



I Всероссийская полевая конференция с международным участием  
 (Кызыл – Сангилен, 14–30 июля 2018 г.)  
 ГЕОЛОГИЯ, МАГМАТИЗМ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЦЕНТРА АЗИИ  
 2018: РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ САНГИЛЕНА  
 (ЩЕЛОЧНЫЕ ИНТРУЗИВЫ, КАРБОНАТИТЫ)

## ПРОГРАММА ПОЛЕВОЙ КОНФЕРЕНЦИИ ПУТЕВОДИТЕЛЬ ЭКСКУРСИИ



ТувИКОПР СО РАН  
 Кызыл – Карасуг – Улатай – Сангилен  
 2018

## ОГЛАВЛЕНИЕ

<b>ПРОГРАММА ПОЛЕВОЙ КОНФЕРЕНЦИИ</b> .....	3
Секция “АКТУАЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ МИНЕРАЛОГИИ, ГЕОХИМИИ И ГЕНЕЗИСА КАРБОНАТИТОВ” .....	3
Секция “ТЕКТОНИКА, ГЕОЛОГИЯ И МАГМАТИЗМ ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА”	4
Секция “ГЕОЛОГИЯ, СОСТАВ И ГЕНЕЗИС ЩЕЛОЧНЫХ МАГМАТИТОВ, ПЕГМАТИТОВ И КАРБОНАТИТОВ” .....	5
Секция “РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ В ФАНЕРОЗОЙСКИХ СТРУКТУРАХ ТУВЫ” .....	6
<b>ПУТЕВОДИТЕЛЬ ЭКСКУРСИИ</b> .....	8
<b>Барит-флюорит-железорудно-редкоземельное оруденение Центрально-Тувинского карбонатитового пояса</b> .....	8
<b>Карасугское месторождение (1-й объект)</b> .....	10
<b>Улатайская группа проявлений (2-й объект)</b> .....	16
<b>Тээли-Оргудыдская группа проявлений (3-й объект)</b> .....	18
<b>Сангиленское нагорье</b> .....	20
<i>Западный Сангилен</i> .....	20
<b>Синколлизийный Матутский гранитоидный массив (4-й объект)</b> .....	20
<b>Эрзинский метаморфический комплекс (5-й объект)</b> .....	24
<b><i>Сольбельдерское поле редкометальных гранитных пегматитов</i></b> .....	27
<b>Жильная серия проявления Шук-Бюль (6-й объект)</b> .....	31
<b>Жилы сподуменовых пегматитов проявления Кара-Адыр (7-й объект)</b> .....	32
<b><i>Интрузивы щелочных пород и карбонатитов Центрального Сангилена</i></b> .....	33
<b>Дахунурский массив (8-й объект)</b> .....	33
<b>Баянкольский массив (9-й объект)</b> .....	35
<b>Чикский массив (10-й объект)</b> .....	35
<b>Изотопно-геохронологические исследования</b> .....	36
<b>Литература</b> .....	37
<b>Приложение 1. Список участников</b> .....	39
<b>Приложение 2. Космоснимки участков</b> .....	40

## ПРОГРАММА ПОЛЕВОЙ КОНФЕРЕНЦИИ

### 14 ИЮЛЯ

9:00 – 18:00 Размещение участников конференции в гостиницах г. Кызыла<sup>1</sup>, ознакомление с достопримечательности города

---

### 15 ИЮЛЯ

15:00 – 16:00 Регистрация участников конференции, экскурсия в Национальный музей им. Алдан-Маадыр РТ<sup>2</sup>

---

### 16 ИЮЛЯ

8:00 – 8:30 Регистрация участников конференции, проставление отметки в командировочных удостоверениях.

8:30 – 12:00 Выезд на Карасугское железорудно-барит-флюорит-редкоземельное месторождение (1-й объект полевой конференции), 180 км от г. Кызыл

13:00 – 18:00 **ЭКСКУРСИЯ по Карасугскому месторождению.** Гид: Никифоров Анатолий Викторович.

---

#### Секция “АКТУАЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ МИНЕРАЛОГИИ, ГЕОХИМИИ И ГЕНЕЗИСА КАРБОНАТИТОВ”

19:00 – 19:20 **Позднемезозойские карбонатиты Центрально-Тувинского ареала.** *Никифоров Анатолий Викторович<sup>3</sup> (ИГЕМ РАН, Москва).*

19:20 – 19:40 **Карбонатиты и сопряжённые высокотемпературные щелочные метасоматиты.** *Спиридонов Эрнст Максович (МГУ, Москва).*

19:40 – 20:00 **К-щелочные системы: дифференциация от ультраосновных пород до гранитов.** *Владыкин Николай Васильевич (ИГХ СО РАН, Иркутск).*

---

### 17 ИЮЛЯ

9:00 – 14:00 Переезд на Улатайское рудное поле карбонатитов (2-й объект), 150 км от лагеря на Карасуге.

15:00 – 18:00 **ЭКСКУРСИЯ по Улатайскому рудному полю карбонатитов.** Гиды: Никифоров Анатолий Викторович, Лебедев Владимир Ильич.

19:00 – 19:10 **Структурные особенности обогащенных РЗЭ шлаков из древних плавильных печей Улатай-Чозского рудного поля.**

---

<sup>1</sup> Гостиницы (по мере удорожания стоимости проживания от 800 до 7700 руб): 1) Монгулек - тел. 8(39422)21353; 2) Одуген – тел. 8(39422)32518; 3) Азимут (Эне-Сай) - тел. 8(39422)37073. Справки о вариантах проживания по тел. 8-923-387-3762, Монгуш Андрей Александрович.

<sup>2</sup> Ответственные лица Монгуш А.А. и Сугоракова Амина Мидхатовна – 8-913-342-9097.

<sup>3</sup> Здесь и далее указаны Ф.И.О. только докладчиков. Полный список соавторов работы, по которой делается доклад, указывается на титульном листе презентации.

*Сугоракова Амина Мидхатовна (ТувИКОПР СО РАН, Кызыл).*

- 19:10 – 19:25 **Арсениды кобальта в карбонатитах Улатая.** *Лебедев Владимир Ильич (ИГМ СО РАН, Новосибирск)*
- 19:25 – 19:40 **Эгириновые Mn-Fe карбонатиты Лозовской зоны смятия Горного Крыма.** *Спиридонов Эрнст Максович (МГУ, Москва).*
- 19:40 – 20:00 **Деформация и гидротермальная переработка карбонатитов: последствия для Nb и редкоземельной металлогении.** *Шахмурадян Антон Ролланыч (University of Manitoba, Canada).*

---

## **18 ИЮЛЯ**

- 8:30 – 9:00 Переезд, 10 км от лагеря на Улатае.
- 9:00 – 10:00 **ЭКСКУРСИЯ по Тээли-Оргудыдскому рудному полю карбонатитов (3-й объект).** Гиды: Лебедев Владимир Ильич, Сугоракова Амина Мидхатовна.
- 10:00 – 18:00 Переезд на Матутский участок, р. Эрзин (4,5-й объекты), 250 км от лагеря на Улатае.

---

### Секция “ТЕКТОНИКА, ГЕОЛОГИЯ И МАГМАТИЗМ ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА”

- 19:00 – 19:20 **Тектоническая эволюция ранних каледонид Тувы и метаморфизм С-З окраины Тувино-Монгольского массива.** *Монгуш Андрей Александрович (ТувИКОПР СО РАН)*
- 19:20 – 19:40 **Орогенезис и коллизионные процессы (на примере тектонических структур Западного Сангиленна).** *Владимиров Владимир Геннадьевич (ИГМ СО РАН, Новосибирск).*
- 19:40 – 20:00 **Региональная геология Сангиленна (стратиграфия, магматизм, метаморфизм, тектоника, геохронология).** *Гибшер Анатолий Станиславович (ИГМ СО РАН, Новосибирск).*

---

## **19 ИЮЛЯ**

- 9:00 – 18:00 **Экскурсия по Матутскому участку: гранитоидный массив, габбро-гранитные дайки (4-объект).** Гид: Владимиров Владимир Геннадьевич.
- Экскурсия по эрзинскому метаморфическому комплексу (5-й объект).** Гид: Гибшер Анатолий Станиславович.
- 19:00 – 19:20 **Габбро-гранитные ассоциации Западного Сангиленна.** *Кармышева Ирина Владимировна (ИГМ СО РАН, Новосибирск).*
- 19:20 – 19:40 **Базитовый магматизм Западного Сангиленна.** *Шелепаев Роман Аркадьевич (ИГМ СО РАН, Новосибирск)*
- 19:40 – 20:00 **Литосферная мантия под Западным Сангиленом: состав, строение и эволюция по данным изучения мантийных ксенолитов.** *Гибшер Анастасия Анатольевна (ИГМ СО РАН, Новосибирск).*
-



---

**20 ИЮЛЯ**

9:00 – 18:00

Переезд на Соль-Бельдырское рудное поле сподуменовых пегматитов (6,7-й объект), 120 км от лагеря на Матуте.

---

Секция “ГЕОЛОГИЯ, СОСТАВ И ГЕНЕЗИС ЩЕЛОЧНЫХ МАГМАТИТОВ, ПЕГМАТИТОВ И КАРБОНАТИТОВ”

19:00 – 19:20

**Флогопит из карбонатитов и фоскоритов: важное хранилище редких элементов.** *Регур Екатерина Петровна (University of Manitoba, Canada).*

19:20 – 19:40

**Позднепалеозойский магматизм Сангиленского нагорья.** *Никифоров Анатолий Викторович (ИГЕМ РАН, Москва).*

19:40 – 20:00

**Возрастные рубежи формирования и особенности состава редкометальных гранитных пегматитов Центрального и Южного Сангиленга.** *Кузнецова Людмила Геннадьевна (ИГХ СО РАН, Иркутск).*

---

**21 ИЮЛЯ**

9:00 – 12:00

**ЭКСКУРСИЯ по Соль-Бельдырскому рудному полю сподуменовых пегматитов, участок Шук-Бюль (6-й объект).** Гид: Кузнецова Людмила Геннадьевна.

13:00 – 18:00

**ЭКСКУРСИЯ по Соль-Бельдырскому рудному полю, участок Кара-Адыр (7-й объект).** Гид: Кузнецова Людмила Геннадьевна.

19:00 – 19:20

**Проблемы петрогенезиса редкометальных гранитных пегматитов на примере Сольбельдерского пегматитового поля.** *Кузнецова Людмила Геннадьевна (ИГХ СО РАН, Иркутск).*

19:20 – 19:40

**Щелочной и карбонатитовый магматизм кольцевых щелочно-ультраосновных массивов Маймеча-Котуйской провинции.** *Расс Ирина Теодоровна (ИГЕМ РАН, Москва).*

19:40 – 20:00

**Щелочные породы Дахунурского массива (Юго-Восточная Тува).** *Никифоров Анатолий Викторович (ИГЕМ РАН, Москва).*

---

**22 ИЮЛЯ**

8:00 – 8:30

Переезд, 10 км от лагеря на Соль-Бельдыре.

8:30 – 16:30

**ЭКСКУРСИЯ по Дахунурскому интрузивному массиву ультраосновных фойдолитов и фойяитов (8-й объект).** Гид: Никифоров Анатолий Викторович.

16:30 – 18:00

Переезд на Баян-Кольское месторождение нефелиновых сиенитов (9-й объект), 35 км от лагеря на Соль-Бельдыре.

19:00 – 19:15

**Особенности состава древнейших в России метакимберлитов Кимозера (Карелия) и причины, их обусловившие.** *Путинцева Елена Владимировна (С.-П.ГУ, С.-Петербург).*

19:15 – 19:30

**Генетическая связь ультраосновных и щелочных пород в массиве Инагли (Алданский шит).** *Радомская Татьяна Александровна, Владыкин Николай Васильевич (ИГХ СО РАН, Иркутск)*

- 19:30 – 19:45 **Первые данные Ar-Ar датирования щелочных пород Баянкольского массива (плато Сангилен, ЮВ Тува).** *Кужугет Ренат Васильевич (ТувИКОПР СО РАН, Кызыл).*
- 19:45 – 20:00 **Минералогические и геохимические особенности щелочных массивов Юго-Восточной Тувы.** *Козулина Тамара Викторовна (НИ ТГУ, Томск).*

---

## 23 ИЮЛЯ

- 9:00 – 18:00 **ЭКСКУРСИЯ по Баян-Кольскому месторождению нефелиновых сиенитов.** Гиды: Никифоров Анатолий Викторович, Кужугет Ренат Васильевич.

---

### Секция “РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ В ФАНОРОЗОЙСКИХ СТРУКТУРАХ ТУВЫ”

- 19:00 – 19:15 **Минералого-геохимические особенности и РТ-условия образования золото-сульфидно-кварцевого месторождения Тардан (Тува, Россия).** *Кужугет Ренат Васильевич (ТувИКОПР СО РАН, Кызыл).*
- 19:15 – 19:30 **Благороднометалльная минерализация Биче-Кадыр-Осского золото-меднопорфирового рудопроявления (Восточная Тува).** *Ооржак Шолбан Николаевич (ТувИКОПР СО РАН, Кызыл).*
- 19:30 – 19:45 **Геологическое строение и типоморфизм золота Эйлигхемского золото-кварцевого месторождения.** *Хертек Чаяна Март-ооловна (ТувИКОПР СО РАН, Кызыл).*
- 19:45 – 20:00 **Россыпеобразующее золото россыпи р. Эми (Восточный Сангилен).** *Прудников Сергей Григорьевич (ТувИКОПР СО РАН, Кызыл).*

---

## 24 ИЮЛЯ

- 9:00 – 15:00 Переезд на Чикский массив щелочных и карбонатитоподобных пород (10-й объект)<sub>2</sub>, 60 км от лагеря на Баян-Коле.
- 19:00 – 19:15 **Новые минералы-геохронометры для датировки карбонатитов и щелочных ультраосновных пород (на примере Кара-Сугского и Чикского объектов).** *Сугоракова Амина Мидхатовна (ТувИКОПР СО РАН, Кызыл), Никифоров Анатолий Викторович (ИГЕМ РАН, Москва).*
- 19:15 – 19:30 **Щелочные породы Чикского массива (Юго-Восточная Тува).** *Поляков Николай Анатольевич (ИГЕМ РАН, Москва), Никифоров Анатолий Викторович (ИГЕМ РАН, Москва).*
- 19:30 – 19:45 **Кальцитовые ийолит-уртиты интрузива Чик-Хем.** *Спиридонов Эрнст Максович (МГУ, Москва).*
- 19:45 – 20:00 резерв

---

## 25 ИЮЛЯ

- 9:00 – 18:00 **ЭКСКУРСИЯ по Чикскому массиву.** Гид: Никифоров Анатолий

	Викторович
19:00 – 20:00	<b>Обсуждение работы секций.</b>
<b>26 ИЮЛЯ</b>	резерв, на случай непогоды
<b>27 ИЮЛЯ</b>	резерв, на случай непогоды
<b>28 ИЮЛЯ</b>	
9:00 – 18:00	Переезд на Матутский участок, 120 км от лагеря на Чик-Хеме.
19:00 – 20:00	<b>Подведение итогов конференции.</b>
<b>29 ИЮЛЯ</b>	
9:00 – 13:00	Выезд в г. КЫЗЫЛ

## ПУТЕВОДИТЕЛЬ ЭКСКУРСИИ

### **Барит-флюорит-железородно-редкоземельное оруденение Центрально-Тувинского карбонатитового пояса**

*Сугоракова А.М.<sup>4</sup>, ТувИКОПР СО РАН, г. Кызыл, [samina51@inbox.ru](mailto:samina51@inbox.ru)*

В пределах Центральной Тувы сосредоточена серия однотипных проявлений позднемезозойских карбонатитов. Самым известным и наиболее изученным из них является Карасугское комплексное месторождение Fe, Ba, Sr, F, U, Mo и REE. Геологами Болониным А.В., Никифоровым А.В., Поповым В.А., Сугораковой А.М., Лыхиним Д.А. в разное время (1980-1988, 1994, 2002-2004) изучалось геологическое строение большинства участков карбонатитовых проявлений, особенности их минерального и химического состава. Это позволило, с учетом результатов геологоразведочных работ, проведенных ВСЕГЕИ, Горной экспедицией (1946-1959) и Березовским ПГО (1980-1989), составить оригинальные варианты геологических карт разных масштабов, на основе комплекса признаков прийти к выводу об инъекционном магматическом генезисе рудоносных карбонатных образований. Этот вывод, с учетом типоморфных минералогическо-геохимических признаков, представляется достаточным для отнесения рассматриваемых образований к карбонатитам.

Район распространения позднемезозойских карбонатитов находится на юге Алтае-Саянской складчатой области и охватывает структуры Тувинского рифтогенного прогиба, Хемчикско-Систигхемского прогиба и Куртушибинской зоны Западного Саяна (рис. 1). Куртушибинская зона сложена метаморфизованными толщами венд-кембрия и офиолитами. Хемчикско-Систигхемский прогиб представлен терригенной флишоидной толщей пород ордовика и силура, среди которых в отдельных горст-антиклиналях обнажены метаморфизованные породы венд(?)-нижнекембрийского фундамента. Тувинский прогиб выполнен вулканогенно-осадочными отложениями девона-нижнего карбона, при этом вулканические образования (основного и кислого состава) сосредоточены в нижнедевонской толще. Впадина характеризуется глыбово-складчатым строением при доминирующем восточном–северо-восточном простирании основных структурных элементов. Синклинали, картируемые по отложениям верхнего девона – нижнего карбона, имеют относительно простое брахиформное строение. Их разделяют, как правило, более узкие антиклинали, в которых породы нижнего-среднего девона сложно дислоцированы и разбиты разнонаправленными разломами на мелкие блоки. В антиклинальных структурах наблюдаются проявления разновозрастного магматизма и гидротермальной деятельности. В юрский период в регионе накапливались континентальные угленосные отложения, сохранившиеся в отдельных мульдах. В неоген-четвертичное время произошел рост современных горных сооружений Тувы и накопление рыхлых отложений в долинах рек и озер, прежде всего, в крупной Убсунурской озерной котловине, замыкающей район с юга.

---

<sup>4</sup> Здесь и далее Сугоракова А.М. не автор, а составитель соответствующих разделов путеводителя.



