



БЮЛЛЕТЕНЬ

# ПРИРОДНЫЕ РЕСУРСЫ ГОРНОГО АЛТАЯ

•ГЕОЛОГИЯ •ГЕОФИЗИКА•ГИДРОГЕОЛОГИЯ •ГЕОЭКОЛОГИЯ  
•МИНЕРАЛЬНЫЕ И ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ

Издание Горно-Алтайского регионального отделения Российского геологического общества

**1(16) / 2013**

Основан в 2004 году  
Выходит два раза в год

## УЧРЕДИТЕЛИ

- Управление по недропользованию по Республике Алтай (Горно-Алтайскнедра)
- Горно-Алтайское региональное отделение Российского геологического общества
- Филиал по Республике Алтай ФГУ “Территориальный фонд информации по Сибирскому федеральному округу”

## РЕДАКЦИОННЫЙ СОВЕТ

Л.К. Гракова - председатель  
С.А. Попов  
В.Л. Ермаков  
Н.П. Запивалов  
Е.П. Афоничкина  
А.А. Кудирмеков

## РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

В.М. Рычков - главный редактор  
В.И. Крупчатников - отв.секретарь  
Г.А. Винокурова  
С.И. Рычкова  
О.В. Купина

А д р е с р е д а к ц и и:

649000, Республика Алтай, г. Горно-Алтайск, ул. Улагашева, 13, четвертый этаж.  
Т. (38822) 2-37-81, 2-37-98; факс (38822) 2-37-66; E-mail: vikrup@yandex.ru; tychkoff@mail.ru

Горно-Алтайск 2013

Редакция выражает благодарность  
**Габбасу Фарисовичу Хафизову**  
и **Эмме Сергеевне Крец**  
за финансовую поддержку в издании номера

Редакция бюллетеня просит авторов соблюдать требования к оформлению статей. В частности, представлять для публикации помимо отдельных файлов полностью скомпонованную в Word статью (с рисунками, таблицами, списком литературы). В одном номере — не более двух статей первого автора.

## СОДЕРЖАНИЕ

### *ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАЛЬНЫЕ РЕСУРСЫ*

**Гусев А.И., Гусев Н.И., Ефимова И.В.**

Магматизм и оруденение Кумирского рудного поля (Горный Алтай) ..... 4

**Гусев А.И., Гусев Н.И., Аверцева В.А., Васильченко Т.А.**

Петрология и потенциальная рудоносность Рассыпухинского массива Змеиногорского комплекса Рудного Алтая ..... 14

**Бутвиловский В.В., Гутак Я.М.**

Чуйская котловина (юго-восточный Алтай): Есть ли возможность для реконструкции позднемелового морского бассейна? ..... 26

**Савиных М.И., Серебренникова О.В., Николаева Т.Л.**

Мумиеносные трубы дегазации Горного Алтая ..... 36

**Грицук Я.М., Савиных М.И.**

Ищем месторождения сланцевой нефти в Горном Алтае ..... 39

**Рычков В.М., Рычкова С.И.**

Всемирно знаменитый белорецкий кварцит и другие кварциты Алтая ..... 42

**Русанов Г.Г.**

Геохимические и минералогические индикаторы климата последнего оледенения Центрального Алтая ..... 53

### *ГЕОЭКОЛОГИЯ*

**Робертус Ю.В., Павлова К.С., Кивацкая А.В.**

Магнитная восприимчивость почв территорий массового отдыха как показатель их экологического состояния (на примере Катунского рекреационного района) ..... 58

**Байлагасов Л.В., Робертус Ю.В., Любимов Р.В., Павлова К.С.**

Оценка вовлеченности в сферу туризма территорий компактного проживания коренного населения Республики Алтай ..... 61

### *ЮБИЛЕИ*

**Граковой Лидии Константиновне – 60 лет** ..... 66

**Трифонову Виктору Александровичу – 60 лет** ..... 68

### *НЕКРОЛОГИ*

**Шиянь Василий Петрович** ..... 70

**Чебров Иван Николаевич** ..... 72

**Информация для авторов** ..... 74

# МАГМАТИЗМ И ОРУДЕНЕНИЕ КУМИРСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

\*А.И.Гусев, \*\*Н.И. Гусев, \*И.В. Ефимова

\* Бийская академия образования, г. Бийск

\*\* ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург

## ВВЕДЕНИЕ

Кумирское рудное поле расположено в пределах Холзунско-Чуйского тектонического блока и приурочено к наложенной Коргонской вулкано-плутонической структуре (ВТС). В Коргонской ВТС вулканический разрез имеет трёхчленное строение. Нижним юнитом этого разреза является кумирская серия, включающая ергольскую и кумирскую свиты. Ергольская свита ( $D_1$ ), сложенная доминирующими пёстроцветными лавами, туфами андезитов, андезибазальтов, базальтов, редко андезидаций и дацитов. Значительно меньшие объёмы занимают пирокласто-осадочные и вулканогенно-терригенные образования. Выше залегает кумирская свита, которая сложена пестроцветными вулканомиктовыми, полимиктовыми, реже полевошпатово-кварцевыми, участками известковистыми песчаниками, алевропесчаниками, алевролитами, гравелитами, конгломератами, пелитоморфными темно-серыми известняками. Обычны, хоть и встречаются не повсеместно, прослои туфов и лав андезитов, андезибазальтов, риодаций и дацитов. Свита согласно залегает на образованиях ергольской свиты и также согласно перекрывается вулканогенно-осадочными отложениями коргонской свиты.

Кумирская свита ( $D_1$ ) характеризуется значительной фациальной невыдержанностью, как по площади, так и в разрезе слагающих ее литотипов, значительными колебаниями мощности – от 500 до 2800 м. Основные особенности ее строения сводятся к следующему: эфузивные и вулканокластические породы большей частью тяготеют к низам разреза; обломочные породы в нижней части разреза преимущественно вулканотерригенные и пирокласто-осадочные, в верхней части – полимиктовые и олигоминеральные (полевошпатово-кварцевые, кварцево-полевошпатовые); отмечается общая тенденция уменьшения зернистости обломочных пород вверх по разрезу; в верхней части осадочные породы нередко известковистые, участками появляются пласты (до 20 м) пелитоморфных известняков.

В разрезах свиты в верховьях р. Топчуган выявлены отпечатки флоры: *Psilophyton princeps* Daws., *Hostimella hostimensis* Pot. et Bern., по р. Мендой и в районе п. Мендураакон определены споры: *Leiotriletes pullatus* Naum., *L. plicatus* (Waltz) Naum., *L. nigratus* Naum., *Trachytriletes solidus* Naum., *Acanthotriletes spinellosus* Naum., *Ac. similis* Naum., *Retusotriletes translaticius* Tschibr., *R. simplex* Naum., *R. apsogus* Tschibr., *Stenozonotriletes coriaceus* Nadl., *Archaeozonotriletes sp.* и др. Учитывая флористический комплекс и положение свиты в разрезе ее возраст определен как эмский уровня беловского и шандинского горизонтов раннего девона.

Верхним членом разреза Коргонской ВТС является коргонская свита ( $D_{1-2}$ ), представленная пёстро окрашенными сваренными и спекшимися туфами и туфоловами дацитов, риодаций и риолитов. Внутреннее строение свиты усложняется многочисленными телами вулканитов жерловой фации и субвулканическими телами (Коргонский и другие штоки), с которыми связаны месторождения железо-оксидного медно-золоторудного класса (Холзунское, Коргонское и другие месторождения) [Гусев А.И. и др., 2009]. В составе кумирской свиты также отмечаются субвулканические штоки гранит-порфиров – аляскит-порфиров, с одним из которых связано уникальное по составу Кумирское скандий-уран-редкоземельное месторождение (рис.1).

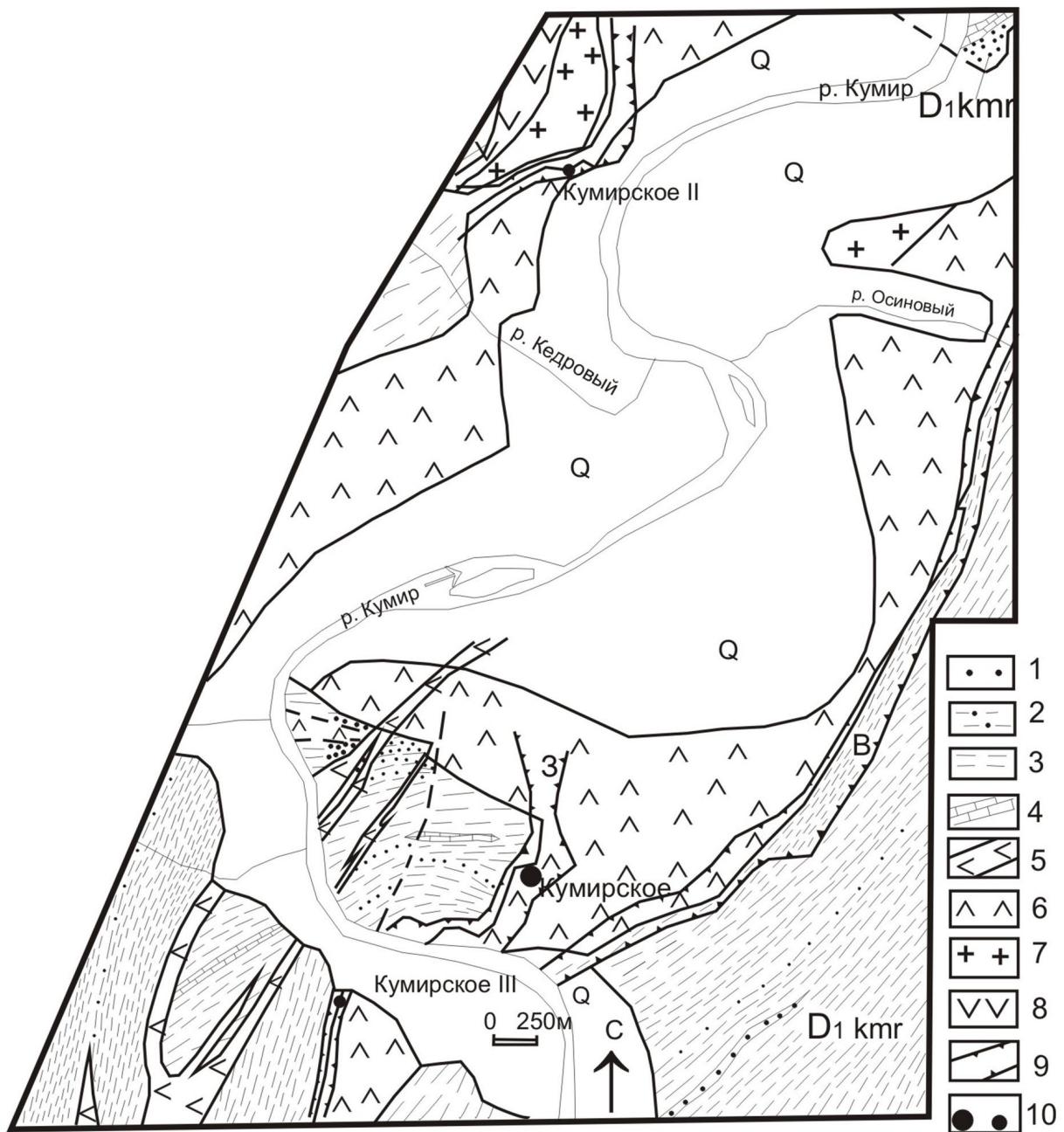


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Кумирского рудного поля

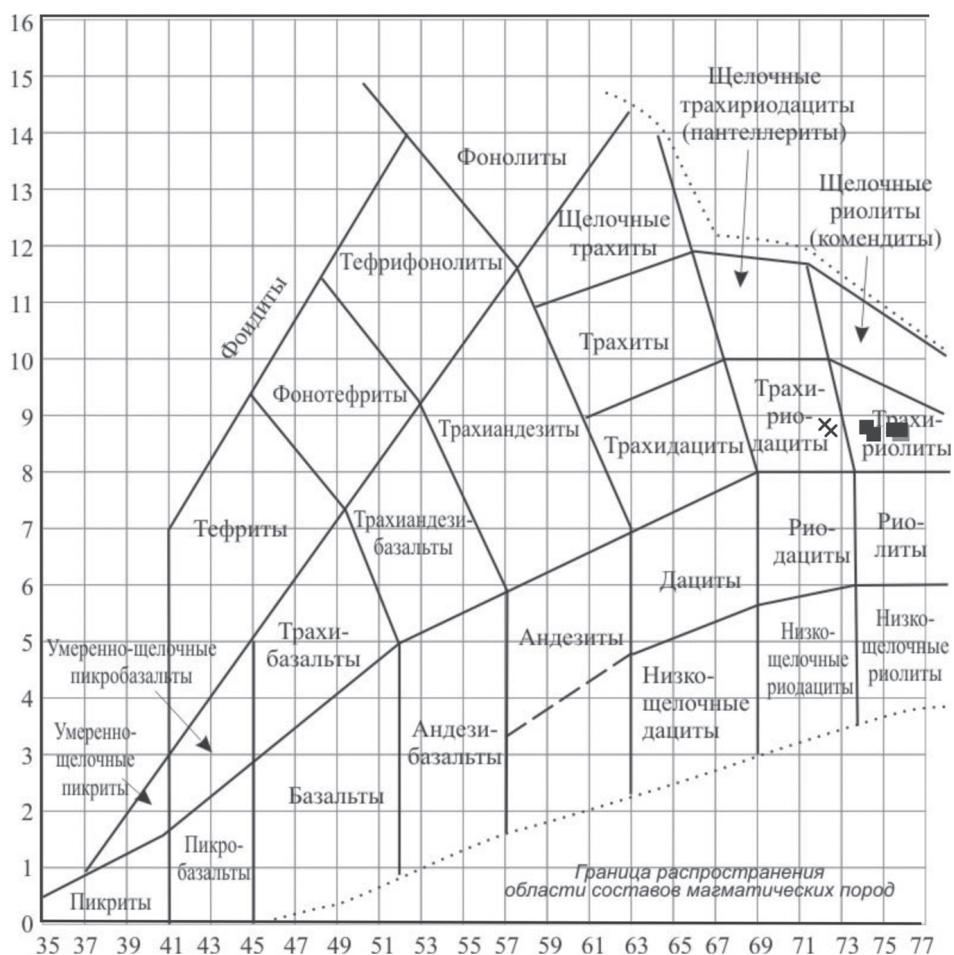
Кумирская свита: 1 – песчаники, 2 – алевропесчаники, 3 – алевролиты, 4 – мраморы; 5 – дайки фельзитов; породы Кумирского штока: 6 – субвуликанические аляскит-порфиры, 7 – гранит-порфиры; 8 – андезитовые порфириты; 9 – контуры рудных зон (З – Западная, В – Восточная); 10 – скандий-уран-редкоземельные месторождения и проявления.

#### СУБВУЛКАНИЧЕСКИЙ МАГМАТИЗМ КУМИРСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Интузивные породы в рудном поле представлены субвуликаническим штоком гранит-порфириев и аляскит – порфириев, сформировавшихся в две последовательные фазы. Шток имеет площадь около 3 км<sup>2</sup> и вытянут в северо-восточном направлении, круто погружаясь – в западном. Породы экзоконтакта подверглись ороговикованию, скарнированию, грейзенизации, альбитизации и биотитизации. В энодоконтакте штока проявлена интенсивная альбитизация.

Гранит-порфиры ранней фазы обнажены только в северной части штока в виде небольшого тела в приконтактовой части штока размерами 50\*200 м. Это светло-серые породы с едва заметным розоватым оттенком, массивные с редкими шлировыми скоплениями эгирина и рибекита размерами до 3 см в поперечнике. В их составе преобладает призматический полевой шпат (50-50%), в значительном количестве (до 30-35%) отмечается кварц. Характерным темноцветным минералом является амфибол, равномерно распределённый в породе с редкими глымеропорфировыми скоплениями. Его содержания вариируют от 3 до 5%. Амфибол представлен средними (до 0,5 см) удлинённо-призматическими кристаллами почти чёрного цвета с буровато-синим оттенком. По оптическим показателям относится к рибекиту с отчётливым плеохроизмом от жёлтого до тёмно-синего и фиолетового. Эгирин встречается почти с такой же частотой, как и рибекит. Он образует зёрна неправильной формы чаще всего приуроченные к интерстициям кристаллов щелочного полевого шпата и кварца. Плеохроизм в оттенках зелёного и жёлто-зелёного оттенков. Спорадически отмечается астрофиллит. Характерна гипидиоморфнозернистая структура, местами переходящая в аллотриоморфнозернистую. Аксессорные минералы представлены магнетитом, апатитом, редко – пиритом.

На TAS диаграмме составы гранит-порфиров Кумирского штока попадают в поле трахириодазитов (рис. 2).



**Рис. 2. Положение фигуративных точек химического состава пород Кумирского штока на TAS ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  –  $\text{SiO}_2$ ) – диаграмме эффузивных аналогов горных пород**

1 – Гранит-порфиры, 2 – аляскит-порфиры.

По химизму гранит-порфиры относятся к умеренно-щелочным породам с преобладанием калия над натрием. Для них характерны высокие концентрации бария (до 970 г/т), стронция (до 340 г/т), сравнительно невысокие нормированные отношения лантана к иттербию (табл. 1), что свидетельствует о слабой фракционированной модели редких земель. Отношения лёгких к средним РЗЭ и урана к торию также невысокие (табл. 1).

Щелочной аляскит-порфир второй фазы имеет светлую окраску с розоватым оттенком, характеризуется массивной текстурой и сложной структурой: порфировой, а в цементирующем массиве породы – аплитовой. Аляскит-порфиры занимают основную часть штока. Лейкократовые минералы, составляющие 97% ее объема, представлены кали-натровыми полевыми шпатами (альбит, ортоклаз-микроперит, анортоклаз) – 65%, кварцем – 32%, образующими редкие идиоморфные порфировые вкрапленники, но преимущественно выполняющими цементирующую аплитовидную массу породы. Характерной особенностью аляскит-порфиров является частая встречаемость нодулей турмалина размерами от 0,5 до 1,5 см в поперечнике, а также гломеровидных скоплений фтор-биотита размерами до 0,5 см. Анализы эгирина и рибекита показали высокие концентрации фтора в указанных минералах – от 0,1 до 1,5 %), что не характерно для пироксенов и амфиболов.

Дифрактометрия полевых шпатов аляскит-порфиров позволяет относить их к варьирующему ряду от  $Ab_{45}Or_{55}$  до  $Ab_{61}Or_{39}$ . При этом в микроперитовых кристаллах отмечается несколько более высокая доля альбитовой фазы. Меланократовые минералы, составляющие порядка 1-3 % ее объема, представлены идиоморфными зернами эгирина, рибекита и редко биотита, размеры которых почти на порядок превышают размеры зерен цементирующей массы породы. Вторичные минералы представлены серицитом (2%), развитым за счет фенокристаллов щелочных полевых шпатов и образующим неравномерно рассеянные скопления в кварц-полевошпатовой массе породы. Рудные минералы представлены лейкоксенизованным магнетитом; акцессорные – апатитом, лейкоксеном.

На TAS ( $Na_2O+K_2O-SiO_2$ ) – диаграмме эффузивных аналогов фигуративные точки химических составов пород расположены в области фигуративного поля горных пород семейства трахириолитов. По совокупности петрологических параметров порода лейкократовая, крайне высокоглиноземистая ( $Al' = 13,71$ ), принадлежит к кислым плутоническим породам щелочного ряда кали-натровой серии, относится к семейству щелочных лейкогранитов, соответствует виду щелочной аляскит, разновидности – щелочной аляскит-порфир эгирин-рибекитовый. В отличие от гранит-порфиров аляскит-порфиры характеризуются значительно меньшими концентрациями бария (от 78 до 255 г/т), стронция (от 11 до 50 г/т), ванадия, никеля, кобальта, хрома и более высокими – скандия, цинка, лития, рубидия, tantalа (табл. 1). Степень фракционирования РЗЭ в них значительно выше (нормированные отношения лантана к иттербию варьируют от 2,32 до 7,48).

Гранит-порфиры и аляскит-порфиры характеризуются крайне неравномерным распределением многих элементов и в особенности редкоземельных. Об этом свидетельствуют варьирующие показатели тетрадного эффекта фракционирования РЗЭ, рассчитанные по В. Ирберу, 1999 (табл.2).

Оценка величины тетрадного эффекта свидетельствует о варьировании его от незначимых значений (менее 1,1) до заметных величин (от 1,16 до 1,6). При этом значения тетрадного эффекта фракционирования РЗЭ коррелируются с величинами отношений  $Y|Ho$ ,  $La|Lu$ ,  $Zr|Hf$ ,  $Sr|Eu$ . Указанные отношения резко отличаются по своим значениям от таковых в хондритах (табл. 2).

Изотопно-геохронологическими исследованиями, выполненными в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ для аляскит-порфира, получена цифра  $421 \pm 16$  млн. лет, что отвечает лудлову (поздний силур). Эта изотопная датировка противоречит геологическому возрасту штока, который прорывает отложения нижнего девона.

Таблица 1

Содержания оксидов (в масс. %), и микроэлементов (в г/т) в субвуликанических образованиях Кумирского штока

Породы	Гранит-порфир	Гранит-порфир	Аляскит-порфир	Аляскит-порфир	Аляскит-порфир	Аляскит-порфир
№№ проб	458-10	458-13	458-15	2486	3456	3457
SiO <sub>2</sub>	72,89	73,05	74,11	74,6	75,01	75,26
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,06	0,03	0,03	0,02	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,48	12,57	14,46	14,5	14,41	14,37
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,53	0,32	0,48	0,52	0,49	0,46
FeO	0,46	0,28	0,41	0,46	0,45	0,41
MnO	0,05	0,03	0,03	0,05	0,04	0,03
MgO	0,15	0,13	0,10	0,10	0,11	0,10
CaO	0,75	0,62	0,74	0,40	0,07	0,08
Na <sub>2</sub> O	3,05	2,99	4,23	4,4	4,47	4,51
K <sub>2</sub> O	5,94	5,9	4,37	4,07	4,10	4,15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,03	0,03	0,03	0,06	0,06
П.п.п.	2,1	2,08	1,04	0,84	0,61	0,48
Сумма	98,47	98,06	100,03	100,00	99,76	99,98
V	8,6	8,5	8,0	7,3	4,5	4,3
Cr	21,1	21,2	16,5	18	16	15
Ba	876	970	255	90	78	123
Ni	5,6	5,7	4,8	2,1	2,1	2,0
Co	6,0	5,8	2,8	1,1	1,0	0,9
Cu	4,5	4,2	4,0	3,5	2,5	2,3
Zn	6,4	5,0	8,0	60,0	63	50
Pb	12,3	12,0	11,9	11,3	10,2	9,8
Sn	9,4	9,5	10,3	9,6	11,5	12,1
Sc	3,1	3,0	7,7	7,2	7,13	7,5
Sr	351	340	50	11,0	11,1	45
Zr	37,8	35,1	31,3	31,1	30,4	30,1
Nb	33,1	32,4	30,7	31,2	30,9	29,8
Y	30,5	30,3	30,2	30,1	29,9	30,0
Yb	3,3	2,7	2,0	3,5	1,10	2,6
U	3,7	3,5	8,4	8,2	5,18	3,7
Th	14,9	14,6	10,5	10,4	9,96	13,8
Li	2,3	2,0	4,0	48	71,6	72,3
W	2,2	2,1	1,8	2,02	1,98	2,0
Mo	0,66	0,62	0,55	0,6	0,51	0,65
Rb	184	179	211	378	398	401
Cs	33,5	33,0	28,6	32,6	21,3	34
La	11,6	11,5	12,8	12,3	12,0	11,6
Ce	27,7	28,7	30,7	21,1	20,9	28,8
Pr	6,9	6,8	6,3	6,2	5,5	6,7
Nd	13,7	13,8	14,7	14,8	14,1	13,9
Sm	6,2	6,3	6,9	6,8	6,7	6,2
Eu	0,2	0,03	0,4	0,3	0,27	0,02
Gd	5,3	5,5	8,2	8,3	8,1	5,6
Tb	2,3	2,2	1,8	1,9	2,0	2,3
Dy	2,6	2,7	5,2	5,3	5,1	2,8
Ho	0,5	0,7	1,8	1,9	2,0	0,5
Er	1,9	1,8	3,0	3,3	3,2	1,7
Tm	0,6	0,5	0,6	0,7	0,8	0,4
Lu	0,09	0,10	0,11	0,11	0,13	0,09
Hf	2,9	2,8	3,1	3,2	3,3	2,7
Ta	1,6	1,4	3,0	4,8	4,5	1,3
La/Yb <sub>N</sub>	2,32	2,82	4,22	2,32	7,48	2,94
La/Sm <sub>N</sub>	1,15	1,12	1,13	1,1	1,09	1,14
Eu/Eu*	0,076	0,0012	0,0119	0,009	0,0082	0,0008
U/Th	0,25	0,24	0,80	0,79	0,52	0,27

Примечание. Анализы выполнены в Лаборатории Института геологии и минералогии СОРАН (г. Новосибирск); N- элементы нормированы по [5].

Таблица 2

Отношения элементов и значения тетрадного эффекта в субвуликанических породах  
Кумирского штока

Отношения элементов и значения тетрадного эффекта	Гранит-порфир (458-10)	Гранит-порфир (458-13)	Аляскит-порфир (458-15)	Аляскит-порфир (2486)	Аляскит-порфир (3456)	Аляскит-порфир (3457)	Отношения элементов в хондрите
Y\Ho	61,0	43,3	16,8	15,8	14,9	60,0	29,0
Eu\Eu*	0,076	0,0012	0,0119	0,009	0,0082	0,0008	0,27
La\Lu	128,8	115,0	116,4	111,8	92,3	128,8	9,55
Zr\Hf	13,03	12,5	10,1	9,7	9,2	11,1	36,0
Sr\Eu	1755	11333	125	36,7	41,1	2250	83,4
TE <sub>1,3</sub>	1,59	1,46	1,16	1,03	1,01	1,60	-

Примечание. TE<sub>1,3</sub> – тетрадный эффект по В. Ирбер [6]. Eu\*=(Sm<sub>N</sub>+Gd<sub>N</sub>)/2.

### ОРУДЕНЕНИЕ КУМИРСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Оруденение скандия представлено гидротермально-метасоматическим типом среди пропилитов в пространственной связи с умеренно щелочными гранитоидами Кумирского штока, классифицируемыми анорогенным А-типов [Гусев А.И., 2005]. В эндо-экзоконтактовой части штока сформировалось месторождение Кумирское и проявления Кумирское II, Спартак, Кумирское III. Рудное поле локализовано на юго-восточном фланге Кумино-Кумирской вулкано-тектонической депрессии Коргонского прогиба и приурочено к тектонически нарушенным kontaktам Кумирского штока, интрудирующего вулканогенно-осадочную толщу нижнего и среднего девона [3].

Кумирское месторождение расположено в правом борту нижнего течения р. Кумир. Оно выявлено геологами ГГП «Берёзовгегология» в 1987-1988 годах при проведении ревизионных работ.

Особенности строения месторождения определяются локализацией оруденения в тектонически нарушенных экзо- и эндоконтактах штока. Западный контакт штока вмещает основное оруденение и характеризуется падением от 20-30° до 70-80° на запад. Он осложнён флексураобразными изгибами и провисанием кровли. Здесь же отмечаются осложняющие шток небольшие выступы. Восточный контакт имеет более простое строение и падает в западном направлении под углами 50-70°.

Тектонические нарушения субширотной и субмеридиональной систем в пределах месторождения представлены сериями сближенных крутопадающих тектонических швов с глинкой трещинами, суммарной мощностью до 3-5 м и амплитудой перемещения от первых десятков до 170 м.

На месторождении выявлены Западная и Восточная рудоносные зоны (рис. 1). Наиболее изучена Западная зона, которая чётко прослеживается вдоль контакта штока на 500 м при ширине 50-120 м. Она изучена канавами и скважинами по сети 80-30\*80-10 м на площади 0,56 км<sup>2</sup>, а подземными выработками по сети 70-20\*70 – 20 м на площади 0,03 км<sup>2</sup>. Поисково-оценочными работами в её пределах выделен рудный блок площадью 120\*120 м, изученный до глубины 165 м (абсолютная отметка +770 м). Рудный блок вмещает разрозненные рудные тела гнездо- и линзообразной формы мощностью десятки сантиметров – первые метры и протяжённостью – первые метры.

Восточная рудоносная зона, расположенная в 150-700 м от Западной, прослежена канавами через 20-250 м на 1900 м по простирианию и подсечена скважинами в долинах реки Кумир и ручья Осинового. Содержание скандия в рудах по бороздовому опробованию достигает 113 г/т на мощность 4 м и 300 г/т на мощность 0,54 м.

В 1500 м севернее месторождения установлена и прослежена канавами на 550 м рудносная зона проявления Кумир-II с содержанием скандия 62 г/т на мощность 1,6 м. *Проявление Кумирское-II* находится в левом борту р. Кумир. В альбитизированных риолитах СЗ эндоконтакта Кумирской субвулканической интрузии, в участках флюоритизации, выявлены U, Th, Sc в повышенных концентрациях.

*Кумирское месторождение* сложено комплексными рудами при ведущей роли скандия, образующего собственный минерал (тортвейтит) в скоплениях, представляющих промышленный интерес. Оруденение приурочено к эндо- и экзоконтактовой зоне Кумирского штока. Скандий-уран-редкометальное оруденение образует линзовидные тела и гнёзда размером до 0,5 x 1,2 x 2,5 м, контролируемые метасоматическими залежами (альбит, серицит, турмалин, кварц), обычно крутопадающими и субвертикальными. Оно накладывается на субвулканические риолиты и на ороговикованные породы кумирской свиты. На месторождении выделено два типа скандий-редкоземельных руд, различающиеся по вещественному составу и условно называемых «чёрными» и «белыми».

«Белые» руды – это светлоокрашенные мелко-среднезернистые существенно альбитовые метасоматиты с редкими прожилками турмалина, флюорита и сульфидов, локализующиеся, в основном, в аляскит-порфирах.

«Чёрные» руды – тёмноокрашенные (чёрные, тёмно-серые, фиолетово-чёрные) флюорит-биотитовые метасоматиты, тяготеющие к экзоконтактовым частям штока.

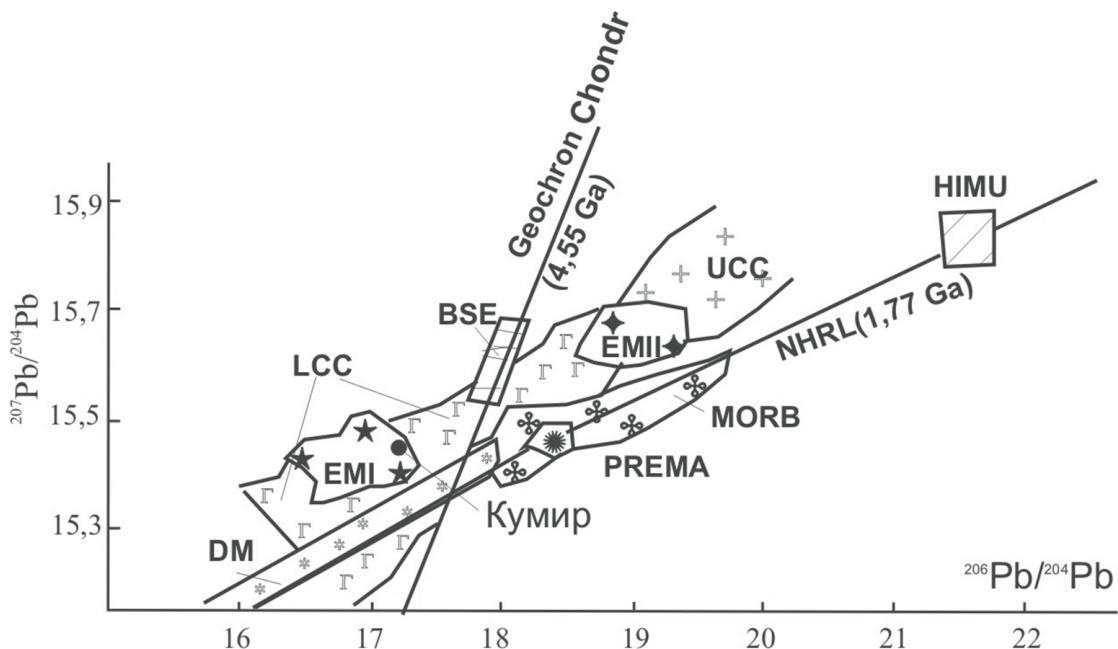
Сульфидная минерализация представлена пиритом, реже пирротином, халькопиритом, сфалеритом, арсенопиритом.

