5). В первый кластер выделяются следующие элементы: Fe, Mg, Bi, Pb, Ag, Rb, Zr, P. Железо и магний могут входить в состав магнетита, амфиболов и шпинели, свинец является основным элементом в галените, цирконий занимает центральное место в образовании циркона, а фосфор является ключевым химическим элементом при образовании монацита.

Второй кластер составляют Ti, Mn, Nb, Cr. Данная группа характерна для минералов, составляющих ассоциацию с ильменитом и рутилом.

Третий кластер составляют Al, Si, Ca, K, Sr, As, а также Au, Zn, Cu. Кремний, калий, алюминий, стронций и кальций характерны для главных породообразующих минералов магматических кислых пород: кварца и полевых шпатов, а также для большинства терригенных пород. Кроме этого, Al, Si, Ca входят в состав группы гранатов. Особый интерес представляют рудные минералы, которые имеют высокие значения корреляции в первую очередь с кремнием и алюминием. Данные элементы соответственно отражают сфалерит, халькопирит и самородное золото в шлихах.

После анализа матрицы корреляций результаты были обработаны статистически методом главных компонент факторного анализа. В результате проведения статистической обработки результатов химического анализа было установлено, что из пяти полученных факторов, только первые три имеют значимый вклад в общую дисперсию. Ниже представлены структуры этих факторов. Здесь, над чертой, приведены элементы с

Матрица корреляций геохимических данных шлиховых проб

	Mg	Al	Si	P log	K log	Ca	Ti	Cr	Mn log	Fe	Cu log	Zn log	As log	Rb	Sr	Zr log	Nb log	Ag log	Pb	Bi	Au
Mg	1,00	0,57		0,55	-0,36	0,22			0,28	0,74	-0,40		-0,34	0,60					0,59	0,59	
Al		1,00	0,59	0,35		0,34			0,31	0,43		0,31		0,36	0,25	0,44				0,25	0,24
Si			1,00		0,63	0,44				-0,28	0,32		0,59	-0,22	0,74	0,29	0,27		-0,46	-0,38	0,49
P log				1,00	-0,45		0,35	0,35	0,50	0,71		0,24	-0,28	0,56	-0,34	0,72		0,50	0,57	0,66	
K log					1,00				-0,28	-0,66	0,29		0,51	-0,59	0,60		0,23		-0,72	-0,71	0,35
Ca						1,00	0,24						0,24	-0,33	0,52				-0,35	-0,30	
Ti							1,00	0,56	0,72		0,35	0,39				0,58	0,69	0,49			
Cr								1,00	0,68		0,44	0,40				0,57	0,48	0,47			
Mn log									1,00	0,42	0,34	0,48		0,24		0,71	0,62	0,50		0,37	
Fe										1,00	-0,41		-0,50	0,89	-0,56	0,36			0,92	0,92	-0,24
Cu log											1,00	0,30	0,40	-0,37	0,40	0,54	0,44	0,66	-0,46	-0,29	
Zn log												1,00				0,46	0,31				
As log													1,00	-0,37	0,73				-0,51	-0,49	0,41
Rb														1,00	-0,51	0,26			0,95	0,92	
Sr															1,00				-0,68	-0,63	0,54
Zr log																1,00	0,53	0,68		0,30	
Nb log																	1,00	0,47	-0,26		
Ag log																		1,00			
Pb																			1,00	0,93	-0,30
Bi																				1,00	-0,24

*Примечание:* Оранжевым и желтым цветом выделены наиболее значимые положительные значения корреляции, синим и голубым – отрицательные значения. Критическое значение коэффициента корреляции 0,22 при уровне значимости 0,05.



и полевые шпаты, кроме этого Al, Si, Mg, Sr, Ca, Fe характерны для минералов, входящих в ассоциацию с гранатами. В поле положительных нагрузок обособляются Ag, Ti, Cu и Nb.

### **Обсуждение результатов**

Основываясь на геологическом строении, результатах минерального состава шлиховых проб, а также химическом составе минералов из водотоков бассейна руч. Анмандыкан 2-ой, можно выделить три основных источника сноса материала в ручьи: щелочно-гранитоидный интрузив мелового возраста, терригенно-карбонатные породы среднего девона и кремнисто-доломитовые породы позднего протерозоя.

Область питания правого притока руч. Хворый находится преимущественно в терригенно-карбонатных породах, которые прорывает гранитоидный интрузив. Данная зависимость отчетливо отражается в минеральном составе шлиховых проб, отобранных с водотока. В пробах зафиксированы единичные знаки малахита и азурита, наблюдается большое количество минералов группы гранатов, а также сульфидов (пирит, сфалерит, халькопирит), которые обусловлены распространением на данной территории процессов скарнирования (Матюша, 2009) и кварцевых (реже кварц-карбонатных) жил и прожилков (Конченко, 2021).

Источником сноса материала для остальных правых притоков руч. Анмандыкан 2-ой, в целом, служат схожие породы. Ручьи Перевальный, Сомнительный и Западный отводок дренируют контакт позднепротерозойских кремнисто-доломитовых пород с щелочными полевошпатовыми гранитами. В минеральном составе данная тенденция отражается в преобладании минералов группы гранатов, а также амфибола, пирита и шеелита. Кроме этого, следует отметить, резко подчиненное содержание циркона и монацита.