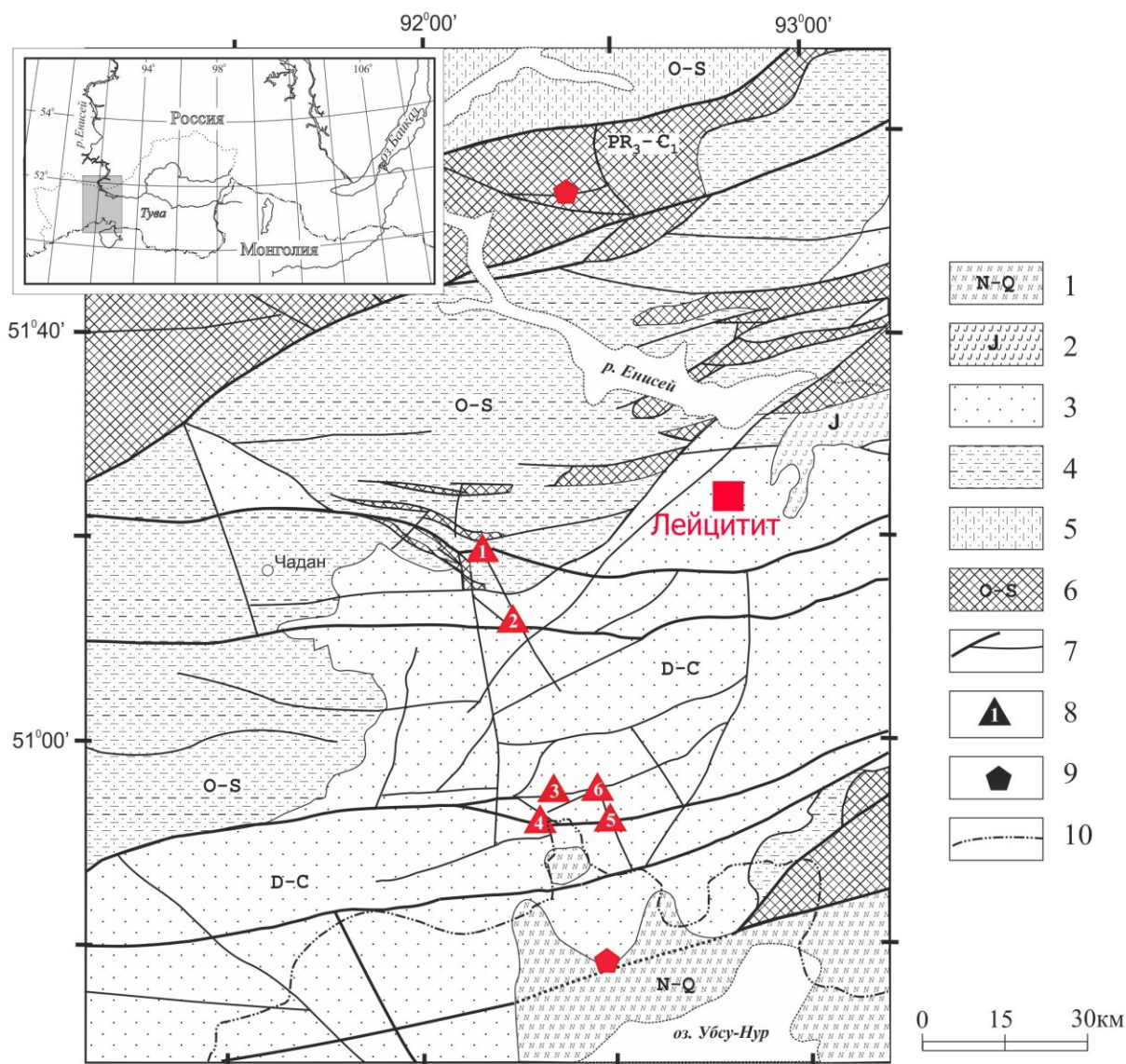


Рис.1. Геологическая карта района распространения карбонатитовых месторождений в Туве, составлена на основе геологической карты Тувинской АССР 1:500000 под редакцией А.А.Подкаменного и М.Л.Шермана, 1983.

1 - неоген-четвертичные рыхлые отложения; 2 - юра: сероцветные песчаники, алевролиты, аргиллиты, угли; 3 - девон-карбон (Тувинская впадина): песчаники, алевролиты, гравелиты, известняки, мергели, туффиты, в нижней части разреза основные и кислые эффузивы и туфы; 4 - ордовик-силур (Хемчикско-Систигхемский прогиб): песчаники, алевролиты, гравелиты, известняки; 5 - ордовик-силур: песчаники, аргиллиты, известняки; 6 - верхний протерозой-нижний кембрий: сланцы, кварциты, метабазиты, известняки; 7 - разнопорядковые разломы; 8 - рудные поля карбонатитовых месторождений и проявлений: Карасугское (1), Чаахольское (2), Тээли-Оргудыдское (3), Улатайское (4), Южно-Чозское (5), Северо-Чозское (6); 9 - рудопроявления: на севере - Чейлюхемское TR-Sr-флюорит-карбонатное, на юге - апатит-магнетит-флюорит-карбонатное; 10- государственная граница РФ.

Проявления карбонатитов группируются в субмеридиональной зоне, поперечной основным геологическим структурам палеозоя (рис. 1), в пределах которой контролируются субширотными разломами. Распределение карбонатитов имеет узловый характер. Они образуют шесть пространственно обособленных друг от друга участков (полей): Чайлюхемское на северном склоне Куртушибинского хребта, Карасугское и Чаахольское на северном склоне горного хребта Танну-Ола, на южном склоне этого

хребта размещаются Тээли-Оргудыдское, Улатайское, Северо-Чозское и Южно-Чозское поля (рис. 1). Карбонатитовые поля южного склона хребта сближены между собой, образуя Чоза-Улатайский узел.

### **Карасугское месторождение (1-й объект)**

Карасугское железорудно-барит-флюорит-редкоземельное месторождение включает в себя восемь тел карбонатитов, рассредоточенных на площади около 20 км<sup>2</sup> среди терригенных пород ордовика-силура и более древних метаморфизованных пород фундамента (рис. 2). Все тела локализованы в зонах разломов и узлах их пересечения среди измененных и брекчированных пород. Выделяются два крупных трубообразных тела размером в плане 400х550 и 670х750 м. Остальные тела карбонатитов представляют собой дайкообразные тела протяженностью от 300 до 1300 м и мощностью до 100-160 м. Трубообразные тела карбонатитов многофазны и сложены ранними анкерит-кальцитовыми и прорывающими их флюорит-барит-сидеритовыми карбонатитами. Небольшие тела сложены флюорит-барит-сидеритовыми карбонатитами. Среди карбонатитов присутствуют крупные блоки подробленных и измененных (грейзенизированных и аргиллизированных) гранитов. С вмещающими терригенными породами карбонатиты имеют резкие субвертикальные и крутопадающие контакты. Карбонатиты насыщены относительно мелкими угловатыми обломками вмещающих песчаников, алевролитов и гранитоидов. В породах второй фазы внедрения встречаются обломки ранее кристаллизовавшихся анкерит-кальцитовых карбонатитов. Первичный минеральный состав карбонатитов, их текстуры и структуры относительно выдержаны по всему объему тел. Выделяются несколько стадий постмагматического минералообразования, которые, за исключением постмагматической гематитизации, для других проявлений карбонатитов Центральной Тувы не характерны. Карбонатиты на глубину от 100 до 300 метров окислены и значительно видоизменены с образованием структуры типа "железной шляпы".

Подсчитанные запасы отдельных компонентов в Карасугском месторождении (до глубины 500 м) – одни из крупнейших в мире, млн.т.: барита – 60, флюорита – 38, стронция – 4,5, РЗЭ – 4. Их дополняют значительные запасы железа – 100 млн.т и урана – 50 тыс.т. Все это определяет уникальность Карасугского карбонатитового месторождения.

Решающую роль в размещении и морфологии карбонатитовых тел играют разрывные нарушения. Рудоконтролирующая субмеридиональная зона разломов в пределах рудного поля изгибается, меняя свое направление на северо-западное. Это определяет позицию тел 1, 2, 3 и 4 (рис. 2). Главный шов крупного Широного разлома вмещает тела 5, 2 и 6, а в его северной ветви локализовано тело 9. Широный разлом, ограничивающий выступ фундамента на севере рудного поля, вмещает тело 4. Рудовмещающие разломы образуют многошовные зоны мощностью до 100 м, в которых породы интенсивно трещиноваты, местами брекчированы и гидротермально изменены.

В строении карбонатитовых тел участвуют граниты и разностадийные карбонатиты двух минеральных типов: безрудные анкерит-кальцитовые первой фазы внедрения и рудоносные флюорит-барит-сидеритовые карбонатиты второй фазы. Последние наиболее распространены и практически во всем объеме представляют собой комплексные многокомпонентные руды.

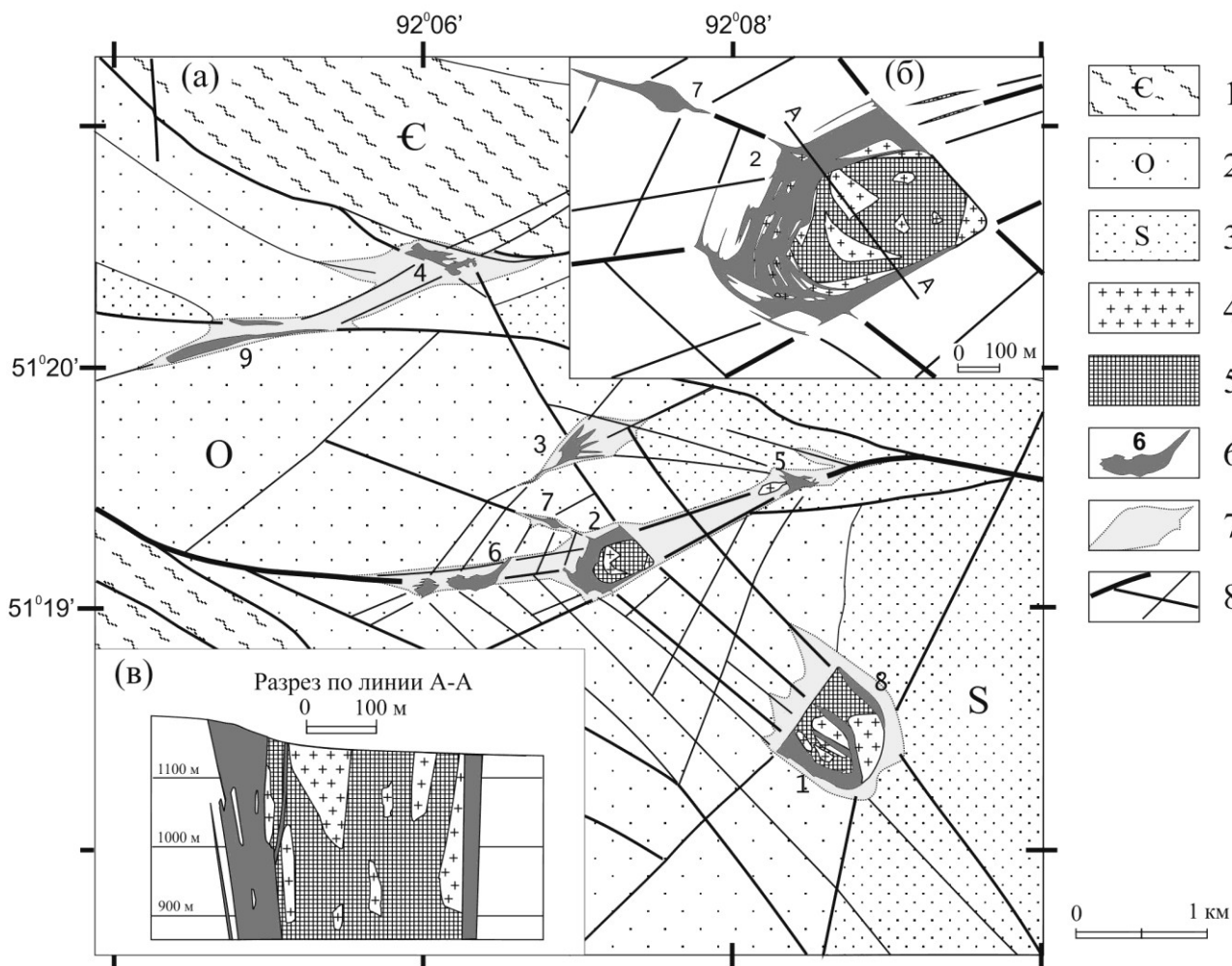


Рис. 2. Геолого-структурная схема карасугского комплекса (а), крупный план второго рудного тела (б) и разрез через него (в). Составлена с использованием материалов А.С. Митропольского (1959) и В.К. Максимова (1983).

1 - нижнекембрийский фундамент: сланцы, песчаники, известняки, порфириды; 2 - ордовикские песчаники, алевролиты, конгломераты; 3 - силурийские песчаники, алевролиты, мергели; 4 - граниты; 5 - анкерит-кальцитовые карбонатиты; 6 - рудные тела флюорит-барит-сидеритовых карбонатитов и их номера; 7 - сильно трещиноватые, брекчированные, осветленные и лимонитизированные вмещающие породы; 7 - разномасштабные разломы.

Граниты (118 Ма) среди карбонатитов образуют блоки-останцы и крупные глыбы в телах 1, 2 и 5, а также мелкие обломки в телах 3 и 6. В докарбонатитовый период первично лейкократовые биотитовые граниты были пересечены жилами аплитов и лампрофиров, подверглись ранней микроклинизации и интенсивной грейзенизации, затем вместе с терригенными породами претерпели приразломные низкотемпературные изменения: серицитизацию, аргиллизацию и окварцевание. Обломки всех этих пород и метасоматитов встречаются в карбонатитах.

Анкерит-кальцитовые карбонатиты – белые, массивные, мелко-среднезернистые породы гипидиоморфной, местами сериально-порфировидной структуры. На 55–75% сложены изометричнозернистым кальцитом и на 20–40% ромбоэдрическим анкеритом,

содержат также идиоморфные включения пирита (1–2%), кварца (1–2%), апатита (1%) и акцессории монацита, паризита, рутила, мусковита.

Флюорит-барит-сидеритовые карбонатиты (сокращенно – сидеритовые) – светло-серые породы равномерновкрапленной массивной или директивной текстуры и порфиroidной структуры. Порфиroidная структура карбонатитов определяется наличием в тонкозернистой основной массе разнообразных идиоморфных включенников: ромбоэдрического сидерита, призматического барита, кубического флюорита, пентагондодэкаэдрического пирита, пластинчатого бастнезита, дипирамидальных гексагонально-призматических кварца и апатита. Средний первичный состав карбонатитов (массовое содержание, %): сидерит 61, барит 20, флюорит 12, пирит 3, бастнезит 1,5, кварц 1, апатит 0,5, акцессорные – уранинит, молибденит, рутил, мусковит. В последующем сидеритовые карбонатиты испытали гипогенную гематитизацию и баритоцелестинизацию, а также гипергенное окисление до глубины 100–300 м, что изменило их первичный состав и определило наличие различных природных типов руд.

Карбонатитам обоих типов присуща брекчиевая текстура, обусловленная нахождением в них в среднем объемном количестве 20–25% мелких угловатых обломков вмещающих алюмосиликатных пород. Обломки часто перемежаются по своему составу (граниты, песчаники, алевролиты, грейзены, кварциты, аргиллизиты и др.), имеют резкие, отчетливые контакты с цементом и почти не замещаются минералами карбонатитов. Особенности первичных структур и текстур карбонатитов позволяют сделать вывод об их формировании в результате инъекции магмоподобного вещества и близодновременной кристаллизации его в крупных объемах слагаемых ими тел (Болонин, 1999, 2002; Болонин и др., 2009; Никифоров и др., 2005, 2006)

При этом в сидеритовых карбонатитах отмечены такие явления, как взрывное брекчирование вмещающих пород, автомагматическое брекчирование карбонатитов, сегрегация включенников в гломеропорфиroidные сростки, ориентированное расположение включенников и их внутрикристаллизационное дробление (протоклаз), коррозия включенников агрегатом основной массы. Магматические условия образования карбонатитов, по данным (Пузанов, Киндинов, 1975), подтверждаются кристаллофлюидным типом первичных включений во флюорите и высокой температурой их гомогенизации – 660–750°C.

Карбонатиты Карасугского месторождения можно отнести к субвулканической фации по следующему комплексу признаков: конически-кольцевое строение трубообразных тел с проявлением радиальных разрывов, свидетельствующее об имевшем место куполообразовании; инъекционно-магматический способ образования карбонатитов и преимущественно дайковая форма тел; порфиroidная структура сидеритовых карбонатитов; распространенность взрывной брекчиевой и флюидально-директивной текстур; большое количество в сидеритовых карбонатитах барита и флюорита, широкое проявление их автометасоматической гематитизации и сульфатизации. Перечисленные признаки отличают Карасугское месторождение от более глубинных карбонатитовых комплексов, но не исключают принадлежности его к корневым частям жерловой фации.



Первичные карбонатиты имеют относительно выдержанный минеральный состав и текстурно-структурный облик в пределах всех полей и участков Центральной Тувы. Главными факторами, осложняющими диагностику их первичного состава и генетических особенностей, являются широко проявленные процессы интенсивной гипогенной гематитизации и глубокого гипергенного преобразования карбонатитов. В первую стадию (фазу внедрения) сформировались анкерит-кальцитовые карбонатиты, во вторую – сидеритовые.

Типоморфными минералами первичных, не затронутых более поздними процессами, анкерит-кальцитовых карбонатитов являются кальцит, анкерит, апатит, пирит, кварц, мусковит, магнетит, монацит, паризит. В первичный состав сидеритовых карбонатитов входят флюорит, барит, бастнезит, апатит, пирит, кварц, железистый мусковит, магнетит, молибденит, уранинит. Не исключено, что обнаруженные в ряде проявлений флюорит-содержащие анкерит-кальцитовые карбонатиты представляют собой самостоятельную фаціальную разновидность, а не являются продуктом наложения флюорита в связи с более поздними сидеритовыми карбонатитами. Карбонатиты всех разновидностей, различаясь по составу главных пороодообразующих минералов (в одних кальцит и анкерит, в других сидерит, барит и флюорит), имеют одинаковый набор второстепенных минералов (пирит, апатит, кварц, мусковит, магнетит, фторкарбонаты редких земель) и характеризуются повышенным содержанием стронция и радиоактивных элементов. Выдержан и текстурно-структурный облик первичных пород. Анкерит-кальцитовые карбонатиты – это белого цвета мелко-среднезернистые породы (размер зерен карбонатов 0,5-5 мм) массивной текстуры, характеризующиеся сравнительно равномерно вкрапленным распределением в агрегате изометрично-зернистого кальцита ромбоэдрических кристаллов анкерита и идиоморфных зерен других минералов. Сидеритовые карбонатиты – это мелко-среднезернистые породы массивной, иногда директивной текстуры, характеризующиеся сравнительно равномерно вкрапленным распределением в светло-сером сидеритовом агрегате идиоморфных зерен белого барита, фиолетового флюорита и других второстепенных минералов. Сам сидерит образует как ромбоэдрические вкрапленники, так и вместе с флюоритом тонкозернистую основную массу порфиридовидных карбонатитов. Вкрапленники занимают более половины объема породы. Распространено явление частичного дробления вкрапленников. Показательно, что габитус и размеры второстепенных минералов в карбонатитах обоих типов одинаковы. Кварц и апатит представлены дипирамидальными удлиненными гексагонально-призматическими кристаллами, пирит зернами сложной формы с гранями пентагондодекаэдра, мусковит гексагональными пластинками, бастнезит и паризит пластинчатыми кристаллами.

В большинстве случаев карбонатиты содержат обломки вмещающих алюмосиликатных пород, что придает им брекчиевую текстуру. Количество обломков варьирует от единичных до 90 об.%, иногда с постепенным переходом во вмещающие брекчированные породы. Но чаще всего количество обломков в карбонатитах составляет 5-30 об.%, и такие “массивные” карбонатиты имеют резкие секущие контакты с вмещающими породами. Обломки в карбонатитах обычно имеют угловатую форму, резкие границы и преобладающий размер 1-20 см, что совпадает с размерностью обломков во вмещающих тектонических брекчиях. Они хаотично ориентированы и разнородны по составу. Обрисованные текстурно-структурные особенности

карбонатитов, очевидно, формируются не вследствие замещения какого-либо субстрата, а в результате инъекции подвижного расплава и его близодновременной кристаллизации во всем объеме, который ныне занимают эти породы. Метасоматические явления в связи с карбонатитами проявлены ограниченно. В зоне экзоконтакта (до 0,5 м) тел карбонатитов во вмещающих алюмосиликатных породах и в некоторых обломках они иногда выражены в развитии минералов карбонатитов, прежде всего карбонатов, в форме отдельных идиоморфных порфирибластовых (метакристаллических) выделений в количестве до 35 об.%. При этом контуры замещаемой породы остаются четко различимыми.

