

# Горно- геологический журнал

научно-технический и производственный журнал



2010. №1-2 (21-22)

ISBN 9965-431-42-7



**Председателю правления АО “Костанайские минералы”,  
доктору технических наук, академику МАИН  
ЖУСУПОВУ Канату Куатжановичу!**

*Редакционная коллегия “Горно-геологического журнала” поздравляет коллектив АО “Костанайские минералы” с 45-летием.*

*Являясь единственным асбестодобывающим предприятием в Казахстане АО “Костанайские минералы” прошли сложный, трудный, но славный путь становления и развития.*

*Сырьевой базой для производства хризотил-асбеста является уникальное Джетыгаринское месторождение, которое при умелой отработке, еще долгие годы будет обеспечивать высокотехнологическое производство АО “Костанайские минералы”, чудным творением природы “горным льном”.*

*В истории развития комбината были взлеты и падения. Неизменным было одно - здесь работали профессионалы своего дела. Особенно хочется отметить последние 10 лет работы комбината, когда после продолжительного периода разлада и снижения производства в девяностые годы прошлого века к руководству пришла новая команда и с первых шагов стало ясно - это серьезно и надолго. Коллектив предприятия несмотря на множество трудностей смог выстоять, и не только восстановить производство, но и постепенно увеличить и перейти на стабильный режим работы. Это стало возможно благодаря творческому подходу и применению достижений науки и техники, нестандартных методов управления. Комбинат стал “полигоном” для многих научных разработок и исследований, являясь основателем проведения международных научно-практических конференций “Геотехнология”. Социально направленные программы выполняемые на комбинате и в городе, вселяют надежду на будущее, и наполняют гордостью людей за наш город и комбинат. Независимо работает человек в АО “Костанайские минералы” или нет - все жители Житикары ваше предприятие называют “наш комбинат”.*

*Уважаемый Канат Куатжанович, еще раз примите искренние поздравления от своих коллег. Процветания и развития Вашему предприятию, счастья и здоровья коллективу АО “Костанайские минералы”.*

*Редколлегия*



**Главный редактор**

**Н. Н. Джафаров**, доктор геолого-минералогических наук, академик НИА РК и МИА

**Зам. главного редактора**

**Ф. Н. Джафаров**, кандидат геолого-минералогических наук

**Ответственный секретарь**

**Т. М. Каскевич**

**Ученый секретарь**

**Е. В. Альперович-Ландо**, академик МАИ

**Редакционная коллегия:**

**А. Б. Бегалинов**, доктор технических наук, профессор

**О. Б. Бейсеев**, доктор геолого-минералогических наук, профессор

**С. Ж. Галиев**, доктор технических наук, профессор

**К. К. Жусупов**, доктор технических наук, академик МАИН

**Л. И. Кованова**, кандидат технических наук

**А. Р. Ниязов**, доктор геолого-минералогических наук, профессор

Учредитель - ТОО «Асбестовое геологоразведочное предприятие»

Журнал зарегистрирован Министерством культуры и информации РК 22.02.2007 г. Свидетельство о регистрации № 8109-Ж. Первичное свидетельство о постановке на учет № 3561-Ж от 04.02.2003 г.

**Адрес редакции:**

110700, г. Житикара, 4 мкр. 5«А»

Тел./факс: 8(71435) 2-22-72

E-mail: nizamid@mail.ru, asbestgrp@mosk.ru

**Литературная обработка**

**Т. Е. Каткова**

**Дизайн**

**И. Я. Хафизов,**

**Т. И. Исакова**

**Компьютерная обработка**

**С. Ляшенко**

Подписано в печать 30.05.2010.  
Формат 84X108.1/8 Бум. офсетная.  
Уч.-изд. л. 7,0. Тираж 500 экз.  
Заказ №

ISBN 9965-431-42-7

© ТОО «Асбестовое геологоразведочное предприятие», 2010

Отпечатано в ТОО «Принт-С»,  
г. Алматы, ул. Ибрагимова, 1

**БЕКМАГАМБЕТОВ Б. И.**

О ПЕРСПЕКТИВАХ СОЗДАНИЯ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ ПРОИЗВОДСТВА РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В СЕВЕРНОМ КАЗАХСТАНЕ (Республика Казахстан).....3

**СТЕПАНЕЦ В. Г.**

О ПРИРОДЕ СПИЛИТОВЫХ МАГМ (Германия).....6

**ДЖАФАРОВ Н. Н., ДЖАФАРОВ Ф. Н.**

ГЕОЛОГО-ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ХРИЗОТИЛ-АСБЕСТА КАЗАХСТАНА (Республика Казахстан).....24

**ШИ ЦЗЯНЬМИНЬ, ХУ СИНЬ, ЛИ ЮЧЖУ**

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ, МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАССИВА ГОРНБЛЕНДИТОВОГО ГАББРО (Китай).....33

**АБДУЛЛАЕВ Ф. Ф., ТАХМАЗОВА Т. Г.**

ЗОНЫ РОССЫПНОГО ЗОЛОТА НА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОМ СКЛОНЕ МАЛОГО КАВКАЗА (Республика Азербайджан).....42

**АЛЬПИЕВ Е. А.**

СТАДИЙНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЗОЛОТА В РУДАХ СКАРНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЧАТКАЛЬСКОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ (НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БОЗЫМЧАК) (Республика Кыргызстан).....45

**БЕЙСЕЕВ А. О.**

ВЕТЕРИНАРНАЯ МИНЕРАЛОГИЯ КАК НОВОЕ НАПРАВЛЕНИЕ В МИНЕРАЛОТЕРАПИИ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ ЖИВОТНЫХ И ПЕРСПЕКТИВЫ ЕЕ РАЗВИТИЯ В КАЗАХСТАНЕ (Республика Казахстан).....51

**ЮБИЛЕЙНЫЕ ДАТЫ**

Александр Ивановичу Ивлеву - 80 лет.....63  
Александр Тарасовичу Евлампьеву - 75 лет.....64





**Editor**

**N. N. Jafarov**, dr. of geological sciences, academician NEA RK and IEA

**Co-editor**

**F. N. Jafarov**, candidate of geological sciences

**Secretary**

**T. M. Kaskevitch**

**Secretary of sciences**

**E. V. Alperovitch-Lando**, academician IAI

**Editorial board:**

**A. B. Begalinov**, dr. of technical sciences, professor

**O. B. Beiseyev**, dr. of geological Sciences, professor

**S. G. Caliev**, dr. of technical sciences, professor

**K. K. Zhusupov**, dr. of technical sciences, academician IAI

**L. I. Kovanova**, candidate of technical sciences

**A. R. Niyazov**, dr. of geological Sciences, professor

*The magazine is registered in the Ministry of Culture, Information and Publik Consent of the Republik of Kazakhstan.*

*Certificate of registration № 8109-Ж dated 22.02.2007*

*Address of editorial office:  
5 "A" house, microdistrict 4  
Zhitikara Kostanai Region, 110700  
Republik of Kazakhstan  
Tel./fax: 8(71435) 2-22-72  
E-mail: [nizamid@mail.ru](mailto:nizamid@mail.ru),  
[asbestgrp@mosk.ru](mailto:asbestgrp@mosk.ru)*

**Literature processing**

**T. E. Katkova**

**Design**

**I. Y. Hafizov,**

**T. I. Issakova**

**Computer processing**

**S. Lyashenko**

ISBN 9965-431-42-7

© "Asbestos Geological prospecting enterprise" LTD, 2010

**BEKMAGAMBETOV B. I.**

**ABOUT PROSPECTS OF CREATION OF A MINERALRAW MATERIAL BASE OF RARE EARTH ELEMENTS PRODUCTION IN NORTHERN KAZAKHSTAN.....3**