Все левые притоки руч. Анмандыкан 2-ой дренируют породы щелочно-гранитоидных интрузий. Для данных водотоков (руч. Встречный, Смежный, Соболев, Восточный отводок) в минеральном составе характерно повышенное содержание циркона и амфибола, которые являются характерными акцессорными минералами различных кислых магматических пород. Помимо этого, ручьи характеризуются низкими содержаниями гранатов и сульфидов.

Данные по морфологическим особенностям, внутреннему строению и химическому составу самородного золота, отобранного на водотоках бассейна руч. Анмандыкан 2-ой позволяют предполагать, что коренной источник золота расположен в непосредственной близости. На это указывают плохая окатанность, наличие в полостях золотинок более светлых оттенков (обусловлено недавним разрушением, вымыванием включений, минеральных сростков), не повсеместное распространение маломощных высокопробных

кайм, которые свидетельствуют о слабом преобразовании, малом времени пребывания золота в экзогенных условиях.

Таким образом, можно утверждать о незначительном переносе металла от коренных источников, которыми предположительно могут являться скарны с золоторудной минерализацией и кварцевые жилы с золото-малосульфидной минерализацией.

Геохимический анализ шлиховых проб, в целом, отражает ту же закономерность в геологическом строении района и источниках сноса материала в водотоки.

Фактор I отчетливо разделяет правые и левые водотоки на две группы (рис. 12, 13). В поле положительных нагрузок попадают в основном правые притоки руч. Анмандыкан 2-ой. Как было упомянуто ранее, данная область отвечает за главные породообразующие минералы: кварц и полевые шпаты, а также указывает на золоторудную минерализацию. Данные закономерности отчетливо отражаются в геологическом строении территории, по которой протекают водотоки. Так, повышенное содержание кварца и полевых шпатов связано с терригенными породами, которые представлены различными песчаниками, конгломератами, алевролитами и кварцито-песчаниками. Наличие в данной ассоциации Cu и Au возможно связано с кварцевыми жилами и прожилками, которые имеют широкое распространение на правом берегу руч. Анмандыкан 2-ой (Конченко, Матюша, 2009).

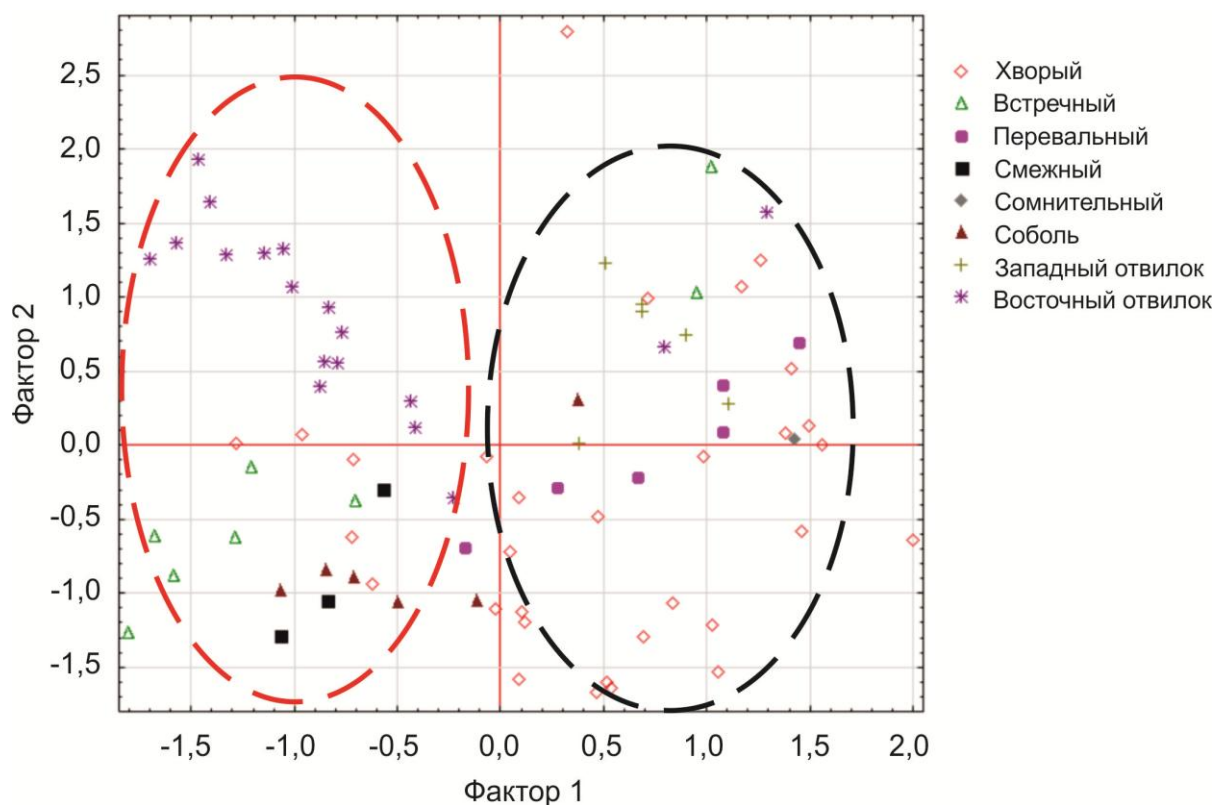


Рис. 12. Диаграмма значений факторов I и II.