Скандиевая (тортвейтит) и редкоземельная (гадолинит, абакумолит, таленит, ортит, монацит) минерализация образуют мелкую (0,01-1,0 мм) вкрапленность в метасоматитах и сопровождаются урановой (уранинит, настуран, барннерит, коффинит, метацейнерит, эпиянтинит), ториевой (торит) и бериллиевой (гадолинит, берилл, берtrandит) минерализацией. Встречаются также фторапатит и топаз. Постоянное присутствие в рудах урановых и ториевых минералов обуславливает их повышенную радиоактивность.

Нами установлено, что руды Кумирского месторождения сопровождались также образованием фельдшпатолитов и кварцитов, а формирование оруденения происходило в несколько стадий минерализации. Фельдшпатолиты, представленные калиевым полевым шпатом с редкими гнёздами кварца формировались по аляскитам и гранит-порфирам. Они сохранились в виде крупных блоков, измеряемых несколькими десятками метров в зонах прилегающих рудогенерирующими аляскитам. Кварциты чаще всего образовывались по песчаникам кумирской свиты и представлены двумя разностями: белыми и тёмно-серыми до чёрных. Чёрные тона кварцитов обусловлены обилием органического материала в алевро-песчаниках.

Рудный процесс протекал в несколько стадий. Наиболее ранним агрегатом является кварц-пирит-тортвейтитовый с минералами редких земель – гадолинитом, абакумолитом, таленитом, ортитом, монацитом. В этой ассоциации отмечаются также фтор-апатит и турмалин. Температура гомогенизации газово-жидких включений в кварце этой ассоциации варьирует от 320 до 285 °С. Секущие прожилки кварца 2 генерации с бериллом, топазом, гадолинитом и берtrandитом сопровождались интенсивной флюоритизацией. Гомогенизация газово-жидких включений кварца 2 генерации происходила при температурах 240-210 °С. Самый поздний агрегат включал сидерит-кальцитовые прожилки с флюоритом 2 генерации и уранинитом, настураном, коффинитом и другими более редкими уран-ториевыми минералами. Изредка в этой ассоциации встречаются гнёзда галенита размерами до 1,5 см в поперечнике. Гомогенизация газово-жидких включений в сидерите осуществлялась при температурах 190-170°C. Концентрации изотопов свинца в галените этой ассоциации составляют: Pb<sup>204</sup>=1,39, Pb<sup>207</sup>=21,21, Pb<sup>206</sup>=24,05, Pb<sup>208</sup>=52,05 [4]. На диаграмме соот-

ношений  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  галенит Кумирского месторождения попадает в поле EM I (рис. 3) – источник обогащённой мантии типа EM I с участием нижнекорового материала и плюмового компонента.



**Рис. 3. Диаграмма  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  в галените месторождения Кумир**

PREMA – превалирующая мантия; DM – деплетированная мантия; HIMU – компонент мантии, обогащённый радиогенным свинцом; EM I – обогащённая мантия нижнекоровым компонентом; EM II – обогащённая мантия верхнекоровым компонентом; MORB – океанические базальты; BSE – валовый состав Земли; LCC, UCC – нижне и верхнекоровый компоненты; Geochron Chondr – хондритовая геохрония; NHRL – положение изотопной корреляционной диаграммы в северной полусфере от проверочной линии.

Содержания скандия в рудах колеблются от 50 до 2400 г/т, при среднем в пределах рудного блока 205 г/т (борт 100 г/т) или 164 г/т (борт 70 г/т). Основное количество скандия сосредоточено в тортвейтите – 64% и турмалине – 27%, в слюдистых минералах, полевых шпатах и оксидах железа присутствует до 9% скандия в виде микровключений торвейтита и изоморфной примеси в алюмосиликатных минералах.

Содержания иттрия варыают от 100 г/т до 4,1 кг/т при среднем содержании около 200 г/т, оксида ниобия от десятков г/т до 300 г/т (среднее 56 г/т), рубидия от 30 до 800 г/т (среднее 236 г/т); распределение иттрия в минералах приведено в табл. 3.

В рудах месторождения отмечаются высокие концентрации редких земель, достигающие 0,5-3,3 %. По расшифровке суммы редких земель (0,6%) технологической пробы содержания (в %) составили: иттрия – 0,12, тербия – 0,103, гадолиния – 0,09, неодима – 0,087, самария – 0,0603, диспрозия – 0,039, празеодима – 0,037, эрбия – 0,024, лантана – 0,023, иттербия – 0,0057, голмия – 0,0046, тулия – 0,0031, европия – 0,00011. Количество анализов для подсчёта запасов редких земель не достаточно.

Содержания урана и тория колеблются от тысячных до первых сотых долей процента, достигая в единичных случаях 0,284 и 0,396% на мощность 0,5 и 0,1 м, соответственно.

По результатам спектральных анализов бороздовых и керновых проб в пределах рудных интервалов устанавливался бериллий в количествах 0,2-0,5%.

Таблица 3

Содержания полезных компонентов в минералах месторождения Кумир (в мас. %)

Минералы	Sc <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$\Sigma$ TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	U <sub>3</sub> O <sub>8</sub>
Тортвейтит	64	8	0,24	-
Иттриевые силикаты	-	70	11	-
Урановые минералы	-	До 1	2	99
Турмалин	27	До 1	24	-
Слюды	3	18	17	-
Полевые шпаты	3,5	-	-	-
Оксиды железа	2,5	До 1	30	-
Редкоземельные минералы	-	-	14	-
Прочие	-	1	1,76	1

На участках с радиоактивностью свыше 30 мкР/ч (с экраном) отмечаются положительные корреляционные связи скандия с ураном (0,789), торием (0,726) и иттрием (0,763).

Запасы и прогнозные ресурсы (C<sub>2</sub>+P<sub>1</sub>+P<sub>2</sub>) скандия, иттрия, урана, тория, рубидия и ниobia по отдельности составляют сотни тонн. При этом запасы по категории C<sub>2</sub> (в т) составляют: скандия – 3,6, (борт скандия 70 г/т); 3,5 (борт скандия 100 г/т), иттрия – 0,9, оксида ниobia – 1,1, рубидия – 6,2, урана – 5,6, тория – 2,4.

Во ВНИИХТе (1999 год) опробованы различные методы обогащения: ситовый анализ, магнитная сепарация, гравитационное и фотометрическое разделение, радиометрическое обогащение. Ситовый анализ и гравитационное разделение не позволяют провести обогащение руд. Радиометрическое обогащение является наиболее приемлемым, так как позволяет получить концентрат – 40-50% от горной массы при потерях скандия около 25%, редких земель – около 10%.

Обработка технологических схем извлечения скандия и сопутствующих компонентов осуществлялась на технологических пробах и концентратах радиометрической сортировки во ВНИИХТе методами азотнокислого выщелачивания и сульфатизации. По азотнокислой схеме извлечение урана, иттрия и бериллия может составлять 83,2-96,4%, 76,0-92,8 и 84,9%, соответственно. Скандий по этой схеме практически весь остаётся в кеке, из которого извлечение скандия может составлять 76-99%. По схеме сульфатизации извлечение иттрия, редких земель и бериллия составляют, соответственно, 75-84%, 88-95%, 61-86%. Скандий остаётся в кеке и его извлечение составляет 88-98%.

#### ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ И РЕКОМЕНДАЦИИ

Новые данные, полученные по субвуликаническому магматизму и оруденению Кумирского рудного поля, свидетельствуют о специфических процессах становления Кумирского штока, характеризующегося обилием летучих компонентов, среди которых важную роль играли фтор (фтор-апатит, фтор-биотит, высокие концентрации фтора в эгирине и рибеките), бор (нодули турмалина). Обилие летучих компонентов и особенно фтора, вероятно, обуславливали фракционирование металлов, что сказалось на характере распределения редких земель с формированием тетрадного эффекта распределения РЗЭ. На заключительных стадиях субвуликанических процессов происходила интенсивная дегазация магматического очага

с образованием обширной серии мощно проявленных метасоматитов – от фельдшатолитов до пропилитов, приуроченных к субмеридиональным разломам и имеющих мощность до 150 м. Определения изотопного возраста становления аляскит-порфиров Кумирского штока противоречат геологическому возрасту.

Комплексное скандий-уран-редкоземельное оруденение формировалось в тесной ассоциации с указанными метасоматитами на фоне снижения температур кристаллизации последовательных трёх стадий процесса – от 320 до 170 °С. Руды месторождения богаты по содержаниям полезных компонентов, а современные технологии позволяют извлекать всю гамму металлов в количествах от 61 до 99%. Соотношения радиогенных изотопов свинца галенита Кумирского месторождения указывают на формирование его из материала обогащённой мантии типа ЕМ I с участием нижнекорового и плутонового источников.

Следует отметить, что в полосе рудоконтролирующего субширотного разлома, к которому приурочены месторождения Кумир, железорудные месторождения Коргон, Тимофеевское, Пятак и другие в рудах которых, помимо железа, присутствуют скандий (от 35 до 63 г/т), редкие земли (иттрия от 15 до 120 г/т). Все они характеризуются повышенной радиоактивностью. На указанных месторождениях при ГДП-200 закартированы штоки умеренно-щелочных гранитоидов майорского комплекса ( $D_2$ ), имеющих визуальное сходство с субвулканическими образованиями, подобными гранитоидам Кумирского и Коргонского штоков. Это позволяет переоценить весь Коргоно-Кумирский рудный узел на комплексное скандий-уран-редкоземельное оруденение Кумирского типа.

## Литература

*Гусев А.И.* Петрология редкометалльных магмо-рудно-метасоматических систем Горного Алтая // Известия Томского политехнического университета. Томск. 2005. № 4. Том. 308. с.43-47.

*Гусев Н.И., Николаева Л.С., Гусев А.И.* Верхнепалеозойские и мезозойские железооксидные медно-золоторудные системы юго-запада Алтае-Саянского региона Сибири // Региональная геология и металлогения, 2006. № 29. с. 88-99.

*Гусев Н.И., Гусев А.И., Пономарёв А.Л., Федак С.И.* Девонский вулканализм в юго-западном Алтае: петрологические особенности и металлогения // Региональная геология и металлогения, 2009. № 38. с. 73-84.

*Шипилов Л.Д., Тычинский А.А., Вахрушев В.А.* Изотопный состав свинца галенитов в рудных месторождениях Алтае-Саянской области / Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области. М., Наука, 1968, с.114-129.

*Anders E., Greevesse N.* Abundances of the elements: meteoric and solar // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989, v.53, pp. 197-214.

*Irber W.* The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu\*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites // Geochim Comochim Acta. 1999. v.63, №3/4, p. 489-508.

# **ПЕТРОЛОГИЯ И ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ РУДНОСТЬ РАССЫПУХИНСКОГО МАССИВА ЗМЕИНОГОРСКОГО КОМПЛЕКСА РУДНОГО АЛТАЯ**

**Гусев А.И.\*, Гусев Н.И.\*\*, Аверцева В.А\*\*\*, Васильченко Т.А\***

\*Бийский педагогический государственный университет, \*\*ВСЕГЕИ, \*\*\*ОАО «Горно-Алтайская экспедиция»

## **ВВЕДЕНИЕ**

Рудоносность магматических образований является одной из наиболее важных фундаментальных проблем, которая должна решаться на всех стадиях геологоразведочного процесса. Эта же проблема возникла и в процессе проведения ГДП-200 на площадях развития магматических интрузивных комплексов Рудного Алтая. В пределах последнего главное значение имеет золото-колчеданное барит-полиметаллическое оруденение «рудноалтайского» типа, которое связано со становлением эфузивных и субвулканических образований мельничного, крюковского, каменевского и других комплексов. До сих пор с интрузивными образованиями Рудного Алтая не связывалось оруденение. Это относится в большой степени к змеиногорскому комплексу, к которому относится и Рассыпухинский массив. Следует отметить, что обнажённость этого массива не превышает 30 %, что снижает вероятность обнаружения оруденения. Для выяснения потенциальной рудоносности этого массива предпринята попытка изучения его петрологии, в особенности в краевых частях интрузива.

## **ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ФАЗОВАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАССЫПУХИНСКОГО МАССИВА**

Рассыпухинский массив расположен в верховьях одноименной реки (система р. Алей) Рудного Алтая и относится к змеиногорскому габбро-гранитоидному комплексу верхнего девона.

Змеиногорский комплекс широко распространён в пределах Рудного Алтая и слагает массивы: Новоматвеевско-Новониколаевский, Раскатинский, Мохнатые Сопки, Солоновский, Масальский, Раздольнинский, Екатерининский, Верхнекаменский (Горшковский и Крючковский), приуроченные к юго-западному и северо-восточному крыльям Алейского поднятия и располагающиеся в обрамлении Золотушинской депрессии, а также вдоль западного края Змеиногорской подзоны. Указанные массивы изучены сравнительно хорошо. В северной части Алейского поднятия обнажены Рассыпухинский, Варшавский, Самарский и другие более мелкие, которые до последнего времени не были изучены.

Тела гранитоидов обычно представлены межформационными залежами на контакте зеленосланцевых отложений корбалихинской толщи (S) и гранитоидов алейского комплекса (D), а также имеют штокообразную форму, располагаясь среди зеленосланцевых отложений, реже прорывая девонские вулканогенно-осадочные толщи. На основе наших данных и других исследователей в составе комплекса выделяется 5 фаз внедрения: 1) мелко- и среднезернистые габбро и габбродиориты; 2) мелкозернистые кварцевые диориты и диориты; 3) биотит-роговообманковые гранодиориты, тоналиты и плагиомеланограниты; 4) биотит-роговообманковые плагиограниты, плагиолейкограниты и низкокалиевые граниты; 5) биотитовые лейкограниты и субщелочные лейкограниты.

В физических полях массивы комплекса проявлены по-разному. Мелкие тела габбро первой фазы фиксируются небольшими довольно напряжёнными аномалиями  $\Delta T_a$  (до

800 нТл), но в ряде случаев отражения в магнитном поле не находят. Для интрузивов, сложенных преимущественно породами третьей фазы, характерно нормальное, близкое к нулевому слабо дифференцированное магнитное поле, лишь западная часть Верхнекаменского массива (Горшковский) окружена в области эндоконтакта с юга и запада полукольцевой магнитной аномалией напряжённостью 400-600 нТл. Большинство интрузивов, сложенных гранитоидами третьей фазы, в магнитном поле проявлены слабыми положительными аномалиями (до 200 нТл). Для Раздольнинского массива характерно повышение магнитного поля до 400-800 нТл, что позволяет предположить наличие здесь не вскрытых значительных масс габброидов. Массивы, сложенные гранитоидами 5 фазы, характеризуются спокойным близким нулевому магнитным полем. Большинство интрузивов змеиногорского комплекса в поле силы тяжести проявлены слабыми (понижение на 2-4 мГл) отрицательными аномалиями (Раскатинский, Мохнатые Сопки, Солоновский, Масальский, Рассыпухинский и др.). Раздольнинский массив за счёт габброидов фиксируется слабо повышенным гравитационным полем. Исключение составляет Горшковский массив, которому отвечает крупная отрицательная аномалия  $\Delta g$  с относительным понижением в эпицентре на 12 мГл.

Эндоконтактовые изменения гранитоидов разных фаз выражаются в появлении мелко-микрозернистых, иногда порфировидных структур и обогащении темноцветными минералами. В экзоконтактах отложения корбалихинской толщи превращены в кварц-плагиоклаз-амфиболовые роговики и цоизит-актинолитовые породы. Девонские терригенные породы преобразованы в светло-серые пятнисто-полосчатые альбит-эпидот-актинолитовые роговики, иногда отмечаются скарны. Ширина контактовых ореолов определяется крутизной контактов и варьирует от 0,5 до 2 км.

## ПЕТРО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Габброиды первой фазы слагают небольшие изометричные и слабо вытянутые тела среди более поздних гранитоидов. Интрузивы сложены тесно ассоцииирующими габбро и габбродиоритами. Породы мелко- и среднезернистой структуры и обладают ярко выраженными гипабиссальными чертами. Под микроскопом обнаруживают габбровую, габбро-пойкилитовую структуры.

Кварцевые габбро состоят (%) из зонального плагиоклаза (центр зерна-лабрадор №55, край-андезин №33) – 45-55, клинопироксена, нацело замещённого зелёной роговой обманкой – 40, кварца – 5-15, биотита – 1-2. Вторичные изменения выражаются в амфиболизации и эпидотизации габброидов под воздействием более молодых гранитоидов. Габбро и габбродиориты относятся к толеитовому ряду, характеризуются невыдержаными, в целом умеренными титанистостью и фосфатностью, низкой железистостью ( $FeO^*/MgO = 0,8 - 0,83$ ), умеренной калиевостью (0,4-0,5%), чем резко отличаются от аналогичных по основности пород алейского комплекса. Отмечаются низкие значения Rb, Zr, Y и Nb (табл. 1), характерные для базитов надсубдукционных обстановок. Они характеризуются низкими значениями дифференцированности РЗЭ ( $La|Yb=2,53$ ,  $La|Sm=1,84$ ). Для габброидов устанавливается самое высокое содержание скандия и отношение U|Th (1,77) из всех пород массива.

Породы второй фазы – гранодиориты, тоналиты, плагиомеланограниты и редко кварцевые диориты – слагают незначительные объёмы в западной части Рассыпухинского массива в виде крупных ксенолитов в краевой части в приконтактовой области с кристаллическими сланцами корбалихинской свиты. Рамой массиву служат зеленосланцевые отложения корбалихинской толщи на юге и осадочно-вулканогенные отложения среднего-позднего девона на севере и северо-востоке.

Кварцевые диориты представляют собой порфировидные породы серой окраски с вкрапленниками роговой обманки и плагиоклаза. Состав (%): кварц-10-12, плагиоклаз (ан-

дезин) – 50, роговая обманка – 25, биотит – 10, рудного минерала (магнетит) – 2. Аксессории – апатит, сфен, циркон, пирит. Микроструктура основной ткани – призматическая-зернистая. Характерны повышенные концентрации V (135-143 г/т), слабо повышенные Li (5,63-5,56 г/т). Габброидам присуща умеренно повышенная дифференцированность РЗЭ ( $\text{La}|\text{Yb}=3,82-389$ ).

Гранодиориты представляют собой слабо порфировидные (плагиоклаз) мелко- и среднезернистые серые и буровато-серые породы, состоящие (%) из кварца – 15-25, олигоклаз-андезина – 40-50, калишпата – 10-30, бурой роговой обманки – 5-9, биотита – до 3, рудного минерала – 3-5. Из аксессориев присутствуют сфен, апатит, циркон. Подчиненные тоналиты и плагиомеланограниты отличаются меньшим содержанием калишпата или его отсутствием. В тоналитах Рассыпухинского массива содержание КПШ варьирует от 7 до 12%. Породы второй фазы характеризуются низкой глиноземистостью ( $\text{Shand}=1,0$ ), повышенными железистостью ( $\text{FeO}^*/\text{MgO}=4,5$ ) и аортитовостью ( $c=0,4$ ), низкой щелочностью при отношении  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=0,13-0,14$ . По редкоэлементному составу они близки меланократовым I-гранитам, отличаясь повышенными концентрациями Zr и Y. Отмечается некоторое обеднение относительно кларков Ba, РЗЭ, Th, U, обогащение Zr, Hf, Co. Им свойственны близкие значения дифференцированности средних и тяжёлых РЗЭ относительно лёгких (отношения  $\text{La}|\text{Yb}=3,38-3,71$  и  $\text{La}|\text{Sm}=2,44-2,7$ ).

Гранитоиды третьей фазы внедрения слагают значительную часть Рассыпухинского массива. Они представлены биотит-рогообманковыми и рогообманково-биотитовыми плагиогранитами, плагиолейкогранитами, редко низкокалиевые гранитами, связанными постепенными переходами. Структура пород среднезернистая, участками до крупнозернистой, сменяется в краевых частях на мелкозернистую и порфировидную (кварц).

Микроструктуры характеризуются резко выраженным идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к темноцветным минералам. Плагиограниты состоят (%) из кварца – 30-40, зонального плагиоклаза (в ядре – олигоклаз-андезин № 25-35, в кайме – олигоклаз № 15-17) – 55-75, калишпата – 0-8, биотита – 1-8, амфибала – 1-6. Для плагиолейкогранитов характерно увеличение содержания калишпата до 15%, уменьшение количества темноцветных минералов до 3% и плагиоклаза до 50-55%. Вторичные минералы представлены хлоритом, эпидотом, альбитом. Гранитоиды характеризуются умеренной глиноземистостью ( $\text{Shand}=1,06$ ), аортитовостью ( $c=0,24$ ), железистостью ( $\text{FeO}^*/\text{MgO}=4,8$ ), низкой калиевостью. Низкокалиевые плагиограниты обогащены Cr, Zr, Y, обеднены РЗЭ, Nb, Ta, Th, Sr. Некоторые разности, петрохимически близкие алейским плагиогранитам резко отличаются от последних (а также от островодужных I-и M гранитоидов) по редкоземельному спектру содержанию Zr и низкому отношению Y/Sr (0,32-0,34). Для них характерны самые высокие показатели дифференциации лёгких РЗЭ к тяжёлым ( $\text{La}|\text{Yb}=6,01-6,92$ ) и сравнительно низкие отношения U/Th (0,15-0,29).

Плагиолейкограниты и подчиненные субщелочные лейкограниты четвёртой фазы закартированы в западной и восточной частях массива. Это – серые, розовато-серые среднекрупнозернистые, в краевых частях массива – мелкозернистые, иногда порфировидные биотитовые разности, состоящие (объёмные %) из плагиоклаза №3-13 – 25-45, калишпата – 20-40, кварца – 25-43, биотита – 2-5, редко единичных зёрен роговой обманки. Структура пород гранитовая, участками микрографическая. Породы характеризуются высокой железистостью ( $\text{FeO}^*/\text{MgO}=7,6$ ), повышенной глиноземистостью ( $\text{Shand}=1,09$ ), низкой аортитовостью ( $c=0,1$ ), умеренной и повышенной щелочностью при некотором преобладании  $\text{Na}_2\text{O}$  над  $\text{K}_2\text{O}$ . Они обеднены относительно кларков РЗЭ, Rb, Cs Ba, Ta, Th, обогащены Cr, Ni, Zr. По химическому и микроэлементному составу породы близки к кислым вулканитам каменевского комплекса Рудного Алтая. В составе заключительной фазы выделяются различные по щёлочности разности лейкогранитов: плагиолейкограниты и умеренно-щелоч-

ные лейкограниты. В пробах-протолочках последних обнаруживаются в значительных количествах флюорит, турмалин.

Для первых характерны более высокие концентрации V, Cr, Co, Sr, Pb, а также нормированные отношения La/Yb и La/Sm, указывающие на более дифференцированный тип плаунио-ветви. Для них также свойственно и более высокое отношение Eu/Eu\*.

Умеренно-щелочные лейкограниты характеризуются аномально-низкими отношениями La/Yb (1,0) La/Sm (1,1), указывающие на отсутствие дифференциации лёгких РЗЭ относительно тяжёлых и средних. В них самые низкие содержания европия ( $\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,13$ ) и пониженные отношения U/Th (0,17). В отличие от плагиолейкогранитов в них более высокие концентрации Rb, Nb, Th, U, La, Ce, Pr, Nd, Y, Yb, Er, Ta, Li, Hf, Zr, W, Mo. Такое сравнение по микроэлементам показало, что плагиолейкограниты имеют более высокие концентрации сидеро-халькофильной группы элементов, а умеренно-щелочные лейкограниты – литофильтной и редкометальной. При этом важно, что редкометальная специализация умеренно-щелочных лейкогранитов коррелируется с высокими содержаниями таких летучих компонентов, как бор и фтор (табл. 1).

Массивы комплекса, в том числе, и Рассыпухинский, сопровождаются дайками амфиболизированных долеритов, диорит-порфиритов, плагиогранит- и гранит-порфиров, аplitовидных гранитов мощностью от 2-3 до 70 м, редко до 200-300 м и протяжённостью до двух и более километров. В ряде случаев образуют дайковые пояса северо-западного направления, приуроченные к субмеридиональным тектоническим зонам.

Комплекс формировался в гипабиссальной обстановке, на что указывают распространение мелкозернистых, порфировидных, микрографических структур, порфировый облик дайковых образований, зон закалки пород в эндоконтактах массивов, сравнительно высокие индикаторные соотношения элементов, особенно у слабо эродированных массивов:  $\text{Be}/\text{Ba} = 0,006-0,02$ ,  $\text{La}/\text{Sc} = 0,72-3,41$ ,  $\text{Be}/\text{Co} = 0,04-1,34$ . Рассыпухинский массив относится к типу слабо эродированных также и по соотношению основных и кислых породных типов (в нём резко преобладают лейкограниты и слабо развиты габброиды). Этот признак является одним из важнейших при установлении степени эрозионного среза интрузивных массивов хорошо изученных эталонов Алтай-Саянской складчатой области (Хомичёв и др. 2000; Гусев, 2007). Рассыпухинский массив формировался в гипабиссальной обстановке, на что указывают распространение мелкозернистых, порфировидных, микрографических структур, порфировый облик дайковых образований, зон закалки пород в эндоконтактах массива, сравнительно высокие индикаторные соотношения указанных выше элементов. По всем указанным показателям к слабо эродированному и относится Рассыпухинский массив, что благоприятно для сохранности оруденения в его контактовых частях.

Пробоподготовка и изотопно-геохронологические исследования выполнены в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ. Изотопные измерения в цирконах проводилось по классической методике на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-II. При выборе в цирконах участков для анализа использовались оптические и катодолюминисцентные наблюдения. Из проведенных трёх определений в олее однозначно получены результаты в пробе 42-1 по 9 точкам получена метка 369,4 млн. лет плюс минус 2,4 (фамен) (рис. 1).

Учитывая высокую титанистость и железистость габброидов, резкий рост последней в гранитоидах, редкоземельный спектр плагиогранитов (не характерные для известково-щелочной серии), а также приуроченность образований комплекса к бортам и осевым частям прогибов, его вероятная обстановка формирования определяется зонами рассеянного рифтинга в пределах надсубдукционных образований.

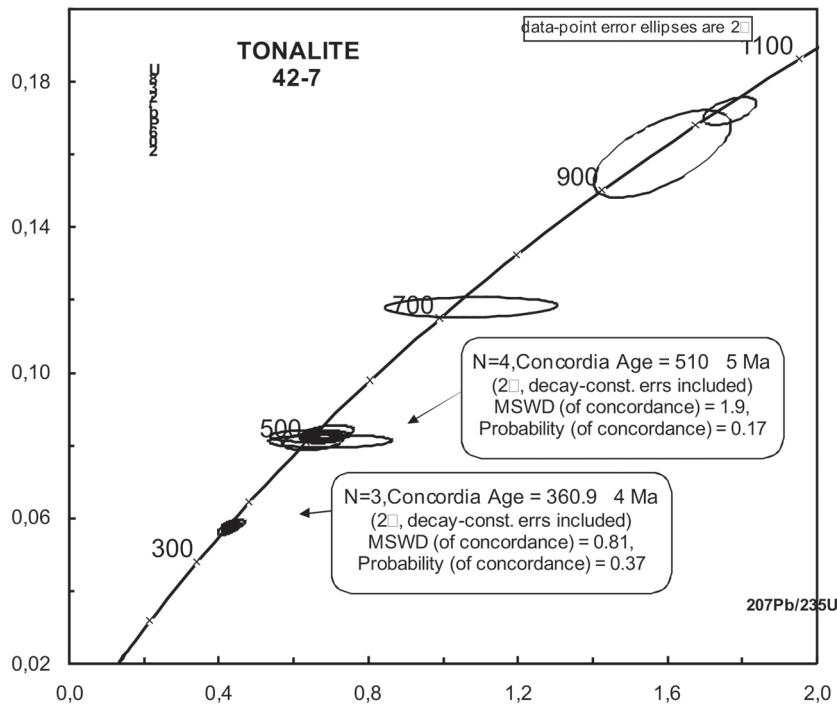
Гранитоиды комплекса не обнаруживают отчетливо выраженной металлогенической и геохимической специализации, чем напоминают плагиограниты алейского комплекса.