Карбонатиты обеих разновидностей практически повсеместно содержат в переменном количестве гематит, представленный таблитчатыми кристаллами (спекулярит), варьирующими по размеру обычно от 0,05x0,2x0,2 до 1x5x5 мм, в отдельных кристаллах до 2x20x20 мм. В распределении гематитовой минерализации наблюдается определенная двойственность. При наблюдении на уровне штуфа кристаллы гематита часто равномерно рассеяны в карбонатном агрегате, по отношению к которому эпигенетичность этого минерала на первый взгляд не очевидна. Содержание гематита в карбонатитах варьирует в диапазоне от 0 до 70 об.%. Анкерит-кальцитовые карбонатиты, как правило, содержат немного гематита (до 5 об.%) и лишь в отдельных линзовидных участках до 20 об.%. В сидеритовых карбонатитах количество гематита заметно больше. Эти породы, по крайней мере с поверхности, почти повсеместно обогащены гематитом в количестве от 20 до 70 об.%. Лишь в пределах Карасугского комплекса в крупных объемах флюорит-барит-сидеритовых тел карбонатитов скважинами вскрыты интервалы, где эти породы почти не содержат гематита.

Все исследователи выделяют образование гематита в сидеритовых породах в самостоятельную более позднюю стадию. В гематитизированных вмещающих породах и карбонатитах вместе с гематитом образуется пирит, в том числе развивающийся по гематиту, часть пластинчатых кристаллов бывает представлена мушкетовитом – полными псевдоморфозами магнетита по гематиту. В гематитизированных сидеритовых карбонатитах часто появляется бастнезит второй генерации, за счет которого руды дополнительно обогащаются редкими землями.

Другими процессами гипогенного изменения карбонатитов являются их целестинизация и окварцевание. В отличие от гематитовой минерализации развитие целестинизации установлено только для флюорит-барит-сидеритовых карбонатитов Карасугского комплекса и то не во всех телах этих пород. Визуально целестинизированные породы почти неотличимы от неизмененных. В отсутствие корректного рядового опробования на стронций их контуры настоящее время не закартированы. Целестинизация почти не затрагивает ранние анкерит-кальцитовые карбонатиты. Результатом привноса стронция в карбонатиты является частичное замещение барита, флюорита и сидерита сульфатами переменного состава, прежде всего баритоцелестином и целестином (Болонин, Никифоров, 2004). Содержание окиси стронция в таких породах может достигать 12-17 мас.%, тогда как его первичное содержание в карбонатитах района находится в диапазоне 0,02-0,5 мас.%

Во всех карбонатитовых полях проявлена зона окисления. Ее формирование связывают с распространенной в районе древней корой выветривания (Митропольский, 1962). Доолигоценый возраст зоны окисления на Карасугском месторождении

обосновывается нахождением обломков окисленных руд в основании делювиально-пролювиальных долинных отложений, датированных споро-пыльцевым анализом как олигоценовые (Шорыгина, 1960). В условиях гипергенеза карбонатиты, прежде всего сидеритовые, существенно видоизменились. Минералы двухвалентного железа - сидерит, анкерит и пирит, - практически полностью заместились гидрооксидами железа - гетитом, гидрогетитом, гидрогематитом, лимонитом. Продуктом окисления сидеритовых карбонатитов являются сильно пористые темно-бурые гематит-гетитовые породы с неизменными вкрапленниками флюорита и барита или желто-бурые лимонитовые разности. Распознать в таких рудах первично существенно карбонатные образования, тем более определить их как карбонатиты без знания первичного облика и состава пород представляется трудно разрешимой задачей.

Окисленные сидеритовые карбонатиты (руды) слагают верхние части тел – “железную шляпу”. Судя по Карасугскому месторождению, окисление во всех телах проникает на глубину примерно до одного гипсометрического уровня - видимо, зеркала древних грунтовых вод. По этой причине мощность “железной шляпы” (глубина от дневной поверхности) определяется современным рельефом. В Карасугском рудном поле мощность “железной шляпы” на разных телах варьирует от 100 до 300 м.

В пределах Карасугского комплекса в окисленных карбонатитах наряду с поздним кальцитом распространен стронцианит в форме прожилков и метасоматических агрегатов. Развитие стронцианитовой минерализации рядом авторов (Онтоев, 1963) связывается с проявлением заключительной стадии гидротермальной деятельности. Однако существует ряд фактов, которые указывают на гипергенную природу стронцианита (Болонин, 1999).

Главным редкоземельным минералом в сидеритовых карбонатитах является бастнезит, в подчиненном количестве диагностируются паризит и монацит (Болонин, Никифоров, 2004), есть упоминания о синхизите, ксенотиме, ортите (Коростин, 1957; Хомяков, 1964). Содержание редких земель представительно оценено только на Карасугском месторождении, где сумма TR в рудах в среднем составляет 1,2 мас.% (Болонин, 1999). По остальным проявлениям имеются лишь отдельные определения в интервале 0,03-3,2 мас.%. Расшифровки состава редких земель по данным метода ICP MS свидетельствуют, что в них резко преобладают легкие лантаноиды – лантан, церий, празеодим и неодим (вместе они составляют не менее 95 отн.% от полной суммы TR), характерно отсутствие европиевого и иттриевого экстремумов.

Для геохронологических исследований (U-Pb датирование) впервые был использован бастнезит из измененных в гипергенных условиях гематитизированных сидеритовых карбонатитов (Сальникова и др., 2010). Точки изотопного состава бастнезита располагаются на конкордии и его возраст составляет  $118 \pm 1$  млн. лет. Оценки возраста бастнезита из карбонатитов месторождения Карасуг, полученные U-Pb и Sm-Nd методами, очень хорошо согласуются между собой. Они совпадают с оценкой возраста карбонатитов Центральной Тувы, полученной Rb-Sr методом по слюдам –  $118 \pm 9$  млн. лет (Никифоров и др., 2006).

Стронций в сидеритовых карбонатитах концентрируется в барите, сидерите и апатите, при общем содержании этого элемента до 0,5 мас.%. Для пород Карасугского комплекса, которые на стадии гидротермального автометасоматоза испытали целестинизацию, а в гипергенный этап и стронцианитизацию, содержания в них SrO в

крупных объемах тел сидеритовых карбонатитов составляют 4-7 мас.%, а в отдельных штучных пробах достигают 17 мас.%. Здесь стронций становится одним из промышленно значимых компонентов.

#### Улатайская группа проявлений (2-й объект)

Данная группа представлена рассредоточенными на площади около 20 км<sup>2</sup> в междуречье рек Улатай и Тээли многочисленными обнажениями анкерит-кальцитовых и флюорит-барит-сидеритовых карбонатитов (рис. 3, 4). Наиболее крупное карбонатитовое тело на юге участка разведано как Улатайское железорудное месторождение (рис. 3, 4). В 1985-1989 годах Березовским ПГО на остальной площади участка проведены поисково-оценочные работы с бурением скважин глубиной от 100 до 500 м.

В структурном плане все выходы карбонатитов приурочены к крупному клиновидному тектоническому выступу, контролируемому серией субширотных и северо-западных разломов. Эти разломы составляют зону крупного широтного разлома, который, как отмечалось выше, контролирует также Южно-Чозский карбонатитовый массив. Многие разломы сопровождаются широкими (до 1 км) зонами тектонического брекчирования и осветления (серицитизации и аргиллизации) пород. В ядре тектонического выступа обнажены в разной степени расланцованные вулканогенно-терригенные отложения нижнего девона, а также метаморфические породы переменной степени метаморфизма – от кварц-серицитовых сланцев до двуслюдяных и амфиболовых сланцев.

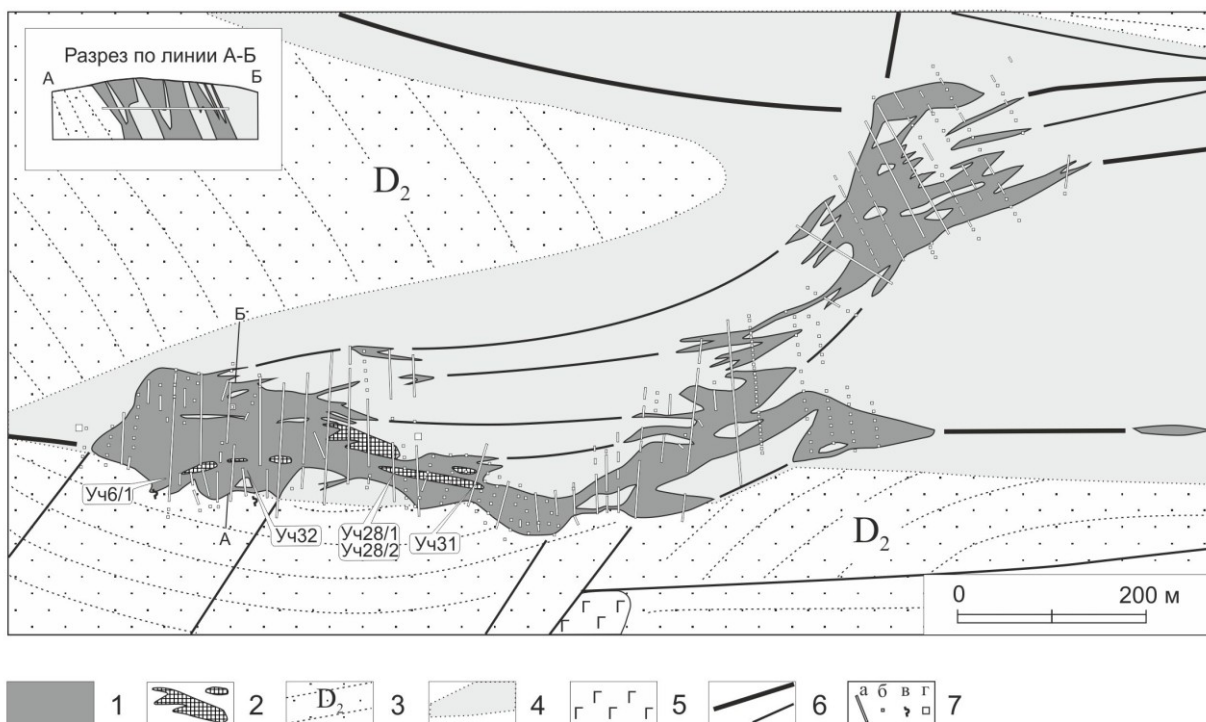


Рис. 3. Геолого-структурная схема Улатайского месторождения. Составлена по материалам П.В. Коростина (Коростин, 1957).

1-гематит-гидрогетитовые руды (окисленные сидеритовые карбонатиты); 2-реликтовые тела окисленных анкерит-кальцитовых карбонатитов; 3-песчаники и алевролиты среднего девона (пунктирная линия показывает направление слоистости); 4-сильно трещиноватые, брекчированные, осветленные и лимонитизированные вмещающие породы; 5-габбро-диабазы; 6-разломы; 7- горные выработки: канавы (а), шурфы (б), штольни (в), шахты (г).



В пределах Улатайского поля имеются выходы ранних докарбонатитовых интрузивных пород. Откартированы многочисленные интрузивные тела габброидов палеотипного облика, относимые к торгалыкскому магматическому комплексу (D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub>). Породы варьируют по структуре от крупно- до мелкозернистой габбровой или офитовой, встречаются порфириовидные разновидности. По определениям химического состава среди габбро распространены как породы нормального ряда, так и повышенной щелочности.

На севере рудного поля имеется цепь выходов лейкократовых биотитовых гранитов, увязывающаяся в субширотное дайкообразное тело, секущее габброидные породы. Возраст этих гранитоидов определен нами как 115 Ma Sm-Nd методом (Болонин и др., 2009). В гранитах широко проявлена грейзенизация, кварц-полевошпатовый метасоматоз, локально аргиллизация. Габбро в контакте с гранитами испытывают замещение амфиболом и биотитом. Аргиллизация проявлена и вне гранитов по вмещающим терригенным породам и габброидам. В зонах разломов аргиллизированные породы скважинами прослежены до глубины 300-500 м, что свидетельствует о гидротермальной природе этого процесса.

Проявления анкерит-кальцитовых карбонатитов распространены по всей площади тектонического выступа, тогда как сидеритовые карбонатиты концентрируются только в его южной половине (рис. 4). Многочисленные жилы мощностью от 0,2 до 5 м и дайки мощностью от 10 до 25 м анкерит-кальцитовых карбонатитов вскрыты в обоих бортах реки Улатай. С учетом других обнажений и данных бурения протяженность некоторых из них может достигать 1 км. Анкерит-кальцитовые карбонатиты в береговых обнажениях лишь слегка окислены с приданием первично белым породам желтоватого или розоватого оттенков. Породы массивной текстуры мелко- или среднезернистые. В агрегате изометрично-зернистого кальцита рассеяны ромбоэдрические кристаллы анкерита (1-25 об.%) и одиночные кристаллы пирита, магнетита, кварца, мусковита, монацита, молибденита, халькопирита, а также пластинки гематита (от 1 до 30 об.%).

В верховье ручья Карадыд на северо-востоке участка авторами изучен скальный выход анкерит-кальцитовых карбонатитов, имеющий близкую к изометричной форму размером 20x30 м. Карбонатиты практически не окислены - анкерит в них сохраняется, но по спайности и по границе зерен сопровождается гидроксидами железа. Породы массивные, равномерно среднезернистые. В них встречаются единичные угловатые обломки вмещающих пород. В составе карбонатитов определены апатит, кварц, мусковит, пирит. Также наблюдались участки развития эпигенетической гематитовой минерализации. В карбонатитах местами развивается гипергенный мелкозернистый кальцит путем выщелачивания и переотложения первичного кальцита.

Крупное тело окисленных сидеритовых карбонатитов на юге участка известно как Улатайское железорудное месторождение (рис. 3). Оно разведывалось с проходкой канав и шурфов по линиям через 25 м и штольневый горизонт на глубине до 75 м. Карбонатиты локализованы в зоне пересечения серии субширотных разломов с разломом северо-восточного простирания. Это определяет в целом дайкообразную форму тела с многочисленными пламенеvidными апофизами и останцами вмещающих пород. С отдельными пережимами оно прослеживается на протяжении 1400 м при максимальной мощности 150 м и имеет падение на север (см. разрез на рис. 3).

Продукты окисления сидеритовых карбонатитов слагают с поверхности железогидрооксидные руды месторождения. Штольневой горизонт на глубине 75 м от

поверхности также вскрыл только окисленные руды, глубже месторождение не оценивалось. Руды сложены темно-бурым пористым гетит-гидрогетитовым агрегатом, насыщенным гематитом. По данным П.В. Коростина (1957) руды содержат сравнительно небольшое количество флюорита (в среднем 6%), барита (4%) и редких земель в форме бастнезита и паризита. Местами в рудах повышено содержание магнетита до 50%. Постоянно руды содержат угловатые обломки вмещающих песчаников и алевролитов, грейзенизированные обломки этих же пород, а по данным П.В. Коростина в них также встречены обломки ранних анкерит-кальцитовых карбонатитов, обломки диабазов, порфиоров, метаморфических пород.

В северном экзоконтакте тела сидеритовых карбонатитов и в ряде реликтовых блоков внутри его встречены окисленные анкерит-кальцитовые карбонатиты. Местами они содержат много магнетита (до 50%) и флюорит. Появление в этих карбонатитах флюорита, а в ряде случаев и барита, возможно, связано с воздействием на них более поздних сидеритовых карбонатитов. Не исключено и то, что породы представляют собой самостоятельную разновидность карбонатитов.

В устье ручья Аржан, левого притока реки Улатай, встречены жилы мощностью 0,2-1 м частично и полностью окисленных сидеритовых карбонатитов, содержащих флюорит и барит. Некоторые из жил имеют субмеридиональную ориентировку в отличие от доминирующего субширотного простирания большинства линейных тел карбонатитов и в целом тектонической структуры.

Кроме карбонатитов в рудном поле проявлена гидротермальная серебро-кобальтовая минерализация. По данным Черемисина Н.А. и Щенниковой И.В. (Лебедев, 1998) это прожилки и жилы мощностью до 20 см кварц-сидерит-анкерит-кальцитового состава, содержащие скуттерудит, саффорит, блеклые руды, пирит, халькопирит, борнит, серебро, часто радиоактивные (до 300 мкр/час). Прожилки характеризуются симметрично-зональным строением, образуют штокверковые зоны, часто приуроченные к телам габбро. Указанные прожилки пересекаются жилами карбонатитов. Они, вероятно, являются проявлением в рудном поле известной в районе и более ранней по отношению к карбонатитам гидротермальной минерализации арсенидно-кобальтового типа (Лебедев, 1998).

### **Тээли-Оргудыдская группа проявлений (3-й объект)**

В верхнем течении рек Улатай, Тээли и Сарыгхоль наблюдается серия небольших по масштабу проявлений карбонатитов. Все они приурочены к тектоническому выступу, где среди верхнедевонских отложений обнажены породы нижнего-среднего девона (рис. 4). Выступ ограничен и разбит многочисленными разломами на отдельные блоки, в которых породы часто имеют субвертикальное залегание.

Выходы карбонатитов наблюдаются на двух участках (рис. 4): на северо-западе в долине левого притока реки Улатай - ручья Оргудыд (Оргудыдский участок) и на юге и западе между реками Тээли и Сарыгхоль (Тээли-Сарыгхольский участок). На первом из них распространены анкерит-кальцитовые карбонатиты, на втором как анкерит-кальцитовые, так и сидеритовые карбонатиты. В связи с последними канавами и шурфами вскрыты и оценены несколько железорудных залежей размером до 75x300 м. Залежи состоят из серии сближенных линзовидных тел размером до 3x30 м, сложенных железогидрооксидными рудами. Руды насыщены гематитом, местами магнетитом,

содержат барит (до 2 %), флюорит (до 5 %), бастнезит, апатит, кварц, обломки вмещающих пород.

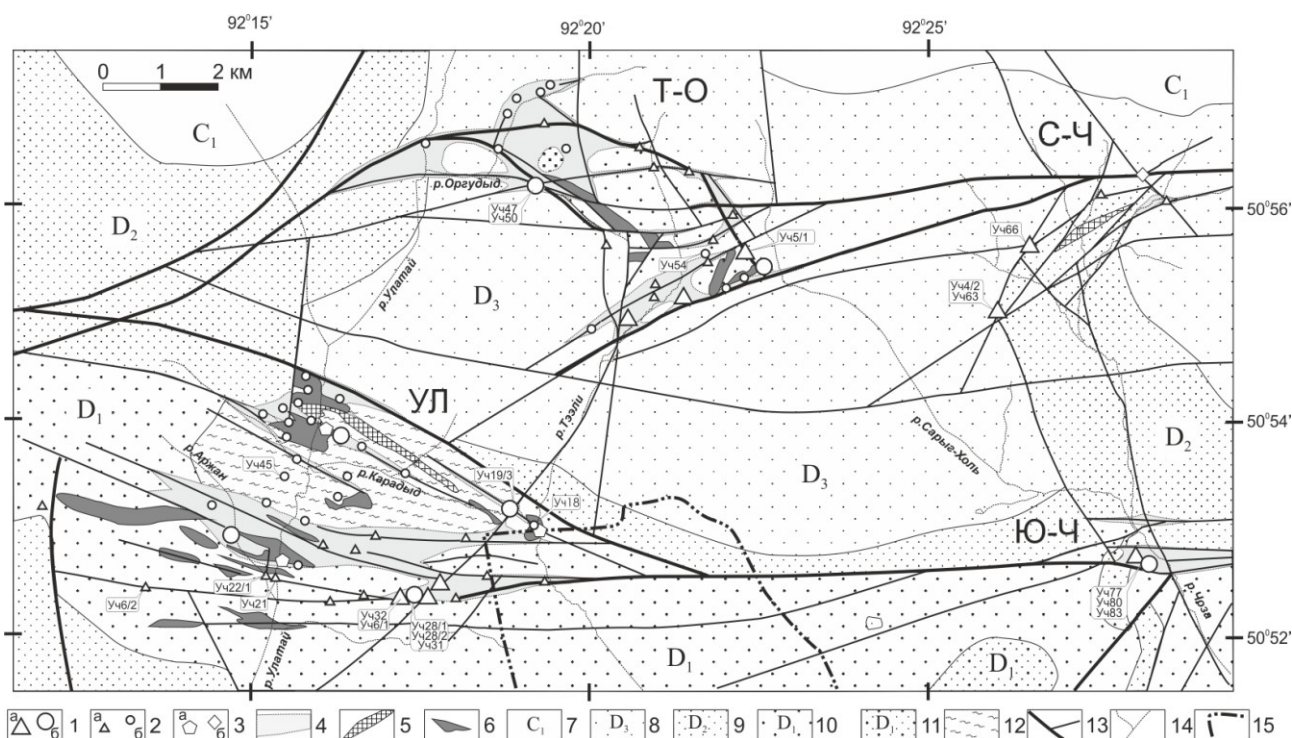


Рис. 4. Геолого-структурная схема Чоза-Улаятайского рудного узла. Составлена с использованием материалов П.В. Коростина, 1957; А.В. Болонина, 1985; В.С. Попова и Н.С. Анастасиева, 1988.