В отрицательную область попадают левые притоки руч. Анмандыкан 2-ой (руч. Встречный, Смежный, Соболев, Восточный отвилок). Наличие в данной области магнетита, амфиболов, рутила, ильменита, монацита и циркона связано с породами, которые дренируют вышеуказанные водотоки. Это в основном щелочные граниты, для которых характерны меланократовые акцессорные минералы (магнетит, ильменит, рутил), а также лейкократовые (монацит и циркон). Присутствие галенита, в данном поле может указывать на различный источник рудного вещества по отношению к золоту и халькопириту.

Кроме этого, зависимость свинцовой минерализации можно наблюдать по фактору II. Здесь галенит противопоставляется большинству минералов, зафиксированных в шлиховых пробах. Однако в первую очередь это относится к сульфидам (халькопирит, сфалерит) и самородному золоту. Кроме этого, на рисунках 14 и 15 можно наблюдать, что по положительным значениям фактора II в точках обособляются руч. Западный отвилок и Восточный отвилок в верховьях, которых предшественниками была обнаружена точка свинцовой минерализации (Матюша, 2009).

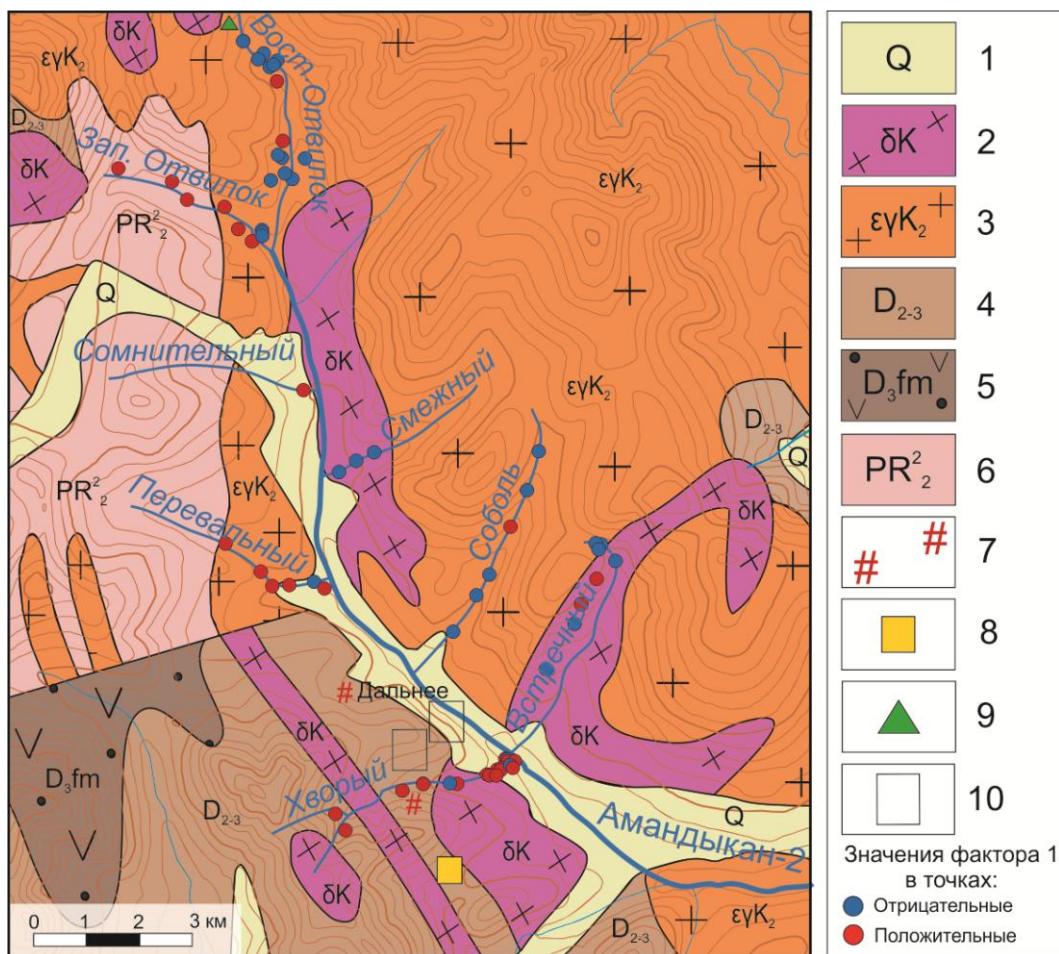


Рис. 13. Картограмма значений фактора I. Расшифровка легенды на рисунке 2.