Таблица 1

Представительные анализы пород Рассыпухинского массива  
(основные компоненты - в %, микроэлементы - в г/т)

	42-10	42	42-8	42-7	42-7a	42-1	42-1a	42-3	42-a	55-1	36	90
SiO <sub>2</sub>	47,68	61,72	61,63	65,8	65,13	71,8	72,18	74,70	77,22	75,4	74,0	77,8
TiO <sub>2</sub>	0,60	0,69	0,7	0,78	0,75	0,45	0,42	0,24	0,24	0,25	0,37	0,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,01	15,2	15,05	15,7	14,83	14,0	12,88	12,30	11,67	12,8	13,1	12,0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,81	2,11	2,0	1,83	2,13	0,31	0,73	<0,3	0,4	0,59	0,83	0,45
FeO	5,10	5,2	5,32	2,67	3,04	2,31	2,10	1,08	1,06	1,66	1,73	0,87
MnO	0,17	0,15	0,14	0,13	0,11	0,04	0,03	0,04	0,01	0,05	0,03	0,08
MgO	11,42	2,5	2,53	1,56	1,62	1,24	1,17	2,06	0,66	0,28	0,65	<0,05
CaO	11,81	5,83	5,77	5,27	5,52	3,94	4,49	4,07	2,93	2,04	4,34	0,47
Na <sub>2</sub> O	1,03	2,82	2,81	4,72	4,67	4,77	4,07	4,35	4,86	4,35	4,22	3,88
K <sub>2</sub> O	0,41	1,46	1,21	0,65	0,65	0,66	0,63	0,47	0,7	2,32	0,31	4,27
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,15	0,13	0,2	0,18	0,11	0,10	<0,05	0,05	<0,05	0,1	<0,05
ппп	1,68	1,68	1,5	0,54	0,96	0,34	0,33	0,33	0,01	0,22	0,21	0,16
$\Sigma$	99,86	100	99,97	100	99,59	100	99,13	100	99,81	100	100	100
V	14,7	135	143	15,5	60,0	58,0	56,0	36,4	23,0	16,1	46,5	5,84
Cr	24,3	19,9	20,1	10,8	3,0	32,2	27,0	48,8	26,0	23,7	16,8	27,0
Co	24,8	21,4	22,1	16,7	10,3	9,82	5,2	4,79	2,4	4,6	5,59	1,78
Ni	18,5	9,53	10,3	6,58	10,0	17,9	8,4	9,36	5,0	12,3	7,31	13,5
Cu	44,3	42,8	41,5	9,9	10,2	18,9	18,5	8,19	8,2	6,57	9,51	8,24
Zn	55,2	53,8	50,4	49,9	48,7	24,8	25,1	22,2	21,9	24,2	15,5	24,2
Rb	5,2	30	29	8,33	10,4	10,0	10,8	5,25	8,4	37,0	3,74	129
Sr	173	208	205	189	209	192	208	166	216	84,0	213	18,8
Nb	2,01	6,93	7,0	8,2	8,3	14,8	14,6	5,3	12,8	8,66	6,69	17,9
Cs	0,5	0,56	0,5	0,35	0,39	0,53	0,69	0,11	0,3	0,31	0,12	1,33
Ba	136	316	308	237	314	148	155	132	241	324	157	118
Pb	4,5	4,53	4,4	4,02	6,8	2,2	3,8	21,0	9,7	1,0	3,75	9,25
Th	1,3	4,67	4,7	4,06	3,8	8,5	6,7	5,28	7,7	8,46	4,47	14,2
U	2,3	2,32	2,28	0,87	1,02	1,81	1,98	0,65	1,36	1,05	1,75	2,36
La	6,6	16,4	17,1	18,2	18,6	64,0	65,0	8,09	20,0	22,8	15,3	15,2
Ce	13,8	33,5	35,2	38,2	39,0	123,0	119,0	16,1	50,0	46,7	36,5	34,9
Pr	1,97	4,45	4,5	4,63	5,0	12,8	13,8	2,5	7,2	6,44	4,2	5,79
Nd	8,2	17,6	17,1	18,3	18,9	45,5	48,0	11,3	29,0	26,6	16,5	26,4
Sm	2,2	3,86	4,0	4,58	4,2	8,82	8,6	3,1	6,2	6,54	3,37	8,48
Eu	0,62	0,99	0,88	1,27	1,06	1,2	0,99	0,54	0,56	0,99	1,0	0,38
Gd	2,7	3,66	3,7	4,52	4,8	8,22	8,9	2,97	6,7	6,1	3,61	8,68
Tb	0,45	0,63	0,61	0,85	0,82	1,3	1,45	0,59	1,13	1,09	0,64	1,83
Dy	3,0	3,85	3,77	4,83	5,0	8,35	9,0	4,1	6,9	6,86	4,11	12,4
Ho	0,65	0,93	0,95	1,16	1,06	2,0	1,94	0,9	1,98	1,68	0,98	3,1
Er	1,86	2,65	2,53	3,4	3,2	6,07	5,9	2,57	4,5	5,17	3,15	8,79
Tm	0,28	0,35	0,34	0,49	0,53	1,0	0,95	0,39	0,76	0,85	0,45	1,56
Yb	1,72	2,84	2,9	3,56	3,3	7,12	6,2	2,71	5,0	5,67	3,51	10,0
Lu	0,25	0,39	0,4	0,61	0,46	1,05	0,89	0,42	0,7	0,94	0,53	1,65
Y	18,1	25,6	26,3	32,6	38,0	66,0	67,0	27,0	52,0	49,7	29,3	90,5
Ga	17,7	14,8	15,1	12,2	17,8	10,0	14,2	8,15	12,2	9,01	8,83	8,92
Zr	51,0	106	103	122	148	157	139	85,7	95,0	196	132	116
Sc	33,2	31,6	32,1	25,1	25,0	17,4	15,1	6,78	10,5	10,1	14,7	4,45
Hf	1,49	3,13	3,0	3,55	4,0	4,57	4,0	2,86	3,1	6,04	4,06	4,83
Ta	0,31	0,45	0,48	0,5	0,44	0,87	0,83	0,49	1,02	0,66	0,52	1,77
Mo	1,41	0,86	0,83	<0,6	0,7	1,3	1,2	2,13	2,1	0,82	0,83	4,53
Sb	0,40	0,37	0,41	0,17	0,2	0,91	0,2	<0,1	0,15	0,18	0,13	0,16
Sn	2,3	2,47	2,5	1,8	1,7	1,65	7,0	1,19	1,2	6,93	2,12	2,33
Be	0,5	0,87	0,7	1,46	1,51	1,54	1,48	2,06	2,1	1,35	1,44	2,39
W	0,35	0,59	0,51	0,52	0,61	0,3	0,45	0,21	0,68	0,79	0,23	0,82
Li	4,3	5,63	5,56	5,36	5,3	1,81	3,48	1,7	1,36	1,05	1,75	4,01
Ge	<1	<1	<1	<1	0,5	4,95	0,5	2,22	1,8	1,37	1,61	2,43
As	3,4	3,51	3,48	2,1	2,0	2,69	2,2	1,98	2,0	2,1	2,09	2,26
F	2,5	3,76	4,6	4,5	6,3	7,8	15	18	17	81	20	156
B	16,5	16,0	17,5	31,8	32,1	21,3	21,2	24,8	24,3	17,7	23,9	42,9
La YbN	2,53	3,82	3,89	3,38	3,71	6,01	6,92	1,97	2,64	2,66	2,87	1,0
La SmN	1,84	2,6	2,62	2,44	2,7	1,34	4,63	1,6	1,98	2,13	2,78	1,1
Eu Eu*	0,79	0,8	0,7	0,85	0,73	0,43	0,35	0,55	0,27	0,48	0,88	0,13
U Th	1,77	0,5	0,48	0,21	0,27	0,15	0,29	0,12	0,16	0,12	0,39	0,17

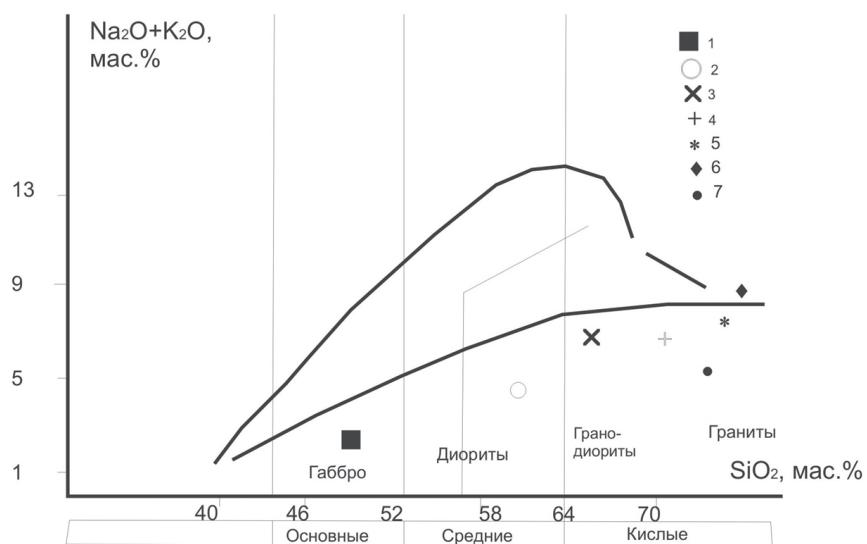
Примечание. Анализы выполнены методами ICP-MS и ICP-AES в лабораториях ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) и Института геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск). 42-10 – габбро; 42, 42-8 – кварцевые диориты; 42-7, 42-7a – тоналиты; 42-1, 42-1a – плагиограниты; 42-36 42-a – гранит-порфирь; 55-1, 90 – лейкограниты; 36 – плагиолейкограниты. N- элементы нормированы по Anders, Greevese [5].



**Рис. 1. Положение фигуративной точки тоналита Рассыпухинского массива на диаграмме изотопов свинца по данным SHRIMP II**

Массивы змеиногорского комплекса прорывают и метаморфизуют вулканогенно-осадочные породы эйфель-франского возраста (мельничная, сосновская, заводская, каменевская свиты), в свою очередь прорываются гранитоидами средне-позднекаменноугольного волчихинского комплекса.

На классификационной диаграмме TAS (рис. 2) доминирующая часть пород располагается в области нормального известково-щелочного поля пород и лишь лейкограниты попадают в поле умеренно-щелочной серии.



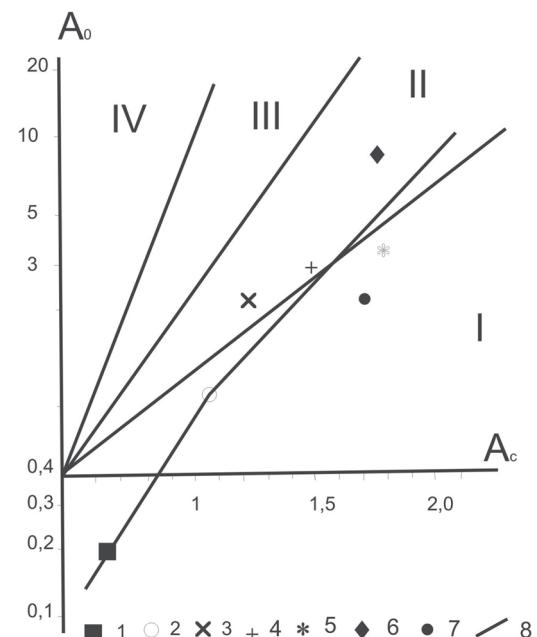
**Рис. 2. Диаграмма TAS ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) -  $\text{SiO}_2$  для пород Рассыпухинского массива  
габбро, 2 - кварцевые диориты, 3 - тоналиты, 4- плагиограниты, 5- гранит-порфиры,  
6- лейкограниты, 7- плагиолейкограниты.**

## ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПОРОД МАССИВА

На диаграмме Л. Бородина (рис. 3) породы Рассыпухинского массива занимают поля нормального известково-щелочного и умеренно-щелочного, при этом в поле повышенной щёлочности пород попадают кроме лейкогранитов гранодиориты и гранит-порфиры. Из этой диаграммы видно, что начиная от диорита происходит разделение последующих дериватов на две ветви: известково-щелочную и умеренно-щелочную.

Диаграмма  $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ , связывающая салические и мафические компоненты магматических горных пород, предложена Д.С. Штейнбергом (Штейнберг, 1988) и активно поддержана М.Л. Гельманом (Гельман, 1997). Она позволяет судить об общих закономерностях эволюции состава магматитов. Выбор компонентов обусловлен ведущей ролью  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в составе пордообразующих минералов, формирующих котектические расплавы и, показывающих эволюцию компонентов в ходе кристаллизационной дифференциации. Выявленные закономерности подтверждены наблюдениями в конкретных магматических системах над порядком кристаллизации минералов и последовательностью формирования различных серий пород (Штейнберг, 1988). Так, замена магния железом, калия натрием почти не влияет на соотношениях мафических и салических минералов, на количество кварца в породе и т.д. Многие закономерности химического состава магматитов в проекции на треугольник  $\text{An} - \text{Ab} - \text{Or}$  не зависят от количества кварца или нефелина системе; они сохраняются в сериях базальт-риолит, базальт-трахит, базальт-фонолит и их интрузивных эквивалентах. Дальнейшее упрощение состава приводит в пределе к системе  $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ , которая позволяет особенно чётко выявить наиболее общие закономерности изменения состава изверженных пород и дать им генетическую интерпретацию. Составы пород на диаграмме позволяют проследить котектические пути эволюции от наиболее тугоплавких дунитов до габбро (от вершины  $\text{MgO}$  к стороне  $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ ) и далее от габброидов (нормальных и щелочных) до самых легкоплавких гранитов (к вершине  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ). Диаграмма показывает различия двух рядов магматитов – нормального (известково-щелочного и толеитового) и щелочного (базальт-трахитового и базальт-фонолитового).

Диаграмма позволяет решить ряд генетических вопросов. Во-первых, фигуративная точка пикродолеритов (точка К) лежит в плоскости  $\text{An}-\text{En}$  ( $\text{Fo}$ ) и соответствует избыточному по отношению к эвтектике (E3-4) составу. Габбро-долерит (точка Л) находится в той же плоскости с другой стороны эвтектики симметрично к точке К. И от неё тренд пород Рассыпухинского массива разделяется на две ветви: одна из них следует строго параллельно котектической линии  $\text{Di}-\text{Ab}-\text{An}$  в сторону эвтектической точки E2, совпадая с трендом субщелочной серии (рис. 4), а другая – следует строго параллельно толеитовому тренду.



**Рис. 3. Петрохимическая диаграмма в координатах  $\text{Ac} - \text{ao}$  Л.С. Бородина для пород Рассыпухинского массива.**

**Петрохимические серии:** I - известково-щелочная, II - умеренно-щелочная, III - щелочная, IV - высокощелочная. Остальные условные см. на рис. 2.

На диаграмме R1-R2 Р. Батчелора и П. Боулдера большая часть фигуративных точек породных типов Рассыпухинского массива попадает в область мантийных плагиогранитов; гранодиоритов и плагиогранитов – в поле островодужных обстановок, а лейкогранитов – в область синколлизионных гранитоидов (рис. 5).

На дискриминационных диаграммах Дж. Пирса фигуративные точки гранитоидов второй, третьей и четвертой фаз компактно группируются в области схождения полей островодужных, анорогенных гранитоидов и гранитоидов обогащенных СОХ.

Такая неоднозначная геодинамическая интерпретация пород массива, вероятно, связана с особенностями глубинной дифференциации очага, что особенно хорошо заметно на диаграмме распределения РЗЭ, нормированных по хондриту (рис. 6). Для всех пород, кроме плагиогранитов, гранит-порфиров и лейкогранитов не наблюдается ярко выраженной отрицательной аномалии по европию. При этом в гранит-порфирах и лейкогранитах наблюдается явное обогащение группы тяжёлых РЗЭ, по сравнению с плагиолейкогранитами.

Для Рассыпухинского массива проведена проверка альтернативных гипотез возможно происходивших в процессе эволюции глубинного магматического очага: фракционирование единого расплава для всех пород, или различная степень асимиляции исходной магмой вмещающих пород в промежуточном очаге или подводящих каналах.

Полезная информация получена на бинарных диаграммах распределения элементов (рис. 7), из

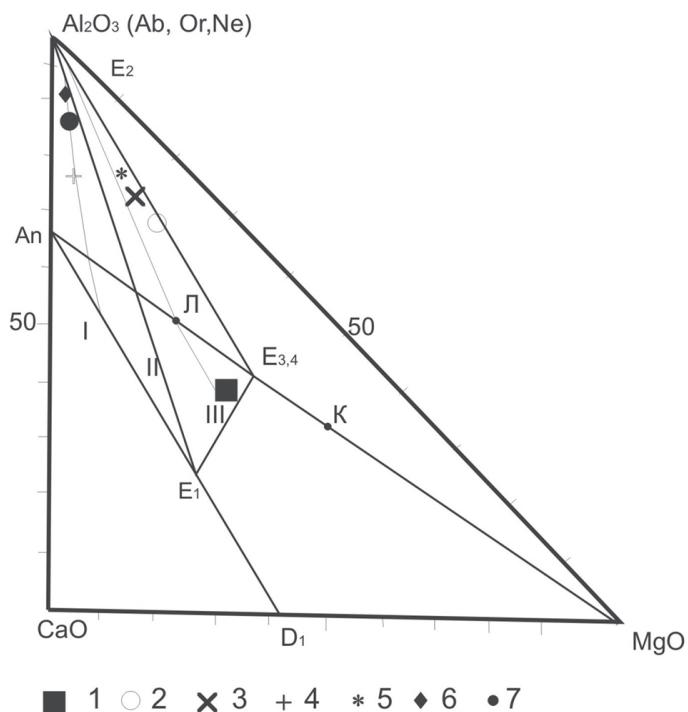


Рис. 4. Эволюционные тренды породных типов Рассыпухинского массива на диаграмме CaO -  $\text{Al}_2\text{O}_3$  - MgO (по Штейнберг, 1988)

1-3 - серии: толеитовая, известково-щелочная, субщелочная; E1, E2, E3, E4 - экспериментальные эвтектики. Эвтектики: Di-An, Di-An-Ab, An-Tn (Fo). Остальные условные см. на рис. 2.

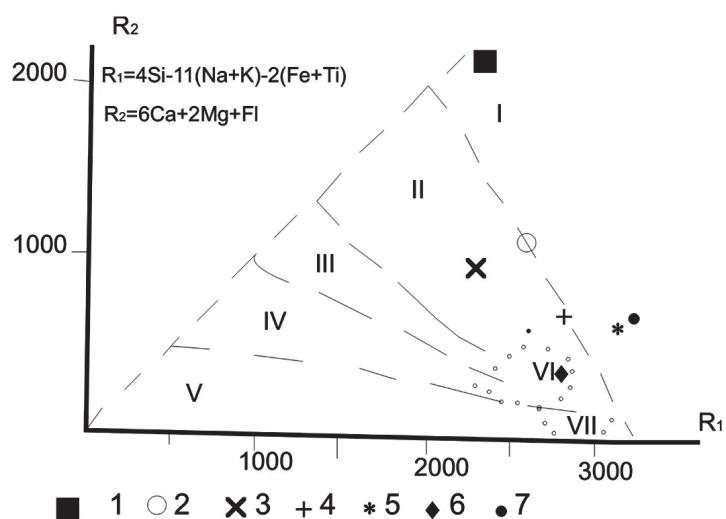


Рис. 5. Диаграмма R<sub>1</sub> - R<sub>2</sub> для пород Рассыпухинского массива (по Батчелор и Боулдер, 1985).

Поля на диаграмме: I-мантийные плагиограниты, II-VII - гранитоиды островодужные (II), постколлизионные поднятий (III), позднеорогенные (IV), анорогенные (V), синколлизионные (VI), посторогенные (VII). Остальные условные см. на рис. 2.

которых видно, что процесс различной степени частичного плавления исходного субстрата не исключается, так как на рисунке 7а направление трендов изменения составов в координатах Cr – Zr в целом соответствуют векторам направления эволюции состава расплава такой модели. Известно, что фракционирование магнитных минералов вызывает селективное обеднение расплава когерентными элементами (хромом, никелем, кобальтом) на фоне небольшого обогащения несовместимыми компонентами (цирконием, ураном, торием и др.). Анализ бинарной диаграммы Cr – Zr соответствует процессу кристаллизационной дифференциации при фракционировании ортопироксена (или роговой обманки) и плагиоклаза.

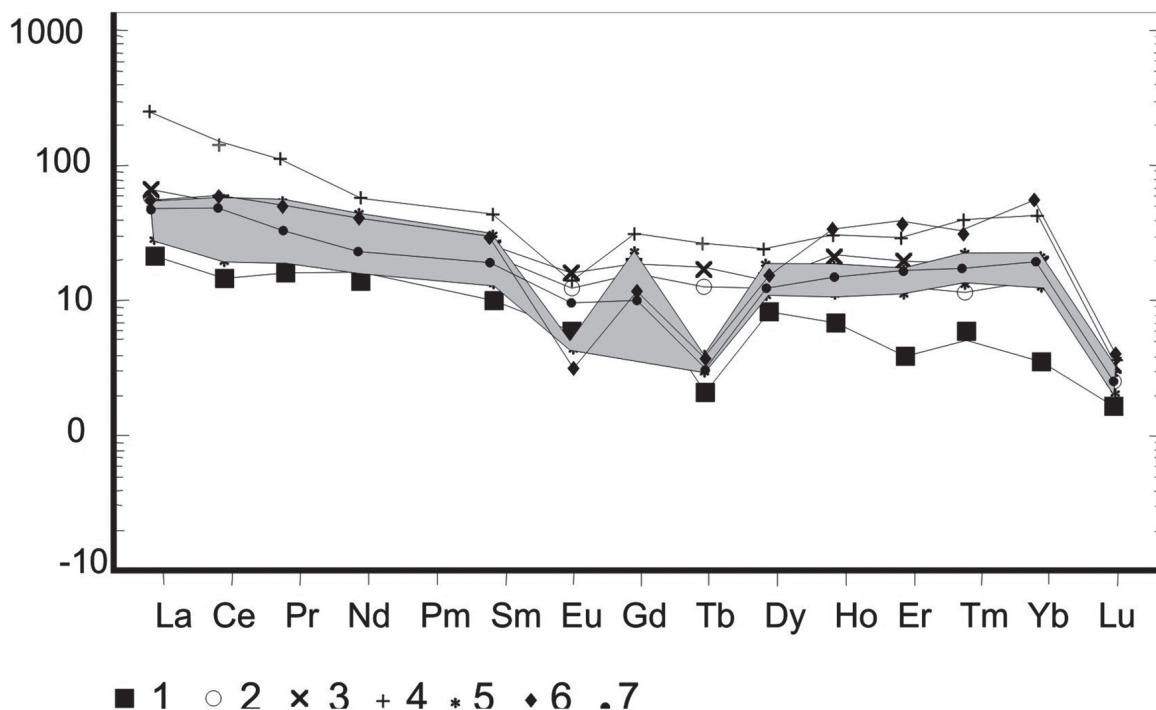


Рис. 6. Диаграмма содержаний РЗЭ в породах Рассыпухинского массива  
Условные обозначения см. на рис. 2.

На бинарной диаграмме Rb – Ba (рис. 7 в) наблюдается некоторое отклонение от стандартной кристаллизационной дифференциации. При этом кристаллизация лейкогранитов в большей степени происходила при фракционировании ортопироксена и роговой обманки, а при кристаллизации лейкоплагиогранитов при фракционировании биотита.

На диаграммах Y – Zr, Ti – Zr (рис. 7) тренд дифференциации пород Рассыпухинского массива проходит под некоторым углом к стандартному тренду, указывая на более сложный характер дифференциации в глубинном магматическом очаге изучаемого массива.

На диаграмме Rb – Zr тренд дифференциации почти строго следует в ряду пород габбро-кварцевые диориты – лейкограниты, а для всех остальных пород тренд перпендикулярен классическому тренду кристаллизационной дифференциации.

На бинарной диаграмме Sr – Zr в целом ход дифференциации пород массива совпадает с классическим трендом, а на диаграмме Y – Rb (рис. 7, е) он перпендикулярен классическому тренду.

В итоге можно сказать, что на бинарных диаграммах выявляются сложные процессы кристаллизационной дифференциации, осложненныеложенными процессами, связанными с различным ходом дифференциации очага, возможно с участием мантийной составляющей и изменением флюидного режима, сопровождающего эволюцию очага.

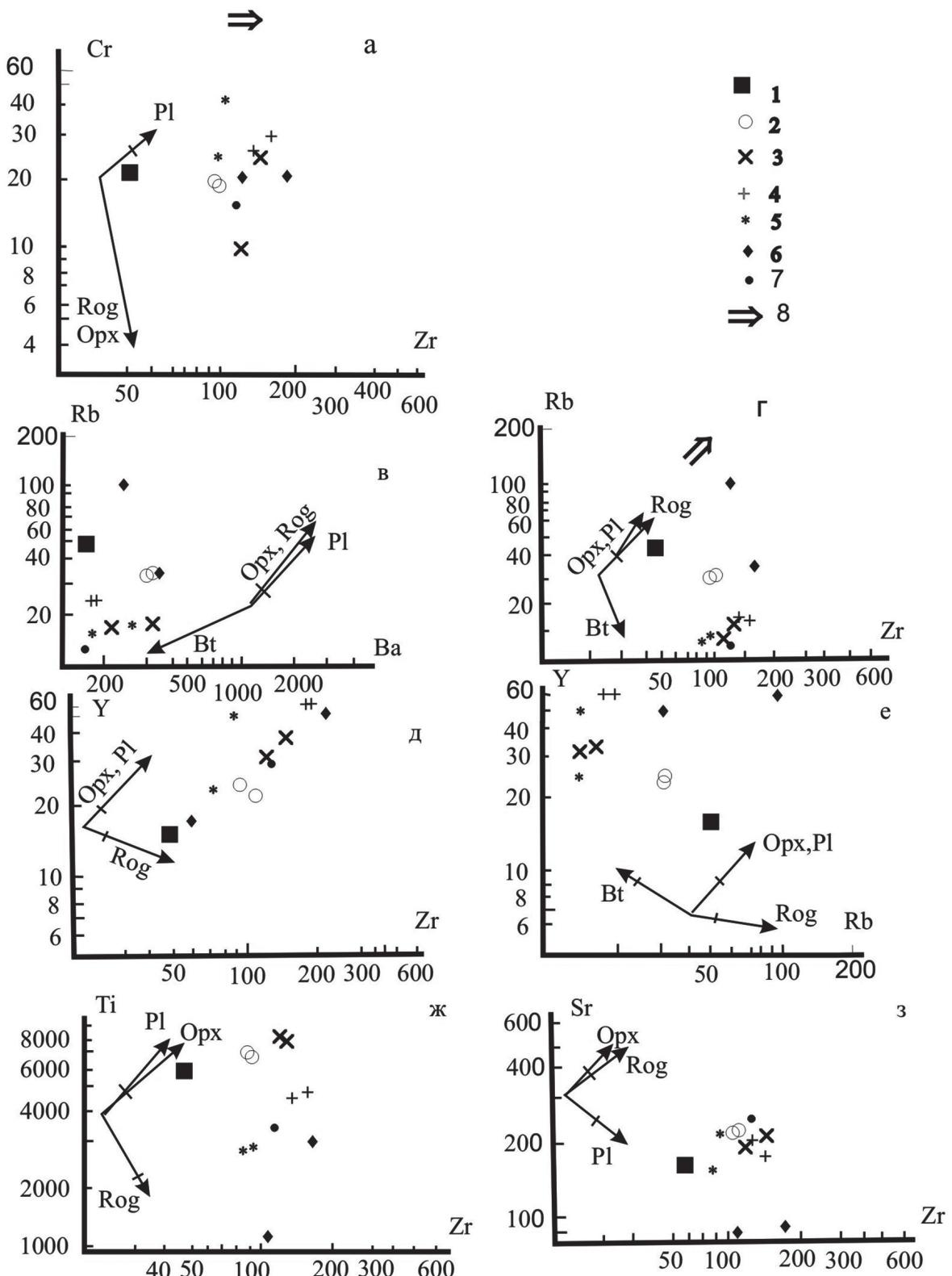
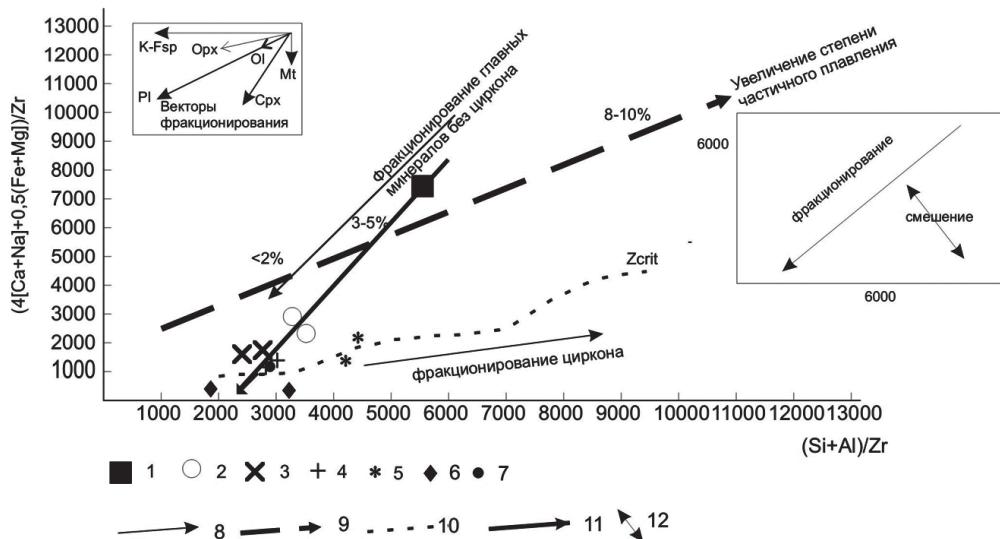


Рис. 7. Бинарные диаграммы распределения элементов в породах Рассыпухинского массива

8- направление эволюции состава расплава при частичном плавлении; векторами показано изменение состава расплава при кристаллизации из него того или иного минерала; отрезки на векторах соответствуют 25%-ной раскристаллизации исходного расплава. Pl - плагиоклаз, Opx- ортопироксен, Rog - роговая обманка, Bt - биотит. Остальные условные см. на рис. 2.



**Рис. 8. Диаграмма молекулярных отношений  $(4[\text{Ca}+\text{Na}]+0,5[\text{Fe}+\text{Mg}])/\text{Zr}$  -  $(\text{Si}+\text{Al})/\text{Zr}$  по Т. Брадшоу (Bradshaw, 1992) для пород массива**

8-эволюционные тренды фракционирования; 9- тренд увеличения степени частичного плавления; 10- критическая линия раздела фракционирования главных минералов и циркона (при 68 масс. % SiO<sub>2</sub>); 11- частный эволюционный тренд для пород Рассыпухинского массива; 12- тренды смешения расплавов.

На диаграмме молекулярных отношений большого количества петрогенных элементов и циркония (рис. 8) устанавливается, что в целом ход дифференциации очага Рассыпухинского массива происходил в соответствии с фракционированием главных породообразующих минералов без циркона, особенно на начальных этапах. При этом степень частичного плавления исходного субстрата была близка к 3-5%.

На заключительных этапах при образовании гранит-порфиров и особенно лейкогранитов дифференциация протекала при участии циркона. На этом этапе просматриваются элементы смешения мантийного источника магмы с коровым материалом.

#### ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ РУДНОСТЬ МАГМАТИЧЕСКОГО ОЧАГА

В ходе кристаллизационной дифференциации глубинного магматического очага, сформировавшего Рассыпухинский массив, происходило контрастное разделение исходного расплава на существенно натровую и кали-натровую ветви (рис. 4). При этом происходит и резкое разделение состава летучих компонентов.

Такой тип дифференциации с резким разделением типа щёлочности пород единого очага приводит к обогащению последних порций расплавов различными летучими компонентами, повышению их ёмкости на различные металлы и разделению последних в ходе эволюции и дифференциации глубинного магматического очага на стадии постмагматической деятельности. Схожий тип дифференциации отмечен нами для Тырныаузской магмо-рудно-метасоматической системы на Северном Кавказе, а также для гигантского вольфрамового месторождения Верхнего Кайракты, которое находится в Агадырском районе Казахстана (Гусев, 2008).

Контакты Рассыпухинского массива в большей части (95 %) скрыты под задерновкой. В тех же местах, где отмечаются открытые контакты и надинтрузивная зона вмещающих метаморфитов корбалихинской толщи силура, отмечены проявления меди и золота, отвечающие натровому типу щёлочности, а там где проявлены существенно калиевые разности пород (и особенно лейкократовые гранитоиды) отмечены проявления грейзенового и скарнового типов с вольфрамом, отмеченные в среднем течении реки.

*Рассыпухинское* проявление меди расположено в правом борту одноименной реки, в 4,5 км ниже посёлка Рассыпуха. В ороговикованных сланцах корбалихинской толщи наблюдается

зона минерализации шириной до 1,5 м и видимой протяжённостью несколько десятком метров, представленная прожилками кварца и карбоната мощностью от 1,5 до 5 см с вкрапленностью пирита, халькопирита (от 1 до 2 мм) и гнёздами халькопирита размерами от 3 до 4,5 см. Содержание меди в штуфных пробах от 0,5 до 1,5 %, золота – от 0,5 до 1,5 г/т.

*Скарновое* проявление вольфрама находится в 2,1 км вниз по реке Рассыпухе от одноименного посёлка. В ксенолите метаморфитов среди лейкогранитов размером около 1 м в попечнике наблюдаются скарны эпидот-гранатового состава с редкими прожилками кварца мощность до 1 см. В кварце отмечается вкрапленность шеелита размерами от 0,5 до 2 мм. Содержание вольфрама в пробах варьируют от 0,1 до 0,5 %.

*Грейзеновое* проявление вольфрама обнаружено А.И. Гусевым в 2006 году. В метаморфических сланцах корбалихинской свиты, находящихся в надинтрузивной позиции лейкогранитов наблюдается несколько кварцевых жил мощностью от 5 до 15 см, сопровождающихся грейзенизацией на ширину до 10 см. В кварце отмечены зёрна шеелита и вольфрамита размерами от 1 до 5 мм. Содержание вольфрама в штуфных пробах колеблются от 0,2 до 0,8 %. Видимая протяжённость жил с грейзенами выше 15 м.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Абсолютный возраст становления гранитоидов составил 369,4 млн. лет, что отвечает фамену и близок для других массивов змеиногорского комплекса.

В заключении следует отметить, что Рассыпухинский массив представляет собой весьма дифференцированный интрузив с контрастным типом дифференциации на натровую и калиевую ветви. При этом на заключительных стадиях дифференциации очага происходило смешение мантийного источника с коровым материалом с резким обогащением флюидов, специализированных на халькофильную и литофильную группы. Дифференциация очага отвечала сложной модели, где по различным элементам устанавливается близость классическому тренду и некоторое отступление от него, что является определяющим для возможного формирования оруденения различного профиля.

Проведенное исследование позволяет предположить наличие ещё не выявленного оруденения в контактовой части интрузива, связанного с глубинным очагом, созидавшим Рассыпухинский массив.

## Литература

Бородин Л.С. Геохимия главных серий изверженных пород. М. Недра, 1981. 217 с.

Гельман М.Л. О химической и минералогической классификации изверженных горных пород: почему возможно простое основание в химической классификации // Магматизм и оруденение Северо-Востока России. Магадан: СВ НИИ ДВО РАН, 1997. с. 57-87.

Гусев А.И. Эталон синюхинского габбро-гранитоидного комплекса (Горный Алтай).- Новосибирск, 2007. 208 с.

Гусев А.И. Мантийно-коровое взаимодействие в формировании гигантских магмоrudно-метасоматических систем / XIV Международная конференция «Связь поверхностных структур земной коры с глубинными». Петрозаводск, 2008. с. 159-161.

Хомичёв В.Л., Единцов Е.С. и др. Эталон хемчикского габбро-монцодиорит-сиеногранитового комплекса (Западный Саян). Новосибирск, 2000. 244 с.

Штейнберг Д.С. О классификации магматитов. М. Наука, 1988. 160 с.

Anders E., Greevese N. Abundences of the elements: meteoric and solar // Geochim. Cosmochim. Acta., 1989. V .53. P. 197-214.