**STEPANETS V. G.**

**ON NATURE OF SPILITIC MAGMA.....6**

**JAFAROV N. N., JAFAROV F. N.**

**GEOLOGICAL-MINABLE TYPES OF CHRYSOTILE ASBESTOS DEPOSITS OF KAZAKHSTAN.....24**

**SHI JIANMIN, HU XIN, LI YOUZHU**

**PETROGRAPHY, MINERALOGY AND GEOCHEMISTRY CHARACTERISTICS OF THE MASSIF OF HORNBLENDE GABBRO IN SHILIN FOREST FARM, YICHUN CITY, HEILONGJIANG PROVINCE OF CHINA.....33**

**ABDULLAYEV F. F. , TAHMAZOVA T. H.**

**PLACER GOLD ZONES ON NORTH-EASTERN MOUNTAINSIDE OF SMALL CAUCASUS.....42**

**ALPIEV Ye. A.**

**STAGES OF FORMATION AND PECULIARITIES OF GOLD DISTRIBUTION IN ORES OF SKARN DEPOSITS OF CHATKALSKAYA METALLOGENIC AREAAS AN EXAMPLE OF BOZYMCHAK DEPOSIT.....45**

**BEISEYEV A. O.**

**VETERINARY MINERALOGY AS A NEW DIRECTION IN MINERAL THERAPY OF FARM ANIMALS AND PROSPECTS OF ITS DEVELOPMENT IN KAZAKHSTAN.....51**

**ANNIVERSARIES**

**Aleksandr Ivanovich Ivlev.....63**

**Aleksandr Tarasovich Evlampiev.....64**



## О ПЕРСПЕКТИВАХ СОЗДАНИЯ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ ПРОИЗВОДСТВА РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В СЕВЕРНОМ КАЗАХСТАНЕ

**Б. И. БЕКМАГАМБЕТОВ**, *руководитель МД «Севказнедра»,  
г. Кокшетау, Республика Казахстан*

Мақалада сирек кездесетін элементтердің қолдану салалары, Солтүстік Қазақстанда оларды өндіруге қажет минералды-шикізат негізін құру туралы мәселелер қаралынған.

В статье рассматриваются области применения редкоземельных элементов, перспективы создания минерально-сырьевой базы производства редкоземельных элементов в Северном Казахстане.

Ranges of rare earth elements' application, prospects of creation of mineral raw material base of rare earth elements production in Northern Kazakhstan are considered in this article.

Редкоземельные элементы (РЗЭ) занимают по совокупности 17 место в периодической системе; из них 15 «классические»; лантан и 14 лантаноидов: церий, празеодим, неодим, прометий, самарий, европий, гадолиний, тербий, диспрозий, гольмий, эрбий, тулий, иттербий, лютеций. К РЗЭ причисляют еще скандий и иттрий.

«Земли» - термин из старинного арсенала химиков. Обычно так называли оксиды металлов со специфическими свойствами. Эпитет «редкие» свидетельствовал, что подобные земли – нечастые гости в земных минералах. Правда, много лет спустя оказалось, что на самом деле РЗЭ принадлежат скорее к элементам средней распространенности в земной коре.

Благодаря удивительному химическому сходству все РЗЭ в значительной степени концентрируются в одних и тех же минералах и рудах, хотя содержание их в разных природных объектах может заметно различаться.

Основные промышленные источники редкоземельных элементов в месторождениях мира три минерала - бастнезит, монацит и ксенотим. Бастнезит входит в редкоземельные руды коренных месторождений, монацит и ксенотим присутствуют в качестве второстепенных компонентов в титан-циркониевых, оловоносных и других россыпях. В Китае важным источником иттрия и иттриевых лантаноидов являются так называемые «ионные руды» - глины кор

выветривания гранитоидов, содержащие легко выщелачиваемые редкоземельные металлы в ионно-сорбированной форме. Важным источником иттрия (около 10 % мировой добычи) являются отходы уранового производства на месторождении Эллиот-Лейк (Канада). В России главными промышленными редкоземельными минералами являются лопарит (30-36 %  $TR_2O_3$ ) и апатит (1 %  $TR_2O_3$ ). Перспективными источниками РЗЭ могут быть также черчит, рабдофанит, эвдиалит, редкоземельный крандаллит.

Ресурсы редкоземельных элементов в мире превышают 210 млн.т. Более 41% мировых запасов РЗЭ сосредоточено в Китае, около 18% в России, 12% в США.

Редкоземельные элементы в Казахстане производятся из привозного сырья – сплава хлоридов, получающихся при хлорировании лопаритов, а также попутно при переработке собственных урановых руд.

Редкоземельные элементы применяются как в виде смешанного металла, так и в виде индивидуальных металлов, сплавов и оксидов.

Химическая активность их (большое сродство с кислородом) используется для раскисления, дегазации и модификации чугунов, которые приобретают свойства, близкие к свойствам стали. Они улучшают свойства и структуру самой стали. Оксид церия широко применяется для шлифовки кинескопов.



В последние годы расширяется использование индивидуальных редкоземельных металлов в качестве катализаторов. Наиболее быстрорастущими областями являются применение самария и неодима для производства постоянных магнитов, в 10 раз превосходящие по магнитной энергии; используемые в качестве люминофоров для цветного телевидения, применяются для производства керамических материалов, лазеров, дисплеев, сплавов с высокой магнитострикцией и др.

Для того, чтобы не отстать от передовых стран и войти в число 50-ти конкурентоспособных стран мира, нужно усилить геолого-разведочные работы на РЗЭ, а где они разведаны – приступить к добычным работам.

На территории деятельности нашего департамента (МТД «Севказнедра») силами нескольких поколений геологов установлено несколько проявлений: Кундыбайское, Акбулакское, Талайрыкское и Сырымбетское рудное поле, которые до сих пор не разрабатываются, хотя на двух месторождениях – Кундыбайское и Сырымбетское есть недропользователи.

В Кокшетауском рудном районе имеются значительные запасы апатита. Извлечение элементов редких земель из апатитосодержащих концентратов освоено промышленностью, особенно в России.

Состав редкоземельных элементов в апатитах Кокшетауского рудного района близок к таковому в апатитах Кольского полуострова. Средний состав, рассчитанный из восьми анализов апатита, показывает, что преобладают церий (48,1 %), лантан (28,1 %), неодим (14,6 %), иттрий (6 %).

Месторождения с балансовыми запасами в Костанайской области отсутствуют, но известно несколько рудопроявлений, предварительно оцененных как промышленно интересные. Ими являются Кундыбайское и Северо-Кутюхинское в Житикаринском районе, Талайрыкское и Акбулакское в Амангельдинском. Все они открыты для инвестиций, кроме Кундыбайского.

Кундыбайское месторождение локализуется в структурной коре выветривания мезозойского возраста, развитой по метаморфическим породам (амфиболиты, гнейсы, сланцы) вдоль западного экзоконтакта Шевченковского ультраосновного массива. Право на использование недр принадлежит АО «Кундыбай».