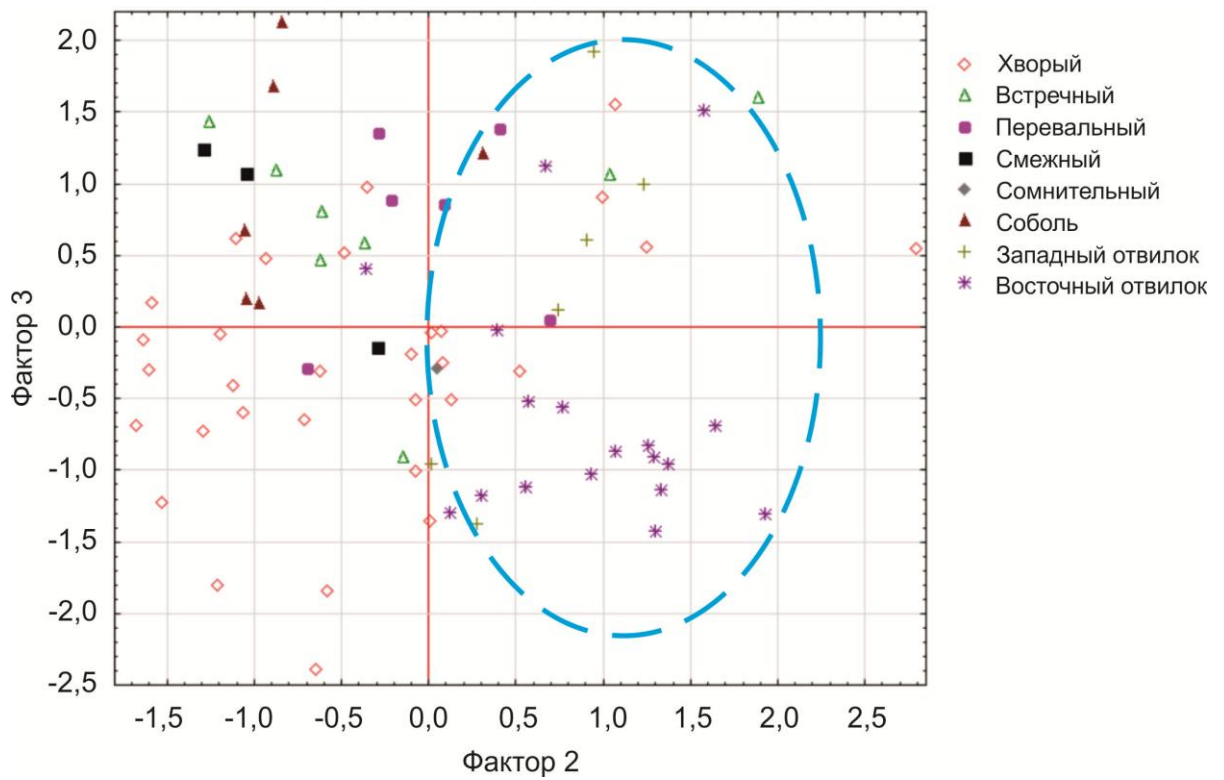


Рис. 14. Диаграмма значений факторов II и III.