Batchelor R.A., Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series // Chemical Geology, 1985. Vol. 48. P. 43-55.

Bradshaw T.K. The adaptation of Pearce element ratio diagrams to complex high silica systems // Contrib. Mineral. Petrology, 1992. V.109. P.450-458.

**Чуйская котловина (юго-восточный алтай):  
ЕСТЬ ЛИ ВОЗМОЖНОСТЬ ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИИ ПОЗДНЕМЕЛОВОГО  
МОРСКОГО БАССЕЙНА?**

В.В. Бутвиловский<sup>1</sup>, Я.М. Гутак<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Лейбниц-институт полимерных исследований, г. Дрезден, Германия;

<sup>2</sup>Сибирский государственный индустриальный университет, г. Новокузнецк, Россия

Макрорельеф Горного Алтая, представленный низкогорно-среднегорными и высокогорными хребтами, нагорьями и плато, межгорными котловинами и глубокими грабенообразными долинами, обусловлен неоднородностью земной коры и тектоническими перемещениями ее блоков. Большинство исследователей считает, что неотектонические движения создали горную страну Алтай и его межгорные впадины на месте мел-палеогенового пеплена в олигоцене-плейстоцене. При этом перемещения имели амплитуды до 1000-2000м в пределах низкогорно-среднегорного рельефа и до 2000-4000м – в высокогорье, утверждается, что наибольшая их интенсивность и величина были свойственны эоплейстоцен-плиоцену (Богачкин, 1981; Девяткин, 1965; Зятькова, 1977). Основой для выделения фаз тектонических движений служат смены состава отложений предгорных и межгорных впадин, а для оценки амплитуд перемещений – высотное положение фрагментов поверхности выравнивания, считающихся мел-палеогеновыми.

Эти представления во многом базируются на изучении Чуйской межгорной котловины (Юго-Восточный Алтай), имеющей значительные размеры (35x70км), высотное положение (1800-1900м) и вмещающей наиболее полные и мощные (до 400-600м) разрезы палеоген-четвертичных отложений и кор выветривания. Чуйская котловина является ключевым районом для расшифровки геологической истории Горного Алтая. Новые данные о геолого-геоморфологическом строении впадины и ее горного обрамления имеют важное значение, особенно когда они отличаются от уже известных, ибо следующий из них «переворот» научных представлений будет касаться не только Чуйской котловины, но и всей горной страны.

В последнее время появились данные о том, что в северо-западной части Чуйской впадины имеются морские отложения верхнемелового возраста (Зыкин и др., 1999; Зыкин и др. 2008). Сообщается о находках в них соответствующих спор, пыльцы наземных растений, цист динофлагелят, фораминифер, микрофораминифер, радиолярий, остракод, гастропод, губок, двустворок и брахиопод. В публикации В.С. Зыкина с соавторами (2008) приводятся даже изображения некоторых двустворок и брахиопод. Об «открытии» морских верхнемеловых отложений было заявлено с весьма высокой научной трибуны: в Докладах Академии наук РФ. С самого начала это «открытие» вызвало недоверие у многих алтайских геологов (Гутак и др., 2009, Новиков, 2004). И действительно, после детального доизучения опорных разрезов предполагаемых морских меловых отложений выяснилась ошибочность отнесения нижней части разреза белых, желто-белых и пестроцветных каолинитовых и каолинит-гидрослюдистых глин в левобережье р. Кызылчин к осадочным образованиям вообще и, тем более, к морским отложениям в частности (Гутак и др., 2009). Подтверждено заключение Е.В. Девяткина (1965) о том, что эти глины являются гипергенными образованиями (корой выветривания). Они представляют собой продукты интенсивного химического выветривания зелено-серых карбонатных алевролитов и аргиллитов аккаинской свиты верхнего девона и имеют литолого-структурное единство с материнскими девонскими породами. Кроме того, в обнажениях прослеживаются и непосредственные переходы слоев с окаменелостями из невыветрелых девонских пород в их выветрелые разности и в зеленовато-белые гипергенные каолинит-гидрослюдистые глины, которые ряд исследователей (Зыкин и др., 1999;

2008) и считают морскими верхнемеловыми отложениями. При этом следует отметить, что в одной из последних публикаций однозначность сделанного ранее вывода авторами открытия уже ставится под сомнение, как и мезозойский возраст большинства из найденных в районе окаменелостей. Более того, указывается на большую вероятность принадлежности изучаемых отложений палеозою (Барабошкин и др., 2012).

Эти образования, как и подстилающие неизмененные породы девона, неоднократно обследовались и нами (Гутак и др., 2012). В них было собрано более двух десятков палеонтологических коллекций (брахиоподы, криноиди, двустворки, трилобиты и др.), определение которых нами и другими палеонтологами однозначно показало верхнедевонский возраст фауны (Гутак, 2012; Новиков, 2004). Следует отметить, что в верхней части глин, отобранных из обнажения с предполагаемым верхним мелом, И. Дуличем в лаборатории компании НИС «Нафтагас» (Сербия) обнаружены спорово-пыльцевые комплексы, включающие *Poliporopollenites* sp., *Tricolporopollenites* sp. I и II, *Tricolporopollenites* sp., *Gothanipollis* sp. и останки фитопланктона плохой сохранности. По мнению И. Дулича, этот комплекс соответствует нижнему палеогену. Не исключено, что верхние части глинистой коры выветривания местами представляют собой продукты локального переотложения и «биотурбации» (делювий, «деятельный слой»), сопоставимые с местной карачумской свитой дат-палеоценена (Богачкин, 1981; Ерофеев, 1969).

Итак, проведенные ревизионные геологические и палеонтологические исследования не подтвердили наличие в левобережье р. Кызылчин морских отложений меловой системы. Тем не менее, данное опровержение не может закрыть проблему окончательно, поскольку глубинное строение осадочного чехла Чуйской впадины и ее ложе изучено крайне недостаточно. Впадина разбурена лишь локально. До сих пор так и не удалось выявить полный разрез выполняющих ее сedиментов. Самая глубокая скважина у подножия склонового шлейфа Курайского хребта, забуренная на глубину более 600м, так и не вышла за пределы миоцен-олигоценовых отложений. По геофизическим данным мощность новейших седиментов во впадине достигает 1200м (Рычков, Рычков, Рычкова, 2006). В этой связи не исключено, что погребенное коренное ложе впадины локально перекрыто и более древними отложениями, в том числе и меловыми (и даже юрскими, как считает В.М. Рычков (2006). Более того, мы уверены, что меловые отложения будут здесь обнаружены. Но при этом возникает принципиально важный вопрос: какие отложения? Морские или континентальные?

Мы полагаем, что ответ на этот вопрос надо искать не только в геологических или палеонтологических данных, но и в независимом от них геоморфологическом анализе рельефа. Правильная расшифровка структуры рельефа и определение возраста составляющих его элементов во впадине и горном обрамлении позволяют дать более надежный ответ на поставленный вопрос. Новейшая опубликованная попытка ее изучения представлена монографией И.С. Новикова (2004), которая, к сожалению, не предлагает объективной картины морфоструктурного плана территории и вряд ли вносит дополнительный вклад в решение вопроса о возможности реконструкции позднемелового морского залива в Чуйской котловине (в монографии отмечено известное геологическое неподтверждение «морского мела»).

Чем, в принципе, отличаются морские условия и, соответственно, морские отложения от континентальных? Море – это, прежде всего, географическое (палеогеографическое) понятие. Им обозначают частично окруженный сушей водоем, непосредственно связанный с мировым океаном и имеющий с ним единый, почти одинаково и синхронно изменяющийся высотный уровень воды. Размеры, глубина, геология дна, соленость, течения, приливы, фауна, флора и прочее решающей роли при этом не играют. К примеру, Каспийское «море» – и большое, и глубокое, и соленое, и с преимущественно морской биотой, но морем оно не является, а представляет собой континентальный озерный бассейн, потому что напрямую не связано с мировым океаном и не имеет одинакового с ним уровня. Азовское море, наоборот, невелико по площади, очень мелководно, практически пресное, населено преиму-

щественно пресноводной биотой. Но находясь в четырех тысячах километров от Атлантического океана, оно представляет собой настоящий морской залив, потому как имеет непосредственную связь с океаном и единый с ним водный уровень (единий высотный базис эрозии-аккумуляции).

Можно привести множество примеров разнообразия, схожести и различия морских и озерных условий. Разнообразие условий, несомненно, оказывается и на свойствах накопленных в их пределах отложений. Иногда бывает довольно сложно по вещественным и палеонтологическим признакам точно установить морские ли это или озерные отложения, особенно когда в них сохраняется недостаточно свидетельств для однозначного определения. Причем, чем древнее отложения, тем меньше сохраняется особых «морских» или «озерных» признаков. Для установления обстановки осадконакопления большую роль играет также величина площадного распространения тех или иных отложений, географическое и геолого-структурное положение, генетическая однородность, мощность отложений и ее выдержанность по латерали. Морским отложениям свойственно региональное распространение, генетическая однородность, выдержаные и значительные мощности, приуроченность к уровню регионального базиса денудации, складчатые деформации, морская биота, обусловленный повышенной минерализацией вод литолого-минералогический и геохимический вещественный состав. Учитывая имеющиеся признаки, можно во многих случаях определить морскую обстановку осадконакопления с очень высокой вероятностью, но не более, потому как все эти признаки являются по отношению к понятию «море», строго говоря, неоднозначными. Прямыми признаком моря как географического феномена является само море, его современное положение.

Реконструкция палеогеографического положения моря на тот или иной геологический период бывает довольно затруднительной и всегда в той или иной степени вероятностна. Не менее важна и оценка вероятности того, что моря в данном месте и в данное время не было. Реконструируя море, необходимо признать, что его высотный уровень должен быть равным уровню мирового океана и при этом становиться для данной территории (для Алтая) региональным базисом денудации, ниже которого, не вдаваясь в детали, должно идти практически повсеместное накопление морских отложений. Выше этого уровня территория подвергается почти повсеместной денудации и выветриванию, а осадконакопление в ее пределах является локальным, генетически разнообразным и крайне непостоянным в пространстве и времени, что и свойственно континентальному морфолитогенезу (Шанцер, 1966).

Образование и развитие денудационного (дизъюнктивного) рельефа обусловлено субвертикальными тектоническими поднятиями и денудацией возникающих при этом превышений (Бутвиловский, 2009). Этот рельеф может развиваться, прежде всего, в условиях суши (континента): на участке земной поверхности, расположенному выше уровня моря. И если денудационный рельеф определенного возраста и наклона оформляет участок земной поверхности по всему его периметру («окружает» со всех сторон), то это значит, что данный участок в период формирования своего денудационного рельефа располагался выше уровня моря. Тем самым, исследуя структуру и генезис рельефа и выявляя возрастную последовательность его составных частей, есть возможность установить, когда территория стала сушей (точнее, участком денудации) и какие относительные превышения она имела в те или иные этапы своего развития. Правильное решение этой задачи обуславливается применением достаточно точного и объективного метода ее решения.

Таким методом является картирование территории, основанное на формально строгой теории и методологии геоморфологии, на законах образования и развития элементов рельефа, на точных критериях выделения этих элементов и принципах выявления их пространственно-временной последовательности. Теоретический базис и методология исследования рельефа изложены ранее в специальных работах [6, 8, 10]. Соответственно этим разработ-

кам, исходным морфологическим, генетическим и хронологическим элементом рельефа является склон (геофацетта). С помощью топографической основы и геолого-геоморфологических данных определяются формы, размеры, типы границ и, в итоге, генезис и относительный геоморфологический возраст склонов, которые затем объединяются в одновозрастные денудационные склоновые пояса (ярусы) и, отдельно, в генетически однородные седиментационные морфокомплексы (формации). Их пространственные параметры и местоположения позволяют достаточно объективно выявлять морфоструктуру и морфостратиграфию рельефа, и в конечном итоге – историю его развития.

Следуя этим теоретическим разработкам, рельеф Горного Алтая, Салаира и Кузнецкого Алатау был закартирован в масштабе 1:500 000. Результатом работ явилось выделение 3-7 разновозрастных склоновых поясов в пределах Чулымо-Енисейской и Предалтайской равнин, Кузнецкой котловины, Салаира и Кузнецкого Алатау, а на Горном Алтае – до 10 (6 крутосклонных поясов врезания и 4 пологосклонных поясов выполаживания – педиментов) (табл. 1). Относительная высота каждого пояса и наклон составляющих его склонов свидетельствуют о величине вертикальных тектонических движений и длительности денудационной трансформации склонов в период их образования. Склоновые пояса прослеживаются на сотни километров, опоясывая горные хребты и оформляя горные плато. Высота их границ (шовных линий) по латерали меняется, отражая тектонические деформации, произошедшие после образования того или иного пояса. Исходя из структуры денудационно-дизъюнктивного рельефа (ДР), построена региональная шкала относительного геоморфологического времени. Корреляция геоморфологического возраста склоновых поясов с геохронологической шкалой делалась по соотношению склонов ДР с самыми молодыми расчленяемыми ими стратифицированными горными породами и с самыми древними накрывающими их сedиментами и корами выветривания, а также с седиментационными комплексами крупных прилегающих впадин: Зайсанской, Кулундинской, Неня-Чумышской и Кузнецким бассейном. Сочленения денудационно-дизъюнктивного рельефа с этими впадинами были приняты как опорные участки, от которых и шло прослеживание склоновых поясов вглубь горной страны.

Таблица 1

Склоновый пояс	Крутизна / стадия трансформации	Положение шовных линий (абс. высоты)	Относительные превышения	Корреляция с геохронологической шкалой
Сростинский	<b>30-70° / 0-1</b>	200 – 300м	40 – 80м	Плейстоцен
Телецкий (локальный)	<b>30-70° / 0</b>	300–1200м	400 - 1000м	Поздний плиоцен
Чумышский	<b>4-6° / 4</b>	250 - 350м	20- 50м	Миоцен-плиоцен
Салаирский	<b>18-35° / 1-2</b>	300 - 1500м	100 - 500м	Поздний эоцен – миоцен
Ненинский	<b>4-12° / 3-4</b>	400 - 1400м	100 - 250м	Мел-эоцен
Синюхинский	<b>15-35° / 1-2</b>	500-2500м	400 - 700м	Юра
Ануйский	<b>3-10° / 4</b>	1000 -2700м	100 - 300м	Поздняя пермь – триас
Катунский	<b>20-35° / 1-2</b>	1700 - 4000м	300 -1000м	Карбон-ранняя пермь
Аккемский	<b>3-10° / 4</b>	2800 - 3500м	200 - 300м	Силур-девон ?
Белухинский	<b>30-45° / 1</b>	3100 - 4500м	до 1400м	Ордовик ?

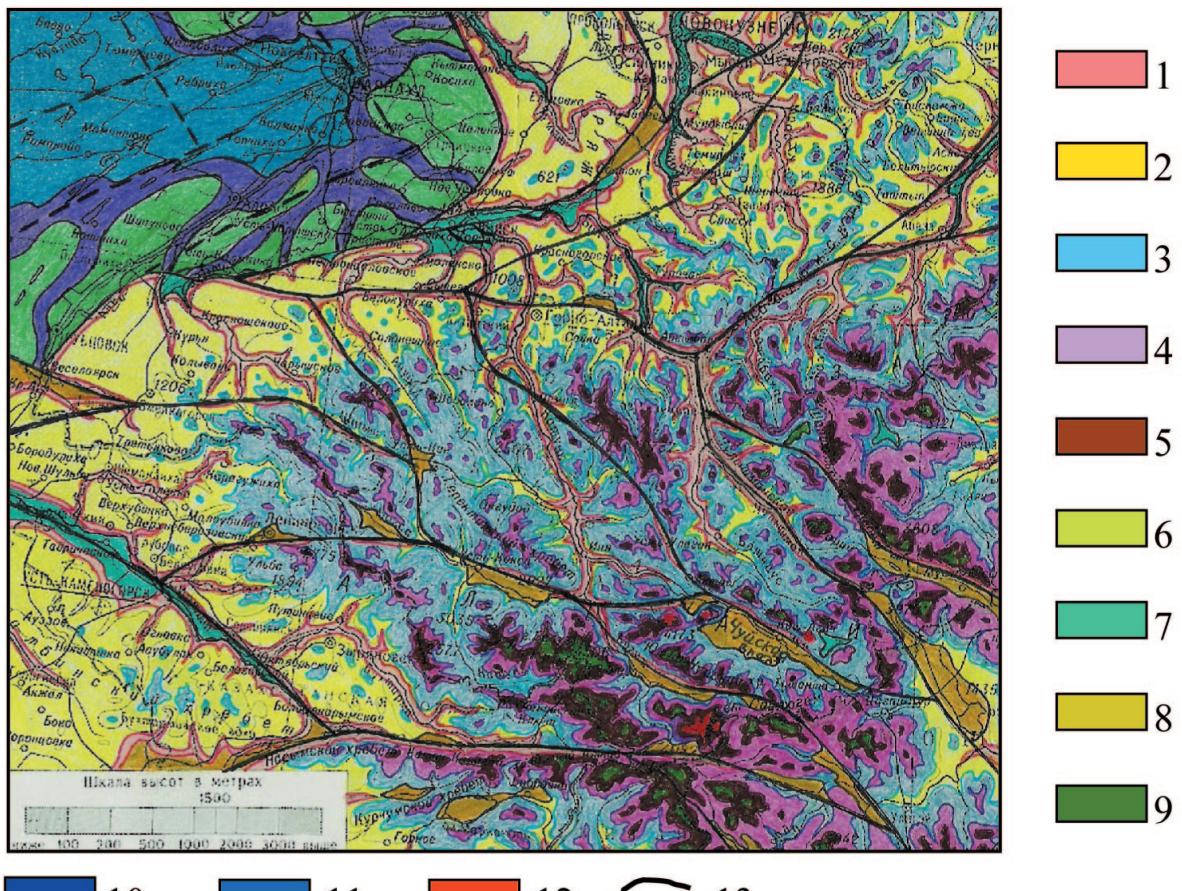
Генерализованная структура мезорельефа Горного Алтая представлена на рис. 1. Его характеристика, параметры, обоснование возраста и генезиса достаточно подробно даны в геологических отчетах и нескольких публикациях (Бутвиловский, 2004, 2012, 1996ф). Из анализа полученных геоморфологических карт следует, что основные черты орографии рельефа региона, его абсолютные и относительные превышения и деформации созданы в до-

альпийское (докайнозойское) время. Наибольшие относительные превышения (и, соответственно, тектонические поднятия) на Алтае были свойственны каледонской и герцинской эпохам (палеозою): более 1500 м на блоках протерозойских пород и более 1000 м – на палеозойских. Меньшие дополнительные превышения были созданы в мезозойскую эпоху (500-800 м) и сравнительно незначительные – в альпийскую (100-500 м). Плейстоценовые блоковые движения были невелики и не превышали нескольких десятков метров. Эти данные существенно уточняют общепринятые представления и обоснованы новым фактическим материалом, полученным в результате геоморфологического картирования и геолого-геоморфологического анализа (Бутвиловский, 2012, 1996ф).

Отметим, что сохранившаяся до настоящего времени структура рельефа территории однозначно указывает на то, что на Алтае, начиная с конца палеозоя, никогда не было повсеместного выравнивания гор, никогда не было так называемого пенеплена (почти-равнины). Горный Алтай представлял и представляет собой, образно говоря, сложное ступенчатое, разбитое на блоки возвышение, состоящее из извилисто опоясывающих его крутых уступов (врезов) и пологих покатов (педиментов) (рис. 1). Надстраивающие друг друга денудационные ступени имеют строгую возрастную последовательность: выше расположенные всегда древнее ниже расположенных. Каждому склоновому поясу свойственен свой геоморфологический возраст, который может быть сопоставлен с геологической хронологической шкалой.

Достаточно точно удалось оценить геологический «возраст» сростинского, чумышского, салаирского, ненинского и синюхинского склоновых поясов. Из них наибольшее значение имеет геологическая оценка возраста ненинского пояса, представленного обширными педиментами в низкогорьях периферии горной страны и в крупных речных долинах, расчленяющих среднегорье в близцентральных ее частях. Эти педименты, исходя из геологического возраста самых молодых «подстилающих» и самых древних перекрывающих его отложений, заложены в меловом периоде (Бутвиловский, 2009; 1996ф; Малолетко, 1972). Именно в их пределах развиты мощные площадные коры выветривания (показатели денудационных континентальных условий), надежно датируемые мел-эоценом (Алтай-Саян..., 1969). Ненинские педименты почти всюду непосредственно и согласно контактирует с расположенным выше синюхинским крутосклонным поясом, тем самым определяя геологический возраст последнего как заведомо древнее мелового. Ниже расположенный салаирский пояс подрезает ненинский, моложе его и соответствует олигоцен-миоценовому времени, т.к. локально перекрыт отложениями высоких террас плиоцена. Данных определений вполне достаточно для оценки относительного высотного положения Чуйской котловины в мел-эоценовое время, ибо она со всех сторон опоясана ненинским поясом и нижней частью синюхинского; иначе говоря, была заложена раньше их и всегда находилась выше их.

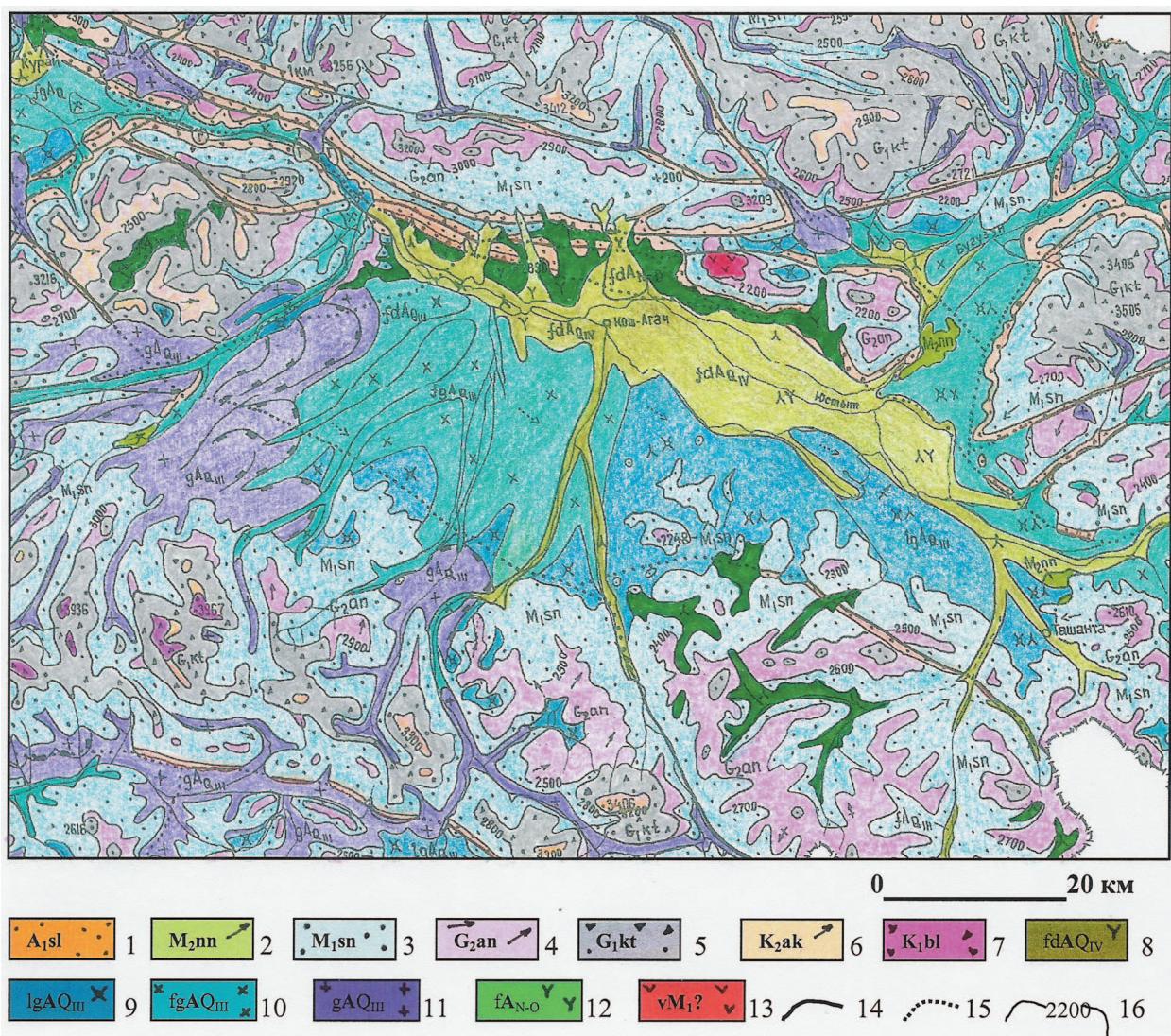
Картирование показало, что морфоструктура котловины и ее окружения достаточна сложна. Фрагменты катунского (карбон-пермь) крутосклонного денудационного пояса в обрамляющих Чуйскую котловину высокогорных хребтах и сохранившиеся в ней приразломные «клины» континентальных угленосных сedиментов раннего, среднего и верхнего карбона свидетельствуют о том, что котловина была заложена узким грабеном вдоль взбросо-сдвига Курайского глубинного разлома уже в карбоне и имела сток на юго-восток, в Монголию. В период ануйского (пермь-триасового) выполнаживания склонов заполненный осадками грабен становится местным базисом денудации и за счет денудации и латерального отступания прилегающих крутосклонных бортов расширяется во все стороны, по меньшей мере, на 2-3 км.



**Рис. 1. Морфоструктура и морфотектура Горного Алтая: денудационные склоновые пояса (1 – салаирский; 2 – ненинский; 3 – синюхинский; 4 – ануйский; 5 – катунский; 6 – аккемский и белухинский); седиментационные равнины и котловины (7 – эоплейстоценовые долинные; 8 – палеоген-неогеновые межгорные; 9 – мел-палеогеновые предгорные; 10 – допалеогеновые палеодолины; 11 – позднемеловые и эоценовые морские акватории; 12 – постпалеозойские вулканические сооружения; 13 – рельефообразующие тектонические нарушения.**

В юрское время происходит новая активизация тектонических и магматических процессов (известны юрские массивы гранитоидов и, предположительно, мезозойские ультраосновные вулканиты, прорывающие верхнедевонские толщи и выраженные в рельефе аккумулятивными эфузивными конусами и лавовыми плато; эти образования слагают литологическую основу Северо-Чуйского хребта). Это вызвало дополнительный подъем и взбросо-сдвиги крупных тектонических блоков, а также заложение на них синюхинского крутосклонного пояса, в том числе и на блоках хребтов, обрамляющих Чуйскую котловину (Курайском, Северо- и Южночуйских, Чихачева). Днище Чуйской котловины вновь разбивается вдоль Курайского разлома узкими грабенами, в которых накапливаются континентальные угленосные юрские (лейас) отложения (Гутак, 2001; Гутак и пр. 2009; Селин, 1982). Не исключено, что сток в это время уже направлялся на северо-запад в бассейн Катуни по ущелью тектонического сочленения Курайского и Северо-Чуйского хребтов. Именно в то время Чуйская котловина приобрела контуры, подобные современным, но была явно меньше современной по площади. Ее последующее расширение на 12–15 км было частично создано денудационным выполаживанием подножий коренных бортов у базиса юрской (возможно, и меловой) аккумуляции. На этих полого-холмистых поверхностях формировались зрелые площадные коры выветривания, представленные белыми, желто-белыми, голубыми, оранжевыми, красными каолинитовыми, каолинит-гидрослюдистыми глинами, содержащими

обломки сильно выветрелых материнских пород и имеющими мощность до 20-35м. Возраст коры выветривания достаточно надежно оценивается мел-палеоценом (Ерофеев, 1969); во всяком случае, перекрывающие ее отложения карачумской свиты свидетельствуют о том, что кора выветривания облекала участки днища котловины и подножия ее бортов уже в допалеогеновое время. Отсюда следует, что в меловое (допалеогеновое) время Чуйская котловина уже имела относительные превышения бортов до 1500-2000м, площадные контуры, подобные современным, и в настоящем своем виде в основном слагается из древних (допалеогеновых) и даже очень древних (вплоть до позднего палеозоя) элементов рельефа (рис. 2). Следует отметить, что о докайнозойском возрасте «современного» облика котловины писал еще Л.И. Розенберг (1978), обосновывая это расчетами величин денудационного среза бортов впадины и мощностей кайнозойской аккумуляции в ее пределах.



**Рис. 2. Геоморфологическая схема Чуйской котловины: денудационные склоновые пояса (1 – салаирский; 2 – ненинский; 3 – синюхинский; 4 – ануйский; 5 – катунский; 6 – аккемский; 7 – белухинский); седиментационные морфокомплексы (8 – голоцен-плейстоценовые флювиальные равнины и конусы; 9 – плейстоценовые лимногляциальные равнины и шлейфы; 10 – плейстоценовые флювиогляциальные занаты и шлейфы; 11 – плейстоценовые моренные морфокомплексы; 12 – миоцен-плиоценовые флювиальные шлейфы); 13 – вулканические морфокомплексы мезозойского(?) возраста; 14 – рельефообразующие тектонические нарушения; 15 – то же, предполагаемые под рыхлым чехлом; 16 – шовные линии склоновых поясов и их абсолютные высоты.**

Кайнозойская (альпийская) тектоническая активизация проявилась взбросово-надвиговыми подвижками вдоль Курайского разлома (рис. 2). Амплитуды перемещений по вертикали достигали 300-400м, а по горизонтали вряд ли превышали 500-800 м (Бутвиловский, 1991; Бутвиловский, 1996ф). Они образовали в рельфе тектонические уступы, которые коррелируются с региональным салаирским склоновым поясом (моложе коры выветривания и палеогеновых отложений, т.к. разрывают последние). Надвиговая нагрузка Курайского хребта на Чуйскую впадину вызвала ее дополнительное прогибание в пределах 100-200 м и сбросовые подвижки (100-150м) по ее южной окраине, что обусловило накопление преимущественно озерных олигоцен-миоценовых отложений в центральной и северной части котловины. Региональный салаирский крутосклоновый пояс пока еще не «дошел» до Чуйской котловины (рис. 1), поэтому до настоящего времени она является крупным осадкоприемником, будучи изолированной от интенсивного регионального сноса морфотектоническим «подпором».

Для более правильного понимания ситуации Чуйской впадины следует более подробно рассмотреть морфоструктуру и историю геологического развития окружающего ее региона, который делится на две части: собственно горную и предгорных впадин (рис. 1). Горная часть хранит рельеф различного проявления каледонской, герцинской и мезозойской тектонической активизаций, выраженных также и седиментацией в прилегающих впадинах и внутригорных приразломных прогибах-грабенах карбонового, триасового и юрского возраста. Следует отметить, что отложения внутригорных грабенов представлены на Алтае терригенными озерно-аллювиальными угленосными формациями, которые имеют многие признаки континентальных образований (Лазько, 1975). Признаки континентальных условий свойственны и юрским отложениям предгорных впадин (Предалтайской, Кулундинской, Чулымо-Енисейской, Кузбассу). Кроме того, эти отложения залегают здесь местами на триасовой коре выветривания латеритного типа, свидетельствующей о существовании обширных предгорных континентальных равнин и плато в раннем мезозое (Адаменко, 1976; Казаринов, 1958). Лишь в позднемеловое и эоценовое время на юг Западно-Сибирской равнины трансгрессирует водный бассейн, который вполне соответствует морскому. Отложения с признаками осадконакопления в морских условиях выполняют среднюю часть разреза Кулундинской впадины 400-метровой толщой, которая выклинивается к югу и юго-востоку почти у Барнаульской ложбины, не поднимаясь по абсолютной высоте выше минус 80-100м над современным уровнем моря (Адаменко, 1976). Перекрывающая их толща континентальных олигоцен-плейстоценовых отложений имеет мощность до 300м, что свидетельствует об относительном погружении северо-западной, удаленной от гор части Предалтайской впадины не более чем на 200-250м за весь этап альпийской тектонической активизации (олигоцен-плейстоцен).