Рудоносная кора выветривания в виде узкой полосы прослеживается на 10 км при ширине 2 км. Мощность ее изменяется от 10 до 70 м. В строении коры выветривания выделяется три зоны: дезинтеграции, каолиновая и охристо-гиббсит-каолиновая. Основными породообразующими минералами руд являются ильменит, лейкоксен, рутил, гиббсит, каолинит, турмалин и др.; редкие земли содержат – черчит, рабдофанит, бастнезит, ксенотим, монацит. Среднее содержание их в коре выветривания колеблется в пределах 0,04-0,3 %, в среднем по рудопроявлению 0,11 %. Самым распространенным минералом руд является черчит, содержание которого достигает 6 кг. Черчит характеризуется комплексным составом лантаноидов с преобладанием иттриевой группы, представленной гадолинием, диспрозием, гольмием, эрбием и европием. На долю иттрия приходится до 70 % от общего содержания лантаноидов.

В составе рудопроявления условно выделены два обособленных участка и по две залежи на каждом из них. Размеры залежей достигают 1500 x 400 м. Мощность руд по ним изменяется от 3 до 26 м, в среднем 11 м.

Подсчитанные по нескольким вариантам бортового содержания редких земель запасы колеблются от 1332 до 26 985 т, а черчита и ильменита-соответственно 146-581,8 и 501-2 710 т при средних содержаниях 0,412-1,268 и 2,51-4,48 кг/т.

Технология извлечения редких земель из рудоносной коры выветривания разрабатывалась в лабораторных условиях. Она предусматривает спекание с серной кислотой, сернокислотное выщелачивание, фильтрацию сернокислотного раствора с редкими землями и его экстракцию аминами. АО «Кундыбай» проводит научно-исследовательские работы по уточнению технологии переработки руд и разведочные в целях определения геолого-морфологических параметров рудопроявления.

Северо-Кутюхинское рудопроявление находится западнее г. Житикары. Оруденение приурочено к корам выветривания гранитоидов и гранито-гнейсов и занимает площадь около 5 км<sup>2</sup>. В ее пределах выделяются аномальные ореолы с содержанием иттрия и других редкоземельных элементов от 0,008 до 0,08 % первого, примерно в таких же количествах лантана и на порядок ниже иттербия. Среднее содержание оксида редких



земель по рудопроявлению 0,12 %, прогнозные ресурсы ее оцениваются первыми тысячами тонн.

Мощность рудоносных кор варьирует в пределах 3-12 м и в среднем составляет 6 м. Рудные минералы те же, что в кундыбайских рудах, и содержание их порядка 0,84 кг/т.

Акбулакское рудопроявление расположено в 35 км к юго-западу от г. Аркалыка. Оно тяготеет к юго-восточному эндоконтакту Акжарского массива и локализуется в корях выветривания грейзенизированных гранито-гнейсов.

В составе рудопроявления выделено три участка: Центральный (наиболее изученный), Северный и Южный. Размеры Центрального участка имеют длину в среднем 2,2 км и ширину 0,55 км. Средние мощности рудоносной коры выветривания и покровных отложений составляют соответственно 13,2 и 13 м. Среднее содержание оксида иттрия по рудопроявлению достигает 272 г/т, сумма окислов редких земель – 790 г/т. Кроме редких земель в руде установлены в промышленных концентрациях олово, серебро, ниобий, галлий, литий.

На флангах рудопроявления выделены три перспективных участка размерами от 0,25x2,3 до 0,3x4,4 км. Мощность руды по ним колеблется в пределах 8 - 15,1 м. Средние содержания оксида иттрия и суммы редких земель равны соответственно 244 - 268 и 590 - 1012 г/т.

Запасы оксида иттрия и суммы оксидов редких земель подсчитаны по следующим параметрам: бортовое содержание оксида иттрия 100 г/т, минимальная мощность руд – 3 м, максимальная мощность 6 м. Подсчитанные запасы отнесены к категории С<sub>2</sub> и составили 7850 т оксида иттрия и 22 810 т суммы оксидов РЗЭ.

По результатам лабораторных технологических исследований, проведенных в Целинном горно-химическом комбинате на пробе весом 230 кг, сделано заключение о технологичности руд. Общее извлечение редкоземельных элементов при использовании в процессе выщелачивания соляной кислоты 62 %, азотной 94 %.

Талайрыкское рудопроявление находится в 80 км южнее Акбулакского. Вмещающими отложениями рудопроявления являются также коры выветривания, развитые по грейзенизированным гранито-гнейсам, слагающим Соуктальский массив.

В составе рудопроявления поисково-оценочными работами оконтурено одно рудное тело площадью 2 км<sup>2</sup> при бортовом содержании оксида иттрия 100 г/т. Средние параметры оруденения таковы: мощность 19,46 м, покров 7,38 м, содержание оксида иттрия 169 г/т и суммы оксидов редкоземельных элементов 617 г/т. Запасы полезных компонентов подсчитаны по параметрам, принятым для подсчета на Акбулакском рудопроявлении. Подсчитанные запасы из-за слабой изученности геолого-морфологических особенностей рудопроявления квалифицируются как прогнозные ресурсы. Они составили для оксида иттрия 4,2 тыс. т, для оксидов РЗЭ 15,7 тыс. т.

В лабораторных условиях разработана предварительная схема обогащения руд, позволяющая при серно-кислотном выщелачивании извлекать до 80,5 % иттрия и 91-94 % суммы редких земель.

Для создания минерально-сырьевой базы производства редкоземельных элементов в Северном Казахстане открываются большие перспективы, но для этого нужно увеличение финансирования геолого-разведочных работ на эти элементы, что скажется и на открытии новых месторождений.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Адамьян Н. Х., Бекмагамбетов Б. И., Дейнека В. К. и др. Геологической службе Северного Казахстана 50 лет. Костанай, 2001. 200 с.
2. Фондовые материалы МТД «Севказнедра».



УДК 552.3

## О ПРИРОДЕ СПИЛИТОВЫХ МАГМ

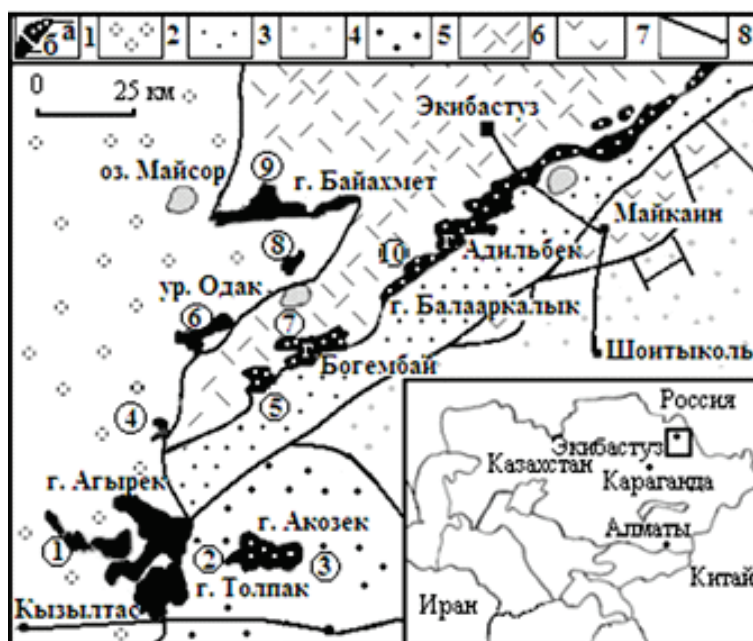
**В. Г. СТЕПАНЕЦ**, доктор естественных наук,  
Вильгельмсхафен, Германия,  
[wladimir@stepanez.de](mailto:wladimir@stepanez.de)

Спилит-офиолиттер геохимиялық мамандыруның негізінде спилиттік магмалар хлор флюидтермен қанық астеносфералық мантияның флюид-магматикалық ажыратым процессінде құрылады деп қорытынды жасалады.