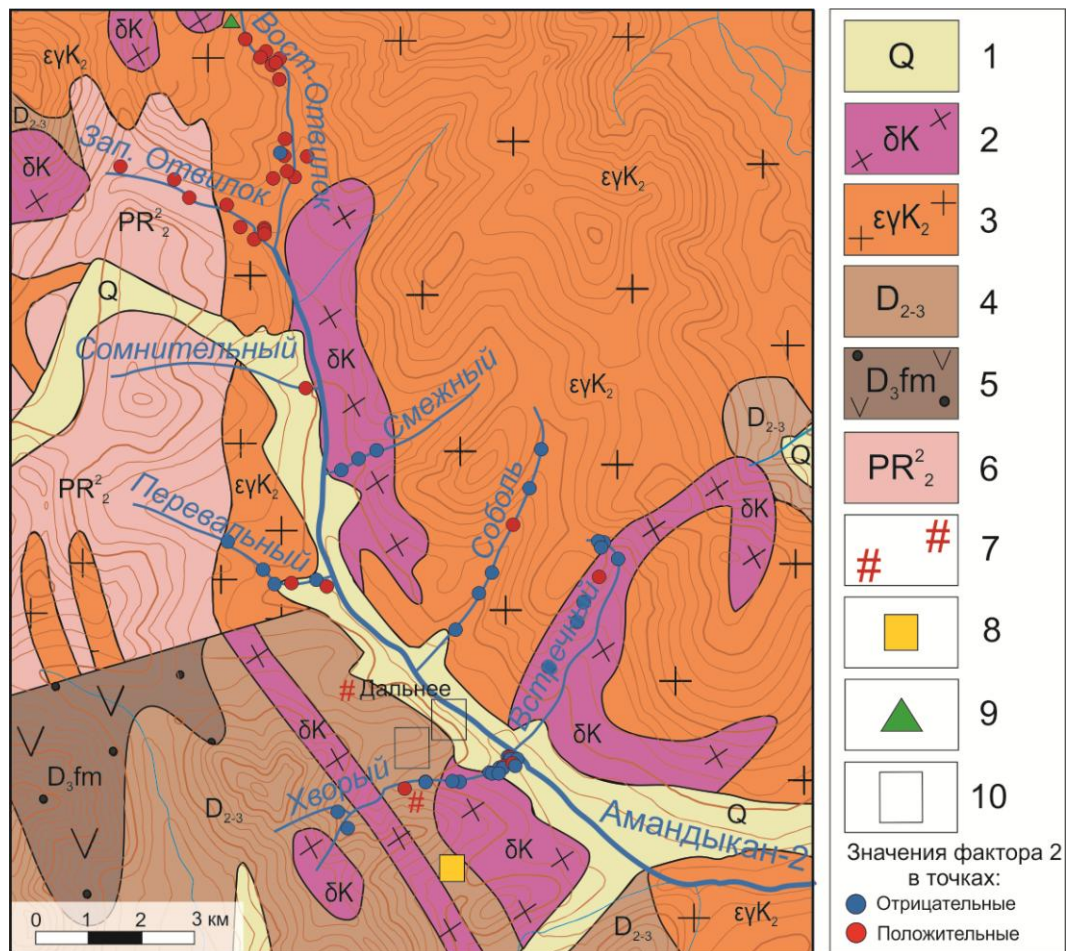


Рис. 15. Картограмма значений фактора II. Расшифровка легенды на рисунке 2.

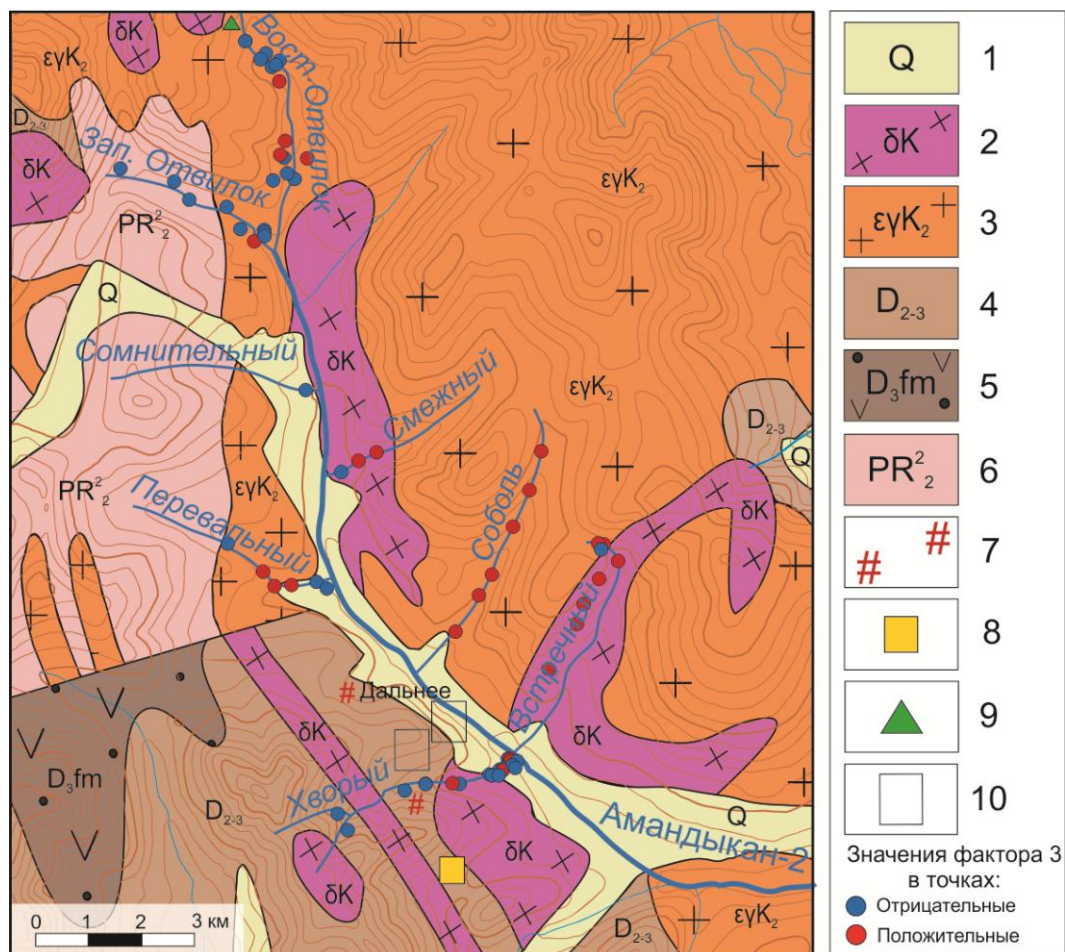


Рис. 16. Картограмма значений фактора III. Расшифровка легенды на рисунке 2.