Итак, начиная с конца палеозоя, вся территория в пределах современного Горного Алтая была сущей и представляла собой возвышенную до 2-3км горную страну, окаймленную с северо-запада и юго-запада обширными аккумулятивными равнинами и денудационными возвышенностями. Со стороны Монголии и Китая к Алтаю также примыкала обширная горная страна, межгорные впадины которой были изолированы от мирового океана на протяжении всего мезозоя и кайнозоя (Девяткин, 1981). Таковыми же были Салаир, Кузнецкий Алатау и Саяны с их обширными межгорными котловинами (Кузбасская, Тувинская, Минусинская), прилегающими к Алтаю с северо-востока и востока (Алтае-Саянская..., 1969). Уже эти территории изолировали Алтай и расположенную в его центральной части Чуйскую впадину от каких-либо морских акваторий на многие сотни и тысячи километров. Наиболее близко море подходило к Алтаю в позднем мелу и эоцене со стороны Предалтайской равнины, не выходя за ее пределы. Чуйская котловина была удалена от реконструируемой морской береговой линии не менее, чем на 450-500км. Их разделяли не только расстояния, но, главное, – превышения, обусловленные образованием еще в юре и раннем мелу синюхинского и ненинского денудационно-дизъюнктивных склоновых поясов, опоясывав-

ших Горный Алтай по всей его периферии (рис. 1). Это значит, что уже в позднемеловое время Чуйская котловина «лежала» на пьедестале из части синюхинского (юрского) и ненинского (мел-палеогенового) склоновых поясов, имевших общую относительную высоту не менее 600-700м, причем положение этих склонов было на 4-5км (по рекам – на 40-50км) ближе к периферии горной страны, нежели их современное положение (примерно на такое расстояние склоны могли отступить вглубь горной страны за последние 60-70млн. лет под воздействием денудации и регressiveйной эрозии). Иначе говоря, в эоценовое и позднемеловое время Чуйская котловина находилась выше подножия Горного Алтая не менее чем на 500-600м без учета высоты общего сводового поднятия Алтае-Саянской складчатой области и прилегающей Монголии.

Из проведенного выше анализа следует единственный вывод: позднемелого проникновения моря в Чуйскую котловину быть не могло. В то же время, вполне возможно, что в ложе Чуйской котловины при ее детальном изучении будут выявлены озерные осадочные комплексы мелового возраста, накопленные в условиях повышенной солености вод, однако их ни в коем случае нельзя будет именовать морскими.

## Литература

*Адаменко О.М.* Предалтайская впадина и проблемы формирования предгорных опусканий. Новосибирск. Наука, 1976. 184 с.

*Алтае-Саянская горная область. История развития рельефа.* М. Наука, 1969. 370 с.

*Барабошкин Г.Ю., Зыкин В.С., Лебедева Н.К., Парначев С.В., Шурыгин Б.Н., Бенья-мовская В.Н., Маринов В.А., Смирнова Т.Н., Гужиков А.Ю.* К вопросу о верхнемеловых отложениях Горного Алтая // Палеонтология и стратиграфические границы: Материалы LVIII сессии палеонтологического общества, 2-6 апреля 2012г.. Санкт Петербург, 2012. с. 13 -15.

*Богачкин, Б.М.* История тектонического развития Горного Алтая в кайнозое. М. Наука, 1981. 131 с.

*Бутвиловский В.В.* О механизме формирования новейших предгорных и внутригорных впадин и палеотектонической интерпретации выполняющих их фаций (на примере Алтая). // Геодинамика, структура и металлогения складчатых сооружений Юга Сибири. Тез. докл. Барнаул, 1991. с. 60—62.

*Бутвиловский В.В.* Хронологические и генетические свойства рельефа и принципы геоморфологического картирования // Время и возраст рельефа. Новосибирск, Наука, 1994. с. 63-72.

*Бутвиловский В.В.* Морфостратиграфия и морфотектоника Алтая: Теория, методы и результаты исследования. // Рельефообразующие процессы: Теория, практика, методы исследования. XXVIII пленум Геоморфологической комиссии РАН, ИГ СО РАН, 20-24 сентября 2004. Новосибирск. с. 52-55.

*Бутвиловский, В.В.* Введение в теоретическую геоморфологию – альтернативные представления. Новокузнецк. КузГПА, 2009. 185 с.

*Бутвиловский В.В.* Морфостратиграфия и морфотектоника гор и предгорий Юга Западной Сибири. в кн. «Известия Бийского отделения Русского географического общества». Вып. 33. / отв. ред. В.Н. Коржнев. Бийск. АГАО им. В.М. Шукшина, 2012. с 65-74.

*Бутвиловский В.В., Бутвиловская Т.В., Аввакумов А.Е.* Структура, история развития рельефа, четвертичные отложения и россыпнообразование Горного Алтая. Отчет о работе Региональной партии „Составление геоморфологической карты Горного Алтая в масштабе 1:500000 (Листы М- 45, 44; N- 45), выполненных в период 1989- 1996 годов“. ГГП «Запсиб-геолсъемка». Новокузнецк, 1996ф. В 7 томах, 1850 с.

*Гутак Я.М., Батяева С.К.* Юрские осадки юго-восточного Горного Алтая // Актуальные проблемы региональной геологии Сибири (стратиграфия, тектоника, палеогеография, минерагения). Новосибирск, 1992. с. 66 – 67.

*Гутак Я.М., Батяева С.К., Ляхницкий В.Н., Федак С.И.* Юрские отложения Горного Алтая // Актуальные вопросы геологии и минерагении юга Сибири. Новосибирск, 2001. – С. 49 -57.

*Гутак Я.М., Тетерина И.И., Федак С.И., Дулич И.* Площадная кора выветривания в межгорных впадинах горного Алтая (о возрасте формирования). Природа и экономика Западной Сибири и сопредельных территорий. Том. 1. Геология и палеонтология // Материалы Всероссийской научной конференции. – Новокузнецк РИО КузГПА, 2009. с. 42 – 46.

*Девяткин Е.В.* Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-восточного Алтая. М. Наука, 1965. 244 с.

*Девяткин Е.В.* Кайнозой внутренней Азии. М. Наука, 1981. 196 с.

*Зыкин В.С., Лебедева Н.К., Буслов М.М., Маринов В.А.* Открытие морского верхнего мела на Горном Алтае // Доклады академии наук, 1999. т. 366, № 5. с. 669–671.

*Зыкин В.С., Лебедева Н.К., Шурыгин Б.Н., Маринов В.А., Смирнова Т.Н.* Палеонтологические свидетельства присутствия морского верхнего мела на Горном Алтае // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Материалы Четвертого Всероссийского совещания, г. Новосибирск, 15-23 сентября, 2008 г. Новосибирск. Изд-во СО РАН, 2008. с. 90 – 92.

*Зятькова, Л.К.* Структурная геоморфология Алтае-Саянской горной области. Новосибирск: Наука. Сибирское отд-ние, 1977. 216 с.

*Ерофеев В.С., Ржаникова Л.Н.* Палеоген Чуйской впадины Горного Алтая // Известия АН Казахской ССР, серия геологическая. 1969, №5. с. 59-66.

*Казаринов В.П.* Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М. Гостоптехиздат, 1958. 148 с.

*Лазько Е. М.* Региональная геология СССР. Том II. Азиатская часть. Изд. 2-е перераб. и доп. М.: Недра, 1975. 464 с.

*Малолетко, А.М.* Палеогеография предалтайской части Западной Сибири в мезозое и кайнозое. Томск. Изд-во ТГУ, 1972. 228 с.

*Новиков, И.С.* Морфотектоника Алтая. Новосибирск. Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004. 313 с.

*Розенберг Л. И.* О времени образования горного рельефа Алтая // Геоморфология. – 1978. № 1. с. 75-83.

*Рычков В.М., Рычков С.В., Рычкова С.И.* Чуйская впадина: новые данные и перспективы нефтегазоносности. // Природные ресурсы Горного Алтая. №1/2006. Издание ГАРО-РОСГЕО. Горно-Алтайск. 2006. с. 53-58.

*Селиверстов, Ю.П.* Морфоструктурные особенности эпиплатформенных горных сооружений Востока Казахстана и юга Сибири. В кн. «Структурная геоморфология горных стран». М. Наука, 1975. с. 139-142.

*Селин П.Ф.* Первая находка юрских отложений в зоне Курайского разлома. // Геология и геофизика, № 7, 1982. с. 124-127.

*Семакин В.П.* Новейшая структура Алтая // Земная кора складчатых областей юга Сибири. Новосибирск: Наука, 1969. с. 283-310.

*Шанцер Е.В.* Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М. Изд-во АН СССР, 1966. 239 с.

## МУМИЕНОСНЫЕ ТРУБЫ ДЕГАЗАЦИИ ГОРНОГО АЛТАЯ

М.И. Савиных<sup>1</sup>, О.В. Серебренникова<sup>2</sup>, Т.Л. Николаева<sup>2</sup>

<sup>1</sup> НПФ Сибдальмумие, г. Новокузнецк,

<sup>2</sup> Институт химии нефти СО РАН, г. Томск

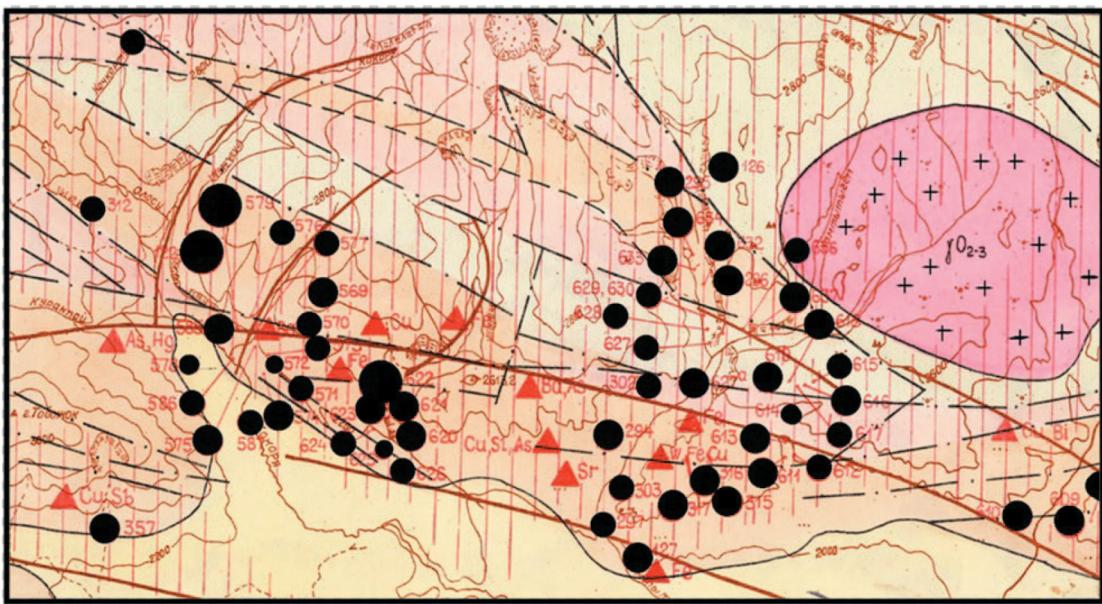
Мумиеносность Алтае-Саяно-Хангайского континентального свода (Савиных, 2011) приурочена к нескольким куполам диаметром от 300 до 1000 км. С появлением доступности космосъемок в Google Earth, <http://search.kosmosnimki.ru/> и др. обнаружены составляющие этих куполов – трубы дегазации (по Кропоткину (Валеев, 2011), что значительно эффективнее сужает нефтепоисковые площади.

Диаметры труб составляют от 5 до 30 км (Талду-Аир, Бугузун, Карагем, Тархата, Чарыш и др.). Прорывая горные массивы самого разного возраста и состава (от современных рыхлых до девонских вулканитов, гранитоидов и докембрийских мраморов, гнейсов, сланцев) в отличие от низкогорных площадей (Емурла) наиболее четко они выражаются в высокогорной части нашего свода. Порой имеют многовершинный характер (Уландрык), вызывая этим многократный, пульсирующий характер их роста. Абсолютный возраст субстанции мумие в Горном Алтае не превышает  $700 \pm 35$  лет, в Хакасии – до  $1500 \pm 35$  лет; по палеоботаническим данным не старше второй половины позднего голоцен. Почти все они соседствуют с калиевыми интрузивами, причем калиевость, скорее всего, отражает завершающую стадию становления этих гранитоидов. Видимо, массивы отражают реликты, следы до сих пор действующих очагов генерации, в том числе, и углеводородов.

Ярким представителем выявленных труб может являться труба дегазации Кокоря (рис.1 а,б).



Рис. 1а. Космоснимок трубы дегазации Кокоря из Google Earth



**Рис.16. Геологическая карта (по А.С. Бартеву) мумиеносной трубы дегазации Кокоря с топоосновой масштаба 1:100000 (коричневые линии: тонкие – горизонтали рельефа, толстые – разломы). Черные кружки – проявления мумие (массой по масштабу), красные треугольники –rudопроявления**

Окрестности с высотными отметками 1800-3200 м на оstepненно-опустыненных склонах и горно-тундровыми (выше линии увлажнения) 2400-2500 м) типами растительности сложены протерозойскими метаморфитами, девонскими осадочно-эффузивными и ордовикскими гранитоидами траверса Курайского глубинного разлома. Здесь наиболее типична мумиеносность выхода р.Кокоря в Чуйскую степь.

В левом борту поймы оstepненный склон пенеплена с редкими скальными останцами резко переходит в отвесный (высотой до 100-120 м) скальный обрыв южной экспозиции и протяженностью около 800 м. До половины высоты обрыв закрыт крутосклонным мощным курумником, плавно переходящим от отвесной стены узкими скальными ступенями в мелкощебнистые, далее – крупноглыбовые делювиальные свалы.

Перед самым началом осьпи скальной наклонной ступенью и контрастным освещением выделяется трехметровая зона разлиствания зеленых тальк-хлоритовых сланцев (аз. пад. 60°  $\angle$  60°) в среднедевонских серо-зеленых алевропелитах, разбитых системами трещин 190°  $\angle$  60°; 0°  $\angle$  70°; 40°  $\angle$  10°; 170°  $\angle$  70°; 100°  $\angle$  85° и др. Мумиеносность здесь чаще всего проявляется в элювиальных развалих под плитами, а также в скальных неглубоких (до 1 м) полостях. Непораженные старательями залежи мумие имеют внушительные массы до 30-50 кг и сложены слоистыми, гранулированными разностями первичного бурвато-черного сухого мумие, а также песчанистого вторичного, причем в пойме под глыбами преобладает вторичное, но сильно смолистое влажное мумие. Под этим пойменным курумником растворы мумие проникают до самого скального берега Кокоря: буквально у кромки воды в узкой горизонтальной нише скального уступа высотой 1,5 м обнаружено скопление свежего вторичного мумие. Особенностью руд мумие Кокоря является повышенная калиеносность: K<sub>2</sub>O до 8,83%. Установлены: С до 52; Н до 13; N до 24; О до 59; при зольности до 85; S<sup>d</sup> до 0,45; S<sup>об</sup> до 2,85;. выход бензольного битумоида не превышает 1,3; хлороформенный битум – 0,54; пристан/фитан – 0,54; изопреноидный коэффициент – 0,54; коэффициент нечетности – 13, 4%.

Ранее по большему количеству проб на других трубах дегазации Горного Алтая было показано, что: в рудах горноалтайского мумие выход гидрофобных битуминозных компонентов, выделенных после удаления водорастворимых, не превышает 1,6%; руды содержат ациклические насыщенные углеводороды – алканы нормального и изопреноидного строения; основными в смеси н-алканов являются высокомолекулярные гомологи с нечетным числом атомов углерода в молекулах; наличие в смеси алканов изопреноидов пристана (П) и фитана (Ф), а также изопреноидный коэффициент указывают на неоднородность органического вещества и поступление некоторого количества углеводородных флюидов из катагенетически преобразованных отложений горноалтайской серии, а то и более древних – допротерозойских. Низкие, в большинстве меньшие единицы отношения П/Ф свидетельствуют о восстановительных условиях генерации этих флюидов. Величина изопреноидного коэффициента ( $K_i$ ) находится в границах, характерных для большинства нефтей. В рудах мумиё, наряду с ациклическими углеводородами, в подчиненном количестве присутствуют углеводороды терпанового ряда (гопаны), этиловые эфиры жирных кислот, би-, три- и тетрациклические ароматические углеводороды. Углеводороды ряда гопана, характеризующиеся одинаковой полициклической системой, отличаются длиной алкильного заместителя. Гопаны представлены рядом С27–С33 с преобладанием С30 гопана. В составе гопанов экстракта зафиксированы только  $17\alpha H$ ,  $21\beta H$  структуры, биологические  $\beta\beta$  гопаны не обнаружены. Кроме того, наличие С32 и С33 гомогопанов, характерное только для зрелых нефтяных систем, преобладание среди С32 гомогопанов 22S над изомером, продуцированным биологическими системами 22R, свидетельствует о наличии в рудах мумиё нефтяной составляющей. Аналогичный вывод следует и из особенностей распределения присутствующих в экстракте ароматических углеводородов. Невысокое содержание в смеси ароматических УВ фенантренов, обычно доминирующих в современных осадках, высокое содержание метилнафтилинов, находящихся в большинстве разновидностей современных осадков (следы), указывают на их глубинное происхождение. Рассчитанная по содержанию отдельных представителей фенантренов условная отражательная способность витринита отвечает существенному термическому преобразованию органического вещества, стадии катагенеза МК3. Состав эфиров жирных кислот также близок к наблюдаемому в нефтях. Имеющиеся данные о составе ароматических углеводородов и гопанов позволяют говорить о наличии зрелой нефтяной составляющей в органическом веществе руд мумиё. Не противоречит этому и состав эфиров жирных кислот.

Таким образом, горноалтайское мумие, фактически являясь геологическим аналогом хакасского, известного там, как озокеритоподобный битум (на полвека забытый нефтепоисковый признак минусинских месторождений вязкой, парафинистой нефти с глубин в 2200 м (Соколова и др., 1958), должно выполнить аналогичную роль для Республики Алтай.

## Литература

Валяев Б.М. Углеводородная дегазация Земли, геотектоника и происхождение нефти и газа (признание и развитие идей П.Н. Кропоткина) // в кн. «Дегазация Земли и генезис нефтегазовых месторождений» (к 100-летию со дня рождения академика П.Н. Кропоткина). М.: ГЕОС, 2011. С. 10-32.

Савиных М.И., Серебренникова О.В. Мумиеносность Алтас-Саяно-Хангайского континентального свода // Региональная геология и металлогения. 2011. № 46. с.98-104.

Соколова М. Н., Миронов С. И., Никитина Л. М. Нефти и битумы Минусинской котловины // Нефти и битумы Сибири. М., 1958. С. 155–221.

## ИЩЕМ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СЛАНЦЕВОЙ НЕФТИ В ГОРНОМ АЛТАЕ

**Я.М. Грицюк, М.И. Савиных**  
НПФ «Сибдальмумие». г. Новокузнецк

Нам пока не удалось обнаружить систематизированного описания геологических условий локализации известных месторождений сланцевой нефти. Общеизвестно только утверждение о том, что такие месторождения характеризуются очень высокой нефтенасыщенностью при столь же низкой проницаемости. Это обстоятельство роднит их с месторождениями тяжёлой нефти и (рискнём предположить!) горючих сланцев. Общей характеристикой перечисленных типов месторождений является участие в их формировании интенсивных процессов дегазации по субвертикальным разломам и зонам повышенной трещиноватости, что привело к полному лишению их газовой составляющей и лёгких (метановых) фракций нефти. Дальнейшие логические рассуждения привели нас к предположению о преимущественной локализации месторождений сланцевой нефти в базальных слоях осадочных бассейнов различного возраста, где они, в рамках господствующей в настоящее время глубинной абиогенной концепции происхождения нефти, выступают в качестве нефтетеринских. Это предположение находит подтверждение на примере Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна, где в настоящее время начата (или начнётся в ближайшее время) добыча сланцевой нефти из базального слоя — сланцев баженовской свиты, подстилающих основные продуктивные отложения мезокайнозойского возраста.

Выполненным ранее палеогеодинамическими реконструкциями установлено существование на территории Горного Алтая и прилегающих складчатых сооружений Алтай-Саянской области в палеозое существовало множество разновозрастных осадочных бассейнов. Наиболее древний из них, поздний кембрий-ордовикский, захватывал всю территорию Горного Алтая, проникая в смежные регионы: Западный Саян и СЗ Монголию. Позднепалеозойские осадочные бассейны разновозрастны и занимали изолированные площади. Во многих случаях их базальные слои представлены грубообломочными терригенными породами (конгломератами и гравелитами), что следует рассматривать в качестве неблагоприятного фактора, препятствующего формированию месторождений сланцевой нефти.

По предварительным данным, наибольший интерес в отношении сланцевой нефти представляет в Горном Алтае поздний кембрий-ордовикский осадочный бассейн, сформированный в режиме пассивной континентальной окраины на гетерогенном фундаменте. В восточной части Горного Алтая его базальные слои переходят сложно дислоцированные метаморфические породы докембия или карбонатно-кремнистые толщи рифея (баратальская серия). В центральной и западной частях бассейна его фундаментом служат блоково-складчатые структуры раннего палеозоя, сформированные в пределах спредингового океанического хребта и ранних энсиматических островных дуг (обычно пространственно совмещены в разрезах венда-раннего кембия) и, наконец, активной континентальной окраины (островодужные энсиалические серии).

Мощность песчано-сланцевых отложений позднего кембия-ордовика достигает 5-7 км (горноалтайская серия). Они характеризуются однообразным флишоидным обликом. Базальные слои горноалтайской серии, как правило, задернованы. Большинство исследователей отмечают отсутствие в нижней части разреза конгломератов или гравелитов, а, наоборот, преобладание здесь тонкоблокированных глинистых сланцев. Глинисто-кремнистые, серецито-хлоритовые, кварциево-хлоритовые сланцы филлитизированные переслаиваются

здесь с песчаниками полевошпато-хлоритового состава, которые, в свою очередь, преобладают в основной части разреза серии.

Процессами коллизии в конце палеозоя при закрытии палеозойского океана песчано-глинистые отложения горноалтайской серии метаморфизованы до состояния сланцев, смяты в напряжённые складчатые формы с большим количеством преимущественно наклонных в восточном направлении разрывных нарушений. Если мысленно расправить складчатые формы палеобассейна и присовокупить площади, где его отложения перекрыты позднепалеозийскими толщами, то общая площадь палеобассейна (назовём его Горно-Алтайским) окажется сопоставимой с площадью более молодого Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна.

Если верно наше предположение о вероятной локализации месторождений сланцевой нефти в базальных слоях Горно-Алтайского осадочного палеобассейна, то блоковое строение его фундамента может оказаться решающим. Ведь от строения фундамента зависит его проницаемость в отношении глубинных флюидов, ответственных за формирование нефтематеринских залежей в базальных слоях. Может, в будущем и удастся выяснить, — существовали ли в период формирования Горно-Алтайского палеобассейна в толще горноалтайской серии промежуточные горизонты с образованием нефтегазовых месторождений, как это имеет место в Западо-Сибирском нефтегазовом бассейне, или таковые локализовались под весьма совершенной покрышкой только в базальных его слоях. Дегазация последних, в этом случае, осуществлялась очень длительное время по системе субвертикальных и наклонных разломов и зон повышенной трещиноватости в толще горноалтайской серии.

В рамках концепции глубинного происхождения нефти практически все более-менее крупные осадочные бассейны являются потенциально нефтегазоносными. Благоприятным фактором при этом следует считать наличие в базальных слоях осадочных бассейнов глинистых сланцев, т.к. субгоризонтальное их залегание служило барьером для восходящих глубинных флюидов. К тому же, базальные слои таких бассейнов, в большинстве случаев, содержали илисто-глинистые катализаторы, способствовавшие образованию высокомолекулярных углеводородов из метана или водорода глубинных эманаций. По-видимому, Горно-Алтайский палеобассейн не был исключением в этом отношении.

Подтверждением этому предположению является широкое распространение в Горном Алтае мумиё — сложного водорастворимого каустобиолита нефтяного ряда, продукта окисления сланцевой нефти в гипергенных условиях под воздействием атмосферного кислорода. Причём, именно пластовой нефти, лишённой газовой и лёгкой нефтяной составляющих, продуктом окисления (как и горения) которых являются только вода и углекислый газ:  $\text{CH}_4 + 2\text{O}_2 = 2\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ . Поэтому во внешних ореолах нефтегазовых месторождений мумиё образоваться не может — оно продукт окисления сложных высокомолекулярных нефей или горючих сланцев (?).

Образование мумиё вследствие окисления сланцевой нефти происходило (и происходит в настоящее время) ниже дневной поверхности в зоне активного водообмена (зоне аэрации), обогащённой атмосферным кислородом. Нисходящими потоками просачивания мумиё выносилось в подстилающие залежи сланцевой нефти горные породы фундамента осадочного бассейна, где оно накапливалось и консервировалось в трещинах отслоения горных пород. Этим и объясняется малая вероятность проявления на дневной поверхности выходов неокисленной и неразрушенной сланцевой нефти и широкое распространение их вещественных индикаторов — мумиё в подстилающих породах. Вертикальный размах проявлений мумиё в подстилающих залежи сланцевой нефти зависит от глубины расчленения

рельефа. В расчленённых высокогорных ландшафтах мощность зоны аэрации достигает сотен метров, что и определяет глубину проникновения мумиё.

При использовании мумиё в качестве поискового признака залежей сланцевой нефти необходимо учитывать ландшафтные условия исследуемых территорий. На дневной поверхности мумиё может сохраняться только при наличии скальных обнажений горных пород при отсутствии избыточного увлажнения природных ландшафтов. В противном случае мумиё растворяется в гумусе почв и с удовольствием утилизируется растениями. Поэтому отсутствие мумиё на увлажнённых и задернованных северных склонах следует учитывать при интерпретации результатов. Здесь в качестве поискового признака сланцевой нефти можно ожидать буйное развитие растительности благодаря наличию естественного удобрения — растворённого в гумусе мумиё.

На большей части территории Горного Алтая ландшафтные условия способствовали накоплению и сохранению мумиё в скальных обнажениях горных пород. При этом происходила, безусловно, нисходящая миграция вещества мумиё. Поэтому в приповерхностных условиях максимальные его концентрации следует ожидать в породах фундамента осадочного бассейна там, где нефтеносные базальные слои горноалтайской серии эродированы. Наличие мумиё в отложениях горноалтайской серии и преимущественно осадочных отложениях позднего палеозоя свидетельствует о вероятном множестве нефтеносных уровней, но базальные слои горноалтайской серии представляются наиболее перспективными.

---

## **ВСЕМИРНО ЗНАМЕНИТЫЙ БЕЛОРЕЦКИЙ КВАРЦИТ И ДРУГИЕ КВАРЦИТЫ АЛТАЯ**

**В.М. Рычков, С.И. Рычкова**

Всероссийское геологическое общество, Горно-Алтайское отделение,  
г. Горно-Алтайск

Белорецкий кварцит, или кварцит – белоречит, или просто «белоречит» известен с начала XIX века. Это красивый поделочный и ювелирный камень разнообразной окраски от белой до ярко желтой, красной и черной со звездчатыми вкраплениями пирита. Он приобрел всемирную славу еще в девятнадцатом веке. В литературе множество хвалебных упоминаний о нем. Но мало по существу. Когда, кем найден; когда, кем разведывался; даже очень мало фотографий изделий из белоречита, а уж цветных, представительных снимков вообще единицы. Почему? Попытаемся разобраться и восполнить пробелы в истории этого замечательного Алтайского камня, а также приведем фотографии образцов и изделий. Попутно упомянем и другие Алтайские кварциты, а также кварциты месторождений России. А их немало. Некоторые напоминают белорецкий кварцит, другие – ониксы и агаты. Начнем с общей характеристики.

**Кварциты** – метаморфические горные породы кварцевого состава.  $\text{SiO}_2$  – до 99%. Примеси – слюда, гидроксиды железа, реже других элементов. Структура – кристаллическая, мелко- и тонкозернистая. Твердость – 6.5 – 7. Плотность – 2.5 – 2.65. Блеск – стеклянный. Излом – неровный. Непрозрачны. Поделочные разности просвечиваются в пластинках до 2 мм, редко – больше. Окраска – серая, черная, белая однотонная. У цветных декоративных разностей – окраска различных цветов и оттенков, однотонная или многоцветная, пятнистая, полосчатая. Дефекты – трещиноватость, пористость, ожелезнение. Форма залегания в природе – пластины, линзы, жилы. Кварциты широко распространены, но ввиду невысоких декоративных свойств используются только как технические – флюсы в металлургии, бутовый камень, изготовление доводочных инструментальных брусков, выплавка кварцевого стекла и т. д. Цветные декоративные кварциты редки и стоят особняком.

**Месторождения.** Основные месторождения цветных декоративных ювелирно-поделочных кварцитов в России: Шокшинское в Карелии и Белорецкое на Алтае.

**Шокшинское** месторождение расположено в 105 км к югу от города Петрозаводска, на юго-западном берегу Онежского озера, близ станции Шокшинской. Разрабатывается карьером с XVIII века. Кварцит мелкозернистый темно-малинового цвета, без включений других минералов, однородной окраски (рис. 1). Шокшинский кварцит, вследствие уникальной окраски и высокой прочности широко известен. Из него сделан верхний портик мавзолея В.И. Ленина в Москве. Им облицована могила Неизвестного солдата. Еще в дореволюционное время из него делали небольшие колонны (до 3 м высотой), украшавшие дворцы Российской империи и знати. Но, уже к 1980-м годам в карьере преобладали мелкие блоки до 0.1 куб.м. В кровле пластовой залежи кварцита залегают более крупнозернистые песчаники красной окраски. Физико-механические свойства обеих разностей высокие: предел прочности на сжатие малиновых кварцитов 137-149 МПа, красных песчаников – 128 МПа, объемная масса 2.63 г/куб.см. Кварцит трудно поддается обработке, но принимает полировку высокого качества (Осколков, 1984). Вследствие значительной выработанности объемы добычи уже в послевоенное время были невелики, сейчас добыча прекращена. Камень месторождения уникален! Другого месторождения такого кварцита нет!

### **Белорецкое месторождение.**

Известно с 1807 года. Обнаружено поисковой партией, организованной Колыванской фабрикой. Открытие связывают с именем Филиппа Стрижкова, мастера, а впоследствии директора фабрики. Уже в 1808 году из Колывани отправлено в Петербург, к царскому двору, первое изделие. Это была «круглая чаша в диаметре 8,5 вершка белорецкого розового агата; под оной пьедестал из зеленоволнистой ревневской яшмы» (Родионов, 1986). Сначала были найдены небольшие разрозненные глыбы кварцита (по терминологии того времени – розового агата). Таких мест на площади примерно 10x10 км к западу от пос. Белорецкий более двадцати. Приурочены они к промоинам и логам. В целом же местность перекрыта рыхлыми (глины, суглинки, дресва) на 5-20 м, реже на 1-2 м. В тот же сезон 1807 году была найдена и жила кварцита (Ферсман, 1962). Собственно она и составила месторождение. Расположено месторождение в 32 км к юго-востоку от пос. Колывань (где Колыванский камнерезный завод). И в 2км к западу от бывшего пос. Белорецкий. На левом борту речки Белой.

**Геологически** месторождение приурочено к Ревневско-Амелихинскому гранитному массиву, относящемуся к Тельбесскому интрузивному комплексу среднего девона. В массиве выделяются биотитовые плагиограниты розовато-серого цвета, дайки плагиогранит-порфиров длиной до 200м и мощностью до 10м, дайки темно-серых диабазов длиной до 5 км и мощностью до 50 м. В экзоконтакте с гранитоидами – ороговикованные отложения ордовика-силура. Ширина полос ороговикования – до 500 м. Дайки и полосы ороковикования ориентированы в северо-западном направлении. Жилы кварцитов того же направления (Чеботарев и др. , 1964). Размер первой жилы, найденной в 1807 году, 50x20 м. Жила выработана на глубину 50 м. Ниже кварциты интенсивно перемяты, до дресвы. Отработка жилы закончена еще в конце XIX века. Из белоречита Колыванский завод, в течение XIX – XX веков изготавлял небольшие изделия художественно- utilitarного назначения. Вазочки, пепельницы, шары, набалдашники тростей, фигурки животных, прочую мелкую пластику, а также ювелирные украшения: вставки в броши, кольца, подвески, перстни. Небольшие изделия преобладали, потому что с самого начала разработки месторождения обнаружилась интенсивная трещиноватость, возраставшая с глубиной отработки, а также сильная изменчивость цвета. Яркие красные, малиновые, розовые, желтые, белые разности встречаются лишь локально, в блоках до 300x300x300 мм. Это уже высший сорт. К первому сорту отнесены блоки 150x150x100 мм (ОСТ 41-25-72). Серовато-белые разности, составлявшие более 90% всего объема жилы использовались как сырье для изготовления абразивных доводочных брусков типа «арканзас».