На основе геохимической специализации спилит-офиолитов делается заключение, что спилитовые магмы образуются в процессе флюидно-магматической дифференциации астеносферной мантии, насыщенной флюидами хлора.

*It is possible to conclude on the basis of geochemical specialization of spilite-ophiolites that spilite magma formed in process of magmatic differentiation of the asthenospheric mantle sated with fluids rich in chlorine.*

С позиции тектоники плит в зонах субдукции магматические и метаморфические процессы обусловлены многообразным фракционированием элементов в системе океаническая кора – астеносферная мантия.

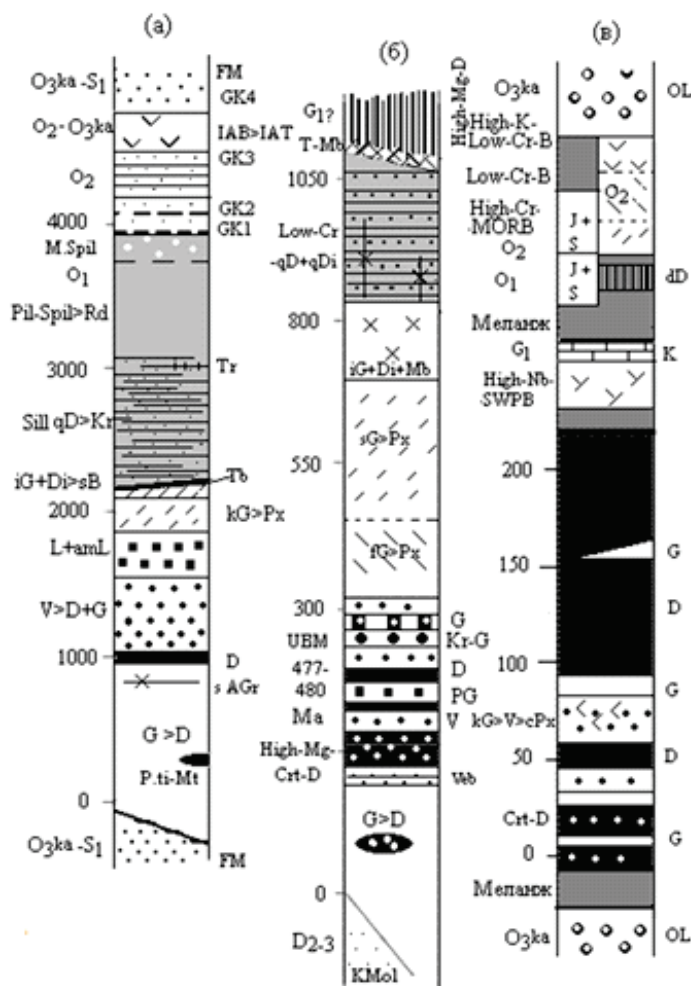


**Рис. 1.** Схема тектонического районирования нижнепалеозойских отложений северо-востока Центрального Казахстана: 1 – офиолитовые покровы: а – преддуговых бассейнов, б – задуговых спрединговых бассейнов; 2-4 – тектонические покровы с флюидно-молассовым типом разреза: 2 – Шакшанский ( $O_2sa-S_1$ ), 3 – Ангресорский ( $O_3sa-S_1$ ), 4 – Восточно-Майкаинский ( $O_3sa-S_1$ ); 5 – Баянаул-Акшатауская структурно-формационная зона ( $O_3as-S_1$ ) с системой паравтохтонов; 6-7 – покровы вулканических комплексов: 6 – Кендыктинский ( $O_1-O_3ka$ ), 7 – Майкаинский ( $G?-O_2$ ); 8 – границы тектонических покровов. Цифрами в кружках обозначены офиолитовые покровы: 1 – Агырек-Костгомбайский, 2 – Толпакский, 3 – Караулчекинский паравтохтон, 4 – Бурунчикинский, 5 – Жаксы-Богембайский, 6 – Одакский, 7 – Жаман-Богембайский, 8 – Кулбалдинский, 9 – Майсорский, 10 – Ангресорский

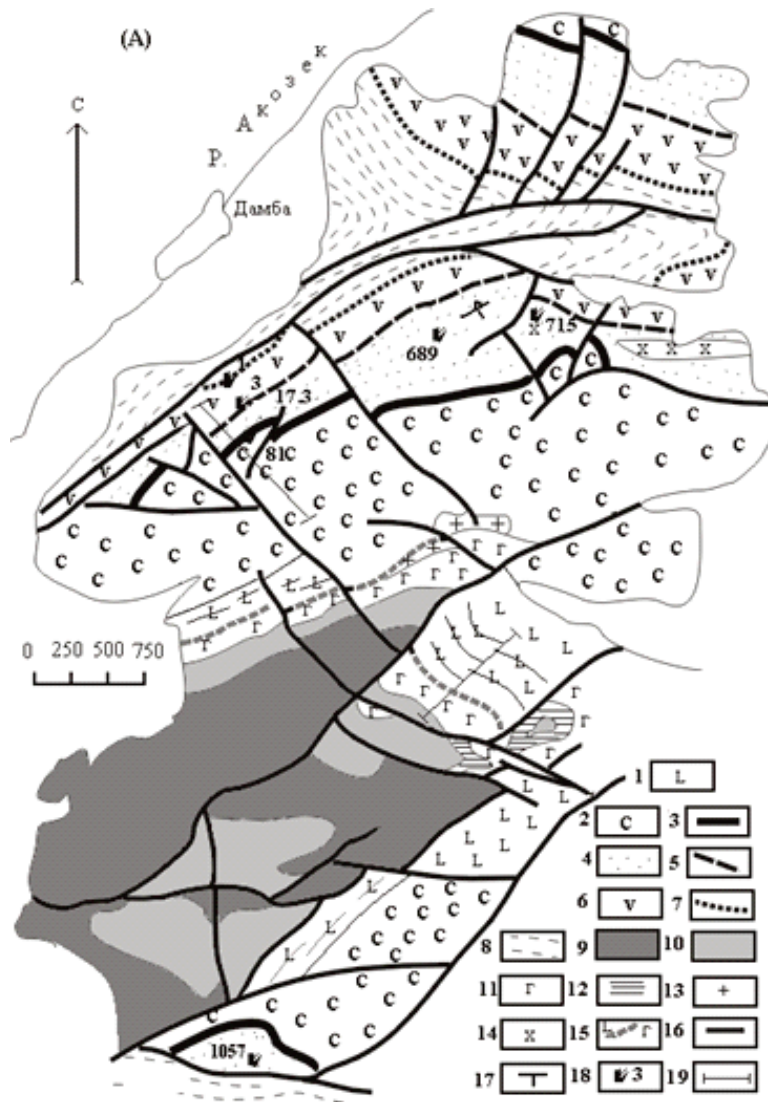


Эти процессы были изучены на примере надсубдукционных офиолитов массивов Толпак, Караулчеку и Майсор Центрального Казахстана (рис. 1). Спилиты являются составной частью спилит-диабазовой формации, нередко входят в состав офиолитовых комплексов [1]. В пределах

поздних каледонид Центрального Казахстана выходы пород спилит-диабазовой формации известны в фундаменте вулканогенно-флишоидно-молассовых преддуговых прогибов (рис. 2, а), задуговых бассейнов, в составе офиолитовых меланжей (рис. 2, б, в).