Третий фактор, возможно, демонстрирует взаимосвязь группы минералов гранатов с самородным золотом и мышьяком. Эту зависимость подтверждают результаты статистического анализа минерального состава шлиховых проб, где между золотом и гранатами наблюдаются наиболее высокие значения корреляции. Помимо этого, наибольшие нагрузки в структуре фактора имеют Al, Si, Ca. Данные элементы могут указывать на гроссуляр, который широко распространен в шлиховых пробах. Данный минерал является характерным маркером контактово-метасоматических процессов, а в частности скарнов, которые имеют распространение по бортам правых притоках руч. Амандыкан 2-ой. Присутствие золота в данном факторе может указывать на различный коренной источник золоторудной минерализации по отношению к первому фактору, которым в этом случае, вероятно, являются скарны с золоторудной минерализацией.

## Сравнение бассейна руч. Анмандыкан 2-ой с другими группами

### ВОДОТОКОВ

Аллювиальные россыпи района среднего течения р. Ульбея в течение 80 лет продолжают оставаться главным поставщиком золота на рассматриваемой территории. Следует отметить, что большинство россыпей либо уже отработано, либо являются непромышленными. Единственным близлежащим месторождением россыпного золота является руч. Левый Джанку, который расположен в бассейне нижнего течения р. Сибега (рис. 1). В связи с тем, что промышленная россыпь на данном водотоке выявлена в 1992 г, а эксплуатация продолжается до сегодняшнего дня, россыпь ручья, а также верховья водотока достаточно детально изучены предшественниками и коллегами. Поэтому наиболее рационально будет провести сравнение по нескольким аспектам бассейна руч. Анмандыкан 2-ой именно с бассейном нижнего течения р. Сибега, куда входит руч. Левый Джанку, а также несколько соседних водотоков, где выявлены непромышленные россыпи.

Геологическое строение. В геологическом строении оба бассейна расположены в контактовой зоне позднемеловых гранитоидных интрузий с терригенными, терригенно-карбонатными, и вулканическими породами преимущественно верхнего протерозоя, девона, и нижнего мела. Исследования коллег, которые проходили в верховьях водотоков бассейна нижнего течения р. Сибега, обнаружили в значительном количестве кварцевые жилы с содержаниями золота до 5 г/т. Данные жилы были расположены в вулканитах нижнего мела и связаны с внедрением гранитных интрузий. Кроме этого, вокруг указанных жил коллегами были подтверждены обширные ореолы пропилитизации (Павлова, 2021; Каварзин, 2021).

В верховьях и по бортам правых притоков руч. Анмандыкан 2-ой, где зафиксированы в шлихах знаки самородного золота наблюдаются схожие процессы и образования (Матюша, 2009; Конченко, 2021).

Таким образом, перспективными на коренное золото участками могут являться обширные ореолы метасоматического преобразования вмещающих пород, которые расположены в непосредственной близости от тектонических дислокаций. Это еще раз подчеркивает, что присутствие самородного золота в россыпях в указанном районе связано с образованием коренных источников в зоне экзоконтакта меловых гранитоидов с терригенными и вулканическими породами.

Минеральный состав шлиховых проб. Анализ минерального состава шлиховых проб водотоков бассейна нижнего течения р. Сибега (руч. Левый Джанку, Гранитный,

Пасмурный) характеризуется присутствием в пробах магнетита, ильменита, амфибола, граната, циркона, монацита, шеелита и сульфидов (пирит, сфалерит, халькопирит, галенит), что в совокупности указывает на минеральную ассоциацию характерную для гранитоидных комплексов (Павлова, 2021; Червоник, 2021). Минеральный состав шлиховых проб левых притоков руч. Анмандыкан 2-ой, в целом, отражает схожую минеральную ассоциацию, в которой первостепенную роль занимают магнетит, циркон и амфибол, характерные акцессорные минералы гранитоидных интрузий. Для правых притоков характерно повышенное количество гранатов, сульфидов, шеелита, единичные знаки малахита и азурита, по отношению к другим водотокам, что указывает на распространение по бортам ручьев интенсивных процессов контактово-метасоматических преобразований.

Таким образом, по результатам сравнения минерального состава шлихов, отобранных из водотоков двух бассейнов можно сделать вывод, что в верховьях и бортах правых притоков руч. Анмандыкан 2-ой гидротермально-метасоматические преобразования имеют широкое распространение по отношению к левым притокам, и по отношению к руч. Левый Джанку, Гранитный, Пасмурный бассейна нижнего течения р. Сибега. Помимо этого, в ходе маршрутов в верховьях вышеуказанных ручьев коллегами неоднократно были выявлены разнообразные метасоматические образования, однако характер их распространения был крайне локален (Павлова, 2021).

Морфология и химический состав самородного золота. Данные по морфологии зерен золота, отобранных с разных водотоков района исследования, не имеют отличительных особенностей. В основном преобладают изометрические, игольчатые, комковатые и нитевидные разновидности. Размер в среднем варьирует от 300 до 800 мкм, однако, единичные зерна, отобранные на руч. Левый Джанку, Гранитный и Хворый могут достигать 1500-2000 мкм. Следует отметить, что большая часть всех золотинок, отобранных из водотоков двух бассейнов имеет среднюю и низкую окатанность. Поверхности зерен зачастую неровные, бугристые. Цвет изменяется от тускло-желтого до ярко-желтого с пленками темных тонов. Во многих золотинок в полостях цвет меняется на более светлый, что может указывать о сравнительно недавнее разрушение минерального заполнения пустот (Павлова, 2021; Червоник, 2021).