В 1957 году в 2 км к северу от выработанного тела жилы №1 была найдена «Северная жила». Ориентировка жилы субширотная, падение южное под углом 70-75 градусов. Мощность 5-12м, Жила прослежена выработками на 20 м. Перекрыта рыхлыми мощностью до 5м. В связи с ними разыгралась трагедия. Здесь надо сказать о структуре промышленности того времени. В рамках Хрущевских реформ только что организовался Барнаульский совнархоз. От него на Колыванский завод поступил крупный заказ на доводочные бруски из белоречита. Директор доложил о дефиците сырья. И о том, что северная жила тормозится освоением из-за большой мощности рыхлых. Желая помочь заводу совнархоз привлек Всесоюзный трест «Взрывпром». Не долго думая, последний заложил 50 тонн взрывчатки в опытном карьере на теле жилы и взорвал её. «Да мы щас уберем весь рыхляк!» В результате месторождение погублено. Выброшенный взрывом рыхляк упал обратно; всё тело жилы раздроблено. Сырье непригодно для использования!

Понес ли кто наказание, история умалчивает. Скорее – нет. Сталинский порядок тогда уже был ликвидирован. Хрущевская «демократия» в действии!

Позднее предпринимались попытки проследить жилу за контуры разрушения (радиус примерно 10 м) (Леутин, 1980), в том числе и геофизические работы (Писаренко, 1978). Но безрезультатно! Белорецкое месторождение считается выработанным, на балансе не стоит. Хотя в 2004 году «Алтайавтодору» (хозяину Колыванского завода) выдана лицензия на использование ряда месторождений цветных камней Алтая. Туда, как ни странно, наряду с ревневской яшмой, коргонским порфиром, входит и белоречит! Завод использует его и по сей день для изготовления камнерезных изделий. Пошли в ход складские запасы (еще XIX века), а также производится сбор обломков как на месте отвалов жилы №1, так и «Северной жилы». А также сбор глыб по всему Ревневско-Амелихинскому гранитному массиву. Постоянной добычи нет. Раз в году (июль-август), и то не каждый год, организуются временные экспедиции в составе 5-10 человек энтузиастов, оснащенных вездеходами типа «Урал».

Скажем несколько слов об истории изучения месторождения и отработанных запасах.

В разные годы в изучении месторождения принимали участие работники разных организаций. До революции 1917 года это были работники Колыванского завода, ведущие добычу белоречита. Изредка заглядывали географы-путешественники и геологи. (Пилипенко, 1915). Всплеск интереса к белоречитам проявился в 1930-е годы (Томилин, 1931; Комишан, 1934; Заяковская, 1934; Лунев, Сергеев, 1937). Последние произвели подсчет остаточных запасов (в основном в нижних горизонтах, заброшенных еще в XIX веке) по категориям: А – 3088т, В – 4300 т, С – 5760 т. И.С. Комишан дал описание месторождения и составил геологическую карту м-ба 1:50 000. Эти работы позволили возобновить добычу кварцита. В послевоенное время на месторождении работала Алтайская партия Иркутского отделения «Росгеолразведки» (Позин и др., 1956; Урумов, 1957). Было установлено, что нижние горизонты тела кварцитов интенсивно раздроблены. Были пересчитаны запасы жилы №1. Они составили всего лишь по категории В – 262 т, по С<sub>1</sub> – 54,7 т, по С<sub>2</sub> – 166,7 т. И обеспечивали работу Колыванского завода лишь на 2 года. Тогда же открыта «Северная жила». Запасы по категории С<sub>1</sub> – 15280 т, С<sub>2</sub> – 21020 т. Судьба этой жилы описана выше. Позднее работала Нерудная ГРП ЗСГУ (Леутин, 1973; Шкатула, 1968, Леутин, 1980). Найдено несколько мелких непромышленных тел кварцитов. Есть несколько работ по обобщению материалов на КЦС Нерудной ГРП (Леутин, 1990; Лобанов, 1990) а также Алтайской геофизической экспедиции (Фалалеев, Афоничкина, Ченцова, 1994), где кратко упоминаются и белорецкие кварциты...

Упомянем и о других возможных источниках кварцитов на Алтае.

В работе Ю.А.Фалалеева, Е.П. Афоничкиной, Н.П. Ченцовой (1994) утверждается, что на Алтае выявлено около тридцати объектов с кварцитами, из них тринадцать проявлений. По Эдиганскому, Сентелекскому и Марчетинскому проявлениям подсчитаны запасы (С<sub>2</sub>+С<sub>1</sub>), составляющие соответственно – 32, 500, 30 тыс. куб. метров. По цвету разнообразны – от белых, черных и серых до бордовых, кирпичных и вишневых. Но пригодны лишь в качестве абразивного материала. В некоторых пунктах минерализации отмечены и декоративные разности. Особо надо отметить железистые кварциты (джеспилиты) Быстрянского и Калгутинского железорудных месторождений. Они с богатой палитрой коричневых и красных тонов, доходящей до огненной. А джеспилиты крупного Калгутинского железорудного месторождения представляют тонко-извилисто полосчатые породы, где рисунок формируют полосы стального или серебристо-белого цвета (гематитовые), чередующиеся с вишнево-или густо-красными (кварцитовыми). Образуется очень декоративный рисунок, напоминающий ониксы или агаты. Трудно поддаются обработке, т.к. полосы разной твердости. После полировки получается рельефный рисунок (Иванов, Крупчаников, Банников и др., 1991). Пример таких джеспилитов показан на рис. 2. Джеспилиты Быстрянского месторождения на рис. 3. Фото №1 сделано авторами в 2011 году в экспозиции Минералогического музея при территориальных геологических фондах (бывшего ЗСГУ) в городе Новокузнецке с любезного согласия его ст. научного сотрудника Юрия Сергеевича Надлера; фото №2 – из

экспозиции Майминского «Музея Камня» (2008), с согласия его директора – Татьяны Владимировны Кульбеды; остальные – авторские фото образцов из собственной коллекции.

Ну и, наконец, приступим к описанию образцов белоречита и изделий из него.

На рис 4-13 приведены фото, показывающие всю палитру белоречитов. Рассматривая их, действительно приходится признать, что «деды» начала XIX века были правы. Белорецкий кварцит – это розовый агат. Он полосчатый, просвечивающий, красно-розово-черный как на фото 4; яркий красно-желтый просвечивающий, как на фото 5 («солнечная корона»); огненно-красно-розовый, как на фото 6; брекчиевидный красно-розово-черный, непрозрачный, как на фото 7; желтый полупрозрачный, как на фото 8; пейзажный полупрозрачный агат «закат солнца», как на фото 9, где представлена вся гамма цветов от черных до красно-желтых с веточкой дерева; белый непрозрачный с коричневыми дендритами, как на фото 10; древовидный, типа «окаменелого дерева» в коричневых тонах, как на фото 11; белый, как на фото 12; Пейзажный, как на фото 13. Особо поражают яркие красно-желтые тона фото 5-6. Они очень редки! Более часты спокойные розовые тона, которые используются камнерезами для вырезания бутонов роз, или муляжей фруктов. Большая часть представленных образцов смотрится как самостоятельные картины и не требует дополнительной обработки!

Теперь об изделиях. Разделим их на две группы.

Первая – это изделия Колыванской фабрики (в историческом контексте – Колыванская шлифовальная мельница; потом Колыванская фабрика; сейчас – Колыванский камнерезный завод).

Вторая – изделия с белоречитом работы выдающегося мастера камнеобработки и ювелира из Горно-Алтайска – Виктора Александровича Трифонова.

А) Изделия Колыванского завода.

На фото 14 – Одно из изделий из белоречита, отправленное из Колывани к царскому двору в 1846 году и находящееся в экспозиции Эрмитажа. Чаша овальная из желтого непрозрачного белоречита. Солидно, но, прямо скажем, не смотрится! Нет блеска и полу-прозрачности камня! Несколько подобных снимков и побудили нас написать панегирик белоречиту. Может дело в качестве фотографии, взятой нами из книги А.Родионова «Колывань камнерезная», 1986. Может блеск пропал из-за двухвековой пыли въевшейся в камень. Более представительны современные вещи, взятые из «Каталога изделий Колыванского камнерезного завода» за 2009 год. На фото 15 – ваза с фруктами, в традиционном стиле. Желтые и красные «фрукты» – из белоречита. Еще более представительны вазы «Осень» и «Гимн солнцу» (рис. 16). В последней, несколько портят впечатление серые тона Лишены этого недостатка пепельницы «Лист» и «Лоток» на рис. 17. Они исполнены в спокойных желто-розовых тонах. Другое направление творчества художников Колывани – мозаичные панно. Пример такого панно – на рис. 18. «Звездный конь» – наиболее представительная картина в стиле флорентийской мозаики. Кстати «Звездный конь» и пепельница «Лист» не только использованы для рекламы, но и экспонируются в музее при заводе. На рис. 19 показан процесс производства шкатулки из белоречита в цехе Колыванского завода. Слева – шкатулка; справа – художница, занимающаяся ею. На рис. 20-22 – изделия из белоречита демонстрирует экскурсовод, а в 1980-х годах – главный технолог завода – Виктор Степанович Дударенко – наш старый приятель. Слева – панно и пейзажные агаты, справа – сам Виктор Степанович. В заключение рассказа о заводе приведем фото здания, построенного еще в конце XVIII века (рис.23). Оно использовалось до начала 1990-х годов, затем было разрушено «прихватизаторами»; сейчас восстановлено в рамках краевой программы воссоздания исторических мест края и организации туристических объектов. В летний период завод интенсивно посещается туристами (до 200-300 человек в день). Есть туристские маршруты из Барнаула, Бийска и Белокурихи.



**Рис. 1. Кварцит, Шокшинское м-ние.  
Карелия**



**Рис. 2. Кварцит-джеспилит,  
Калгутинское м-ние**



**Рис. 3. Кварцит-джеспилит, Быстрянское  
м-ние**



**Рис. 4. Белоречит-агат**



**Рис. 5. Агат «Солнечная корона»**



**Рис. 6. Огненный белоречит**

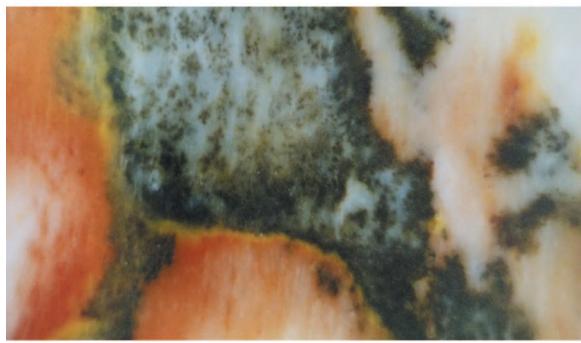


Рис. 7. Брекчиевидный белоречит

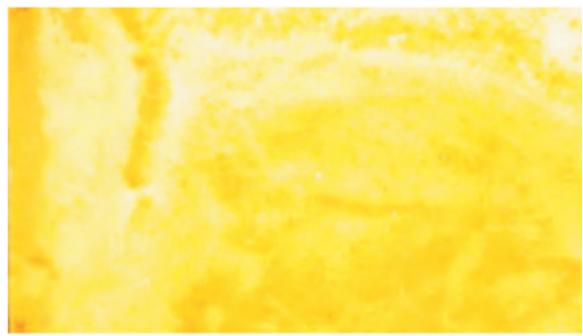


Рис. 8. Желтый белоречит

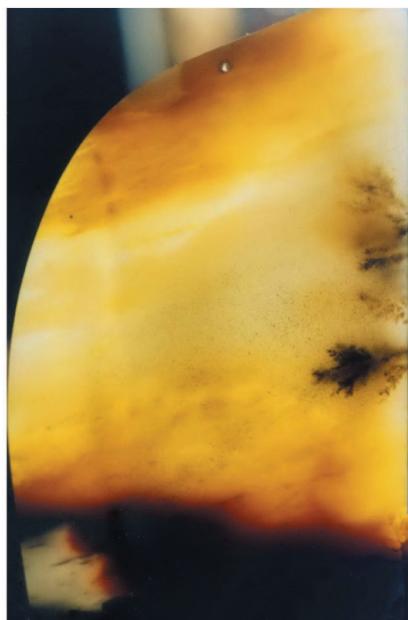


Рис. 9. Пейзажный агат

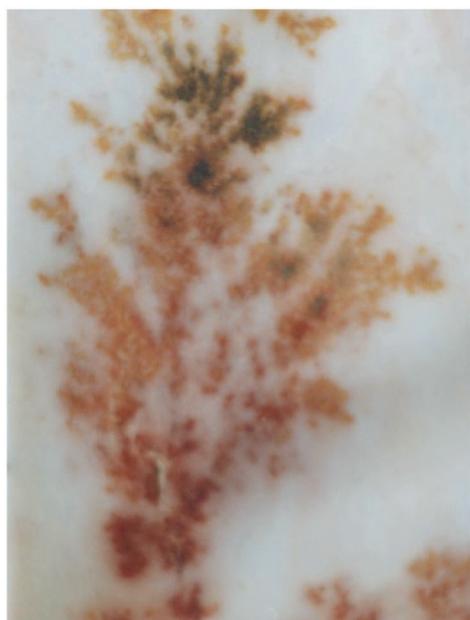


Рис. 10. Моховой агат

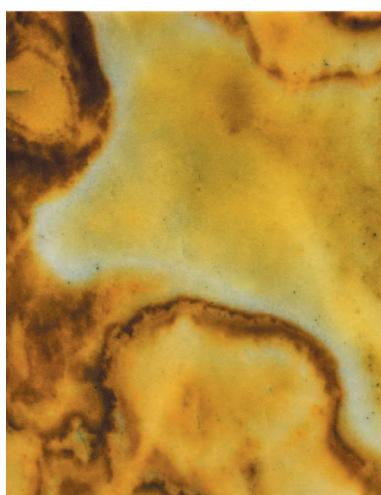


Рис. 11. «Окаменелое дерево»



Рис. 12. Белый белоречит

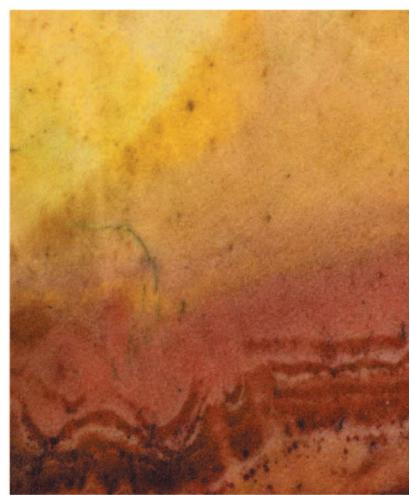
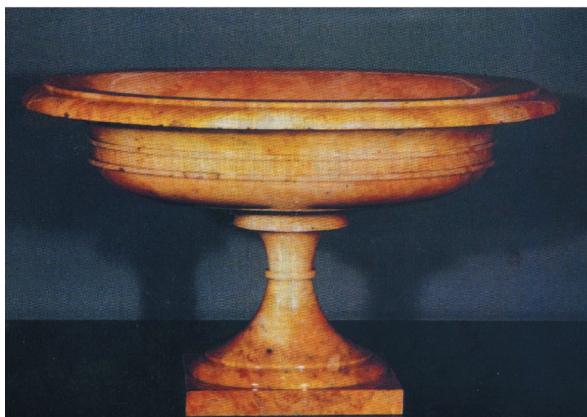


Рис. 13. Пейзажный агат



**Рис. 14. Чаша овальная. Эрмитаж.  
1846 г.**



**Рис. 15. Ваза с фруктами. 2009 г.**



**Рис. 16. Вазы «Осень» и  
«Гимн солнцу». 2009 г.**



**Рис. 17. Пепельницы  
«Лист», «Лоток»,  
«Овальная». 2009 г.**



**Рис. 18. Панно «Звездный  
конь». Музей ККЗ. 2009 г.**



**Рис.19. Изготовление шкатулки на  
Колыванском заводе. 2009 г.**



**Рис.19-а. Общий вид цеха и Мастер,  
создающий шкатулку**



Рис. 20, 21. Демонстрация изделий из белоречита



Рис. 22. Показ проводит бывший гл. технолог ККЗ В.С. Дударенко. 2009 г.



Рис. 23. Старое (еще XVIII века) здание Колыванской фабрики. 2009 г.



Рис. 24. Скульптура  
«Ученая ворона». 2005 г.



Рис. 25. "Ваза с  
розами". 2007 г.



Рис. 26. «Визитница "Журавли».  
2007 г.



Рис. 27. "Ваза с розами" большая и  
мелкие изделия с белоречитом. 2005 г.

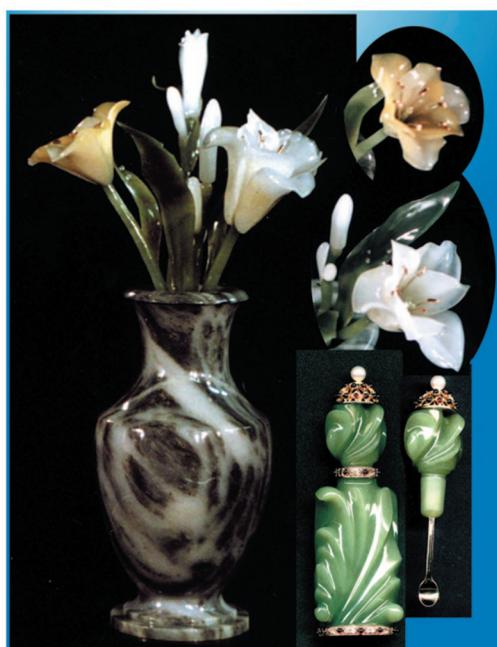


Рис. 28. «Ваза с лилиями» и ее  
детали. 2009 г.



Рис. 29. «Ваза с розами»  
малая. 2011 г.

### **Изделия из белоречита В.А. Трифонова.**

Фотографии любезно предоставлены для публикации директором ООО «Камнерезы Алтая» В.А Сенькиным. В целом публикация приурочена к 60-летию В.А. Трифонова. Поздравления в разделе «Юбилеи».

Изделия этого художника в другом стиле. Они полны экспрессии и динамики. На рис. 24 – Скульптурная композиция «Ученая ворона» с носом из белоречита, стоящая цепкими когтистыми лапами на книге из белоречита. Совсем другие чувства вызывают изделия Виктора Александровича с цветами. Любимый цветок – роза. Она присутствует во многих вещах художника. Нежные розовые бутоны – именно из белоречита! Такие розы на рис 25, 27, 29. Вазы в разном стиле и из разных материалов, но неизменны розы из белоречита. То полураспустившиеся бутоны, то полностью раскрытие цветы. Впечатление от тонкой работы и от нежного материала – незабываемое! Использован белоречит и в других вещах. А рис. 26 – журавли из белоречита; на рис. 28 – ваза с лилиями. В арсенале Виктора Александровича множество других изделий с использованием белорецкого кварцита. Чашки, вазочки, пепельницы, флаконы для духов, в том числе в национальном алтайском стиле. Все изделия Виктора Александровича изготавляются по индивидуальным заказам. Многие экспонировались на международных выставках и отмечены наградами!

Кратко опишем состояние рынка белоречита. Собственно его отсутствие. Колыванский камнерезный завод, имеющий монопольное право добычи и сбора белоречита, сырье не продает. В ограниченном объеме на рынок поступают только изделия из него. В основном по индивидуальным заказам, с полной предоплатой. Тем не менее, по всей Западной Сибири, все камнерезы используют белоречит! А это, по прикидкам, несколько сот человек в Барнауле, Новосибирске, Томске, Новокузнецке, Бийске, Горно-Алтайске и других городах. И все коллекционеры и любители камня имеют в коллекциях хотя бы одну пластинку из белоречита. На это уже несколько тысяч человек. Не говоря о десятках тысяч рядовых граждан, имеющих изделия со вставками из белоречита. Откуда? Рядовых граждан обеспечивают камнерезы и ювелиры. А к мастерам сырье попадает сложными путями. В основном, это еще запасы Советского времени. Тогда в Колывань ездили за белоречитом, как к себе домой. Он считался поделочным и техническим камнем, всякие ограничения отсутствовали. Можно было набрать обрезков или целые глыбы на так называемом «верхнем складе». А кто попророче, добирались до месторождения, вывозили тоннами! Правда и качество рядового сырья было невысокое. Редко попадались яркие образцы. В основном – серо-белые непрозрачные штуфы. Сейчас ситуация изменилась. Вывозить уже нечего. К тому же дорога до Белорецкого не подновляется, местами размыта, проехать можно только на мощных вездеходах, в основном гусеничных. Да и владелец присматривает, чтоб «чужие» не «шастали». Поэтому появились сведения, что сырье все-таки продается (на уровне «серого» или «черного» рынка). Для любопытных назовем некоторые цифры. Рядовые сорта (однотонные серо-белые с розовым или кремовым оттенком непрозрачные) – по 40-50 долларов за кг. С включениями ярких участков – по 60-70 долл./кг. Яркие красно-желтые, с черно-серыми и белыми зонами – по 100-120 долл./кг. Пластиинки полированные, весом 200-800 г, ярких тонов и пейзажные, просвечивающие до 2 см, аналогичные изображенным на рис. 4-6, 9, 20, 21 – по 500-1000 дол./шт! Покупатели – иностранные коллекционеры с «запада», но есть и соседи из Казахстана, Китая, да и богачи из России. Китайцы приятно удивлены белоречитом. Они считают его дополнением к нефриту и лазуриту. Вместе эти камни создают всю гамму цветов. Подогревает интерес и то, что месторождений нефрита, положим, сотни во всем мире, а белоречита – одно единственное!

В заключение скажем, что белорецкий кварцит жив и, надеемся, еще долгие годы будет радовать любителей камня своей неподражаемой палитрой цветов!

## **Литература:**

*Володина Е.И. Малашенков В.Н. и др.* Геологическая карта северо-западной части Горного Алтая. Листы М-44-34-Г, М-44-46-Б (северная половина). Отчет Тигирекской партии за 1959-61 г.г. Фонды ПГО «Запсибгеология». 1962. т.1 текст. 310с.

*Иванов В.А., Крупчаников В.И. Банников А.Н. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые Калгутинского рудного района. Отчет Аргутской партии о результатах геологической съемки (листы М-45-92-В,Г, и М-45-105-А) и геологического доизучения (листы М-45-93-А,В) в Юго-Восточной части Горного Алтая. Новокузнецк, 1991. в 5 т. т. 1 текст. 320 с.

*Камни-самоцветы поделочные в сырье.* ОСТ 41-25-72. Официальное издание. Москва. Министерство геологии СССР. 1972. 80с.

*Колыванский камнерезный завод.* Каталог изделий. Рекламное издание. Барнаул. 2009. 60 с.

*Комишин И.С.* Белорецкое месторождение кварца (Алтай). Труды СОПС. Серия Сибирь. Вып. 17. Изд. А.Г. АН СССР. 1934.

*Леутин В.Г.* Заключение по результатам поисковых работ на кварциты в Змеиногорском районе Алтайского края. Работы Белорецкого отряда НГРП за 1973 год. Борзовая Заимка, 1973. 70 с.

*Лобанов А.В., Придухин А.Г.* Отчет о результатах поисковых работ на поделочное и облицовочное сырье для Колыванского камнерезного завода, проведенных Нерудной партией в 1982-1983 годах. Борзовая Заимка. 1983. т.1 текст. 190с.

*Лобанов А.В., Фомина П.Л.* Характеристика месторождений и проявлений облицовочного и поделочного камня в Алтайском крае по состоянию на 01.01. 1990г. (Отчет о результатах тематических работ Облицовочного отряда за 1989-90г.г.). Борзовая Заимка. 1990. т.1 текст. 290 с.

*Осколков В.А.* Облицовочные камни месторождений СССР. Справочное пособие. М. Недра. 1984. 192 с.

*Пилиенко Л.П.* Минералогия Западного Алтая. Известия ТГУ. кн.Х11. 1915. с. 26-31.

*Писаренко В.М.* Проект на проведение комплексных геофизических исследований с целью направления поисков кварцитовых тел. Майма. 1978. 2 л. гр., 14 с.

*Позин С.Я. и др.* Предварительный отчет о работах Алтайской партии по разведке Белорецкого месторождения кварцитов в Змеиногорском районе Алтайского края за 1956 г. Новокузнецк. 1957. 97с.

*Родионов А. М.* Колывань камнерезная. Повествование о рудознатцах, горных инженерах, подмастерьях и мастерах. Барнаул. Алтайское книжное издательство. 1986. 296 с.

*Сергеев М.Ф.* Отчет о геологоразведочных работах на Белорецком месторождении кварцитов (Рудный Алтай) в 1937 году. Новокузнецк. 1938. 45 с.

*Томилин Н.И.* Отчет о промразведке белоречита в 1931 году. Новокузнецк. 1932. 55 с.

*Урумов Д.В.* Отчет о результатах геологоразведочных работ и подсчет запасов по Белорецкому месторождению кварцитов в Алтайском крае за 1956-1957 годы. Работа ИГУ. Иркутск. 1959. 95 с.

*Фалалеев Ю.А., Афоничкина Е.П., Ченцова Н.П.* Результаты обобщения материалов по камнецветному сырью и поисков новых проявлений облицовочных и поделочных камней (Отчет Нерудного отряда АГЭ за 1991-1994 годы). Новокузнецк, 1994. 27л. гр., 1т. текст. прил., текст 270 с.

*Ферсман А.Е.* Избранные труды. Том У11. Драгоценные и цветные камни СССР. Издательство АН СССР. М. 1962. 592 с.

*Чеботарев В.М. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые северо-западной части Рудного Алтая. Листы М-44-34-В, М-44-46-А. Отчет Амелихинской партии за 1959-1964 г.г. Фонды ПГО «Запсибгеология». 1965. т.1. текст. 290 с.

*Шкатула Г.И.* Отчет о поисковых работах Поделочной партии за 1963, 1965-1966 г.г. и Колыванской партии за 1967 г. Новокузнецк. 1968.

## **ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ КЛИМАТА ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО АЛТАЯ**

**Г.Г. Русанов**

ОАО «Горно-Алтайская экспедиция»,

Алтайская государственная академия образования, Бийск

В долинах и котловинах Горного Алтая достаточно широко распространены озёрно-ледниковые отложения. Однако они практически не содержат определимые органические остатки (споры, пыльца и др.), что сильно затрудняет реконструкцию палеогеографических условий и обстановок осадконакопления. Первую попытку использовать для этих целей минералогические и геохимические особенности этих отложений на примере разрезов Беле (Телецкое озеро), Чаган и Чаганузун (Чуйская котловина) предпринял В.В. Бутвиловский (1993), получив довольно интересные результаты.

Предположительно верхненеоплейстоценовые озёрно-ледниковые отложения установлены в Тюгурюкской котловине (Русанов, 2012, 2013), в долинах верхнего течения реки Урсул и его притоков Теньга и Ело (Русанов, 2010, 2011а, 2011б). Известны они и в долине реки Ябоган – Ябоганской котловине (Зольников и др., 2008), расположенных на стыке Центрального и Северо-Западного Алтая.

С целью комплексной характеристики нами впервые из этих отложений были отобраны пробы на различные виды анализов. Рентгеновские, литологические и минералогические анализы озёрно-ледниковых глин развитых в Теньгинской и Ябоганской котловинах, долинах Урсула и Ело выполнены в лабораториях ОАО «Западно-Сибирский испытательный центр» (Новокузнецк). Спектральные полуколичественные анализы этих же отложений – в химической лаборатории ОАО «Рудно-Алтайская экспедиция» (Змеиногорск), а химические (силикатные) анализы рентгено-спектральным флуоресцентным методом – в Центральной лаборатории ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург). Содержания золота и ртути в озёрно-ледниковых глинах Тюгурюкской котловины определялись атомно-абсорбционным методом в Аналитико-технологическом испытательном центре ОАО «Новосибирская геолого-поисковая экспедиция» (Новосибирск). Там же из этих образований получены и результаты спектральных полуколичественных анализов.

Ниже мы излагаем полученные результаты и их интерпретацию, которые носят предварительный характер и требуют дальнейшего уточнения и детализации.

По периферии Тюгурюкской котловины в нескольких местах в интервале абсолютных высот 1520–1540 м под толщиной торфа (0,6–0,9 м) закопушками пока вскрыта верхняя часть разреза (0,3 м) голубовато-серых, желтовато-серых или светло-серых озёрных песчанистых тонкослоистых глин неустановленной мощности, иногда с включениями окатанных галек и гравия. С глубины 0,6 м торф и озёрные глины находятся в многолетнемерзлом состоянии. По результатам атомно-абсорбционных анализов эти глины слабо золотоносны (0,005–0,008 г/т) и характеризуются надкларковыми содержаниями Hg (до  $37 \cdot 10^{-7}$  %). Повышенные содержания Mn (0,06–0,08 %) и таких элементов как Cu (0,003–0,004 %), Zn (0,004–0,01 %), Cr (0,006–0,008 %), Ni (0,004 %), Co (0,002 %), V (0,01 %), являющихся активными водными мигрантами, указывают на бессточный характер водоема, или, как минимум, на затрудненный сток из котловины. Низкие значения отношения V/Zn, указывающие на пресноводный характер водоема (Задкова и др., 1968), изменяются от 0,25 до 1.

В долине Теньги на восточном берегу Теньгинского озера на абсолютной высоте 1110 м до глубины 1,1 м вскрыты плотные желтоватые глины (72,85 %) с примесью песка (25,82%) и алеврита (1,33 %), которые мы рассматриваем, как озерно-ледниковые. Глины эти гидро-

слюдистые с кварцем, хлоритом, полевыми шпатами и повышенными содержаниями карбоната кальция (14,80 %), а их химический состав (%):  $\text{SiO}_2$  – 55,5,  $\text{TiO}_2$  – 0,75,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 14,0,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 3,81,  $\text{FeO}$  – 1,97,  $\text{MnO}$  – 0,12,  $\text{MgO}$  – 3,18,  $\text{CaO}$  – 7,46,  $\text{Na}_2\text{O}$  – 2,39,  $\text{K}_2\text{O}$  – 1,97,  $\text{P}_2\text{O}_5$  – 0,12, ппп – 8,47.

Алевритово-песчаная часть этих образований отличается высоким выходом минералов тяжёлой фракции (43,2 %), в состав которой входят (%): эпидот-циозит – 72,5, магнетит – 13,6, аутигенный лимонит – 4,3, апатит – 2,0, лейкоксен – 1,8, циркон – 1,4, гранат, роговая обманка, tremolit и актинолит – по 0,6, слюда – 1,4. Лёгкая фракция (56,80 %) состоит из хлоритово-слюдистых обломков пород – 90,3 %, карбонатов – 5,7 %, кварца – 2,6 % и полевых шпатов – 1,4 %. Они характеризуются низким коэффициентом устойчивости ( $K_y = 0,25$ ) и высоким коэффициентом выветрелости ( $K_b = 2,3$ ).

В 2010 году озёрно-ледниковые, по нашему мнению, отложения до глубины 2,5 м были вскрыты небольшим карьером на абсолютной высоте 1072 м у дороги Тузкта–Усть-Кан перед поворотом на село Ело. Они состоят из горизонтального переслаивания буровато-желтоватых песчанистых (19,7 %) глин (80,3 %) мощностью 1–3 см с содержаниями карбоната кальция до 13,70 % и очень плотных глин (95,05 %) мощностью 5–10 см с незначительной песчано-алевритовой примесью (4,5 %) и содержаниями карбоната кальция до 29,30 %. В них хорошо выражена очень тонкая (1–2 мм) горизонтальная микрослоистость.

Озёрно-ледниковые глины гидрослюдистые с кварцем, кальцитом, хлоритом и полевыми шпатами, а их химический состав (%):  $\text{SiO}_2$  – 53,6,  $\text{TiO}_2$  – 0,69,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 13,4,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 2,99,  $\text{FeO}$  – 1,97,  $\text{MnO}$  – 0,085,  $\text{MgO}$  – 3,04,  $\text{CaO}$  – 8,69,  $\text{Na}_2\text{O}$  – 1,75,  $\text{K}_2\text{O}$  – 2,64,  $\text{P}_2\text{O}_5$  – 0,11, ппп – 10,8.