1 – крупные тела: а – сидеритовых карбонатитов (комплексных руд); б – анкерит-кальцитовых карбонатитов; 2 – мелкие тела и точки проявления: а – сидеритовых карбонатитов; б – анкерит-кальцитовых карбонатитов; 3 – кобальтовые (а) и урановые (б) рудопроявления; 4 – крупные ареалы приразломного дробления, осветления и лимонитизации пород; 5 – дайки гранитоидов; 6 – тела габброидов; 7 – осадочные породы нижнего карбона; 8 – осадочные породы верхнего девона (джаргинская, кохайская, бегрединская свиты); 9 – осадочные породы среднего девона (уюкская, илеморовская, ихедушиингольская свиты); 10 – вулканогенно-осадочные породы нижнего девона (таштыпская, саглинская, кендейская свиты); 11 – кислые эффузивы нижнего девона; 12 – метаморфизованные породы неопределенного возраста; 13 – разломы; 14 – реки и ручьи; 15 – госграница РФ с Монголией. Поля карбонатитов: УЛ – Улаятайское, Т-О – Тээли-Оргудыдское, С-Ч – Северо-Чозское, Ю-Ч – Южно-Чозский массив.

На Оргудыдском участке выходы анкерит-кальцитовых карбонатитов известны в средней части долины ручья Оргудыд и на правом борту его безымянного правого притока. Сама долина ручья Оргудыд трассирует разломную зону сложного строения с участками брекчирования, рассланцевания пород, зонами милонитов, блоками древних метаморфических пород. В пределах разломной зоны закартированы ранние дайкообразные тела базитов и встречены глыбы биотитовых двуполевошпатовых гранитов. Среди брекчированных пород Оргудыдского участка фиксируются зоны, в которых породы грейзенизированы.

Тела карбонатитов приурочены к участкам брекчирования и осветления пород. Степень и характер брекчирования пород различны. Выделяются участки, представляющие собой собственно тектонические брекчии, и на их фоне участки эксплозивных брекчий. В среднем течении ручья Оргудыд встречены фрагменты коры выветривания, широко распространенной в районе. В нижних частях береговых обрывов

обнажаются брекчированные породы зоны разлома и локализованные в них тела анкерит-кальцитовых карбонатитов. На неровной, с отдельными "карманами" поверхности выветривания залегает плащ рыхлых обломочных пород, насыщенных гидроксидами железа, местами с грубой слоистостью. В составе обломков присутствуют полностью окисленные карбонатиты, нередко превращенные в рыжую мучнистую массу, местами встречены натечные почковидные агрегаты гетита. Площадной характер коры выветривания в зонах сильнотрещиноватых пород сменяется субвертикальными линейными зонами интенсивного гипергенного изменения пород.

## **Сангиленское нагорье**

Сангиленское нагорье сложено комплексами, слагающими крупный структурный блок Тувино-Монгольского докембрийского микроконтинента. Цокольная часть его преимущественно сложена неопротерозойскими кристаллосланцами, гнейсами, мраморами и кварцитами, а в строении чехла участвуют окраинно-континентальные комплексы метаморфизованных карбонатных, терригенных и вулканогенных пород позднего рифея–венда, кембрия. Геологическое развитие Сангиленского блока во многом определяла покровно-складчатая тектоника, что сопровождалось метаморфическими процессами (Беляев, Терлеев, 1990; Гибшер, Терлеев, 1992; Гибшер и др., 2000).

На границе докембрия и палеозоя, по данным изотопного датирования, выделяется два главных рубежа тектоно-метаморфических событий с возрастом ~535 и ~495 млн лет, происходивших в аккреционно-коллизийных геодинамических обстановках (Козаков и др., 2001; Владимиров и др., 2005). При этом, установленные в гнейсах фундамента (моренский и эрзинский комплексы) детритовые цирконы ( $T = 0.7\text{--}0.8$  млрд лет) могут соответствовать времени образования протолитов метаморфических комплексов, что совпадает с начальными стадиями раскрытия Палеоазиатского океана. Как показывают модельные построения (Владимиров и др., 2005), раннекаледонское складчатое сооружение Сангилены сформировалось в результате присоединения Таннуольской островодужной системы к Тувино-Монгольскому микроконтиненту и смены транспресии (570–490 млн л.н.) режимом трансформно-сдвигового растяжения (490–430 млн л.н.). Характер тектогенеза во многом определил эволюцию регионального магматизма, в плутонической фации которого преобладают позднедокембрийские и раннепалеозойские ультрабазитовые, габброидные и гранитоидные комплексы.

### ***Западный Сангилен***

#### **Синколлизийный Матутский гранитоидный массив (4-й объект)**

*Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Яковлев В.А., Куйбида Я.В.*

*ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, [vyg@igm.nsc.ru](mailto:vyg@igm.nsc.ru)*

Полигон «Матут» расположен на правом берегу реки Эрзин в непосредственной близости от грунтовой трассы между поселками Эрзин и Морен (рис. 5).

Коллизийные и постколлизийные события в пределах Западного Сангилены обеспечили достаточно сложное геологическое строение региона. На современном эрозионном срезе по тектоническим нарушениям сопряжены метаосадочные комплексы, различающиеся по уровню метаморфизма, составу и происхождению (Мугуро-Чинчилигский и Эрзин-Нарынский блоки).



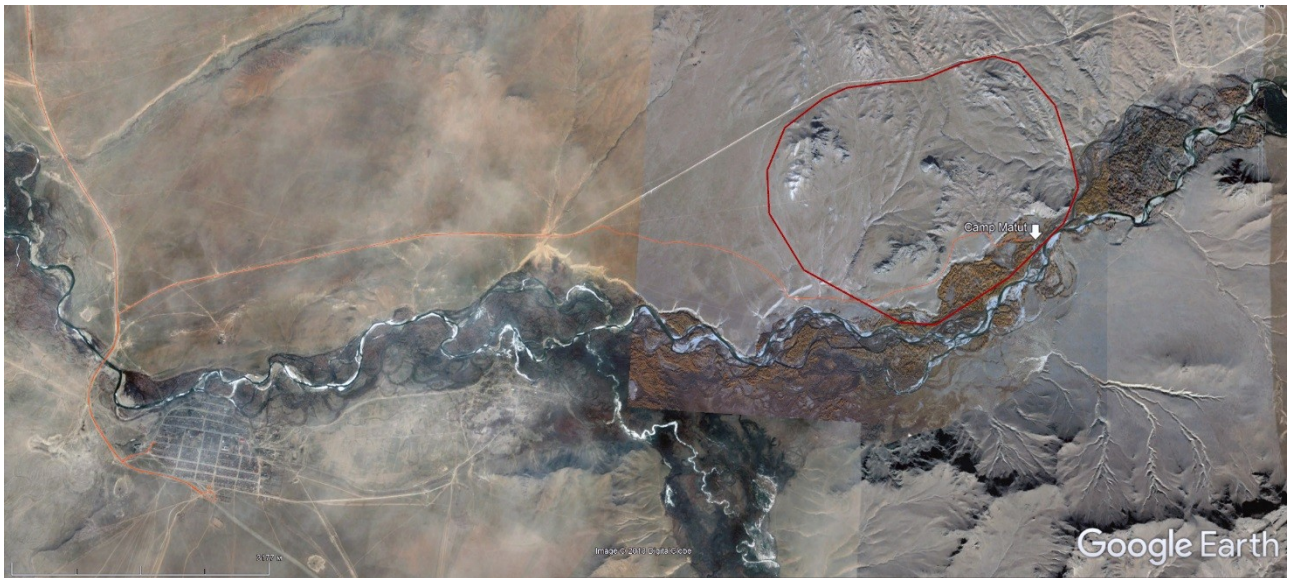


Рис. 5. Положение полигона «Матут» (Западный Сангилен, ЮВ Тува).

Эрзинская тектоническая зона (рис. 6), вдоль которой происходит сочленение Мугуро-Чинчилигского и Эрзин-Нарынского блоков, представляет собой проникающую зону высокотемпературной милонитизации и вязко-пластичного течения горных пород. Здесь распространены биотитовые, гранат-биотитовые и кордиерит-гранат-биотитовые гнейсы и гнейсограниты с включениями кинцигитов гранат-шпинель-кордиерит-силлиманитового состава. Породы интенсивно мигматизированы, частично переплавлены с обособлением автохтонных гранатов и лейкогранитов.



Рис. 6. Геологическое строение Эрзинской тектонической зоны и Матутского гранитного массива (на врезке).

Эрзинская тектоническая зона включает в себя тела гранитоидов, природа которых тесно связана с заложением и реактивацией тектонической зоны:

- Матутский гранитоидный массив (519 млн лет);
- эрзинский мигматит-гранитный комплекс (510 млн лет (?));
- Баянкольский полифазный габбро-монцодиорит-(гранодиорит)-гранитный массив (495 млн лет);
- Комплекс комбинированных габбро-гранитных даек (495-485 млн лет);
- Нижнеулорский гранитный массив (480 млн лет (?));

Становление гранитоидов происходило на абиссальной и мезоабиссальной (эрзинский комплекс, Матутский и Баянкольский массивы, комбинированные дайки) и гипабиссальной (Нижнеулорский массив) фациях глубинности.

Мигматит-граниты эрзинского комплекса преобладают в юго-западной и центральной частях сдвиговой зоны. Здесь они облекают Матутский гранитоидный массив, конформно повторяя контуры интрузива (рис. 7). Северо-восточнее от Матутского массива расположен Баянкольский полифазный габбро-монцодиорит-гранодиорит-гранитный интрузив, прорывающий породы метаморфического обрамления.

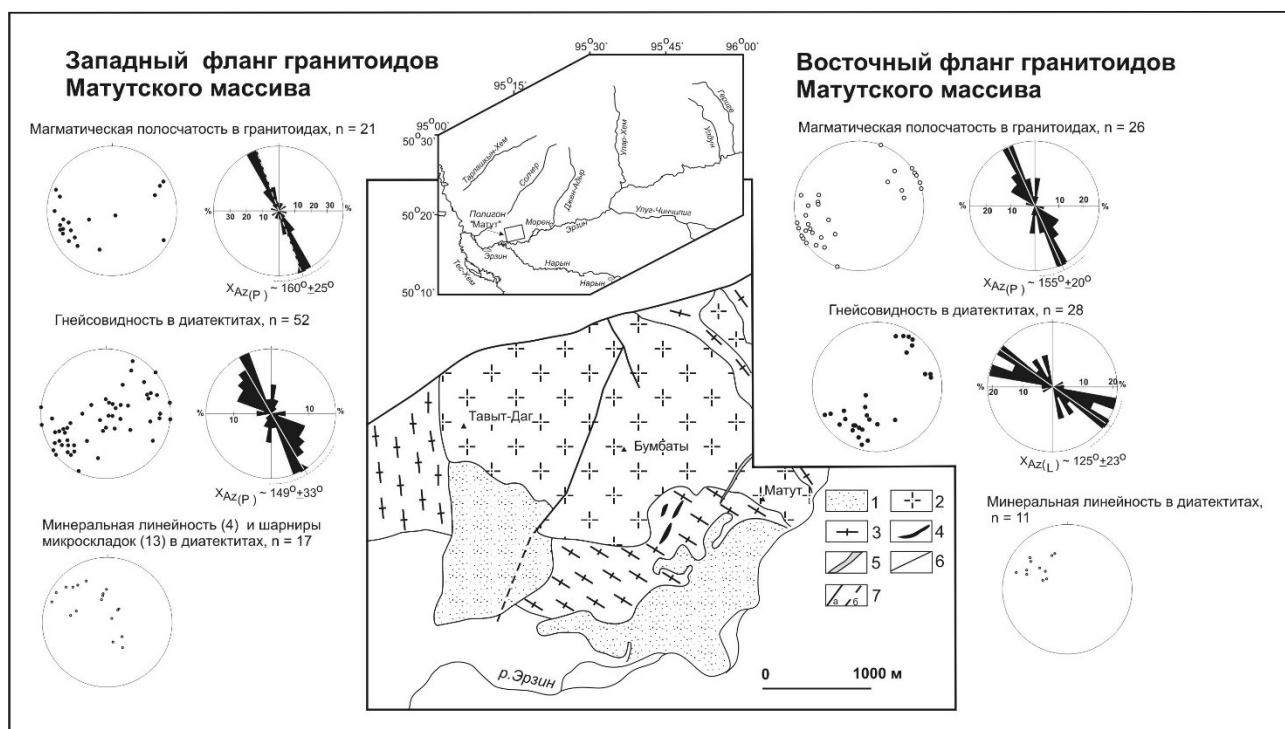


Рис. 7. Геологическое строение Эрзинской тектонической зоны и Матутского гранитного массива (на врезке).

Матутский гранитоидный массив (рис. 6, врезка; 7, 8) абиссальной фации глубинности расположен в центральной части Эрзинской сдвиговой зоны. Это лакколит, либо гарполит общей площадью около 10 км<sup>2</sup>. На основании геологических и структурно-петрологических данных Матутский гранитный массив (519 млн лет, циркон, U/Pb) формировался на пике коллизионных событий. Апвеллинг и консолидация магм происходили одновременно с заложением Эрзинской тектонической зоны, что обусловило его морфологию в форме гарполита.



Рис. 8. Матутский гранитный массив (фото В.Г. Владимирова).

В восточной экзоконтактовой зоне Матутского массива в метаморфических породах наблюдаются Grt-Crd-Spl реститы и диатектиты, деформированные в условиях сбросо/взбросовых деформаций. Они представляют собой будинирование высокоглиноземистых прослоев с формированием внутренней минеральной зональности. Характер деформирования реститов и образование минеральной зональности свидетельствует о синхронности субвертикальных тектонических движений с процессами метаморфизма и гранитообразования.

Матутский гнейсогранитный массив сложен средне- и мелкозернистыми двуполевошпатовыми гранитами (Qtz – 35-40%, Kfs – 50-55%, Pl – 5-10%, Bt ~ 1%, Hbl ~ 1%, +Ms) и лейкогранитами (Qtz – 40-45%, Kfs – 50-55%, Pl – 5-10%, + Bt, ± Ms). В обнажениях породы отчетливо гнейсовидные, в шлифах наблюдается гипидиоморфная структура.

В восточной части массива в экзоконтакте наблюдаются граниты с кордиеритом и гранатом ( $Qtz+Pl_{32}+Kfs+Bt_{60}+Ms+Grt_{74}+Crd_{40}$ ). Породные разности, слагающие Матутский массив, не имеют четких контактов между собой и какой-либо закономерности в распространении в пределах массива. Граниты и лейкограниты Матутского массива относятся к породам нормального и умеренно-щелочного ряда, с умеренной и повышенной глиноземистостью ( $A/CNK-0,85-1,77$ ) и калиевой специализацией щелочей.

Все синкинематические гранитоиды Эрзинской тектонической зоны, в том числе породы эрзинского мигматит-гранитного комплекса, гранитоиды Матутского, Баянкольского и Нижнеулурского массивов, относятся к коровым гранитам S-типа.

Гранат и кордиерит в гранитах контактовой зоны Матутского массива наследуют состав граната и кордиерита из вмещающих мигматит-гранитов эрзинского комплекса. Зерна граната - небольшие округлые, частично растворенные, однородные по составу в центральной и краевых зонах. Кордиерит представляет собой ксенокристы, захваченные из вмещающих пород. На это указывает отсутствие тройников и хорошо ограненных кристаллов. Состав минералов параавтохтонных гранитов эрзинского комплекса и гранитов Матутского массива позволяет говорить о захвате и переплавлении вмещающей породы в процессе отделения гранитного расплава. P-T-параметры метаморфизма отвечают гранулитам:  $T-800^{\circ}C$ ,  $P-7,5$  кбар (ассоциация -  $Qtz+Pl_{33}+Kfs+Bt_{60}+Crd_{40}+Grt_{74}+Ms$ ; восточный контакт Матутского гранитоидного массива).



## Эрзинский метаморфический комплекс (5-й объект)

(Козаков, Азимов, 2017)

Структурный план Сангиленского блока определяет система тектонических пластин различного масштаба, сложенных породами нарынского, моренского и эрзинского комплексов (рис. 9б). Породы этих комплексов в раннем палеозое были вовлечены в процессы регионального метаморфизма пониженного давления (андалузит-силлиманитовая фациальная серия). В состав нарынского комплекса включены зонально метаморфизованные толщи карбонатных, терригенно-карбонатных пород нарынской, балыктыгхемской и чартисской свит, а также терригенные породы чинчилигской серии. Карбонатные и терригенно-карбонатные толщи венда и нижнего кембрия были отнесены к образованиям шельфового чехла Тувино-Монгольского массива (Ильин, 1982; Кузнецов и др., 2010; Беличенко, Боос, 1988).