**Рис. 2.** Реконструированные схематические разрезы офиолитов северо-востока Центрального Казахстана: а – Караулчекинского паравтохтона; б – аллохтона Центральный Толпак (северных отрогов гор Толпак); в – Майсорского аллохтона; породы: G – гарцбургиты, D – дуниты, high-Mg-Crt-D – дуниты, содержащие горизонты рудных высокомагнезиальных хромитов, V – верлиты, L – лерцолиты, amL – амфиболовые лерцолиты, Veb – вебстериты, P.ti-Mt – подиформные залежи титаномagnetитов, kG – кумулятивные габбро, iG – изотропные габбро, Di – диориты, микродиориты, Px – пироксениты, qD – кварцевые диабазы, Kr – кератофиры, B – low-Fe караулчекиты и родственные им породы, high-Mg-D – высокомагнезиальные диабазы, AgGr – калиевые микрограниты, Tr – трондjemиты и плагиограниты, Pil-Spil – пиллоу-спилиты, MSpil – миндалекаменные спилиты, IAB – островодужные известково-щелочные вулканыты, IAT – островодужные толеитовые базальты, high-Nb-SWPS – высококобальтовые аналоги базальтов юго-западной части Тихого океана, high-Cr-B – высокохромистые базальты, low-Cr-B – низкохромистые базальты, high-K/low-Cr-B – высококалийевые и низкохромистые базальты, Rd – риодациты, J – яшмы, S – силициты, K – известняки; горизонты с конодонтами (GK): 1 – яшмы, 2 – силициты, 3 – туфоалевролиты, 4 – туфопесчаники; OL – олигостромовые отложения; FM – флишоидно-молассовые отложения; KMol – континентальная моласса; Tb – тектонические брекчии; s – силлы; d – дайки



**Рис. 3.** Геологическая схема северо-западной части паравтохтона Караулчеку (координаты центра участка 50.8° с. ш., 74.8° в.д.), по В. Г. Степанцу, Л. Л. Герману, М. З. Новиковой, с изменениями и дополнениями автора.

1,2 – спилит-диабазовая караулчекская формация (O<sub>1</sub>): 1 – пластинчатые кварцевые диабазы; 2 – пиллоу-спилиты, в низах разреза спилитов встречаются редкие потоки риодацитов и силлы миндалекаменных кварцевых диабазов, в верхах миндалекаменные пиллоу-спилиты содержат линзы железистых яшм; 3-7 – акозекская свита: 3-5 – пестрая толща (O<sub>2</sub>dp-O<sub>2</sub>da<sub>1</sub>): 3 – базальные яшмы с конодонтами O<sub>2</sub>dp, вероятно, зона P. navis, в кровле коноднты O<sub>2</sub>da<sub>1</sub>, 4 – дацитовые пепловые туфы, кремнистые туффиты и пласты яшм с конодонтами O<sub>2</sub>da<sub>1</sub>; 5 – песчаники; 6,7 – вулканогенная толща (O<sub>2</sub>da<sub>3</sub>-O<sub>3</sub>sa<sub>1</sub>): 6 – островодужные Орх-Срх-Pl андезибазальты и их туфы, 7 – кремнистые алевролиты с конодонтами O<sub>3</sub>sa-ka<sub>1</sub>; 8 – зеленоцветные флишоиды кошиакозекской свиты (O<sub>3</sub>ka-S<sub>1</sub>); 9-13 – надсубдукционные мафит-ультрамафиты: 9 – истощенные гарцбургиты, реже дуниты с подиформными залежами магнетитов, 10 –кумулятивные верлиты, дуниты, лерцолиты, роговообманковые и плагиоклазовые лерцолиты, пироксениты. В строении разреза намечается следующая генеральная зональность: в нижней части разреза преобладают верлиты, реже встречаются дуниты, в верхах распространены лерцолиты. Лерцолиты, как правило, характеризуются шаровой отдельностью, реже отмечаются массивные разновидности; 11 – габбро-нориты, диориты и одиночные силлы low-Fe долеритов и high-Mg лейкограниты, 12 – пироксениты, 13 – плагиограниты и трондъемиты. Маломощные тела плагиогранитов и трондъемитов проникают в подошву спилитов и, в свою очередь, прорваны low-Fe долеритами и содержат редкие ксенолиты габброидов и диоритов; 14 – среднеордовикские сиениты; 15 – доорогенные тектонические брекчии; 16 – тектонические разрывы; 17 – элементы залегания; 18 – места обнаружения конодонтов и их номера; 19 – места отбора проб на палеомагнитные исследования



Как свидетельствует анализ литературных данных, выполненный Р. Колманом [1], большинство петрологов рассматривают генезис спилитов с позиции термального метаморфизма «нормальных» магматических базальтов. Однако Г. Амштутц [2], ссылаясь на наличие первичных магматических структур в спилитах, доказывал существование первичных спилитовых магм.

Породы спилит-диабазовой формации характеризуются крайне низкими концентрациями когерентных элементов (Ni, Co, Cr, V) и магния; такое распределение элементов в дифференцированных вулканитах Д. А. Пирс с соавторами [3] объясняют примитивным повторным плавлением астеносферной мантии, вызывающим обширную кристаллизацию мафических фаз.

Возможность существования спилитовых магм и причины плавления астеносферной мантии исходя из состава клинопироксенов, шпинелидов, петрогеохимических особенностей спилитов, кварцевых диабазов и ассоциирующих с ними мафит-ультрамафитов будет рассмотрена на примере офиолитов северо-востока Центрального Казахстана.

Наиболее полно петрогеохимический состав пород спилит-диабазовой формации автором был изучен в пределах паравтохтона Караулчеку (рис. 3).

### Петрография

Спилиты – афировые, олигофировые, реже порфиоровые породы; массивные, однородные, иногда имеют подушечную отдельность

(образования до 1,5 м), их потоки, как правило, мощные, до 150 м. Упаковка подушек и шаров в потоках очень плотная. Структура основной массы спилитовая, состоит из мелких лейст и сростков, иногда сноповидных, идиоморфных фенокристаллов сосюритизированного основного плагиоклаза (25%), замещенного хлоритом и актинолитом, и, как правило, неизмененного клинопироксена (5%), стекло девитрифицировано, замещено бледно-зеленым хлоритом, лейкоксеном, эпидотом. Вкрапленники клинопироксена, представлены высоконатриевым авгитом (табл. 1). Ядерные части подушек раскристаллизованы до вариолитов.

Миндалекаменные спилиты содержат многочисленные (15%) мелкие (0,1 см) миндалины, выполненные хлоритом, эпидотом, кварцем и карбонатом. Аксессуары – титаномагнетит, сфен, в искусственном шликсе обнаружены единичные кристаллы циркона.

Кварцевые диабазы характеризуются диабазовой, габбро-диабазовой и лепидобластовой структурами; текстуры такситовые, градационно-слоистые, реже массивные. Альбитизированный, окварцованный и серицитизированный плагиоклаз образует узкие вытянутые лейсты, реже он имеет таблитчатые формы. Основная масса представлена хлоритом, эпидотом, кварцем, лейкоксеном и магнетитом. Более раскристаллизованные участки, принимаемые ранее за зоны закалки, сложены афировыми разновидностями лейкоксенизированного, сосюритизированного, хлоритизированного агрегата.