Алевритово-песчаная часть этих отложений также отличается высоким выходом минералов тяжёлой фракции (21,2 %), в состав которой входят (%): эпидот-циозит – 34,3, магнетит – 26,9, аутигенный лимонит – 14,4, роговая обманка – 8,1, лейкоксен – 4,4, апатит – 3,7, циркон – 3,2, tremolit-актинолит – 1,8, слюда – 1,6, пироксены – 0,4, анатаз, рутил, сfen – единичные зёरна. Лёгкая фракция (78,80 %) состоит из хлоритово-слюдистых обломков пород – 85,2 %, карбонатов – 10,0 %, кварца – 2,7 %, полевых шпатов – 1,8 %, слюда и хлориты – 0,3 %. Для них также характерны низкие значения  $K_y = 0,14$  и повышенные  $K_b = 1,78$ .

В 2010 году при строительстве дороги, сохранившиеся фрагменты озёрно-ледниковых плотных желтоватых глин (85,89 %) с примесью песка (14,11 %) и повышенными содержаниями карбоната кальция (17,70 %) видимой мощностью до 4 м установлены у левого склона долины реки Ело в 2,6 км выше устья р. Табатай или в 4,5 км выше бывшей ледниковой подпруды.

Химический состав этих глин следующий (%):  $\text{SiO}_2$  – 57,5,  $\text{TiO}_2$  – 0,8,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 13,4,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 3,54,  $\text{FeO}$  – 1,76,  $\text{MnO}$  – 0,1,  $\text{MgO}$  – 2,93,  $\text{CaO}$  – 6,69,  $\text{Na}_2\text{O}$  – 1,66,  $\text{K}_2\text{O}$  – 2,52,  $\text{P}_2\text{O}_5$  – 0,15, ппп – 8,69. В состав тяжёлой фракции входят (%): аутигенный лимонит – 25,9, эпидот-циозит – 19,4, магнетит – 18,0, лейкоксен – 12,3, апатит – 6,6, циркон – 5,7, роговая обманка – 4,1, слюда – 3,4, пироксены – 1,2, гранат – 0,7, анатаз и рутил – по 0,5. Лёгкая фракция (93,88 %) состоит из хлоритово-слюдистых обломков пород – 83,6 %, карбонатов – 10,7 %, кварца – 2,7 %, полевых шпатов – 1,5 %, слюды – 1,5 %. В этом разрезе озёрные глины имеют повышенный  $K_y = 1,05$  и пониженный  $K_b = 1,4$ .

Ещё один разрез этих отложений находится на северной окраине села Ябоган у правого склона котловины на абсолютной высоте 1140 м. Здесь в карьере глубиной 4 м под почвенно-растительным слоем вскрыт, по нашим данным, желтоватый карбонатизированный песчано-глинистый делювий лёссовидного облика мощностью от 0,5 до 1 м с примесью дресвы и щебня. Исходным материалом для него послужили залегающие ниже озёрные отложения, которые представлены желтоватыми иногда с буроватым оттенком очень плотными

глинами (73,89 %) с примесью песка (24,58 %) и алеврита (1,52 %), с включениями дресвы и мелкого щебня. Заметна слабо выраженная тонкая (0,5–1 см) субгоризонтальная параллельная слоистость. Встречаются отдельные тонкие (до 2 см) слойки серых дресвянистых песков.

В целом озёрные отложения в этом разрезе слабо деформированы в результате медленного оползания на пологом склоне сильно переувлажнённой толщи после спуска озера. Эти деформации (складки волочения, отторженцы, смятые и «размазанные» слои) рассматриваются, как результат проявления солифлюкции (Зольников и др., 2008).

Глины эти также гидрослюдистые с кварцем, полевыми шпатами, хлоритом и кальцитом, с повышенным содержанием карбоната кальция (13,30 %), а их химический состав (%):  $\text{SiO}_2$  – 61,0,  $\text{TiO}_2$  – 0,72,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 12,4,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 3,54,  $\text{FeO}$  – 2,11,  $\text{MnO}$  – 0,085,  $\text{MgO}$  – 2,79,  $\text{CaO}$  – 5,7,  $\text{Na}_2\text{O}$  – 1,78,  $\text{K}_2\text{O}$  – 1,83,  $\text{P}_2\text{O}_5$  – 0,097, ппп – 7,63.

В них тоже отмечается высокий выход минералов тяжёлой фракции (19,67 %), в состав которой входят (%): магнетит – 50,1, эпидот-циозит – 28,6, аутигенный лимонит – 8,0, лейкоксен – 3,9, циркон – 3,4, апатит – 1,7, гранат – 1,3, роговая обманка – 1,1, tremolit-актинолит – 0,9, слюда – 0,6, пироксены – 0,4, анатаз, рутил, сфен – единичные зёрна. Лёгкая фракция (80,33 %) состоит из хлоритово-слюдистых обломков пород – 91,4 %, кварца – 5,0 %, полевых шпатов – 1,8 %, карбонатов – 1,5 %, слюды – 0,3 %. Для этих глин характерны высокие значения коэффициентов  $K_y = 9,3$  и  $K_b = 3,01$ .

Алевритово-тонкопесчаная фракция в озёрно-ледниковых отложениях Теньги, Урсула, Ело и Ябогана отличается высоким выходом тяжёлых минералов (от 11,5 до 43,2 %) и накоплением рудных минералов, в частности магнетита (13,6–50,1 %), и слюды (от 0,3 до 4,9 %), которая обладает повышенной плавучестью и транспортабельностью, что, по нашему мнению, также говорит о бессточности этих озёр. Коэффициенты выветрелости (1,4–3,01) и устойчивости (0,14–9,3) минералов тяжёлой фракции в озёрно-ледниковых отложениях свидетельствуют о значительном поступлении в водоёмы свежего не затронутого выветриванием материала, его сравнительно незначительной транспортировке и быстроте седimentации.

Во всех изученных обнажениях озёрно-ледниковые глины химически незрелые ( $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O} = 6–7$ ). Такие низкие значения этого коэффициента, по нашим многочисленным данным из разных районов Алтая, характерны для озёрных глин не древнее второй половины позднего неоплейстоцена.

В долинах Урсула, Ело, в Ябоганской и Теньгинской котловинах гидрослюдистый состав озёрно-ледниковых глин, низкие значения отношений  $\text{CaO}/\text{MgO}$  (2–2,8) и  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  (17–18) свидетельствуют об их аккумуляции в условиях холодного влажного климата. Холодный климат времени осадконакопления отражают повышенные содержания  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  при пониженных значениях  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{TiO}_2$  (Задкова и др., 1968), что также наблюдается в рассматриваемых нами глинах.

Кроме того, они отличаются и повышенными потерями при прокаливании (ппп – 7,63–10,8 %), что тоже типично для озёрных осадков холодных эпох, которым свойственны высокие содержания углерода (Минюк и др., 2007). В то же время эти потери при прокаливании существенно ниже 15 %, что позволяет отнести подобные отложения к минеральным осадкам с включениями органического материала, накапливавшимся в условиях опять-таки холодного климата, многолетней мерзлоты и перигляциальных ландшафтов (Шеремецкая и др., 2012).

Пониженные значения отношения  $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$  (в нашем случае равные 0,5–0,6) и повышенные содержания аутигенного лимонита (от 8 до 25,9 %) указывают на снижение роли восстановительной среды в осадконакоплении (Лукашёв, 1970) и неустойчивый гидрологический режим озёр. В то же время, как считает В.В. Бутвиловский (1993), накопления карбоната кальция и закисного железа в озёрно-ледниковых отложениях могут свидетельствовать

о периодическом прогреве озёрных вод и их жёсткой стратификации, создающей дефицит кислорода и восстановительную среду в этих частях водоёмов.

Во всех изученных разрезах, по результатам спектральных анализов, в озёрно-ледниковых глинах отмечается накопление химических элементов – активных водных мигрантов ( $\text{Cu}$ ,  $\text{Pb}$ ,  $\text{Zn}$ ,  $\text{Co}$ ,  $\text{Ni}$ ) – от 0,003 до 0,007 %, и подвижных окислов. Поэтому можно предположить, что во время накопления этих глин озёра были бессточными и пресными, что было возможно в условиях незначительного испарения и повышенного увлажнения. На пресноводный характер водоёмов указывают и сравнительно низкие значения отношения  $\text{V}/\text{Zn} = 1–1,16$ .

Озёрно-ледниковые глины в долинах рек Ело, Урсула и Тенгинской котловине имеют высокую халько-сидерофильную специализацию за счёт накопления  $\text{V}$ ,  $\text{Co}$ ,  $\text{Mn}$ ,  $\text{Ti}$ ,  $\text{Bi}$ ; дефицитные элементы преимущественно литофильные –  $\text{Be}$ ,  $\text{Li}$ ,  $\text{Y}$ ,  $\text{Sn}$ ,  $\text{W}$ ,  $\text{Yb}$ ,  $\text{Zr}$ ,  $\text{Ag}$ . Кластерным анализом выделены две геохимические ассоциации с тесными корреляционными связями ( $r = 0,69–0,80$ ):  $[(\text{Ba}–\text{Li})–\text{Ti}]–\text{P}$  и  $(\text{Pb}–\text{Zn})–\text{Ag}$ . Первая ассоциация сочетает элементы различной петрогенетической специализации, отражая сложный состав обломочного материала (средние, основные, карбонатные породы). Вторая, вероятно, характеризует привнос обломочного материала из Ильинско-Урсульской золото-медно-полиметаллической рудоносной зоны. В пределах этой зоны полностью находятся бассейны рек Каирлык (правый приток Урсула, стекающий с Теректинского хребта), Табатай и Тенъга (левые притоки Урсула, стекающие с Семинского хребта).

Факторный анализ позволил установить шесть главных компонент. Первая (20% от суммарной дисперсии) представлена ассоциацией –  $\text{Li}$ ,  $\text{Ti}$ ,  $\text{P}$ ,  $\text{Ba}$ ; вторая (18%) –  $\text{Sn}$ ,  $\text{V}$ . Обе компоненты объединяют элементы с различной петрогенетической специализацией, характеризующие область сноса. Третья компонента (15%), представленная ассоциацией  $\text{Pb}$ ,  $\text{Zn}$ ,  $\text{Ag}$  и обусловлена полиметаллической специализацией Ильинско-Урсульской рудоносной зоны, являющейся одним из основных источников обломочного материала. Четвёртая (12%) –  $\text{Yb}$ , пятая (12%) –  $\text{W}$  и шестая (13%) –  $\text{Cr}$  компоненты указывают на привнос минераловносителей вышеуказанных элементов на разных стадиях осадконакопления.

Добавим, что в это же самое время в Уймонской котловине также существовало крупное ледниково-подпрудное озеро (Бутвиловский, 1993; Бутвиловский, Прехтель, 2000 и др.). Из песков этого озера впервые выделены раковины гидрофильных наземных моллюсков *Pupilla muscorum* L. и *Vallonia tenuilabris* Br., а также семена и плоды различных трав, изредка деревьев и реже переотложенных неогеновых форм. Всё это, по заключению Е.А. Пономарёвой и И.И. Тетериной, восстанавливает ассоциацию разнотравного луга с присутствием водно-болотных форм, формировавшихся в условиях умеренно холодного и влажного климата (Байлагасов и др., 2012). Правда, эти авторы считают, что Уймонское палеозеро было не ледниково-, а морено-подпрудным и существовало в голоцене (Байлагасов и др., 2012), с чем мы не можем согласиться.

Впервые на рассматриваемой территории для целей реконструкции ландшафтно-климатических условий во время существования ледниково-подпрудных озёр времени последнего оледенения, их основных параметров и некоторых особенностей гидрологического режима, а также определения источников сноса обломочного материала, поступавшего в эти озёра, использовались геохимические и минералогические данные, показавшие вполне приемлемые результаты. Особенности минералогии и геохимии этих отложений можно рассматривать как индикаторы ландшафтно-климатических условий осадконакопления, и использовать их при палеогеографических реконструкциях. Результаты, полученные на данном этапе изучения, пока не свидетельствуют в пользу устоявшегося мнения о сухом или даже очень сухом климате Горного Алтая во время последнего оледенения.

## **Литература**

*Байлагасов Л.В., Робертус Ю.В., Любимов Р.В., Байлагасова И.Л.* К вопросу о существовании Уймонского палеоозера // Геоморфология, 2012, № 3. с. 69–76.

*Бутвиловский В.В.* Палеогеография последнего оледенения и голоцен Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск. Изд-во ТГУ, 1993. 252 с.

*Бутвиловский В.В., Прехтель Н.* Особенности проявления последней ледниковой эпохи в бассейне Коксы и верховье Катуни // Современные проблемы географии и природопользования. Барнаул. Изд-во АлтГУ, 2000, вып. 2. с. 31–47.

*Задкова И.И., Поспелова Л.Н., Симонова В.И.* Микроэлементы в глинах позднего кайнозоя Ишим-Тобольского междуречья // Неогеновые и четвертичные отложения Западной Сибири. М. Наука, 1968. с. 51–55.

*Зольников И.Д., Постнов А.В., Гуськов С.А.* Процессы морфолитогенеза Усть-Кансской и Ябоганской котловин в позднем неоплейстоцене // Геоморфология. 2008. № 4. с. 75–83.

*Лукашиёв В.К.* Геохимия четвертичного литогенеза. Минск. Наука и техника. 1970. 296 с.

*Минюк П.С., Борходоев В.Я.* Геохимические характеристики осадков скважины LZ1024, оз. Эльгыгыттын, Чукотка – как показатели палеоклимата // Фундаментальные проблемы четвертиха: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Мат-лы V Всеросс. совещ. по изуч. четвертич. периода. М.: ГЕОС. 2007. с. 273–274.

*Русанов Г.Г.* Предварительные результаты изучения отложений ледникового комплекса в бассейне верхнего течения реки Урсул в Центральном Алтае // Природа и экономика Кузбасса и сопредельных территорий. Т. I. Геология, география, геоэкология. Новокузнецк: КузГПА, 2010. с. 86–89.

*Русанов Г.Г.* Об отложениях ледникового комплекса в бассейне верхнего течения реки Урсул и Ябоганской котловине // Бюллетень «Природные ресурсы Горного Алтая», 2011а, № 1–2. с. 74–82.

*Русанов Г.Г.* Новые данные к палеогеографии последнего оледенения в бассейне верхнего течения реки Урсул (Центральный Алтай) // Квартер во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Мат-лы VII Всеросс. совещ. по изуч. четвертич. периода, ИГ КНЦ РАН. Апатиты; СПб., 2011б, т. 2. с. 193–195.

*Русанов Г.Г.* Тюгурюкский ледоём в Центральном Алтае // Климатология и гляциология Сибири. Мат-лы Международ. науч.-практ. конф. – Томск: Изд-во ЦНТИ, 2012. с. 244–245.

*Русанов Г.Г.* Озерно-ледниковые и болотные отложения Тюгурюкской котловины Центрального Алтая // География и геоэкология на службе науки и инновационного образования. Мат-лы VIII Всеросс. с международ. участием науч.-практ. конф. – Красноярск: КГПУ, 2013. с. 57–59.

*Шеремецкая Е.Д., Борисова О.К., Панин А.В.* Динамика послеледникового выравнивания рельефа междуречий в краевой зоне Московского оледенения (на примере бассейна р. Протвы) // Геоморфология. 2012. № 1. с. 92–106.

### МАГНИТНАЯ ВОСПРИИМЧИВОСТЬ ПОЧВ ТЕРРИТОРИЙ МАССОВОГО ОТДЫХА КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ИХ ЭКОЛОГИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ (НА ПРИМЕРЕ КАТУНСКОГО РЕКРЕАЦИОННОГО РАЙОНА)

**Ю.В. Робертус, К.С. Павлова, А.В. Кивацкая**

АУ РА «Алтайский региональный институт экологии», с. Майма

**Введение.** В настоящее время для Катунского рекреационного района – основного туристического центра Горного Алтая весьма актуальна выработка унифицированных и определяемых экспресс-методами показателей экологического состояния окружающей среды, необходимых как для оценки последствий массовой рекреации, так и для ее регламентации. Для этих целей наиболее информативен почвенно-растительный покров, в частности, физические свойства почв (твердость, плотность и др.) и древостоя (температура и влажность ствола), являющиеся чуткими индикаторами интенсивности рекреационного воздействия и его последствий.

Пилотными исследованиями установлена тесная связь отмеченных выше физических свойств с уровнем деградации почвенно-растительного покрова, что позволило разработать номограммы для приближенного определения стадий рекреационной дигressии почв и категорий жизненного состояния древостоя рекреационных территорий Катунского района (Павлова и др., 2013а; Павлова, 2013,б).

С целью расширения спектра индикаторов экологического состояния рекреационных почв авторами впервые в Горном Алтае использован метод каппаметрии, ранее успешно апробированный для целей экспресс-определения степени техногенного загрязнения почв (Миков, 1999).

Применение этого метода основано на установленном факте накопления в почвах ферромагнитных соединений элементов группы железа (железо, марганец, хром, ванадий, никель, кобальт) и, в меньшей степени, других тяжелых металлов (Cu, Zn, Pb и др.), содержащихся в выбросах промышленных предприятий, котельных, автотранспорта и пр.

Поскольку на участках массовой рекреации постоянно присутствуют легковые автомобили и автобусы, существует теоретическая предпосылка увеличения природной интенсивности намагничения почв за счет дополнительного поступления в них тяжелых металлов, содержащихся в выбросах этих транспортных средств.

**Объекты и методика исследований.** Предварительное изучение магнитной восприимчивости почв было проведено на двух объектах массового отдыха, находящихся в водоохранной зоне р. Катунь: на участке неорганизованной рекреации «Черемшанка» в 3 км южнее одноименного села и на тропе, ведущей от т/б «Царская охота» к памятнику природы – водопад «Камышлинский» (далее – Камышлинская тропа). Первый из объектов относится к площадному типу, второй к линейному типу рекреационного воздействия на почвенный покров.

Первый объект был изучен в площадном варианте на 5 профилях через 10 м с шагом пробоотбора 5 м. Камышлинская тропа была опробована в 10 пунктах, отстоящих друг от друга на расстоянии 200 м, а также на детальном поперечном профиле с шагом 0.5-1 м. Пробы на определение магнитной восприимчивости отбирались в почвенном профиле по интервалу через 5-10 см до глубины 30-50 см.

Всего было взято 135 почвенных проб, в том числе 65 проб на участке «Черемшанка» и 70 проб на Камышлинской тропе. Пробы почвы доводились до воздушно-сухого состояния, очищались от постороннего материала и просеивались через сито с ячейкой 1 мм. Измерение магнитной восприимчивости æ проб производилось портативным каппаметром KM-7 (Чехия) с датчиком для измерения неоднородных поверхностей (чувствительность 1x10<sup>-6</sup> ед. СИ). Измерения проводили на постоянном месте с использованием для помещения пробы фарфоровой чашки объемом 100 см<sup>3</sup>.

В соответствие с рекомендацией изготовителя, для обеспечения наилучшей чувствительности прибора, измерение  $\alpha$  осуществлялось в три приема – сначала на расстоянии 30 см от пробы, потом на поверхности пробы (датчик на центре чашки) и затем повторно на расстоянии 30 см. Величина  $\alpha$  отображалась цифровой индикацией на дисплее прибора. Все пробы были измерены с пятикратным повтором. Величина отклонения  $\alpha$  от среднеарифметического по пробам варьировалась от 2 до 28 % при среднем значении 12 %, которое можно считать средней ошибкой определения значения  $\alpha$  в изученных почвенных пробах.

**Обсуждение результатов исследования.** На основании полученных результатов предварительно установлено, что магнитная восприимчивость фоновых почв на изученных объектах массовой рекреации нарастает вниз по разрезу от гумусного слоя (горизонт А) к почвообразующим породам. Эта тенденция в целом сохраняется и для деградированных (уплотненных) почв участков рекреации, но распределение  $\alpha$  заметно усложняется.

Средние значения  $\alpha$  рекреационных почв изученных участков составляют  $30-50 \times 10^{-5}$  СИ при вариациях от 18 до  $81 \times 10^{-5}$  СИ, что составляет 0.8-1.6 величины местного фона. Максимальные величины  $\alpha$  (более  $100 \times 10^{-5}$  СИ или 3-х единиц фона) характерны для почв в местах костищ, испытавших термическое воздействие (табл. 1). Отметим, что близкие по величине значения  $\alpha$  почв ( $130-326 \times 10^{-5}$  СИ) установлены вблизи техногенных источников (Любимов, 2005).

Таблица 1

Параметры распределения  $\alpha$  ( $10^{-5}$  СИ) почв на изученных объектах массовой рекреации

Изученные объекты	Интервал 0-10 см			Интервал 10-20 см			Интервал 20-30 см			
	lim	$\bar{x}$	ед. фона	lim	$\bar{x}$	ед. фона	lim	$\bar{x}$	ед. фона	
Зоны изменений участка	Слабых изменений	31-44	38	1.1	39-50	46	1.0	41-58	50	1.0
	Сильных изменений	45-77	58	1.5	45-75	56	1.3	46-65	54	1.0
Черемшанка Ка-мышлин-ская тропа	Зона костищ	122-206	164	4.4	218-260	239	3.8	334	334	3.0
	Продольный профиль	25-66	45	1.6	29-68	50	1.2	28-81	55	0.9
	Поперечный профиль	18-34	26	0.9	30-43	40	0.9	38-48	45	0.8

Изучение особенностей распределения  $\alpha$  на площади участка неорганизованной рекреации «Черемшанка» показало ее сопряженность со стадиями дигрессии почв на поверхности (интервал 0-10 см, в меньшей степени 10-20 см), то есть повышенные значения  $\alpha$  присущи местам 3-4 стадий рекреационной дигрессии – грунтовым дорогам и стоянкам отдыхающих и их автотранспорта. Аномально высокими значениями  $\alpha$  выделяются места разведения костров и загрязненные золой участки (рис. 1).

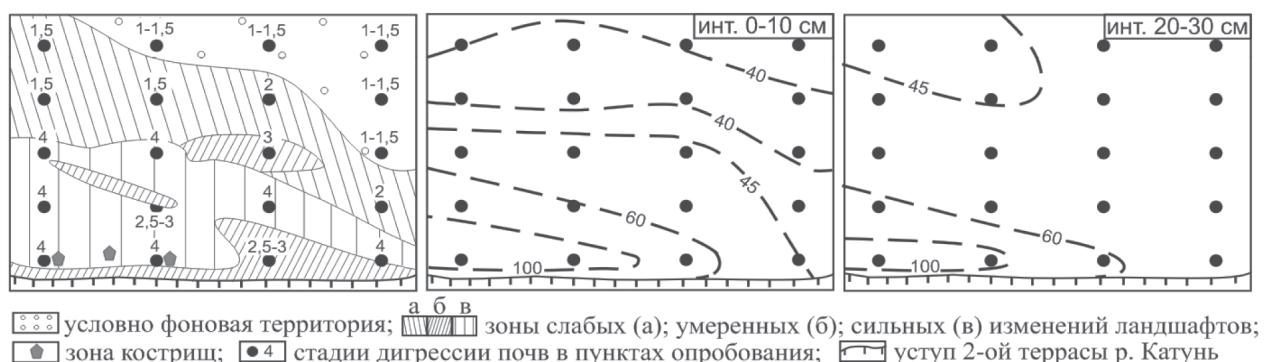
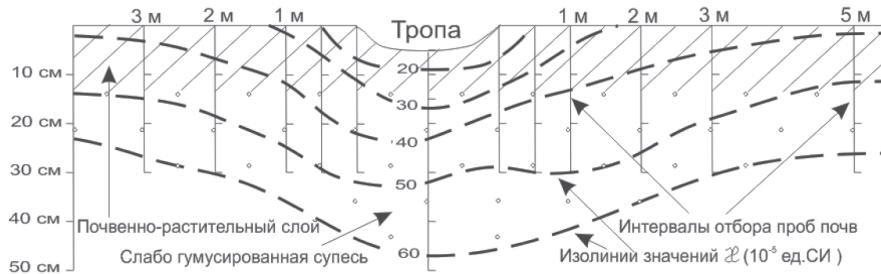


Рис. 1. Характер распределения  $\alpha$  ( $10^{-5}$  ед. СИ) в почвах участка «Черемшанка»

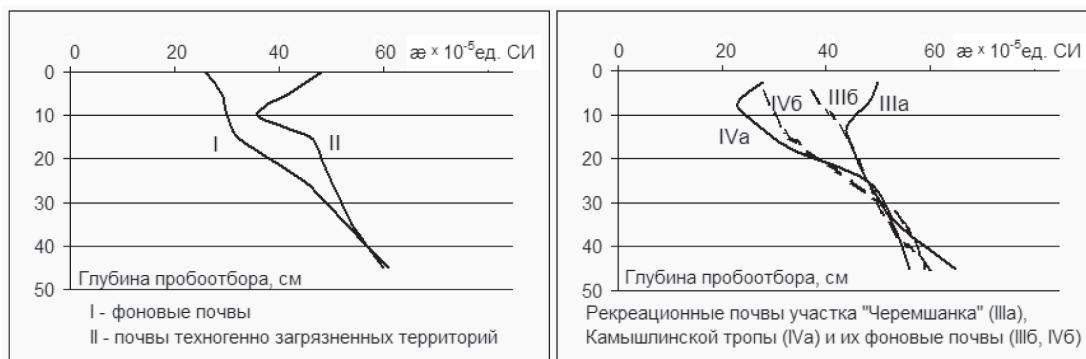
Анализ изменения магнитной восприимчивости почв вдоль Камышлинской тропы говорит о неясно выраженном уменьшении  $\alpha$  на участках максимальной концентрации отдыхающих, в частности, в начале тропы. Более выраженная тенденция изменения проявлены в поперечном профиле через тропу, на котором непосредственно «под тропой» наблю-

дается зона пониженной магнитной восприимчивости почв – до  $20 \times 10^{-5}$  СИ и менее (рис. 2). Эта область пониженных значений  $\Delta$  прослеживается до глубины 30-40 см и на расстоянии до 2-2.5 м от тропы, что может служить ориентировочным показателем зоны воздействия рекреантов на почвенный покров на участке Камышлинской тропы.



**Рис. 2. Распределение  $\Delta$  в почвенном профиле вкрест Камышлинской тропы**

Полученные графики изменения  $\Delta$  почв с глубиной в целом близки к таковым для почв техногенно загрязненных территорий Западной Сибири [3], но имеют и ряд существенных отличий. В частности, для изученных объектов рекреации слабее выражено увеличение  $\Delta$  поверхностного слоя почв и его меньшая мощность – 7-12 см (по-видимому, из-за незначительного загрязнения тяжелыми металлами). Другое отличие заключается в более слабых различиях между графиками распределения  $\Delta$  рекреационных и фоновых почв (рис. 3).



**Рис. 3. Графики изменения  $\Delta$  почв с глубиной (слева по Любимову, 2005, справа на изученных объектах)**

**Предварительные выводы.** 1) Значения магнитной восприимчивости почв объектов массовой рекреации на территории Катунского района близки к таковым для фоновых почв юга Западной Сибири; 2) Значения и характер распределения магнитной восприимчивости рекреационных и фоновых почв в целом заметно различается; 3) Магнитная восприимчивость почв может служить дополнительным показателем характера воздействия рекреации на экологическое состояние почв природных ландшафтов.

## Литература

Павлова К.С., Робертус Ю.В., Кивацкая А.В. Характер изменения свойств и состава почв рекреационных территорий (на примере Катунского района Республики Алтай) // Мир науки, культуры, образования. Горно-Алтайск. Изд-во ГАГУ. 2013а. № 1 (38). с. 338-342.

Павлова К.С. Характеристика состояния почвенно-растительного покрова рекреационных территорий (на примере Катунского района Республики Алтай) // Матер. XIII конф. молодых ученых ИВЭП СО РАН. Барнаул. 2013б. с. 59-67.

Миков О.А. Оценка техногенного загрязнения почв методом каппаметрии при экологогеохимическом мониторинге: Автореф. дис. канд. геол.-минер. наук. Томск. ТПУ. 1999. 18 с.

Любимов Р.В. Свинцовое загрязнение и изменения физико-химических свойств почв населенных пунктов Республики Алтай: Автореф. дис. канд. геол.-минер. наук. Томск, ТГУ. 2005. 22 с.

# **ОЦЕНКА ВОВЛЕЧЕННОСТИ В СФЕРУ ТУРИЗМА ТЕРРИТОРИЙ КОМПАКТНОГО ПРОЖИВАНИЯ КОРЕННОГО НАСЕЛЕНИЯ РЕСПУБЛИКИ АЛТАЙ**

**Л.В. Байлагасов, Ю.В. Робертус, Р.В. Любимов, К.С. Павлова**  
АУ РА «Алтайский региональный институт экологии», с. Майма

Развитие туризма является одним из приоритетов социально-экономического развития Республики Алтай (РА). По оценке Министерства туризма и предпринимательства РА в 2012 году республику посетило около 1,5 млн. туристов при численности собственного населения 0,2 млн. человек. Развитие этой отрасли сопровождается воздействием на окружающую среду, образованием значительных объемов отходов потребления, вовлечением природных и историко-культурных объектов в сферу туризма со всеми вытекающими последствиями.

В последние годы помимо активного использования основных рекреационных районов Горного Алтая – Катунского, Телецкого, Уймонского, наблюдается постепенное туристское освоение и других, более отдаленных территорий, в том числе мест компактного проживания коренных этносов республики, что оказывает заметное влияние на их традиционные формы хозяйствования и жизненный уклад. В частности, туристское освоение относительно изолированных территорий проживания коренного населения, во многом сохранившего свои обычаи и традиции, нередко приводит к конфликтам из-за использования в целях рекреации природных объектов, имеющих для них ритуальное, лечебное и сакральное значение.

Развитие туризма на таких территориях с неподготовленной для целей массовой рекреации инфраструктурой создает также негативные социально-экономические последствия в виде сокращения земель и, частично, ресурсов для традиционных видов хозяйствования, что вызывает протестные настроения части коренного населения. Это, безусловно, негативно влияет на имидж Республики Алтай как рекреационной территории.

Ранее проведенные исследования показали, что развитие туризма, помимо воздействия на природную среду, оказывает влияние на культуру и менталитет коренных жителей, особенно молодежи, что в наибольшей степени вызывает опасения местного населения.

В Республике Алтай проживают представители 5 коренных субэтносов алтайского этноса, которых принято делить на две основные группы – северных и южных алтайцев. К северным относятся родоплеменные группы тубаларов, челканцев и кумандинцев. К южным алтайцам относятся собственно алтайцы (89% коренного населения) и теленгиты. Численность всех этносов на территории РА составляет около 70 тыс. чел. (34% населения).

В материалах Всероссийской переписи населения 2010 года теленгиты, тубалары и челканцы отнесены к алтайцам, но выделены в качестве самостоятельных этносов. Кумандинцы же учитывались отдельно от алтайцев. Все перечисленные этносы, кроме собственно алтайцев (алтай-кижи), относятся к коренным малочисленным народам (КМН). Их численность составляет 1181-3712 человек, подавляющая часть которых (94-98%) проживает на территории Республики Алтай, кроме кумандинцев, которых в РА чуть более трети (табл. 1).

Численность коренного населения РА в разрезе муниципальных образований в 2010 году варьировалась от 747 человек в Чойском районе (8.9% от всего населения) до 11.4 тыс. чел. в Онгудайском районе (76 % населения). Наибольшее число коренных жителей в г. Горно-Алтайске (13.1 тыс. чел. или 23.1% от населения города), а их доля – в Улаганском районе (77.3%). Минимальная доля коренного населения в Майминском районе – 8.5 %.

Проведенный анализ числа и доли представителей коренных этносов в населенных пунктах РА позволил уточнить современные территории их компактного проживания. Так, отчетливо выделяется территория компактного проживания алтайцев, охватывающая Он-

гудайский, Улаганский и, частично, Усть-Канский, Шебалинский, Усть-Коксинский и Кош-Агачский районы, в большинстве сел которых доля алтайцев превышает 90% (рис. 1).