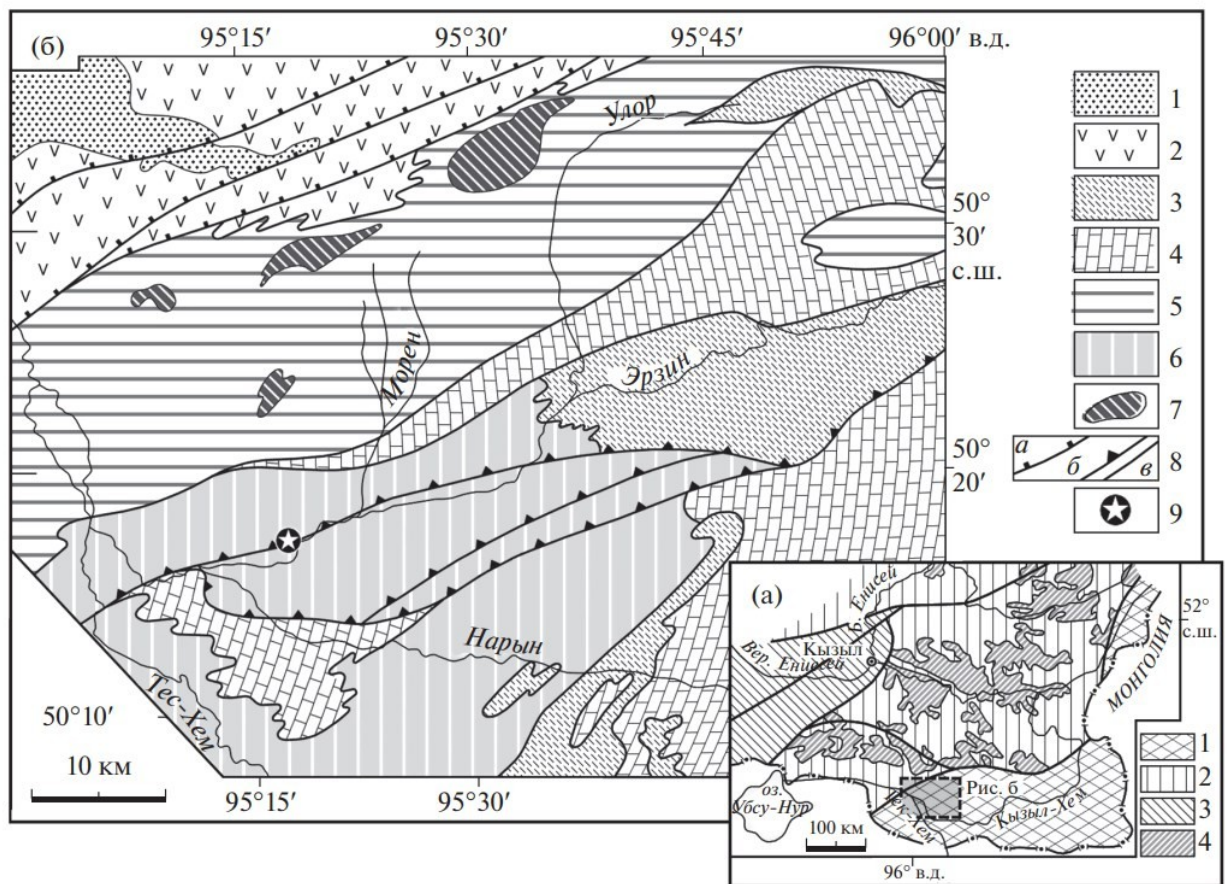


Рис. 9. (а) Схема геологического положения Сангиленского блока Тувино-Монгольского микроконтинента в структурах Юго-Восточной Тувы на основе (Ильин, 1982). 1 — Тувино-Монгольский массив; 2 — ранние каледониды; 3 — поздние каледониды; 4 — поля палеозойских гранитоидов. (б) Схема геологического строения Западного Сангилена на основе (Козаков и др., 1999, 2001). 1 — отложения девонских наложенных впадин; 2 — офиолиты раннекаледонской Агардаг-Эрзинской зоны; 3, 4 — зонально метаморфизованные толщи нарынского комплекса вендского чехла Тувино-Монгольского микроконтинента: терригенные (3) и карбонатно-терригенные (4); 5, 6 — высокоградные полиметаморфические комплексы Сангиленского блока: 5 — моренский, 6 — эрзинский; 7 — ультраосновные породы; 8а — надвижки в структурах раннекаледонского обрамления Сангиленского блока; 8б — надвижки Чинчилигской системы; 8в — сдвиговые зоны, деформированные поверхности тектонических контактов; 9 — положение Нижнеэрзинской тектонической пластины.

В моренском комплексе выделяются толщи биотитовых, гранат-биотитовых и двуслюдяных гнейсов, а также и гнейсов с горизонтами мраморов и кварцитов. По петрохимическим характеристикам породы этих толщ сопоставимы с осадочными породами глубоководного шельфа и, частично, с вулканогенными породами рифтогенных структур пассивных окраин (Козаков и др., 2001, 2005). В породах моренского комплекса раннепалеозойскому метаморфизму предшествовал вендский метаморфизм повышенного давления, достигающий условий дистен-гранат-биотит-ортотлазовой субфации амфиболитовой фации. В низкотемпературных зонах устанавливаются парагенезисы ставролит-биотит-дистен-мусковитовой субфации амфиболитовой фации.

В эрзинском комплексе преобладают мигматизированные биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы амфиболитовой фации пониженного давления с реликтами гранулитов. Последние представлены гиперстеновыми, гиперстен-гранат-биотитовыми, двупироксеновыми и гранат-гиперстен-кордиерит-биотитовыми гнейсами. Гранулиты слагают будины и линзы, во внутренних зонах которых устанавливаются парагенезисы гранулитовой, а во внешних – амфиболитовой фации. Среди них преобладают аналоги осадочных пород, характерные для сравнительно глубоководных обстановок бассейнов пассивных континентальных окраин (Козаков и др., 2003, 2005). В детритовых цирконах гнейсов гранулитовой фации в семи зернах оценки возраста по отношению  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  попадают в интервал 661–846 млн лет, а наиболее древнее значение возраста  $2557 \pm 34$  млн лет получено для ядра одного из кристаллов (Salnikova et al., 2001). В большей части зерен циркона оценки возраста находятся в интервале 0.76–0.90 млрд лет; средневзвешенное значение возраста по отношению  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  соответствует  $809 \pm 17$  млн лет. Более древнее значение возраста  $1935 \pm 21$  млн лет (по отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ) получено для ядра, выявленного в одном из кристаллов циркона.

По петрохимическим, Sm-Nd изотопно-геохимическим и возрастным характеристикам источников терригенные породы моренского и эрзинского комплексов сходны. Проявление вендского метаморфизма только в породах моренского комплекса дает основание полагать, что в венде–раннем кембрии толщи моренского и эрзинского комплексов были пространственно разобщены. В пределах собственно Тувино-Монгольского террейна формировались карбонатные и терригенно-карбонатные толщи его шельфового чехла, а в его обрамлении – терригенные толщи глубоководного шельфа. В палеоокеанической области в это время происходило зарождение и развитие вендской субдукционной зоны и связанного с ней метаморфического пояса повышенного давления, фрагмент которого представлен в моренском комплексе. Раннепалеозойский региональный метаморфизм, достигающий уровня амфиболитовой и гранулитовой фации во многих структурах Южного обрамления Сибирской платформы, в Сангиленском блоке происходил в ходе преобразования пассивной окраины в активную. В это время метаморфиты повышенного давления моренского комплекса были сочленены с терригенными и карбонатными толщами шельфового чехла и метаморфизованы в условиях пониженного давления, достигая в глубинных сечениях уровня амфиболитовой и гранулитовой фации. Среди гранулитов эрзинского комплекса резко выделяются по геохимическим и изотопным характеристикам гранулиты, локализованные в Нижнеэрзинской тектонической пластине Чинчилигской системы

надвигов (рис. 10). Они отличаются по составу от гранулитов эрзинского комплекса, развитых за ее пределами.

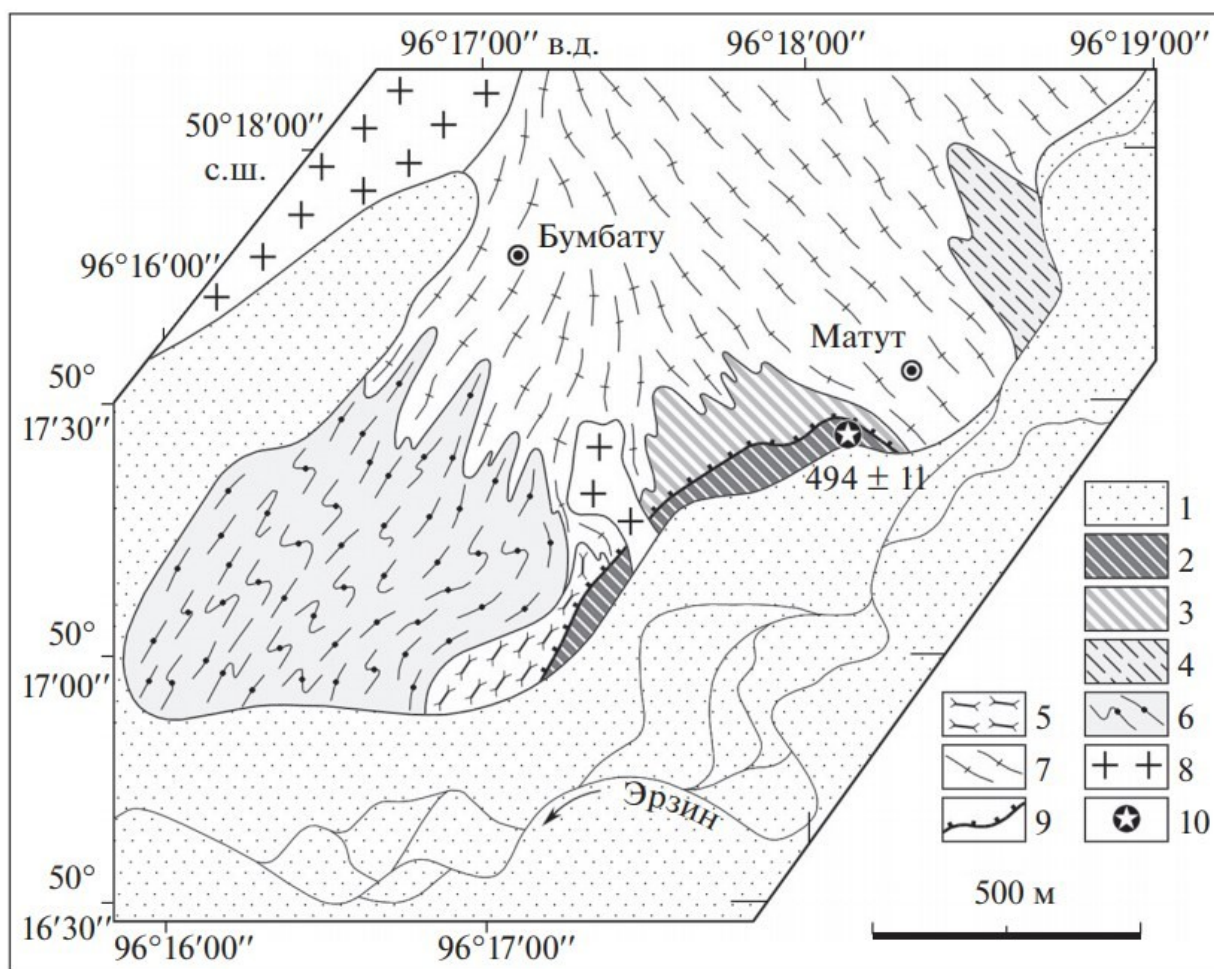


Рис. 10. Схема геологического положения Нижнеэрзинской тектонической пластины. 1 — четвертичные отложения; 2 — двупироксеновые кристаллические сланцы и плагиогнейсы, гранат-гиперстеновые плагиогнейсограниты; 3 — те же породы катаклазированные и амфиболизированные; 4 — мигматизированные биотитовые гнейсы с будинами гранат-кордиерит-силлиманитовых плагиогнейсов (диафторитов по гранулитам); 5 — мигматиты амфиболитовой фации по гранулитам; 6 — гнейсогранодиориты с включениями гранулитов; 7 — биотитовые гнейсограниты; 8 — постметаморфические массивные плагиомикролиновые граниты (ранний палеозой); 9 — зона пологих структур, связанных с надвигами Чинчилигской системы; 10 — положение геохронологической пробы гранат-гиперстеновых трондьемитов ( $494 \pm 11$  млн лет).

Двупироксеновые кристаллические сланцы и плагиогнейсы Нижнеэрзинской тектонической пластины по химическому составу соответствуют толеитовым базальтам и тоналитам, а гранат-гиперстен-плагиоклазовые плагиогнейсы — трондьемитам. Гранулиты этой ассоциации характеризуются недифференцированным распределением редких земель при слабом обогащении тяжелыми землями, что сближает эти породы с базальтами MORB-типа. Они имеют наибольшие положительные величины  $\epsilon Nd(T) = +4.8...+7.1$  и высокие отношения  $147Sm/144Nd = 0.1783-0.1843$  (Козаков и др., 2003). В целом состав пород данной ассоциации и высокие Sm/Nd отношения свидетельствуют об их образовании за счет преимущественно ювенильной коры, сформированной в обстановке зрелой островной дуги или задугового бассейна. За пределами пластины



гранулиты по составу соответствуют метаосадкам и имеют близкие к среднекоровым отношения  $147\text{Sm}/144\text{Nd} = 0.1143\text{--}0.1248$ , раннепротерозойскими величинами Nd-модельных возрастов ( $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1.8\text{--}1.7$  млрд лет) и отрицательными значениями  $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = -4.6\text{...} -7.6$  (Козаков и др., 2003). Изотопная систематика кислорода, неодима и стронция раннепалеозойских (490–500 млн лет) магматических ассоциаций Западного Сангиленга свидетельствует о формировании источников их расплавов за счет смешения двух компонент: ювенильной и коровой. При этом изотопные отношения ювенильной компоненты близки к изотопному составу гранулитов Нижнеэрзинской тектонической пластины, которые, в свою очередь, по отношениям радиогенных изотопов и данным по изотопному составу кислорода сходны с породами офиолитовых комплексов (Крылов, Козаков, 2005).

### ***Сольбельдерское поле редкометалльных гранитных пегматитов***

*Кузнецова Л.Г.<sup>1</sup>, Шокальский С.П.<sup>2</sup>, Сергеев С.А.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> ИГХ СО РАН, г. Иркутск, [lkuzn@igc.irk.ru](mailto:lkuzn@igc.irk.ru)

<sup>2</sup> ВСЕГЕИ, г. С.-Петербург, [Sergey.Shokalsky@vsegei.ru](mailto:Sergey.Shokalsky@vsegei.ru) [Sergey.Sergeev@vsegei.ru](mailto:Sergey.Sergeev@vsegei.ru)

Сольбельдерское<sup>5</sup> поле богатых литием редкометалльных пегматитов в Центрально-Сангиленском пегматитовом поясе (ЦСП) было открыто в 1958 году геологом Тувинской комплексной экспедиции треста № 1 В.Н. Коноваловой. До недавнего времени оно считалось северной ветвью протяженного (>120 км) Южно-Сангиленского пояса редкометалльных пегматитов (ЮСП), включающего крупное месторождение лития Тастыг (рис. 11). В обоих поясах проявления редкометалльных пегматитов группируются вблизи плутонов биотитовых гранитов, выделенных ранее в самостоятельный кыстарысский комплекс, возраст которого оценивался разными исследователями по-разному (от рифея до среднего палеозоя) (Поля редкометалльных..., 1976; Шенкман, 1980; Рогов, Шабалинская, 1992; Алтухов и др., 2005; Государственная геологическая..., 2010).

Изотопно-геохронологические исследования (ВСЕГЕИ, SHRIMP-II, U-Pb по цирконам), гранитов и редкометалльных сподуменовых пегматитов обоих поясов показали, что в ЮСП они имеют одинаковый раннепалеозойский возраст (492-483 млн. лет), а в Сольбельдерском поле ЦСП возраст гранитов раннепалеозойский (492-471 млн. лет), тогда как сподуменовые пегматиты оказались позднепалеозойскими (290-270 млн.лет) (Кузнецова, Шокальский, 2011).

Новые данные о различном возрасте редкометалльных пегматитов ЮСП и ЦСП свидетельствуют о минимум двукратном проявлении импульсов редкометалльного гранитного магматизма на Сангилене и существенно расширяют его временные рамки. При этом возникают вопросы об источниках рудного вещества и связи пегматитов с гранитами, поскольку если раннепалеозойский импульс (492-483 млн. лет) на Сангилене совпал с мощным проявлением гранитного магматизма позднеколлизийного этапа, то

---

<sup>5</sup> Название дано по одному из устоявшихся в геологической литературе вариантов, которого придерживаются авторы. Тувинское название топонима – *Серээ-Белдыр* (виллообразное слияние (р. Балыктыг-Хем и р. Соль-Бельдыр)) либо *Сол-Белдыр* (благополучное место-слияние). Река Соль-Бельдыр названа по названию ее устья. Прим. А.А. Монгуша.

позднепалеозойский импульс (290-270 млн. лет) приходится на период, для которого гранитный магматизм здесь не характерен.

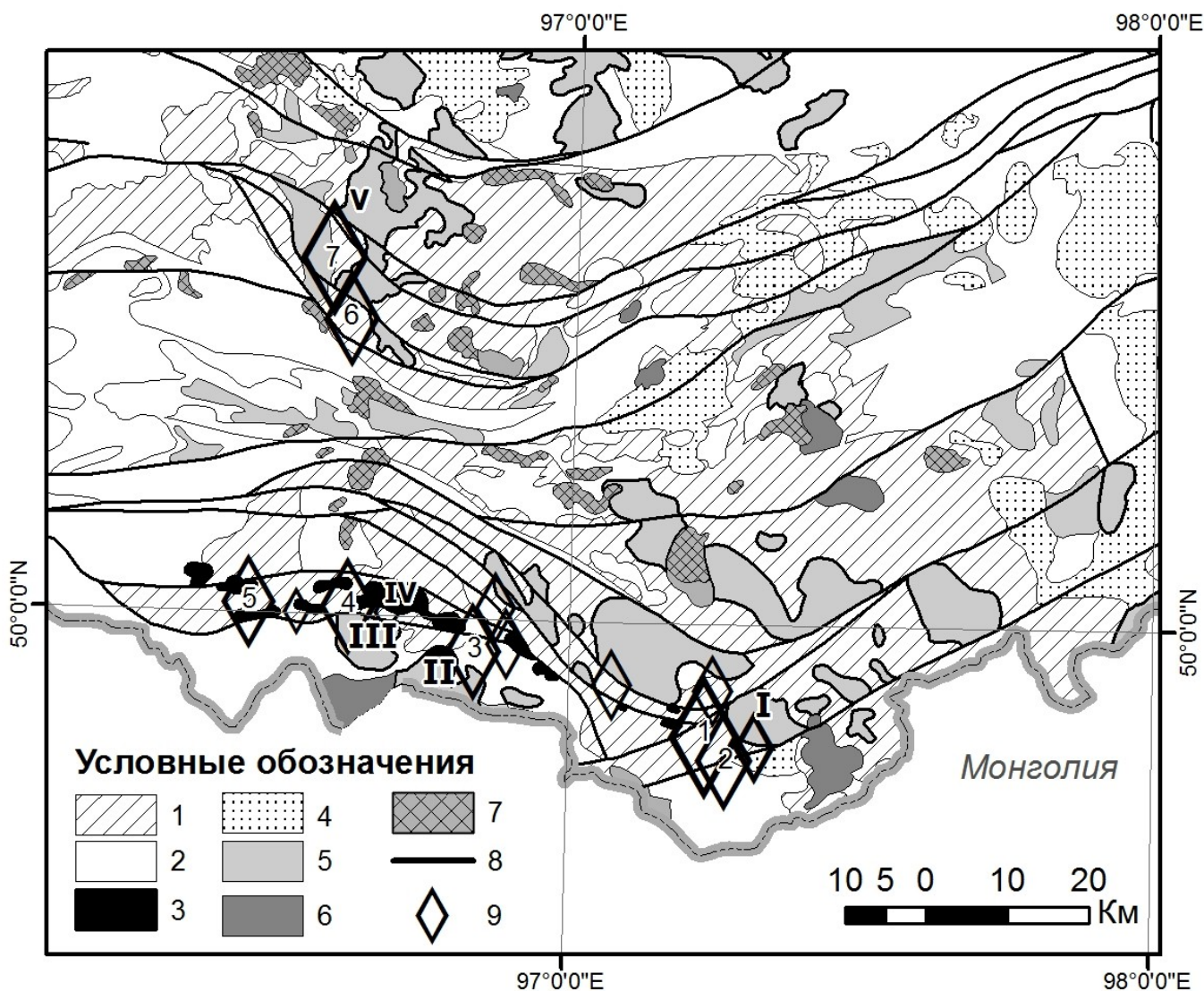


Рис. 11. Схема распространения раннепалеозойских гранитных комплексов и жильных серий редкометальных пегматитов Сангиленского нагорья (Республика Тыва) м-б 1:1 000 000 (по материалам [Государственная геологическая карта РФ..., 2010] с уточнениями и дополнениями Кузнецовой Л.Г.)