Таблица 1. Петрохимический состав клинопироксенов, спилитов и кварцевых диабазов караулчекинской формации (сил. пр. 861-20)

| № пробы | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO    | MnO   | MgO    | CaO    | Na <sub>2</sub> O |
|---------|------------------|------------------|--------------------------------|--------|-------|--------|--------|-------------------|
| 861-1   | 53,646           | 0,422            | 3,983                          | 15,575 | -     | 13,761 | 11,036 | 0,858             |
| 819-19  | 52,685           | 0,478            | 4,604                          | 17,098 | 0,384 | 12,444 | 11,623 | 0,462             |
| 861-20  | 53,761           | 0,389            | 3,726                          | 15,651 | -     | 13,628 | 11,474 | 0,832             |
| -       | 53,919           | 0,558            | 4,129                          | 14,804 | -     | 14,142 | 11,368 | 0,737             |

*Примечание.* Составы клинопироксенов определены в МГУ на электронном микроскопе Cam. Scan. -4DV с энергомикроанализатором Link при содействии М. З. Новиковой.

**Петрогеохимическая специализация**

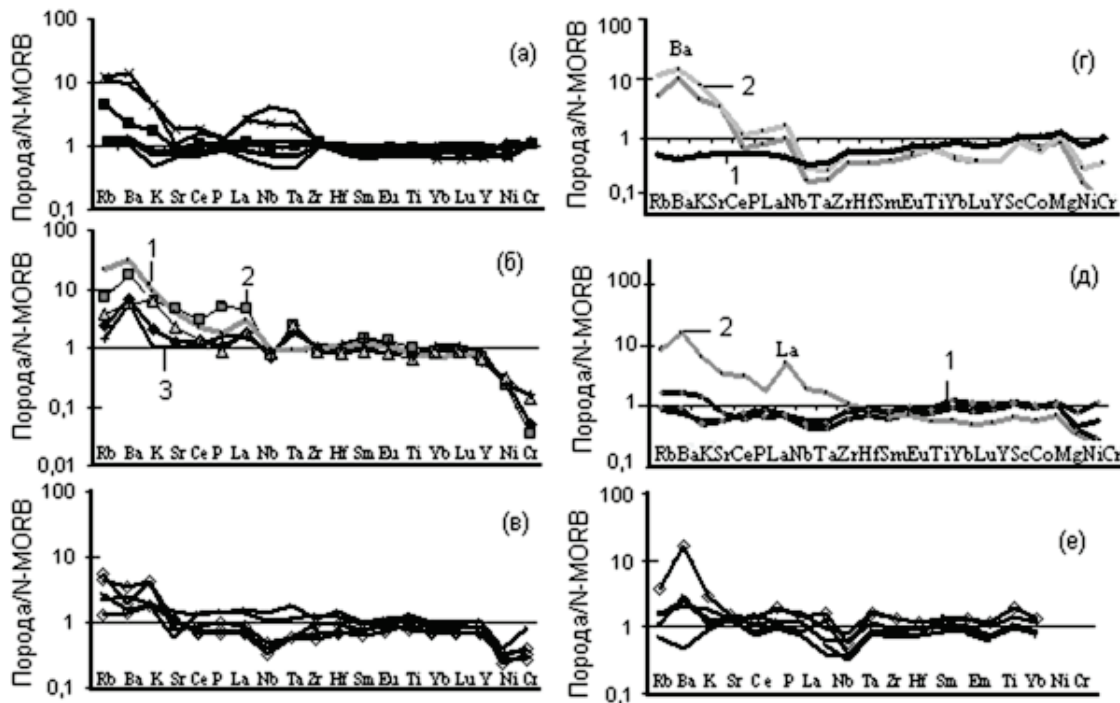
Спилиты и кварцевые диабазы пересыщены  $SiO_2=50,72-60,50$  мас.%,  $Na_2O < 6,64$  мас.%, слабо обогащены  $TiO_2=0,80-1,66$  мас.%,  $Y=18-30$  г/т и образуют смешанный ряд между low-K ( $K_2O < 0,5$  мас.%) и med-K ( $K_2O=0,5-0,84$  мас.%) вулканитами (табл. 2). Для обеих групп пород характерны низкие содержания Co, Ni, Cr, Sc, что указывают на высокую степень дифференциации исходной магмы ( $D_i=69,5-85,9$ ). Распределение элементов с высокозаряженными ионами (HFSE) относительно устойчиво и не зависит от роста кремнезема.

Low-K и med-K спилиты соответствуют корунд-нормативным породам с высоким содержанием  $H_2O$ . Med-K спилиты относительно low-K обогащены элементами с крупными радиусами (LILE-Rb, Ba, Sr, Ce, La) и редкоземельными элементами (REE-Sm, Eu), а HFSE - Ta, Zr, Hf, Eu, Tb, Y, Yb, исключая P, практически одинаковы

(рис. 4, б). С ростом концентрации калия в спилитах понижается  $MgO=4,13-1,95$  мас.%,  $Fe_2O_3=7,61-11,26$  мас. % преобладает над  $FeO=1,68-3,23$  мас. % и изменяются отношения LILE/HFSE/REE.

Отношение La/Ta устойчиво растет от low-K спилитов к med-K соответственно от 12 до 38, также повышаются La/Yb от 1,4 до 5, Ti/Hf от 1820 до 5080, Ce/Yb от 3 до 10, Sr/Y от 3 до 25, La/Nb от 2,3 до 7,6, однако Ta/Yb (0,08-0,14) и Ba/La (12,7-16,4) относительно постоянны.

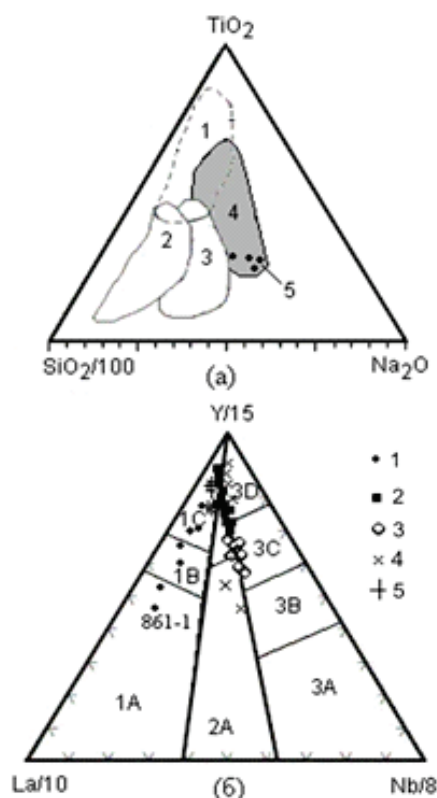
Low-K и med-K спилитам характерен максимум Ba на фоне фракционирующих Rb, K и резко выраженный минимум Nb по отношению к La и Ta (рис. 4, б). Кварцевые диабазы гиперстен-нормативные породы – по содержанию калия также подразделяются на low-K и med-K ( $K_2O=0,50-0,75$  мас. %), однако в них с повышением калия не отмечается рост Ce, La, Sm, Eu и отсутствует четко выраженный максимум Ba. Отношения La/Ta=13, Ba/La=10 и концентрации REE и HFSE эквивалентны low-K спилитам.



**Рис. 4.** Спайдерграммы, нормированные к N-MORB по [4]: а – базальтовые стекла Чилийского рифта [5]; б – островодужные вулканиты [5]; 2,б – med-K спилиты и 3,б – low-K спилиты караулчекинской формации [6]; в – базальты Новой Зеландии [7]; г – вулканиты задугового бассейна Манус: 1 – восточного рифта, 2 – трансформной зоны; д – базальты центральной спрединговой зоны задугового бассейна Манус: 1 – начальной стадии, 2 – поздней стадии рифтогенеза [5]; е – базальты задугового бассейна Лау [9].