По химическому составу самородное золото, отобранное на водотоках бассейна нижнего течения р. Сибега неоднородное. У большинства зерен центральные части характеризуются низкопробными зонами. Так для руч. Левый Джанку среднее содержание золота – 730 ‰, а для руч. Гранитный и Пасмурный – 740 ‰. Краевые и периферийные

части зерен характеризуются высокопробными зонами со средним содержанием золота 940 ‰ (Павлова, 2021; Червоник, 2021).

Химический состав самородного золота, отобранного на водотоках бассейна руч. Анмандыкан 2-ой также характеризуется неоднородным строением. Содержание золота в центральных частях в основном изменяется от 600 до 800 ‰. Периферийные части, наоборот, более высокопробные с содержанием золота 950 ‰. Следует отметить, что границы между низкопробными и высокопробными зонами пористые, зачастую извилистые. По составу золото, отобранное из двух бассейнов низкопробное и относительно низкопробнее (Петровская, 1973). Главной примесью является серебро (до 50 мас. %), однако в нескольких зернах, отобранных на руч. Пасмурный была встречена примесь ртути (до 5 мас. %). Практически во всех золотилах встречаются включения, которые в основном представлены кварцем, полевыми шпатами, оксидами и гидроксидами железа, пиритом. В единичных зернах золота, отобранных в бассейне нижнего течения р. Сибига встречались включения плюмбоярозита и сфалерита. Размер включений не превышает 40 мкм.

Таким образом, зерна золота, отобранные из разных водотоков бассейна руч. Анмандыкан 2-ой и бассейна нижнего течения р. Сибига не имеют отличительных как морфологических, так и химических особенностей. Кроме этого, наличие в золотилах полостей и углублений более светлого цвета по отношению к другим частям зерен (обусловлено относительно недавним разрушением минеральных включений), не повсеместное распространение маломощных высокопробных кайм (указывает на слабое преобразование, малое время пребывания золота в экзогенных условиях), находки зерен золота в сростании с породообразующими минералами (кварц, полевые шпаты) позволяют предполагать, что коренной источник золота в обоих бассейнах расположен в непосредственной близости от водотоков.

Коренные источники золота. На настоящий момент времени данный раздел до сих пор является дискуссионным. На основании работ предшественников и коллег коренными источниками золота в бассейне нижнего течения р. Сибига могут являться два типа золоторудной минерализации. Первый тип относится к золото-сульфидной формации и связан с галенит-сфалеритовыми прожилками, которые сформировались в зоне экзоконтакта андезитов с гранитоидами в высоко-среднетемпературных условиях. Второй тип относится к золото-кварц-сульфидной формации и связан с образованием кварцевых жил в метасоматически преобразованных вмещающих породах (Каварзин, 2021; Павлова, 2021).

Что касается бассейна руч. Анмандыкан 2-ой, то предполагается наличие как минимум двух генетических типов золоторудной минерализации: золото-кварц-сульфидный тип, который связан с зонами прожилково-жильного окварцевания и скарновый тип, который расположен в зоне контакта позднемеловых гранитоидов с терригенно-карбонатными породами протерозоя и девона.



## Выводы

На основании минерального состава шлиховых проб, составе пород, которые дренируют водотоки, исследовав химический состав и морфологию самородного золота, а также химический состав минералов из россыпей и геохимические особенности шлихов, можно сделать следующие выводы касательно бассейна руч. Анмандыкан 2-ой:

1) Основными источниками сноса материала в водотоки являются гранитоидные интрузии мелового возраста, терригенно-карбонатные породы среднего-верхнего девона и кремнисто-доломитовые породы позднего протерозоя. Данный факт подтверждают наличие в шлиховых пробах большого количества минералов кварца, полевых шпатов, магнетита, ильменита, амфибола, циркона и монацита.

2) Выявлены две золоторудные россыпные минеральные ассоциации, включающие в себя в первом случае самородное золото, халькопирит, сфалерит, пирит, минералы группы гранатов. Источником данной ассоциации предположительно могут являться щелочно-гранитоидные интрузии, которые характеризуются широким распространением гидротермально-метасоматических преобразований. Вторая ассоциация представлена самородным золотом, шеелитом и минералами группы гранатов, преимущественно гроссуляр-андрадитового состава. Источником вышеперечисленных минералов являются контактово-метасоматические процессы, а в частности скарны, образование которых в данном районе связано с внедрением позднемеловых интрузий гранитоидного состава в терригенные и терригенно-карбонатные породы верхнего девона и позднего протерозоя.

3) На основании сростков золота с другими минералами, слабой окатанности, наличия в полостях золотинок более светлых оттенков, штриховки на поверхности зерен и не повсеместного распространения высокопробных экзогенных кайм, позволяют сделать вывод о близости коренных источников. Кроме этого, в шлиховых пробах были зафиксированы зерна шеелита, сфалерита, галенита, халькопирита, а также единичные знаки малахита и азурита, которые обладают слабой механической прочностью и не могут долго сохраняться в россыпях. Этот факт еще раз доказывает незначительный перенос материала от коренных источников.