1-2 – монометаморфический нарынский комплекс Тувино-Монгольского массива (V-Є<sub>1</sub>): 1 – карбонатные и терригенно-карбонатные толщи; 2 – метатерригенные толщи; 3-6 – поля интрузий раннепалеозойского возраста: 3 – церигийнольского комплекса (Є<sub>3-01</sub>), 4 – таннуольского комплекса (Є<sub>3-01</sub>); 5 – арголикского и кыстарысского комплексов (Є<sub>3-01</sub>); 6 – бреньского комплекса (D<sub>1</sub>); 7- сангиленского комплекса (D<sub>1</sub>); 8 – разломные зоны; 9 – участки распространения литиевых пегматитов. Цифры на схеме - наиболее крупные проявления литиевых пегматитов: Южно-Сангиленский пегматитовый пояс (Є<sub>3-01</sub>) 1, 2 – месторождения Тастыг, Пичи-Тастыг Хусуингольского поля, 3 – группа проявлений Бурчинского поля, 4 – группа проявлений Сутлугского поля, 5 – Хартынское поле; Центрально-Сангиленский пегматитовый пояс (P<sub>3</sub>) 6-7 проявления Кара-Адыр, Шук-Бюль Сольбельдерского поля; I-V плутоны гранитов кыстарысского комплекса (Є<sub>3-01</sub>) I – Дзос-Хусуингольский, II – Учуглыкский, III – Темэнчулу, V – Быстринско-Каргинский; IV – Верхне-Церигийнольский массив церигийнольского комплекса (Є<sub>1,2</sub>).

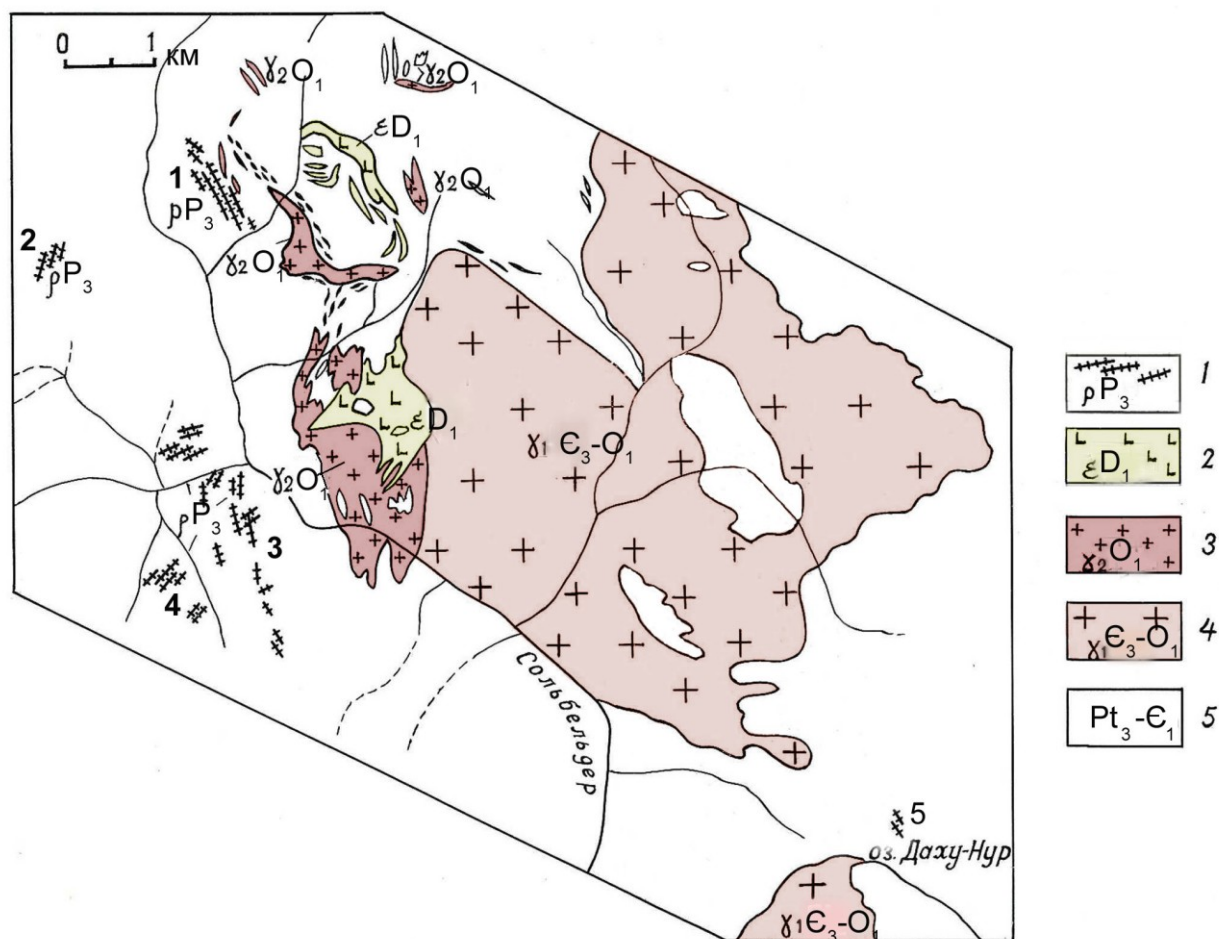


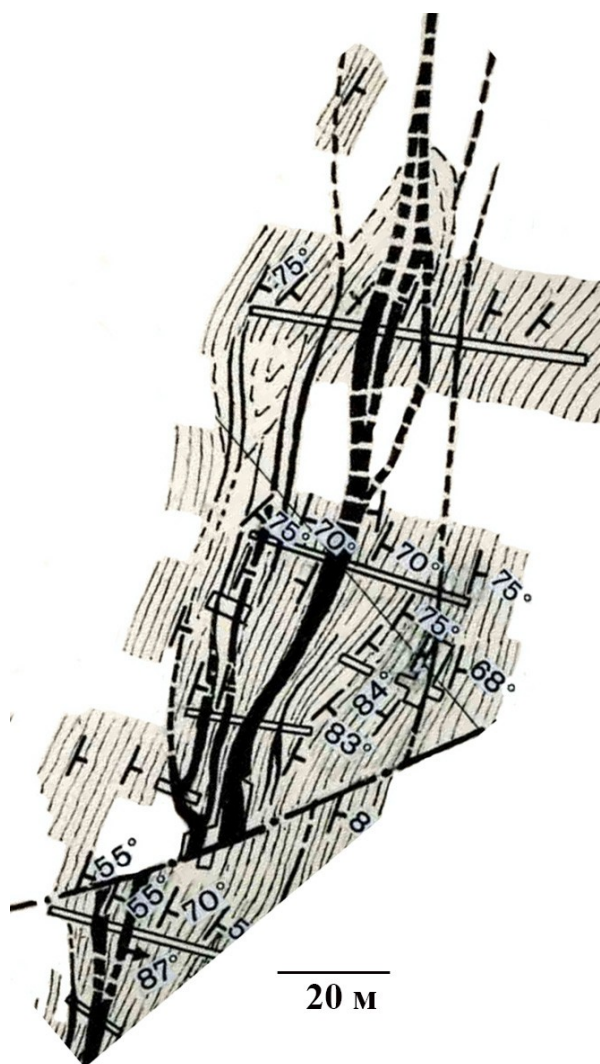
Рис. 12. Схематизированная геологическая карта Сольбельдерского пегматитового поля м-б 1:50 000 (по неопубликованным фондовым материалам (Хрюкин В.Г и др., 1961) с уточнениями и дополнениями Кузнецовой Л.Г.)

1 – жилы пегматитов со сподуменом ( $\rho P_3$ ); 2 – щелочные сиениты ( $\epsilon D_1$ ); 3 – лейкократовые двуслюдяные граниты ( $\gamma_2 O_1$ ); 4 – биотитовые граниты главной фазы ( $\gamma_1 \epsilon_3 - O_1$ ); 5 – известняки и метатерригенные породы нарынского комплекса ( $V - \epsilon_1$ ). Цифры на схеме – проявления литиевых пегматитов: 1 – Шук-Бюль, 2 – Озерное, 3, 4 – группа проявлений Кара-Адыр, 5 – Дахунурское.

Сольбельдерское поле редкометальных пегматитов расположено в долине р. Сольбельдер и ее притоков вдоль западного контакта Быстринско-Каргинского гранитного массива (БКМ) (рис. 12). Оно включает два крупных и несколько мелких проявлений редкометальных пегматитов, рассредоточенных вдоль зоны разломов северо-западного простирания, проходящей по долине р. Сольбельдер. БКМ имеет гетерогенное строение. В его объеме преобладают гнейсовидные среднезернистые биотитовые плагиограниты главной фазы (возраст 492 млн лет). Они прорваны небольшими штоками мелкозернистых двуслюдяных лейкогранитов (возраст 471 млн лет), переходящих в жильные пегматоидные мусковитовые лейкограниты. Граниты обеих разновидностей прорывают щелочные сиениты (возраст 378 млн лет). Плагиограниты главной фазы БКМ по составу относятся к умеренно- и низко-калиевым гранитам известково-щелочной серии с нормальной общей щелочностью, умеренными глиноземистостью и железистостью. На дискриминационных петрохимических диаграммах их фигуративные точки попадают в поля гранитов вулканических дуг (I-тип). Сравнение их редкоэлементного и изотопного (Sm-Nd-Sr) состава с высоко-



калиевыми умеренно щелочными гранитами кыстарысского комплекса из массивов ЮСП (А-тип) показало, что, несмотря на одинаковый возраст, они имели разные источники и не могут принадлежать к одному комплексу (Кузнецова, Дриль, 2018). Лейкограниты БКМ, как и граниты главной фазы, характеризуются низкими уровнями накопления большинства редких и летучих элементов, свойственных для редкометальных пегматитов Сольбельдерского поля (г/т):  $Li < 100$ ,  $Ta < 2$ ,  $Be < 6$ ,  $Sn < 7$ ,  $F < 800$ ,  $B < 10$ . Нефелиновые сиениты, завершившие формирование БКМ, относятся к щелочным породам среднего состава - миаскитам и мариуполитам и характеризуются высокими железистостью, общей и калиевой щелочностью, повышенными содержаниями ( $n \times 100$  г/т) Zr, Nb и очень низкими содержаниями редких литофильных элементов Li, Rb, Cs, Sn, Be, Ta, что свидетельствует об их иной редкометальной специализации, чем у богатых литием гранитных пегматитов.



А



Б

**Рис. 13.** (А) Фрагмент плана поверхности проявления сподуменовых пегматитов Шук-Бюль, масштаб 1 : 2000; (Б) коренной выход жил и образец сподуменовых пегматитов проявления Шук-Бюль. Фото Л.Г. Кузнецовой.

Редкометальные сподуменовые пегматиты Сольбельдерского поля встречаются только вне границ БКМ, образуя серии субпараллельных жил, внедрившихся по трещинам отслоения и отрыва во вмещающих породах (рис. 13). Они характеризуются всеми признаками интрузивного происхождения и обычно представляют субвертикальные плитообразные или изогнутые тела протяженностью до нескольких сотен метров и мощностью от 0,5 до 3-4 м. Реже встречаются жилы с резкими раздувами, перегибами, либо тела линзовидной формы. Наиболее крупными среди них являются проявления Шук-Бюль (6-й объект) и Кара-Адыр (7-й объект). Все редкометальные пегматиты Сольбельдерского поля являются литиеносными, но по минеральному составу и геохимическим особенностям среди них выделяются два подтипа – (1) преобладающий сподуменовый с преимущественно литиевым оруденением и (2) лепидолит-эльбаитовый с комплексным (Li-Cs-Ta) редкометальным оруденением, между которыми наблюдаются фациальные переходы.



Рис. 14. Вид на гору с проявлением сподуменовых пегматитов Шук-Бюль<sup>6</sup> (фото Л.Г. Кузнецовой).

#### **Жильная серия проявления Шук-Бюль (6-й объект)**

Включает около десяти жил сподуменовых пегматитов плитообразной формы с литиевым оруденением, образующих в апикальной части раздув с минерализацией комплексного Li-Cs-Ta-Sn-Be типа (рис. 13, 14). Они прорывают метапесчаники и метасланцы чахыртойской свиты нижнего кембрия и характеризуются слабо зональным

<sup>6</sup> Названо по начальным буквам фамилий и имен геологов, открывших и проводивших оценку проявления: Шульга, Уханов, Коновалова и Борис, Юрий, Лилия. Прим. А.А. Монгуша.



линзовидно-полосчатым внутренним строением, обусловленным чередованием фациальных разновидностей доминирующего мелко- или среднезернистого кварц-сподумен-полевошпатового комплекса. Соотношение главных породообразующих минералов варьирует в широком диапазоне, отражая дифференциацию редкометалльных расплавов в направлении их обогащения литием. Содержание сподумена варьирует обычно от 14 до 30 мол. %. В зоне раздува в кварц-сподумен-полевошпатовом комплексе появляются гнезда голубоватого альбита клевеландита, серебристого лепидолита с зернами полихромного турмалина и поллуцита, структура меняется на более крупнозернистую до блоковой.

#### **Жилы сподуменных пегматитов проявления Кара-Адыр (7-й объект)**

Жилы внедрялись в толщу мраморизованных известняков аймакской свиты венда в беспокойной тектонической обстановке, что отразилось в их сложной морфологии. В целом они характеризуются таким же минеральным и химическим составом, что и редкометалльные гранитоиды проявления Шук-Бюль, внедрившиеся в слюдистые метатерригенные породы. Однако, плагиоклаз в них представлен олигоклазом, а в одной из жил в эндоконтактной зоне развит скаполит (Кузнецова, Сизых, 2004). Литиевый турмалин, встречающийся в этих жилах, по составу относится к редким разновидностям - лиддикоатиту и литиевому увиту (Кузнецова и др., 2011).



Рис. 15. Вид на гору с проявлением сподуменных пегматитов Кара-Адыр (фото Л.Г. Кузнецовой).

Сравнение состава сподуменных пегматитов проявления Кара-Адыр и месторождения Тастыг Хусуингольского поля, также внедрившихся в известняки, показало, что пегматиты Сольбельдерского поля значительно сильнее загрязнены известково-карбонатным материалом. Поскольку признаков прямого взаимодействия пегматитов с вмещающими известняками обычно не наблюдается,



предполагается, что редкометальные расплавы были контаминированы на путях внедрения. Установлено, что они кристаллизовались в присутствии флюидной фазы, состоящей в основном из  $\text{CO}_2$  с примесью  $\text{CH}_4$  и  $\text{N}_2$ , но в Сольбельдерском поле при более высоком флюидном давлении (до 5,8-6,1 кбар при 600 °С), чем в Хусуингольском поле (до 4.2 кбар при 600 °С). Предполагается, что степень контаминации расплавов зависела от активности  $\text{CO}_2$  и возрастала с увеличением флюидного давления (Кузнецова, Прокофьев, 2008). Содержания магмофильных флюидных компонентов (F, B,  $\text{H}_2\text{O}$ ) в сподуменовых пегматитах Сольбельдерского поля в основном очень низкие (F 0.02-0.11;  $\text{B}_2\text{O}_3 \leq 0.13$ ;  $\text{H}_2\text{O} \leq 0.60$  мас. %) и не коррелируют с интенсивным накоплением лития – до 4 мас. %  $\text{Li}_2\text{O}$ . Но их содержания значительно повышаются (F до 2;  $\text{B}_2\text{O}_3$  до 1.5;  $\text{H}_2\text{O}$  до 1.3 мас. %) в кварц-лепидолит-альбитовом минеральном комплексе с турмалином. По отношению к сподуменовым пегматитам этот комплекс является фацией, проявившейся при повышении активности F,  $\text{H}_2\text{O}$ , B в условиях снижения давления и ухода из расплава C-O-H флюидов. Не случайно пегматиты этого состава встречаются как дочерние обособления в апикальных частях и раздувах некоторых даек сподуменовых пегматитов Сольбельдерского поля. В них, помимо высоких содержаний лития (1-2 мас. %  $\text{Li}_2\text{O}$ ), значительно повышены содержания ( $n \times 100$  г/т) Rb, Cs, Be, Sn, Ta, сконцентрированных в слюдах и акцессорных минералах.

Сопоставление полученных данных о возрасте, составе и направлении геохимической эволюции редкометальных пегматитов Сольбельдерского поля с характеристиками предшествовавших им плутонических пород раннепалеозойского и девонского возраста свидетельствует об отсутствии преемственности их редкометальной специализации и об образовании редкометальных пегматитов в результате автономного магматического импульса.

### ***Интрузивы щелочных пород и карбонатитов Центрального Сангилена***

*Сугоракова А.М., ТувИКОПР СО РАН, г. Кызыл, [samina51@inbox.ru](mailto:samina51@inbox.ru)*

Интрузивы щелочных пород и карбонатитов Центрального Сангилена прорывают неопротерозойские мраморы, метакarbonатные и метатерригенно-карбонатные отложения нарынского комплекса чехла позднего рифея–венда (рис. 11, 16). Их совокупность сопоставляется с производными мергелисто-известняковой формации эпиконтинентальных морей и внешнего океанического шельфа (Гибшер, Терлеев, 1992; Гоникберг, 1997). На отдельных участках осадочного разреза отмечаются более глубоководные венд-кембрийские вулканогенно-терригенно-карбонатные образования. Плутоны приурочены к протяженной (~ 200 км) субмеридиональной зоне глубинных разломов фундамента, которая контролирует большинство проявлений разновозрастного щелочного магматизма Сангилена (Хомичев и др., 2009).

#### **Дахунурский массив (8-й объект)**

Массив состоит из двух сближенных крутопадающих тел (~ 1.5 км<sup>2</sup>) ультраосновных фойдолитов (якупирангит–мельтейгитов, ийолитов, ийолит-уртитов, уртитов) и ассоциирующих нефелиновых сиенитов (рис. 16б). Среди фойдолитов с первичным нефелин-клинопироксеновым парагенезисом встречаются пегматоидные и метасоматически измененные участки с широко развитым кальцитом, шорломитом,

цеолитом, а также карбонатитоподобные жильные (1–10 × 50–100 метров) образования. Нефелиновые сиениты отличаются повышенным (до ~ 20–25 %) содержанием амфибола и биотита и слабо выраженным полосчатым строением.

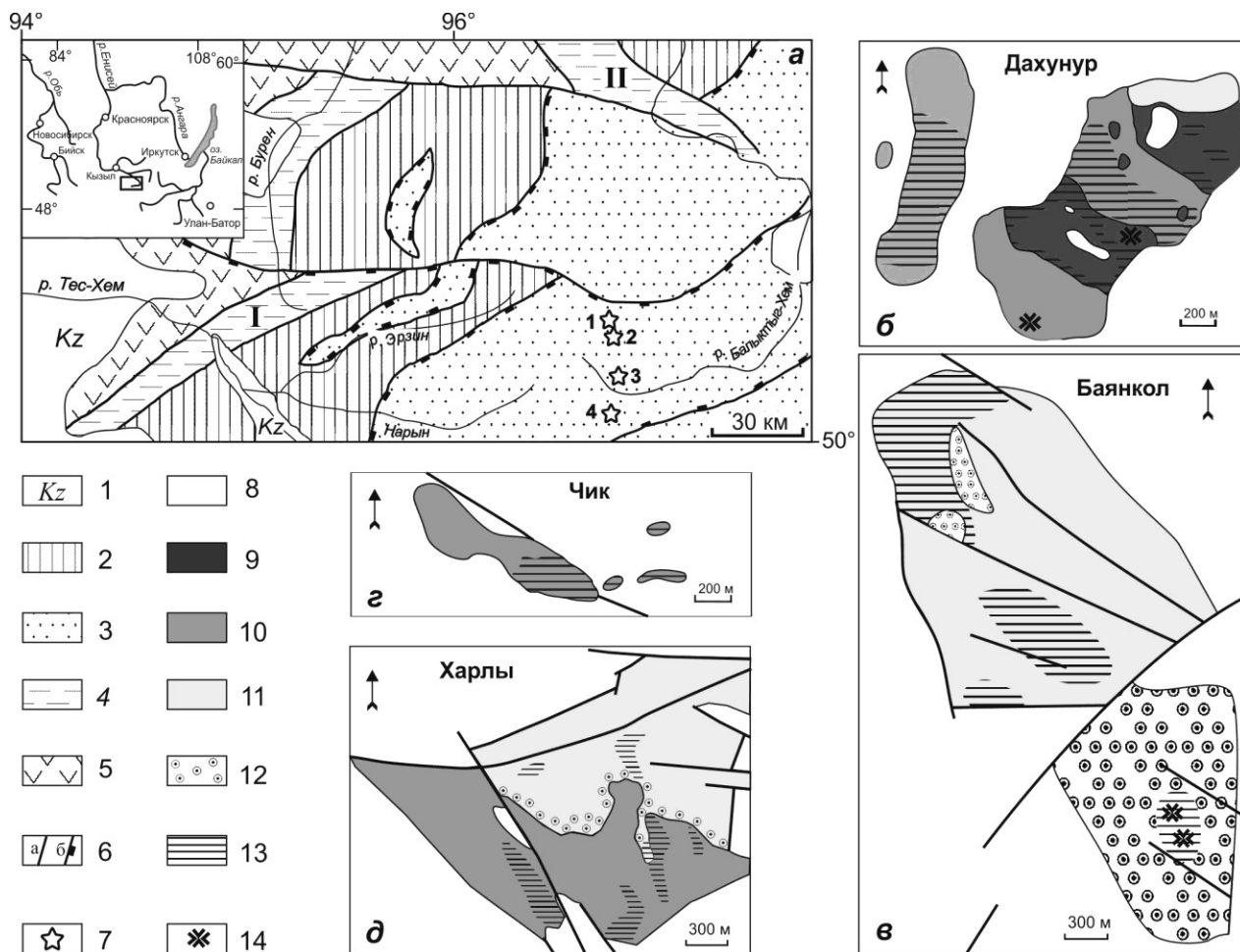


Рис. 16. Геологическая позиция и внутреннее строение щелочных интрузивных массивов нагорья Сангилен.