**Рис. 5.** а – положение составов клинопироксенов на диаграмме  $\text{SiO}_2/100\text{-TiO}_2\text{-Na}_2\text{O}$  [10] спилитов караулчекинской формации. Поля составов клинопироксенов: 1 – базальтов срединно-океанических хребтов, 2 – бонинитов, 3 – толеитов, 4 – базальтов задуговых бассейнов; 5 – фигуративные точки спилитов; поле составов клинопироксенов базальтов задуговых бассейнов ооконтурено по: [7, 9, 10, 11]; б – диаграмма  $\text{La}/10\text{-Y}/15\text{-Nb}/8$  [9]: 1 – спилиты караулчекинской формации [6]; 2 – базальты офиолитов Новой Каледонии и 3 – задуговые базальты Новой Зеландии [7]; 4 – базальты Чилийского рифта [5]; 5 – базальты задугового бассейна Лау [9]; поля составов пород [7], 1 – островодужные вулканисты: 1А – известково-щелочные базальты, 1В – переходные поля от 1А к 1С, 1С – островодужные толеиты; 2А – континентальные базальты, 2В – задуговые базальты; 3 – океанические базальты: 3А – базальты океанических островов, 3В, С – обогащенные базальты срединно-океанических хребтов, 3D – нормальные базальты срединно-океанических хребтов



**Таблица 2. Содержания петрогенных окислов (мас. %), микроэлементов (г/т), а также нормативный минеральный состав спилитов и кварцевых диабазов (734-18, 861-20) караулчекинской формации**

| № пробы                 | 861-1 | 861-6 | 861-8 | 861-11 | 861-16 | 861-19 | 734-18 | 861-20 |
|-------------------------|-------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Н/п                     | 1     | 2     | 3     | 4      | 5      | 6      | 7      | 8      |
| $\text{SiO}_2$          | 56,14 | 56,77 | 52,03 | 54,20  | 51,94  | 55,27  | 54,40  | 52,48  |
| $\text{TiO}_2$          | 1,10  | 1,27  | 1,02  | 1,66   | 1,10   | 1,22   | 0,80   | 0,95   |
| $\text{Al}_2\text{O}_3$ | 15,40 | 18,36 | 15,71 | 15,76  | 15,03  | 14,47  | 15,60  | 15,87  |
| $\text{Fe}_2\text{O}_3$ | 11,26 | 3,36  | 3,64  | 8,56   | 5,52   | 5,88   | 4,28   | 6,04   |
| $\text{FeO}$            | 1,68  | 4,80  | 6,26  | 3,23   | 7,98   | 6,23   | 5,69   | 5,52   |
| $\text{MnO}$            | 0,12  | 0,14  | 0,24  | 0,16   | 0,71   | 0,16   | 0,1    | 0,15   |
| $\text{MgO}$            | 2,25  | 2,78  | 5,18  | 3,98   | 4,95   | 3,68   | 5,59   | 4,88   |
| $\text{CaO}$            | 2,93  | 1,57  | 4,08  | 4,39   | 2,51   | 3,34   | 6,81   | 5,02   |
| $\text{Na}_2\text{O}$   | 5,04  | 6,68  | 4,68  | 3,64   | 3,70   | 4,50   | 3,52   | 4,76   |
| $\text{K}_2\text{O}$    | 0,72  | 0,10  | 0,24  | 0,50   | 0,24   | 0,16   | 0,75   | 0,48   |

Продолжение табл. 2

|                               |       |       |       |        |       |       |       |       |
|-------------------------------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | 0,55  | 0,20  | 0,12  | 0,54   | 0,12  | 0,17  | 0,11  | 0,12  |
| П,п,п,                        | 2,20  | 2,96  | 5,82  | 3,49   | 5,32  | 4,07  | 1,53  | 2,68  |
| Сумма                         | 99,39 | 98,99 | 99,02 | 100,11 | 99,12 | 99,15 | 99,18 | 98,95 |
| Собщ,                         | 0,005 | 0,005 | 0,005 | 0,005  | 0,009 | 0,005 | 0,005 | 0,005 |
| CO <sub>2</sub>               | 0,20  | 0,26  | 2,37  | 0,26   | 1,67  | 1,05  | 0,20  | 0,35  |
| Mg#                           | 52,4  | 38,8  | 49,2  | 39,3   | 40,5  | 36,3  | 51,1  | 44,2  |
| D, Ind,                       | 76,4  | 78,5  | 73,5  | 73,0   | 64,5  | 74,3  | 70,9  | 73,3  |
| E,i,t                         | 1061  | 1046  | 1104  | 1095   | 1111  | 1060  | 1106  | 1126  |
| H <sub>2</sub> O              | 1,25  | 1,36  | 0,94  | 1,01   | 0,90  | 1,26  | 0,93  | 0,80  |
| Ti                            | 6619  | 6022  | 5644  | 5595   | 5109  | 5553  | -     | 4363  |
| Rb                            | 9,0   | 1,4   | 3,2   | 5,6    | 2,7   | 1,3   | 5,1   | 2,2   |
| Sr                            | 640   | 140   | 250   | 660    | 130   | 130   | 360   | 240   |
| Y                             | 25    | 30    | 21    | 24     | 18    | 24    | 22    | 22    |
| Zr                            | 71    | 97    | 80    | 74     | 71    | 92    | 73    | 77    |
| Nb                            | 2,0   | 2,0   | 1,6   | 1,7    | 1,8   | 1,8   | 2,5   | 1,4   |
| Ba                            | 220   | 71    | 100   | 190    | 61    | 72    | 59    | 75    |
| La                            | 15    | 4,6   | 6,1   | 13     | 4,8   | 5,0   | 5,8   | 5,3   |
| Ce                            | 31    | 12    | 15    | 29     | 12    | 12    | 14    | 12    |
| Sm                            | 5,4   | 5,2   | 3,7   | 5,4    | 3,1   | 3,7   | 3,4   | 3,2   |
| Eu                            | 1,7   | 1,5   | 1,1   | 1,6    | 0,81  | 0,99  | 0,91  | 0,95  |
| Tb                            | 0,90  | 1,1   | 0,81  | 0,94   | 0,64  | 0,81  | 0,66  | 0,76  |
| Lu                            | 0,46  | 0,58  | 0,52  | 0,45   | 0,44  | 0,57  | 0,47  | 0,44  |
| Sc                            | 30    | 47    | 37    | 32     | 38    | 32    | 35    | 42    |
| Co                            | 18    | 27    | 24    | 23     | 29    | 20    | 22    | 26    |
| Cr                            | 10    | 45    | 10    | 10     | 10    | 22    | 58    | 20    |
| Hf                            | 1,5   | 2,9   | 2,2   | 2,4    | 2,0   | 2,4   | 1,8   | 2,2   |
| Ta                            | 0,4   | 0,3   | 0,4   | 0,4    | 0,4   | 0,4   | 0,4   | 0,4   |
| Yb                            | 3,0   | 3,9   | 3,1   | 3,0    | 2,8   | 3,6   | 2,9   | 3,0   |