Таблица 1

Численность коренных этносов в Республике Алтай по состоянию на 2010 год

Этносы	Численность этноса, чел.		Численность РА/РФ, %	% от коренного населения РА
	Республика Алтай	Российская Федерация		
Алтайцы	62162	67380	92,3	89,0
Теленгиты	3648	3712	98,3	5,2
Тубалары	1891	1965	96,2	2,7
Челканцы	1113	1181	94,2	1,6
Кумандинцы	1062	2892	36,7	1,5
Итого:	69876	77130	90,6	100

Территории компактного проживания коренных малочисленных народов значительно меньше, чем у алтай-кижи. Для теленгитов это территория Улаганского и, частично, Кош-Агачского районов; для тубаларов – территория Турочакского, Чойского и юго-восточной части Майминского районов; для челканцев и кумандинцев – Турочакского района, причем основная часть кумандинцев проживает на сопредельной территории Алтайского края.

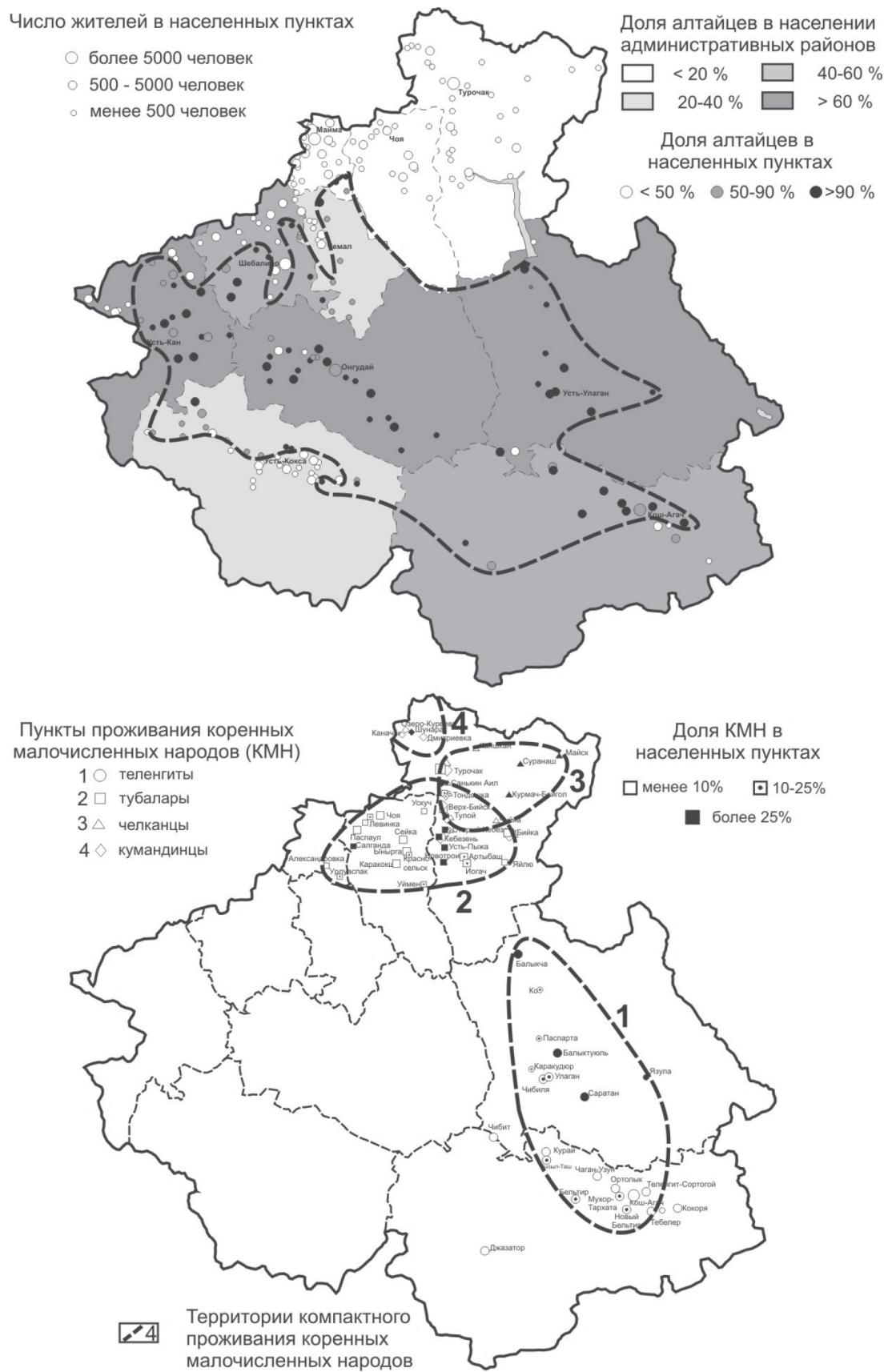
Для современного расселения КМН характерна более низкая, по сравнению с алтайцами, доля присутствия в населенных пунктах. В частности, для них не характерны мононациональные села. В единичных случаях в небольших и удаленных селах доля КМН превышает половину населения: Саратан и Язула (теленгиты); Тулой и Старый Кебезень (тубалары), Курмач-Байгол и Суранаш (челканцы), Санькин Аил (кумандинцы).

Следует отметить территориальную «автономию» расселения алтайцев и КМН, кроме их частичного наложения для алтайцев и теленгитов, а также тубаларов и челканцев в долине р. Бия. Это указывает на различия хозяйственной деятельности северных и южных алтайцев, а также на исторически унаследованный «закрепленный» характер их расселения в регионе.

Охарактеризованные территории компактного проживания коренных этносов Республики Алтай характеризуются различной степенью вовлеченности в рекреационно-туристическую деятельность на разных этапах ее развития. Можно выделить три основных этапа развития туристской отрасли: советский (1952-1990 гг.), ранний российский (1991-2006 гг.) и современный (с 2007 г.). Советский этап характеризовался относительно небольшим числом отдыхающих (до 300 тысяч в середине 1980-х годов), строительством первых туристских баз «Золотое озеро» (1952 г.), «Юность» (1958 г.), «Катунь» (1968 г.), альпагерей «Актыру» (1952-1970 гг.) и «Алтай» (1982 г.). В этот период в Горном Алтае начал развиваться неорганизованный, так называемый «дикий» туризм, отношение к которому у большинства местных жителей было в основном отрицательным по причине дефицита транспортных средств, продуктов питания и пр.

Ранний российский этап характеризовался постепенным, в конце интенсивным строительством объектов туристской инфраструктуры (турбаз, баз отдыха, гостиниц и пр.), число которых в 2006 г. составляло 135 единиц. В конце этапа туристский поток возрос до полумиллиона человек, из них около 40 % составляли неорганизованные туристы. В этот период сформировался как таковой автотуризм, основой которого является туризм выходного дня.

На новейшем этапе получил развитие ряд крупных инвестиционных проектов. особая экономическая зона туристско-рекреационного типа «Алтайская долина», горнолыжный курорт «Манжерок», санаторно-курортный комплекс «Степаньково» и др. Генеральной схемой размещения туристских и оздоровительных объектов в Республике Алтай предусмотрена организация трех многофункциональных рекреационных зон: Соузга – Манжерок – Чемал, Телецкое озеро, окрестности горы Белухи.



**Рис. 1. Территории компактного проживания коренных этносов Республики Алтай: алтайцев (вверху) и коренных малочисленных народов (внизу)**

Развитие туристской отрасли республики на современном этапе характеризуется ежегодным увеличением числа туробъектов на 5-10 единиц (всего на начало 2013 г. в РА 221 объект с числом мест размещения 11450) и ростом туристского потока на 100-150 тыс. чел. (1,5 млн. чел. в 2012 г.), в котором доля неорганизованных отдыхающих постепенно снижается (в 2012 г. – 25 %). Это связано с ростом уровня благосостояния отдыхающих, увеличением количества мест размещения и улучшением качества предоставляемых тур услуг.

В 2012 г. в республике более 600 предприятий различных форм собственности, в т. ч. участники сельского туризма, предоставляли туристические услуги. Их размещение на территории РА неравномерное, большинство находится в трех наиболее освоенных рекреационных районах – Катунском, Телецком и Уймонском (рис. 2). Около 70% всех туробъектов сосредоточено в водоохранной зоне р. Катунь на территории Майминского, Чемальского районов и в северо-западной части оз. Телецкое. На них приходится более 2/3 всего турпотока.

В последние годы в условиях широкой автомобилизации, реконструкции и строительства автодорог, активно осваиваются и другие ранее недоступные или слабо доступные территории республики. Это освоение носит в основном стихийный экстенсивный характер, определяемый как спросом со стороны туристов, так и адекватными действиями турбизнеса.



Рис. 2. Схема размещения туристских объектов на территории Республики Алтай

Туристическое освоение отдаленных и труднодоступных территорий с преобладанием в составе населения коренных этносов способствует втягиванию местных жителей в производство рекреационных услуг и товаров. Анализ пространственного распределения туробъектов и турпотока в республике показывает, что основная часть территории компактного проживания коренных этносов характеризуется в целом низкой степенью их вовлеченности в рекреационно-туристическую деятельность. Этому способствуют следующие факторы: малочисленность туристских объектов на территории их проживания, отсутствие качественных подъездных путей, низкий уровень обеспеченности сопутствующими сервисными ресурсами (бытовой сервис, банковские услуги, медобслуживание, экскурсионные и развлекательные услуги и пр.). К числу факторов, лимитирующих участие в турбизнесе, относится также «неторгашеский» менталитет коренных этносов и отсутствие опыта оказания туруслуг.

В то же время коренные жители, проживающие вблизи популярных рекреационных объектов, довольно активно вовлечены в сферу туризма. В частности, алтайцы, проживающие в селах Тюнгур и Кучерла Усть-Коксинского района, уже с 1980-х годов активно оказывают различные услуги рекреантам: прокат лошадей, продажа сельскохозяйственной продукции со своего подворья и дикоросов, участие в охотничьей рекреации и т.п. Тубалары, проживающие в селах Иогач, Артыбаш, Яйлю Турачакского района, вовлечены в рекреационно-туристическую деятельность, ведущуюся в районе Телецкого озера: сдача жилых помещений, прокат лошадей, услуги мотолодок, продажа дикоросов, продуктов питания и пр.

Предварительные результаты проведенного исследования позволяют сделать вывод, что в предыдущие годы территории компактного проживания коренных этносов Республики Алтай были в незначительной степени вовлечены в сферу туризма, но в настоящее время ситуация заметно изменяется в сторону более активного участия коренного населения в этот приоритетный для республики вид хозяйственно-экономической деятельности.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РГНФ (проект № 13-16-04006 а(р)).*

---

## **Ю Б И Л Е И**

---

### **ЛИДИИ КОНСТАНТИНОВНЕ ГРАКОВОЙ – 60 ЛЕТ**



**26 мая 2013 года исполнилось 60 лет Граковой Лидии Константиновне, начальнику Управления по недропользованию по Республике Алтай («Горно-Алтайск недра»).**

Лидия Константиновна родилась 26 мая 1953 года в с. Игжей, Усть-Удинского района Иркутской области. После окончания школы в 1971 году поступила в Иркутский политехнический институт, который успешно окончила в 1976 году по специальности геологическая съемка, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых, получив квалификацию горного инженера – геолога.

Свою трудовую деятельность Лидия Константиновна начала в Восточно-Сибирском научно-исследовательском институте геологии, геофизики и минерального сырья, где проработала с 1976 по 1978 годы инженером.

С 1978 по 1979 годы – рабочая поисковых работ в Сосновской экспедиции п. Яндала Бурятской АССР. В период 1979 – 1989 г.г. работала в Горно-Алтайской поисково-съемочной экспедиции (Холзунская, Синюхинская, Курайская геологоразведочные партии) в должности техника-геолога, геолога, старшего геолога. Принимала участие в написании отчета, с защитой в ГКЗ, по разведке крупнейшего в Сибири Холзунского месторождения железных руд, отчета по поисковым работам на золото Синюхинского рудного поля, является одним из авторов отчета по поисково – оценочным работам на вольфрам Южно – Калгутинского участка, и автором проекта на поисковые работы на вольфрам участка Северо – Восточные Калгуты. За время работы в Горно-Алтайской экспедиции вела полевые работы.

В связи с переводом мужа на выборную должность председателя Кош-Агачского райисполкома, Лидия Константиновна с 1989 по 1991 годы работала старшим экономистом плановой комиссии Кош-Агачского райисполкома Горно-Алтайской автономной области.

С 1991 по 1996 годы – ведущий инженер, начальник отдела Горно-Алтайского комитета по водному хозяйству Роскомвода. В 1996 году принята переводом в Комитет по геологии и недрам Правительства Республики Алтай, где проработала до 1998 года в должности главного специалиста, исполняющей обязанности председателя Комитета. С 1998 по 2004 гг. трудилась в системе Министерства природных ресурсов Российской Федерации (Комитет природных ресурсов по Республике Алтай, Управление природных ресурсов и охраны окружающей среды по Республике Алтай) главным специалистом, заместителем начальника геологического отдела, начальником отдела лицензирования и экономики природопользования. С октября 2004 года и по настоящее время работает в системе Федерального агентства по недропользованию (ТERRиториальное агентство по недропользованию по Республике Алтай, Управление по недропользованию по Республике Алтай) заместителем начальника Управления – начальником отдела геологии и лицензирования. С июня 2012 года – начальник Управления «Горно-Алтайскнедра».

За время работы в Горно-Алтайскнедра Гракова Л.К. зарекомендовала себя грамотным специалистом в области геологии и лицензирования. Принимала участие в организации и разработке федеральной программы геологического изучения недр и воспроизводства минерально-сырьевой базы на территории Республики Алтай, участвовала в защите этой программы в Региональном агентстве по недропользованию по Сибирскому федеральному округу и в Федеральном агентстве по недропользованию.

Лидия Константиновна четко, со знанием дела выполняет свои служебные обязанности, дисциплинирована, требовательна к себе и к подчиненным. В коллективе пользуется авторитетом. За многолетний добросовестный труд в области геологии, где Лидия Константиновна проработала тридцать семь лет, она неоднократно награждалась Почетными грамотами. В 2000 году награждена ведомственной наградой МПР России – юбилейным знаком «300 лет горно-геологической службе России».

В 2003 году награждена Почетной грамотой Республики Алтай за многолетний добросовестный труд и в связи с 50-летием со дня рождения.

В 2007 году награждена Почетной грамотой Федерального агентства по недропользованию за многолетнюю плодотворную работу, большой личный вклад в развитие минерально – сырьевой базы России и в связи с празднованием Дня геолога.

В 2008 году награждена Почетной грамотой Министерства природных ресурсов Российской Федерации за многолетнюю безупречную и эффективную государственную гражданскую службу, большой вклад в развитие минерально-сырьевой базы России.

В 2011 году награждена знаком «Отличник разведки недр». В 2013 году — знаком «За отличие в службе».

С самого начала издания (2004 год) Лидия Константиновна член Редакционного Совета ПРГА, с 2006 по 2012 год – заместитель председателя, с июня 2012 года – председатель Редакционного Совета ПРГА.

Вместе с мужем Граковым Владимиром Геннадьевичем, воспитали двух сыновей – Сергея и Вячеслава, теперь уже взрослых состоявшихся людей, которые в свою очередь подарили им замечательных внуков.

От всей души поздравляем Лидию Константиновну со знаменательной датой, желаем ей крепкого здоровья, счастья, благополучия, успехов в работе!

*Коллектив Управления по недропользованию по Республике Алтай  
Редакционный Совет и Редколлегия бюллетеня «Природные  
ресурсы Горного Алтая».*

## **ВИКТОРУ АЛЕКСАНДРОВИЧУ ТРИФОНОВУ — 60 лет**



**22 марта 2013 года исполнилось 60 лет Трифонову Виктору Александровичу, выдающемуся художнику-камнерезу Горного Алтая.**

Виктор Александрович родился в городе морской славы России – Севастополе в 1953 году в семье военнослужащего, мать – домохозяйка, швея. В 1972 году окончил судостроительный техникум по специальности – электромеханик кораблей. Но более всего он полюбил камень. Любовь к камню пришла к нему в раннем детстве, в четыре года. Камень для Виктора всегда был загадкой и предметом восхищения.

Впервые разрезал камень на изготовленном им самим станке, работая в Херсонеском музее – заповеднике художником. Этим камнем был агат, добытый из горных шурфов.

Переехав в 1985 году на Алтай, Виктор Александрович с единомышленниками организовал молодежно – культурный клуб «Синтез», который объединял множество направлений, в числе которых было и камнерезное дело. Вскоре кружок переформировался в камнерезную лабораторию при кафедре географии пединститута в составе инновационного отдела «Силэн».

Первыми изделиями были сувениры – срез агата, а на нем цветы- розы, незабудки, лилии и т. д. Затем – минискульптуры- маленький принц с розой; ангел, держащий земной шар; ангел летящий, подсвечники, светильники. Самостоятельно изучая книги, методом проб осваивал ювелирное дело.

Первыми были сережки: резные листья из нефрита и цветочки из лазурита, родонита, амазонита – минимум металла, потом начал осваивать филигрань. Когда в стране появились предприниматели, Виктор Александрович стал одним из первых в Горном Алтае. Было нелегко, но интересно, появилось много планов, творческих задумок. В 2001 году при активном участии Виктора Александровича было организовано ООО «Камнерезы Алтая», ди-

ректором которого стал Сенькин Олег Александрович. Виктор Александрович с 2001 по 2009 год – главный художник камнерез этого предприятия. Предприятие имело достаточное оборудование, что позволяло расширить возможности обработки камня. В этот период Виктор Александрович, вдохновленный поездкой в Колывань, начал изготавливать вазы с фруктами и цветами, ножи из нефрита, пасхальное яйцо с розой внутри. Цветочная тематика особенно близка юбиляру. В руках мастера его любимый камень белоречит преображается в нежные цветы. Не только белоречит лелеял мастер в своих руках. Это и нежнейший халцедон, изумрудный хризопраз, таинственный агат, солнечный сердолик, лазурит, многоцветная яшма, нефрит и многие другие камни. К ним он относится одинаково бережно, с трепетом и глубокой любовью, как к живому существу. С 2009 года Виктор Александрович индивидуальный предприниматель, продолжает изготавливать изделия из камня. В этот период им изготовлен переходящий приз для работников медицинского образования РА – Свеча с пламенем из белоречита, а в 2012 году икона Николая Чудотворца для храма святого Макария в Горно-Алтайске.

Виктор Александрович Трифонов неоднократно участвовал в международных выставках камнерезных изделий; награждался грамотами. Его изделия куплены для музеев и частных коллекций в Швейцарии, США, Германии, Великобритании и других странах. Стоят они, конечно, недешево – от 1 до 10-15 тыс. долларов. В 2011 году Виктор Александрович получил самую высокую для него награду – **Орден Михаила Перхина**. Именной орден выпущен Международным мемориальным фондом Карла Фаберже как памятная награда. Идея изготовления Почетного знака «150 лет Михаилу Перхину» художнику ювелиру, одному из самых талантливых мастеров фирмы Фаберже, участвовавшему в создании Императорских Пасхальных яиц, принадлежит главе фонда Татьяне Федоровне Фаберже (Женева, Швейцария) и Валентину Васильевичу Скурлову, эксперту аукционного дома Кристи, историку ювелирного искусства. Всего к 150 – летию Михаила Перхина было изготовлено 150 орденов. Орденом награждены мастера- ювелиры Швейцарии, США, Украины, Казахстана и России. Трифонов Виктор Александрович – в их числе!!!

Наш бюллетень уже дважды обращался к творчеству В.А. Трифонова. В 2007 году мы публиковали фото его изделий в статье, посвященной фирме «Камнерезы Алтая», в 2012 году в статье о нефритах Сибири и Алтая! А в этом номере фото изделий В.А. Трифонова украшают статью о белоречите!

**Поздравляем Вас, Виктор Александрович с юбилеем!  
Радости творчества вам на многие лета!**

*Коллеги по работе, друзья, почитатели таланта В.А. Трифонова:  
В.А. Сенькин, директор фирмы «Камнерезы Алтая»; А.А. Кудряшов – ди-  
ректор центра «Адамант», В.М. Рычков, С.И. Рычкова, В.Т. Логинов.  
Редакционный Совет и Редакция бюллетеня «Природные ресурсы Горного  
Алтая».*

## **НЕКРОЛОГИ**

---



**7 АВГУСТА 2013 ГОДА НА 87 ГОДУ ЖИЗНИ СКОНЧАЛСЯ СТАРЕЙШИЙ  
РАБОТНИК АЛТАЙСКОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ЭКСПЕДИЦИИ,  
работавший с 1957 по 1988 год начальником партий и зам.гл. инженера АГЭ ПО Т/Б**

### **ШИЯНЬ ВАСИЛИЙ ПЕТРОВИЧ**

Василий Петрович родился 23 мая 1927 года в станице Марьянской Краснодарского края РСФСР в многодетной крестьянской семье. В судьбе его отразились все исторические повороты страны от 1930-х до 2000-х годов. Отец, Петр Яковлевич Шиянь, 1891 года рождения, мать, Анны Пантелеимоновна, 1892 года рождения, три сестры. В июне 1942 года Василий Петрович окончил 7 классов школы, а 19 августа в родные места пришли фашисты, и он оказался в оккупации. Она продлилась, к счастью, недолго – 23 февраля 1943 года фашисты были изгнаны; перед уходом увозили молодежь в Германию, Василию Петровичу удалось, спрятавшись, избежать угона. После освобождения стал работать в колхозе, сначала на разных работах, а с 1944 года – трактористом, получил бронь, потому в армию пошел только в 1948 году. Служил с 1948 по 1952 год.

В 1953 году поступил в Краснодарский нефтяной техникум на геофизическое отделение, которое закончил с отличием в 1957 году. Был направлен в Красноярский геофизический трест, а оттуда в Каменскую геофизическую экспедицию в г. Змеиногорск Алтайского края. В 1958 году Каменская экспедиция была объединена с Алтайской геофизической экспедицией. В 1950-1980-е годы страна бурно развивалась. Преодолев военную разруху, стремительно шла вперед. Требовалось молодые энергичные кадры. Василий Петрович как нельзя лучше отвечал требованиям эпохи. Высокий, по военному подтянутый, умный и общительный он быстро продвигался по служебной лестнице. Вступил в КПСС. Работал техником-геофизиком, геофизиком, начальником отряда, с 1965 года – начальником отдельной Третьяковской партии. Партия в большом объеме выполняла электроразведочные работы методами ВЭЗ и ВЭЗ-ВП на Рудном Алтае. Была в первых рядах в СССР по освоению метода ВП. Не раз, на ее базе, проводились Всесоюзные семинары и конференции, приезжали за опытом специалисты со всей страны и даже из-за границы. Повысшая квалификацию, поступил в ВЗПИ, но закончить не успел, с 4 курса вынужден уйти по состоянию здоровья. В 1968 году

Василий Петрович был переведен на должность зам. гл. инженера по т/б в экспедицию. Быстро сработался с гл. инженером Запорожским Э.Ф. и нач. экспедиции Ирликом В.А. До него в экспедиции происходило ежегодно до 15 производственных несчастных случаев, при общей численности работников в полевой период в 600-650 человек. При нем, за 4 года , удалось число несчастных случаев довести до нуля, и на этом уровне работать еще 12 лет, без травматизма и пожаров. И это при увеличении численности работающих до 800 человек. Это был лучший результат в ЗСГУ.

Проявил себя, Василий Петрович, и как активнейший общественник. Был (в разные периоды) председателем профкома, членом районного комитета народного контроля, председателем товарищеского суда, председателем народного контроля экспедиции, председателем комитета по борьбе с алкоголизмом, общественным техническим инспектором Кемеровского территориального комитета профсоюзов, редактором ежемесячной стенгазеты «Крокодил – на страже ОТ и ТБ», участником коллектива хора и драмкружка при АГЭ. Соответственно всегда поощрялся и награждался. Имеет правительственные награды: медаль в честь 100-летия со дня рождения В.И. Ленина; медаль за труд в период Великой Отечественной войны; медаль «Ветеран труда»; медали в честь 40-летия, 50-летия, 60-летия Победы в ВОВ. Награжден знаком «Отличник ВДПО». А также награждался почетными грамотами, премиями и ценными подарками Министерства геологии СССР, ВЦСПС, ЗСПГО, Кемеровского теркома профсоюзов, местного руководства и партийных органов. В коллективе экспедиции пользовался заслуженным авторитетом и уважением. Все, кто с ним работал помнят его дружеское расположение и участие, чуткое отношение, его беззлобные шутки, шумное радостное общение

В 1988 году Василий Петрович вышел на пенсию. Его общий трудовой стаж (с учетом зачета военных лет и службы в армии) достиг 56 лет. Но и на пенсии принимал активное участие в общественной жизни села.

Вместе с женой, Анастасией Ильиничной (преподавателем школы №1 в Майме и заслуженным учителем РСФСР), прожили 60ЛЕТ, вырастили двух детей: дочь Татьяну и сына Александра.

**Скорбим по поводу кончины замечательного человека. Выражаем соболезнование родным Василия Петровича. Память о нем навсегда останется в сердцах тех, кто его знал.**

*Коллективы ОАО «Алтай-Гео», «Горно-Алтайскнедра», ФГУ ТФИ по РА; Совет Ветеранов РА, Совет Ветеранов Майминского района. Редакционный Совет и Редакция бюллетеня «Природные ресурсы Горного Алтая».*



**2 МАЯ 2013 ГОДА НА 66 ГОДУ ЖИЗНИ СКОРОПОСТИЖНО СКОНЧАЛСЯ  
ГЛАВНЫЙ СПЕЦИАЛИСТ – ЭКСПЕРТ УПРАВЛЕНИЯ ПО  
НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ ПО РЕСПУБЛИКЕ АЛТАЙ**

**ЧЕБРОВ ИВАН НИКОЛАЕВИЧ**

Иван Николаевич родился 23 мая 1947 года в д. Макарово, Мантуровского района Костромской области РСФСР Союза ССР. Там же, в 1965 году, окончил школу и поступил в Красноярский институт цветных металлов, который закончил в 1970 году по специальности – геология и разведка месторождений полезных ископаемых. Получил квалификацию «Горный инженер – геолог».

Свою трудовую деятельность Иван Николаевич начал в Мурминской поисково-разведочной партии Ивановской экспедиции Красноярского геологического управления, где проработал с 1970 по 1974 годы геологом. Самостоятельно вел работы по поискам железных руд. Потом переехал в Среднюю Азию. В 1974–1975 годы работал геологом в Гиждарвинской партии Магианской геолого-разведочной экспедиции Таджикской ССР. С 1975 по 1979 годы – геолог, старший инженер Мальгузарской, Акмазарской партий Зарафшанской экспедиции объединения «Самаркандгеология».

В период с 1979 по 1982 г.г. находился в загранкомандировке в Республике Мали в должности старшего техника-геолога по оказанию технического содействия в проведении геологоразведочных и горных работ. После возвращения из загранкомандировки с 1982г. по 1984г. работал в Карманинской партии «Самаркандгеологии» старшим геологом, где проводил поисково-оценочные работы на олово.

С 1984 по 1988 годы работал старшим геологом Нерудной партии Зарафшанской экспедиции. Провел разведку месторождения карбонатных пород на щебень, составил отчет и защитил его в ГКЗ ССР. Провел поисково-оценочные работы на горючие сланцы, составил отчет. В 1988–1992 годах старший геолог, главный геолог в объединении «Самаркандгеология». Руководил поисково-разведочными работами на щебень и бут, блочный камень, кирпичное сырье, керамзитовое сырье, волластонит, кварц-полево шпатовое сырье и др. Более десяти месторождений были защищены в ТКЗ.

В 1992 году, в связи с ликвидацией СССР, переехал на Алтай. С 1992 по 1995 годы – начальник геолого-разведочного участка АО «Продек» в Республике Алтай. Осуществлял ГРР на блочный камень на месторождениях «Чичке» и «Удаловка». С 1995 по 1998 годы – главный геолог-технолог ОАО «Горно-Алтайский кирпичный завод».

С 1998 г по 2012 год. трудился в системе Министерства природных ресурсов Российской Федерации (Комитет природных ресурсов по Республике Алтай, Управление природных ресурсов и охраны окружающей среды по Республике Алтай, Федеральное Агентство по недропользованию, Управление по недропользованию РА) главным специалистом, гл. специалистом-экспертом отдела геологии и лицензирования. На этот период был назначен Председателем ТКЗ, участвовал в разработке и защите Программы ВМСБ. С 2004 года редактор, а с 2005 года – член Редакционного Совета ПРГА. Неоднократно публиковал статьи по Минерально-сырьевой базе Республики Алтай. С июня 2012 года – на пенсии.

За многолетний и добросовестный труд в геологии, где проработал сорок два года, награждался Почетными грамотами. В 2000 году награжден юбилейным знаком «300 лет горно-геологической службе России». В 2007 году, в связи с 60-летием, награжден Почетной грамотой Роснедра за многолетнюю работу, большой личный вклад в развитие минерально-сырьевой базы России.

Вместе с женой, Надеждой Федоровной, тоже геологом, вырастили двоих детей, сына Романа и дочь Александру, есть внуки.

**Выражаем искреннее соболезнование родным и близким покойного. Скорбим по поводу кончины хорошего человека. Память об Иване Николаевиче останется в сердцах тех, кто его знал!**

*Коллектив Управления по недропользованию по Республике Алтай. Коллектив ФГУ ТФИ по РА. Редакционный Совет и Редакция бюллетеня «Природные ресурсы Горного Алтая».*

## *Информация для авторов*

Горно-Алтайское региональное отделение Российского геологического общества (ГАРО-РосГеоО) выпускает периодическое производственно-научное издание – бюллетень «ПРИРОДНЫЕ РЕСУРСЫ ГОРНОГО АЛТАЯ /Геология, геофизика, гидрогеология, геоэкология, минеральные и водные ресурсы». Периодичность выпусков бюллетеня – два раза в год. Материалы публикуются бесплатно. Авторский экземпляр высылается. Предназначенные для публикации материалы не должны содержать сведения ограниченного распространения. За достоверность фактов несут ответственность авторы публикаций. Объем публикации – не более 20 страниц А4, включая таблицы, иллюстрации, список литературы.

Статьи принимаются в редакторе MS WORD, формат А4, шрифт Times New Roman, 12 пт, поля со всех сторон – 2 см. НАЗВАНИЕ СТАТЬИ – прописными буквами (жирным шрифтом, выравнивание по центру). Через строку – инициалы и фамилии авторов (жирным шрифтом, выравнивание по центру). На следующей строке – полное название организации и место ее расположения (выравнивание по центру). Через строку – основной текст (отступ первой строки абзаца – 1 см). Иллюстрации желательно представлять в форматах: рисунки – CDR, фотографии – JPEG. Через строку после окончания основного текста – слово «Литература» (отступ – 1 см, жирным шрифтом). Со следующей строки – список литературы в алфавитном порядке (отступ – 1 см). Ссылка в тексте дается в круглых скобках: указываются фамилия автора и год издания через запятую, если авторов два, то указываются обе фамилии, если более двух — фамилия первого автора и пометка „и др.“. Ссылки на несколько публикаций одного автора за один год помечаются добавлением буквы к году (1995а, 1995б). Страницы не нумеруются.

В редакцию должны представляться в электронном виде: 1) статья, полностью скомпонованная с иллюстрациями, таблицами и списком литературы; 2) каждая иллюстрация и таблица – отдельными файлами; 3) подписи к иллюстрациям – общим отдельным файлом.

В одном номере размещается не более двух статей первого автора.

Материалы для публикации отправляются по почтовому адресу (649000, Республика Алтай, г. Горно-Алтайск, ул. Улагашева 13, ФГУ ТФИ по РА, Рычкову Владимиру Михайловичу, Крупчатникову Василию Ивановичу) или по E-mail и должны включать:

- текст статьи, тщательно выверенный и отредактированный как материал, готовый к опубликованию и не подлежащий правке;
- сведения об авторах: фамилия , имя, отчество, ученая степень, место работы, должность, точный адрес для переписки, домашний и служебные телефоны, факс, электронный адрес.

Материалы принимаются в течении всего календарного года, включаются в очередной номер поступившие, соответственно, до 15 июня и 15 декабря.

Телефоны для справок: (38844) 2-11-23, 2-34-26.

E-mail: vikrup@yandex.ru, rychkoff@mail.ru



На первой странице обложки:  
У подножия Белухи  
(фото Ю. Фалалеева)

---

Подписано в печать 02.10.2013  
Формат 60 x 84/8. Печать офсетная. Усл. печ. л. 10,23  
Тираж 60 экз. Заказ № 13128

Отпечатано в типографии ИП Высоцкая Г.Г.  
649007, г. Горно-Алтайск, ул. Ленина, 199  
(8-38822)4-51-66