а – фрагмент геолого-структурной схемы Западного и Центрального Сангилен, по [Гибшер и др., 2000]. На врезке показаны географическое расположение и ареал распространения (прямоугольный контур) щелочных интрузий; б–д – геологические схемы Дахунурского (б), Баянкольского (в), Чикского (г), Харлинского (д) плутонов [Кононова, 1957, 1962, 1976; Яшина, 1982; Андреева и др., 1984; Врублевский и др., 2014а]. 1 – кайнозойские наложенные впадины, 2 – неопротерозойские кристаллосланцы, гнейсы, мраморы и кварциты Западного Сангилен, 3 – окраинно-континентальные комплексы метаморфизованных карбонатно-терригенных и вулканогенных пород позднего рифея–венда и кембрия Центрального Сангилен, 4 – венд–раннекембрийские тектонизированные фрагменты (I – Агардагская, II – Каахемская зоны) задуговых бассейнов, выполненные пиллоу-лавами, кремнистыми и турбидитовыми отложениями с развитым серпентинитовым меланжем и секущими габбро-плагиигранитами; 5 – венд–кембрийские островодужные комплексы (известково-щелочные вулканы, карбонатные отложения, габбро-тоналит-плагиигранитные интрузии) Восточно-Таннуольской структурно-формационной зоны и прорывающие их коллизионные гранитоидные батолиты позднего кембрия–ордовика, 6 – тектонические разломы (а) и границы покровных структур (б), 7 – местоположение щелочных массивов (I – Харлинский, 2 – Баянкольский, 3 – Дахунурский, 4 – Чикский), 8 – горнопородные комплексы в экзоконтакте интрузий, 9–14 – магматические породы: 9 – якупирангиты-мельтейгиты, 10 – ийолиты, ийолит-уртиты, уртиты, 11 – нефелиновые сиениты (фойяиты), 12 – ювиты (полевошпатовые уртиты), 13 – зоны карбонатизации и распространения карбонатитовых жил, 14 – участки пегматоидных щелочных пород.

### **Баянкольский массив (9-й объект)**

Массив образует два обособленных штоковидных тела с общей площадью около 7 км<sup>2</sup>, разделенные долиной ручья Баян-Кол. В более крупном сателлите в левобережной части преобладают основные фельдшпатоидные сиениты (эгирин-геденбергитовые фойяиты) (рис. 16в). Для них характерна первичная расслоенность с чередованием меланократовых и лейкократовых разновидностей. Второе тело имеет сравнительно однородный состав и сложено существенно нефелиновыми породами – ювитами (полевошпатовыми уртитам). В эндоконтакте интрузии отмечаются мельтейгиты и ийолиты. Нередко щелочные породы вмещают маломощные (0.2–1 м) апатит-кальцитовые жилы и линзы, которые по своему составу сходны с карбонатитами.



Рис. 17. Вид на участок в правобережной части Баянкольского месторождения уртитов (фото А.А. Монгуша).

### **Чикский массив (10-й объект)**

Массив представляет собой совокупность из четырех разрозненных небольших пластинообразных тел ультраосновных фойдолитов на площади ~ 2 км<sup>2</sup> (рис. 16г), расположенных в бассейне нижнего течения р. Чик-Хем, правого притока р. Балыктыг-Хем. В самом крупном сателлите магматические породы образуют субвертикальный шпирово-полосчатый комплекс с чередованием ийолит-уртитов, ийолитов и мельтейгитов (Кононова, 1957). В его юго-восточной части развиты шорломитовые и обогащенные карбонатом разновидности. Среди щелочных пород наблюдаются скелетные и каплевидные выделения кальцита, а также жильные апатит-кальцитовые породы, подобные карбонатитам. Мраморы в экзоконтакте и ксенолитах преобразованы в кальцифиры.

В целом, карбонатитоподобные породы, установленные в щелочных интрузивах Сангилена, образуют секущие жилы и линзы небольшой (от 0.2–1 до 5–10 метров) мощности, нередко с ксенолитами нефелиновых сиенитов. Они обладают существенно кальцитовым составом и средне-крупнозернистым полнокристаллическим строением. Наряду с доминирующим карбонатом отмечаются порфирировидные выделения полевого шпата (до 20 %; Дахунурский, Баянкольский массивы), пятнистые и полосчатые

обособления зерен апатита (до 20–25 %), реже отдельные кристаллы или их скопления биотита, амфибола, клинопироксена и нефелина (до 10–15 %), которые свидетельствует о высокотемпературном режиме. Спорадически встречаются флюорит и магнетит.

#### **Изотопно-геохронологические исследования**

В изученных щелочных породах значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(t)$  варьируют в интервале 0.70570–0.70733 ( $\epsilon_{\text{Sr}}(t) \approx 25\text{--}48$ ) и 0.512153–0.512328 ( $\epsilon_{\text{Nd}}(t) \approx 3\text{--}6.3$ ) соответственно. Эндогенные существенно карбонатные породы (карбонатитоподобные породы) обладают сходным изотопным составом ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(t)$  0.512123–0.512982;  $\epsilon_{\text{Nd}}(t) \sim$  от +6.5 до –0.5;  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$  0.70567–0.70762,  $\epsilon_{\text{Sr}}(t) \approx 25\text{--}53$ ), что свидетельствует об их комагматичности и родственном источнике вещества. Возникновение подобной зависимости изотопных параметров нередко трактуется как результат смешения материала деплетированной (PREMA-тип) и обогащенной (EM-тип) мантии с компонентами верхней континентальной коры. На участие домена EM 1 в магмогенезисе указывают изотопные особенности свинца ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  17.28;  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  15.40;  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  37.21) в калиевом полевоом шпате из полевошпат-кальцитовых пород Харлинского плутона.

В оценке временных рубежей развития щелочного магматизма Центрального Сангиленга существуют значительные (~100 млн лет) расхождения изотопных дат от среднего до позднего палеозоя включительно. Наклон Sm–Nd изохрон по Чикскому и Харлинскому массивам соответствует более древнему возрасту ~ 490–500 млн лет, который подтверждается U–Pb исследованиями граната, где конкордантный возраст андрадит-моримотоита составляет  $492 \pm 2$  млн лет (Сальникова и др., 2018). Возможно, что сильное омоложение биотита примерно до 330 млн лет, наблюдаемое в фойюитах Дахунурского интрузива (Врублевский и др., 2014), было вызвано прогревом и низкотемпературной перестройкой изотопной K–Ar системы слюды за счет развития в этой части ЦАСП позднекарбонатового щелочно-гранитоидного магматизма (Ярмлюк и др., 2010, 2017).

## Литература

- Алтухов Е.Н., Алтухов Е.Е., Вашурин А.И., Усова Т.Ю. Основы редкометальной металлогении. Москва, Изд-во ИМГРЭ, 2005, 167 с.
- Болонин А.В. Редкие земли, иттрий, уран, торий и стронций в рудах Карасугского карбонатитового месторождения в Туве // Руды и металлы. 1999. № 6. С. 31–43.
- Болонин А.В. Морфология и структурный контроль карбонатитов Карасугского месторождения, Тува // Руды и металлы. 2002. № 2. С. 34–43.
- Болонин А.В., Никифоров А.В. Химический состав минералов карбонатитов Карасугского месторождения в Туве // Геология рудных месторождений, 2004. Т.46. № 5. С. 427–443.
- Болонин А.В., Никифоров А.В., Лыхин Д.А., Сугоракова А.М. Чайлюхемское флюорит-барит-стронций-редкоземельное карбонатитовое рудопроявление (Западный Саян). // Геология рудных месторождений. 2009. Т. 51. № 1. С. 20–37.
- Беляев С.Ю., Терлеев А.А. Современная структура Сангиленга // Геология и геофизика. 1990. № 12. С. 20–29.
- Владимиров В.Г., Владимирова А.Г., Гибшер А.С., Травин А.В., Руднев С.Н., Шемелина И.В., Барабаш Н.В., Савиных Я.В. Модель тектоно-метаморфической эволюции Сангиленга (Юго-Восточная Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизийного тектогенеза // Доклады Академии наук. 2005. Т. 405(1). С. 82–88.
- Врублевский В.В., Никифоров А.И., Сугоракова А.М., Лыхин Д.А., Козулина Т.В., Юдин Д.С. Возраст и природа щелочных пород Дахунурского плутона, Юго-Восточная Тува // Известия Томского политехнического университета, 2014, Т. 324(1), с. 146–153.
- Гибшер А.С., Терлеев А.А. Стратиграфия верхнего докембрия и нижнего кембрия Юго-Восточной Тувы и Северной Монголии // Геология и геофизика. 1992. № 11. С. 26–34.
- Гибшер А.С., Владимирова А.Г., Владимирова В.Г. Геодинамическая природа раннепалеозойской покровно-складчатой структуры Сангиленга (Юго-Восточная Тува) // Доклады Академии наук. 2000. Т. 370(4). С. 489–492.
- Гоникберг В.Е. Палеотектоническая природа северо-западной окраины Сангиленского массива Тувы в позднем докембрии // Геотектоника. 1997. № 5. С. 72–84.
- Государственная геологическая карта РФ, м-б 1:1 000 000, серия Алтае-Саянская, лист М-47, Санкт-Петербург, ВСЕГЕИ, 2010.
- Козаков И.К., Азимов П.Я. Геодинамическая обстановка формирования гранулитов Сангиленского блока Тувино-Монгольского террейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс) // Петрология, 2017, том 25, № 6, с. 1–11.
- Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Натман А., Бибилова Е.В., Кирилова Т.И., Тодт В., Кренер А., Яковлева С.З., Лебедев В.И., Сугоракова А.М. Возрастные рубежи структурного развития метаморфических комплексов Тувино-Монгольского массива // Геотектоника. 2001. № 3. С. 22–43.
- Кононова В.А. Уртит-ийолитовые интрузии Тувы и роль метасоматических процессов при их формировании // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1957. № 5. С. 37–55.
- Коростин П.В. Геология и железорудные месторождения Улатай-Чозской рудной зоны (Тувинская автономная область). Кандидатская диссертация. ВСЕГИИ, г. Ленинград. 1957.
- Кузнецова Л.Г., Сизых Ю.И. К вопросу о природе скаполита в редкометальных пегматитах Сангиленга // ж. Доклады РАН, 2004, Т. 395, № 5, с.406–410.
- Кузнецова Л.Г., Дриль С.И. Sm-Nd изотопные характеристики источников раннепалеозойских коллизийных гранитоидов в поясах редкометальных пегматитов Сангиленского нагорья // Материалы 7-ой Российской конференции по изотопной геохронологии «Методы и геологические результаты изучения изотопных геохронометрических систем минералов и пород» (5-7 июня 2018 г.), Москва, Изд-во ИГЕМ РАН, 2018, с. 59–60.
- Кузнецова Л.Г., Прокофьев В.Ю. Роль флюидов в формировании богатых литием аплитов и пегматитов, залегающих в известняках // Материалы XIII международной конференции по термобарогеохимии и IV симпозиума APFIS. 2008. Москва. ИГЕМ РАН. Т. 1. С. 102–105

Кузнецова Л.Г., Шокальский С.П. Месторождения лития в редкометальных пегматитах Республики Тыва // Литий России: Минерально-сырьевые ресурсы, инновационные технологии, экологическая безопасность: Материалы Всероссийского научно-практического совещания с международным участием г. Новосибирск, 24-26 мая 2011 г. / Рос. акад. наук, Сиб. отд-ние, Ин-т химии твердого тела и механохимии. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 2011. С. 65-70.

Кузнецова Л.Г., Золотарёв А.А., Франк-Каменецкая О.В., Рождественская И.В., Бронзова Ю.М., Спратт Дж., Эртль А. Химический состав и видовая принадлежность турмалинов из редкометальной пегматитовой жилы со скаполитом (Сангиленское нагорье, Тува) // Записки Российского минералогического общества, 2011, № 1, с. 102-116.

Лебедев В.И. Рудномагматические системы эталонных арсенидно-кобальтовых месторождений. Новосибирск. Изд-во СО РАН. 1998.

Никифоров А.В., Болонин А.В., Сугоракова А.М., Попов В.А., Лыхин Д.А. Карбонатиты Центральной Тувы: геологическое строение, состав и условия проявления. // Геология рудных месторождений. 2005. № 4. С. 60-83.

Никифоров А.В., Болонин А.В., Покровский Б.Г., Сугоракова А.М., Чугаев А.В., Лыхин Д.А. Геохимия изотопов (O, C, S, Sr) и Rb-Sr возраст карбонатитов Центральной Тувы. // Геология рудных месторождений. 2006. № 4. С. 296-319.

Митропольский А.С. О древних зонах окисления месторождении карбонатных руд Западной Тувы // Геология и геофизика. 1962. № 1. С. 64-77.

Шорыгина Л.Д. Стратиграфия кайнозойских отложений Западной Тувы. Тр. геол.ин-та АН СССР, 1960. вып. 26. С. 165-203.

Онтоев Д.О. Некоторые вопросы геологии фтор-редкоземельно-железородных месторождений // Геология рудных месторождений. 1963. т.5 № 6. С.18-33

Поля редкометальных гранитных пегматитов (геохимическая специализация и закономерности размещения). Ред. Л.Н. Овчинников и М.В. Кузьменко, Москва, Наука, 1975, 332 с.

Пузанов Л.С., Кандинов М.Н. О значении жидкой углекислоты в минералах флюорит-барит-железородного оруденения // Тез. совещ. "Углерод и его соединения в эндогенных процессах минералообразования". Львов. 1975. С. 96– 98.

Рогов Н.В., Шаболинская Е.Д. О редкометаллопегматитоносном кыстарысском гранитном комплексе Сангилена // Магматизм и металлогения рудных районов Тувы. Новосибирск, Наука, 1992, с. 42-48.

Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Никифоров А.В., Котов А.Б., член-корреспондент РАН Ярмолюк В.В., Анисимова И.В., Сугоракова А.М., Плоткина Ю.В. Бастнезит – перспективный минерал-геохронометр для U-Pb геохронологических исследований // Доклады РАН. 2010. Т.430. № 3. С. 386-388.

Сальникова Е.Б., Стифеева М.В., Никифоров А.В., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Анисимова И.В., Сугоракова А.М. Гранаты ряда андрадит-моримотоит – потенциальные минералы геохронометры для U-Pb датирования ультраосновных щелочных пород // ДАН. 2018.

Хомичев В.Л., Бухаров Н.С., Минин В.А. Эталон сангиленского габбро-нефелинсиенит-щелочногранитового комплекса (Юго-Восточная Тува). Новосибирск: СНИИГГиМС. 2009. 193 с.

Хомяков А.П. Особенности минералогии и распределения редких элементов в одном из месторождении фтор-карбонатов редких земель. В кн.: Минералогия и генетические особенности щелочных массивов. М.: Наука. 1964.

Шенкман Я.Д. Гранитоидные интрузивные комплексы Восточной Тувы. Москва, Недра, 1980, 133 с.

Ярмолюк В.В., Никифоров А.В., Сальникова Е.Б., Травин А.В., Козловский А.М., Котов А.Б., Шурига Т.Н., Лыхин Д.А., Лебедев В.И., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В., Яковлева С.З. Редкометальные гранитоиды месторождения Улуг-Танзек (Восточная Тыва): возраст и тектоническое положение // Доклады Академии наук. 2010. Т. 430(2). С. 248–253.

Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Травин А.В. Позднепалеозойский анорогенный магматизм Южной Монголии: этапы формирования и структурный контроль // Доклады Академии наук. 2017. Т. 475(2). С. 180–185.