4) Коренными источниками могут выступать как минимум два генетических типа золоторудной минерализации: золото-кварц-сульфидный тип, который связан с зонами прожилково-жильного окварцевания и скарновый тип золото-полиметальной формации. Помимо этого, установлено, что свинцовая минерализация не несет золоторудной нагрузки.

5) Следует подчеркнуть сопоставимость результатов минералогического и геохимического анализов шлиховых проб на исследуемой территории, что в будущем позволит сократить трудозатраты в процессе проведения геологоразведочных работ по поиску коренного золотого оруденения в данном районе.

Район среднего течения р. Ульбея давно представляет огромный интерес в геологическом отношении, в первую очередь за счет добычи благородных металлов, таких как золото. На настоящий момент времени данный район характеризуется низкими прогнозными ресурсами рудного золота, однако этот факт в первую очередь связан с неполноценным изучением территории, а также незавершенности большинства проведенных работ прошлых лет и избыточной направленности на поиски объектов определенного типа.

Выявленные по результатам данного исследования закономерности распределения россыпной золоторудной ассоциации позволят в дальнейшем способствовать прогнозно-поисковым работам на россыпное и коренное золото в районе. Данные работы в будущем позволят оценить перспективность оруденения в различных формациях в пределах района, возможно, обнаружить новые рудопроявления.



## Список литературы

1. Братухин Ю.Г., Юдина В.Н. Отчет «О работе Сибеганской детальной геолого-поисковой партии масштаба 1:50 000 за 1958 г» в 2-х томах. Том №1.
2. Государственный доклад «О состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2019 году». – М.: Министерство природных ресурсов и экологии Российской Федерации, 2020.
3. Гринберг Г.А. Вулканические и интрузивные формации Приохотья. М.: Наука, 1976 г., 189 с.
4. Захаров М.Н. Отчет о работе Нюлкалинской геолого-съёмочной партии масштаба 1:50000 за 1960 год в 2-х томах. Том №1. Пос. Хасын. 1961 г.
5. Зувев М.В. Отчёт о поисковых работах на золото в восточной части Охотского района за 1981-1985гг. (Кавинская партия) в 2-х томах. Том №II Текстовые приложения. Охотск, 1985г.
6. Каварзин П.В. Проектирование поисковых работ на рудное золото на участке «Левый Джанку» (Хабаровский край). (Курсовой проект). Санкт-Петербургский горный университет, 2021.
7. Казакова Г.Г., Васькин А.Ф., Кропачев А.П., Щербаков О.И. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Р-54 Оймякон. Объяснительная записка. СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. 400 с.
8. Конченко А.В. Проект поисковых работ на коренное золото на перспективной площади Анмандыкан-2 (Хабаровский край). Дипломная работа. Санкт-Петербургский горный университет, 2021.
9. Котова И.К., Булдаков И.В. Факторный анализ при исследовании геологических систем: Элементарные основы факторного анализа. Принципы интерпретации его результатов: учебно-метод. пособие. СПб.: С.-Петерб. ун-т, 2009 г., 48 с.
10. Матюша И.П. Информационный отчет по незавершенному геологическому заданию «О результатах поисковых и оценочных работ на рудное золото в бассейне реки Сибеган, правого притока реки Ульбея на 2006-2009 гг. (объект Сибеган)». Хабаровск, 2009 г., 98 с.
11. Павлова М.А., Решетников П.А., Петров С.В., Бушуев Я.Ю. Применение статистической обработки литогеохимических данных на примере одного из золоторудных объектов Дальнего Востока. – 2021. – № 27. – С. 82-84.

12. Павлова М.А., Червоник Н.С. Вещественные и морфологические особенности самородного золота россыпей ручьев Левый Джанку и Гранитного (Хабаровский край) // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез, гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.
13. Песков Е.Г., Умитбаев Р.Б. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Приохотская. Лист Р-54-XXXVI. Объяснительная записка. М., 1977. 80 с.
14. Петровская Н.В. Самородное золото. Общая характеристика, типоморфизм, вопросы генезиса. М.: ИГЕМ РАН, 1973. 345 с.
15. Смирнов Д.И., Гуськов Д.А., Павлова М.А., Петров С.В. Россыпная золоторудная ассоциация района среднего течения р. Ульбея (Охотский район, Хабаровский край). // Новое в познании процессов рудообразования: Одиннадцатая Российская молодежная научно-практическая Школа. Сборник материалов. - М.: ИГЕМ РАН, 2022.
16. Соболев Н.В. парагенетические типы гранатов. М., Наука, 1964. 216 с.
17. Червоник Н.С. Сравнительная характеристика россыпного золота ручьев Левый Джанку и Гранитный: дипл. работа (диссертация магистра геологии). Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, 2021.
18. PetroExplorer. Geochemical software [Электронный ресурс] / MineralCalc // Режим доступа: <https://petroexplorer.ru/ru/mnu-pe-ru/st-mnu/mincalc-mnu-ru/57-mincalc-review-ru.html>, свободный. – Загл. С экрана. – Яз. рус.