Приложение 1. Список участников

I Всероссийской полевой конференции с международным участием (Кызыл – Сангилен, 14–30 июля 2018 г.) ГЕОЛОГИЯ, МАГМАТИЗМ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЦЕНТРА АЗИИ. 2018: РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ САНГИЛЕНА (ЩЕЛОЧНЫЕ ИНТРУЗИВЫ, КАРБОНАТИТЫ)

University of Manitoba, Canada

1. *Chakhtouradian Anton Rollanych, Professor, Dept. Geological Sciences,*
2. *Reguir Ekaterina Petrovna, Research Associate, Dept. Geological Sciences*

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва

3. *Никифоров Анатолий Викторович, с.н.с., к.г.-м.н.*
4. *Никифорова Наталья Федоровна*
5. *Поляков Николай Андреевич, старший лаборант*
6. *Расс Ирина Теодоровна, с.н.с., д.г.-м.н.*

Московский государственный университет

7. *Спиридонов Эрнст Максевич, профессор каф. минералогии, д.г.-м.н.*

Санкт-Петербургский государственный Университет

8. *Путинцева Елена Владимировна, куратор петрографического музея*
9. *Писаренко Саша*

Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск

10. *Владимиров Владимир Геннадьевич, с.н.с., к.г.-м.н.*
11. *Гибшер Анатолий Станиславович, с.н.с., к.г.-м.н.*
12. *Гибшер Анастасия Анатольевна, н.с., к.г.-м.н.*
13. *Кармышева Ирина Владимировна, с.н.с., к.г.-м.н.*
14. *Лебедев Владимир Ильич, г.н.с., д.г.-м.н.*
15. *Шелепаев Роман Аркадьевич, с.н.с., к.г.-м.н.*

Институт геохимии СО РАН, Иркутск

16. *Владыкин Николай Васильевич, г.н.с., зав. лабораторией, д.г.-м.н.*
17. *Кузнецова Людмила Геннадьевна, с.н.с., к.г.-м.н.*
18. *Радомская Татьяна Александровна, н.с., к.г.-м.н.*
19. *Шапвалов Михаил Александрович, инженер*

Национальный Исследовательский Томский государственный университет

20. *Козулина Тамара Викторовна, инженер*

Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН

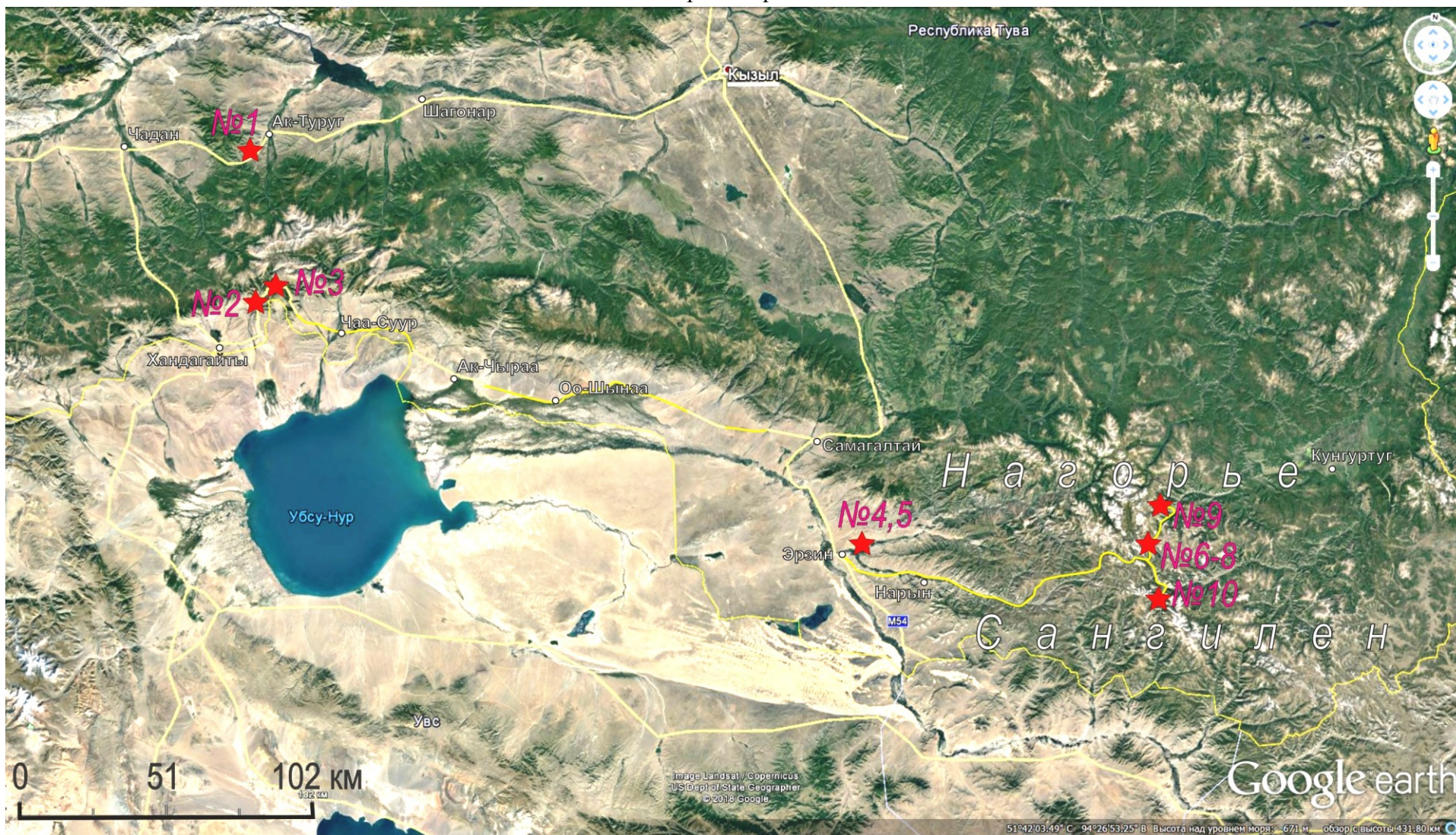
21. *Горшкова Людмила Константиновна, инженер*
22. *Кальная Ольга Ивановна, с.н.с., к.г.н.*
23. *Кужугет Ренат Васильевич, с.н.с., к.г.-м.н.*
24. *Монгуш Андрей Александрович, зам. директора, к.г.-м.н.*
25. *Ооржак Шолбан Николаевич, инженер*
26. *Прудников Сергей Григорьевич, зав. лабораторией, к.г.-м.н.*
27. *Сугоракова Амина Мидхатовна, в.н.с., к.г.-м.н.*
28. *Хертек Чаяна Март-ооловна, м.н.с.*

Тувинский территориальный фонд геологической информации

29. *Дружков Валерий Павлович, геолог*

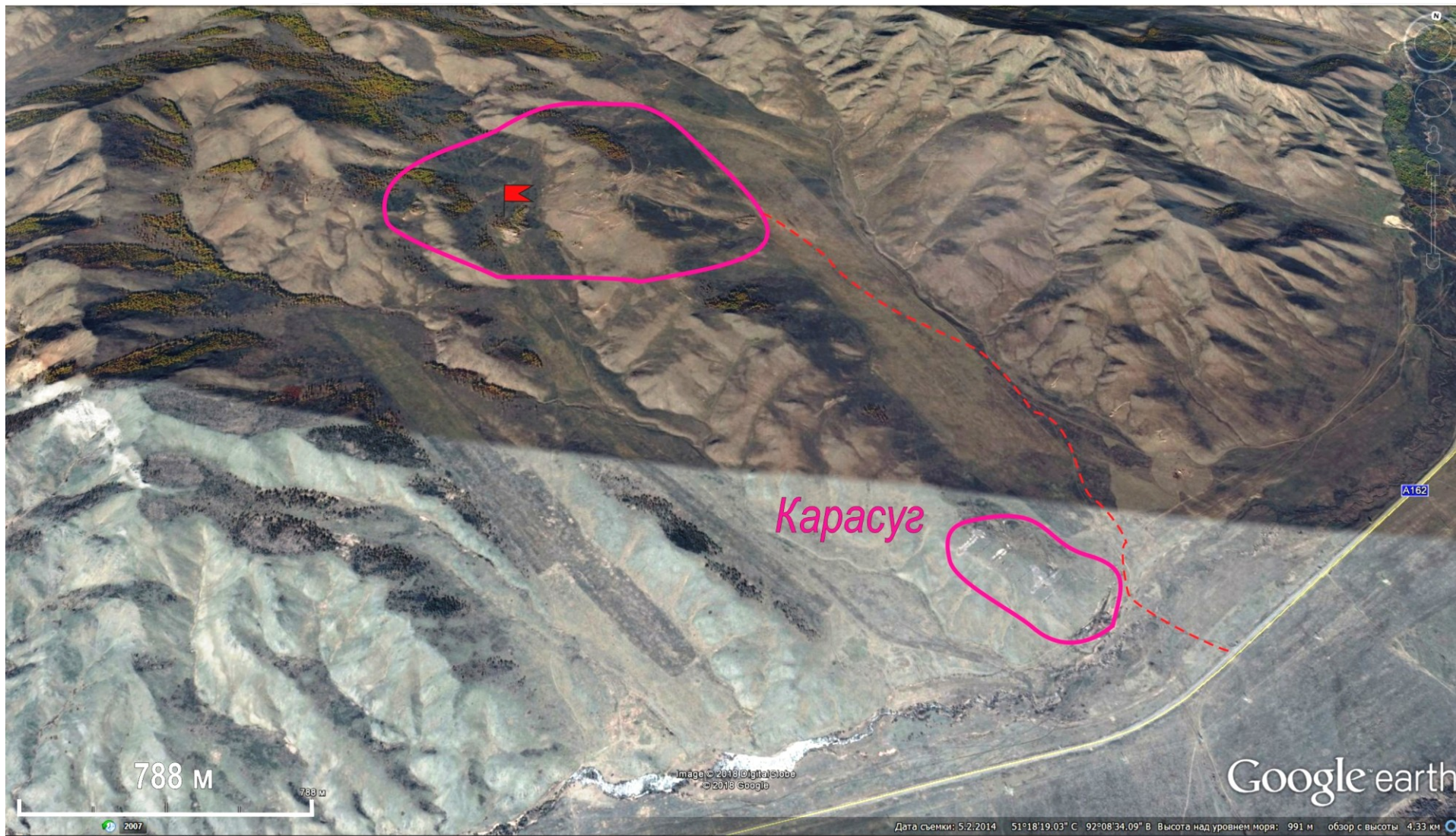


Обзорная карта



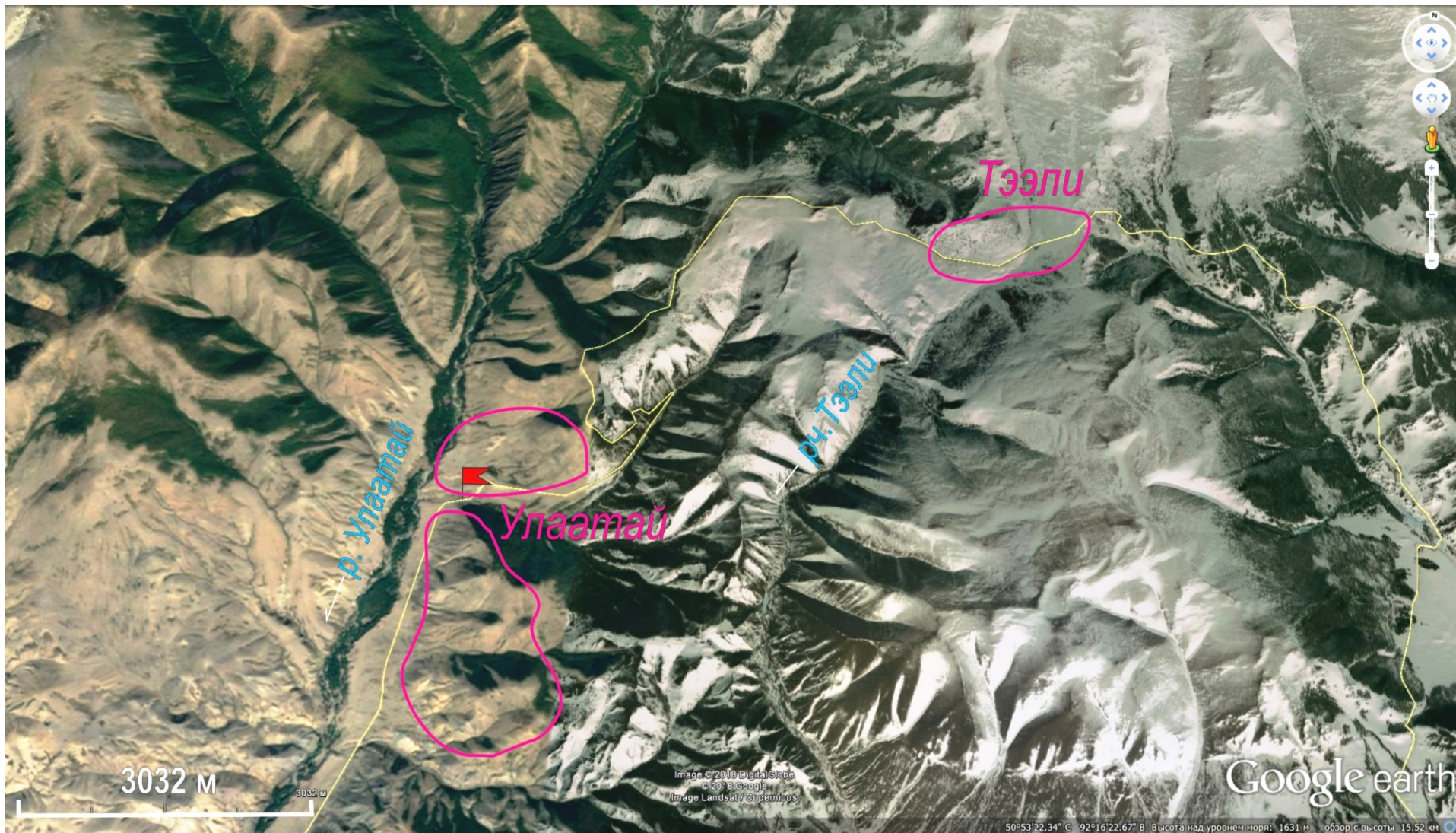


1) Карасугское железорудно-барит-флюорит-редкоземельное месторождение



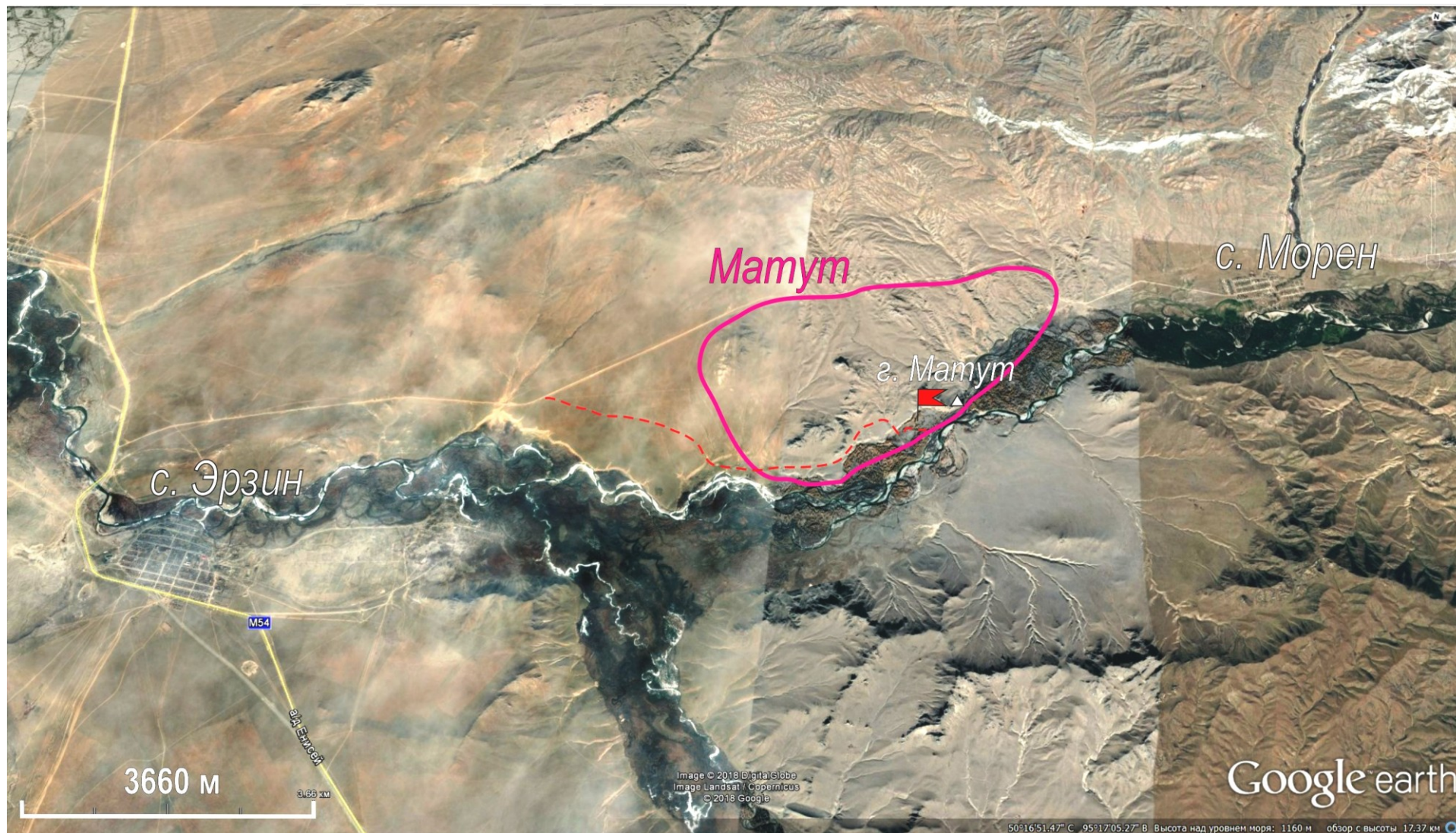


2) Улагайское и 3) Тээли-Оргудытское рудные поля карбонатитов





Матутский участок: 4) гранитоидный массив, габбро-гранитные дайки; 5) эрзинский метаморфический комплекс



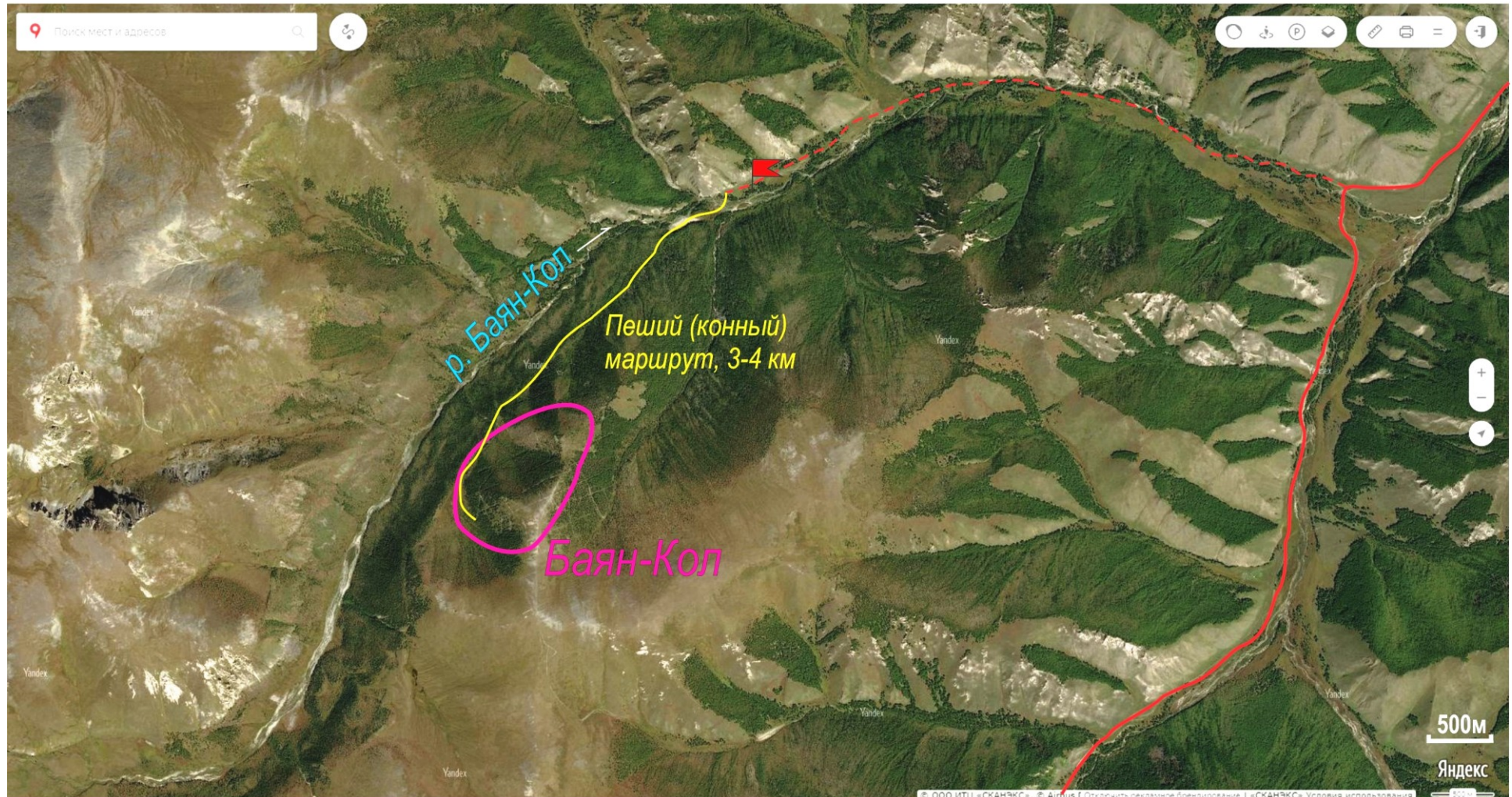


Соль-Бельдырское поле сподуменовых пегматитов: участки 6) Шук-Бюль и 7) Кара-Адыр.  
8) Дахунурский массив фойдолитов и фойяитов





9) Баян-Кольское месторождение уртитов, нефелиновых сиенитов





## 10) Чикский массив