| н/п | 1     | 2     | 3     | 4     | 5     | 6     | 7     | 8     |
|-----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Qtz | 9,40  | 7,21  | 1,76  | 12,11 | 9,92  | 10,38 | 4,51  | -     |
| Ab  | 61,89 | 70,63 | 69,95 | 57,29 | 52,79 | 62,77 | 61,14 | 68,92 |
| Or  | 5,07  | 0,67  | 1,76  | 3,55  | 1,83  | 1,16  | 5,22  | 3,39  |
| Crn | 1,69  | 4,00  | 0,46  | 1,82  | 3,59  | 0,93  | -     | -     |
| Di  | -     | -     | -     | -     | -     | -     | 6,43  | 2,76  |
| Hу  | 18,30 | 14,41 | 23,58 | 21,00 | 28,84 | 21,74 | 20,58 | 18,72 |
| Ol  | -     | -     | -     | -     | -     | -     | -     | 2,72  |
| Ilm | 1,33  | 1,52  | 1,29  | 2,05  | 1,44  | 1,52  | 0,96  | 1,16  |
| Mag | 1,11  | 0,73  | 0,93  | 1,05  | 1,31  | 1,11  | 0,89  | 12,04 |
| Ap  | 1,21  | 0,83  | 0,28  | 1,11  | 0,29  | 0,38  | 0,23  | 0,28  |
| Zrn | -     | 0,01  | 0,01  | 0,01  | 0,01  | 0,01  | 0,01  | 0,01  |

*Примечание.* Оксиды определены в лаборатории ПГО «Центрказгеология», а микроэлементы в лаборатории ГЕОХИ СССР. D. Ind. – индекс дифференциации, L. t. – температура плавления, содержание H<sub>2</sub>O, нормативный минеральный состав рассчитаны по <http://www.neiu.edu/~kbartels/norm3.xls>.

### Сопоставительный анализ

Высокие концентрации Si, Na и крайне низкие Ni, Cr в валовом составе спилитов четко контролируются составом вкрапленников high-Na (Na<sub>2</sub>O ~ 0,86 мас. %) авгита  $Wo_{27,5-26,0} En_{41,0-46,2} Fs_{27,1-31,6}$ , что свидетельствует о первично высоком содержании Na в магме. High-Na авгит не находит аналогии с Crx островодужных толеитов и базальтов N-MORB, но приближается к составу Crx базальтов задуговых бассейнов (рис. 5, а). Титаномагнетит спилитов обогащен Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, что также нехарактерно для островодужных вулканитов [12].

На диаграмме La/10-Y/15-Nb/8 (рис. 5, б) фигуративные точки спилитов имеют четко выраженный островодужный тренд, свидетельствующий об их фракционировании от толеитов до известково-щелочных вулканитов, последние отвечают med-K спилитам. Однако от low-K толеитов островных дуг [13] в общем low-K спилиты отличаются высокими содержаниями Na, Ti, Nb, HFSE и низкими MgO, Ba, Rb, Li.

По соотношениям TiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O [14] low-K спилиты отвечают базальтам N-MORB и E-MORB, что не согласуется с их низкими концентрациями Co, Cr и Ni (см. рис. 4, б). Med-K спилиты с концентрациями K<sub>2</sub>O > 0,7 мас. % отвечают составам вулканитов островодужной известково-щелочной серии и обогащенным вулканитам задуговых бассейнов.

Для решения проблемы их геодинамической идентификации дополнительно были построены двухкомпонентные диаграммы TiO<sub>2</sub>-, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-, Na<sub>2</sub>O-, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>-, FeO-, SiO<sub>2</sub>-MgO, на которых отчетливо видно, что спилиты по TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, CaO не находят аналогии с N-MORB, но близки к трендам фракционирования Na<sub>2</sub>O, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO вулканитов задуговых бассейнов при резко обособленном положении фигуративных точек med-K спилитов.

Совершенно иную картину демонстрирует диаграмма La-Ta-Ti/Hf (рис. 6, а), где отчетливо видно, что фигуративные точки low-K спилитов ложатся в поле состава океанической астеносферы [4] и вдоль ее тренда фракционирования, резко отклоняясь от трендов вулканитов внутритрокеа-

нической островодужной системы Лау-Тонга-Кермадек [13] и сиалического задугового бассейна Манус [8]. Фигуративные точки мед-К спилитов несколько сдвинуты влево от трендов вулканитов островодужных систем, что обусловлено снижением концентраций Ti в мед-К спилитах при относительно устойчивых содержаниях Hf. Аналогичное положение фигуративных точек спилитов демонстрирует диаграмма отношений Ba/La-La/Yb

(рис. 6, б). Высокие отношения  $La/Yb > 4$ ,  $Ce/Yb \sim 10$  и низкие  $Ba/La \sim 15$  мед-К спилитов сближают их с четвертичными вулканитами активной континентальной окраины Южных Анд, чему не противоречат высокие концентрации Sr [15]. Low-К спилиты приближаются к составу N-MORB, располагаясь в основании тренда фракционирования вулканитов задугового бассейна Манус.

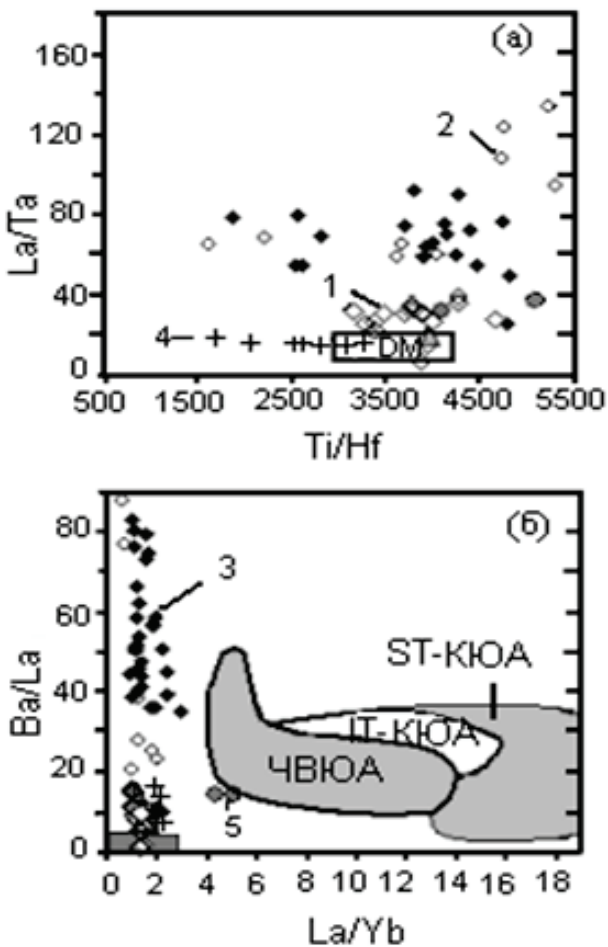


Рис. 6. Диаграммы отношений  $La/Ta-Ti/Hf$  (а) и  $Ba/La-La/Yb$  (б) [15] для вулканитов островодужных систем.

DM - деплетированная мантия [4]; вулканиты активной окраины Южно-Американского континента; четвертичные вулканиты Южных Анд (ЧВЮА), состав палеозойской и мезозойской коры Южных Анд; I-тип (IT-KIOA) и S-тип (ST-KIOA) [15]; 1 – базальты бассейна Лау [9]; 2 – вулканиты островной дуги Кермадек [13]; 3 – вулканиты островной дуги Тонга [13]; 4 – low-К спилиты и 5 – med-К спилиты караулчекинской формации; темными большими квадратами на рис. 6, б обозначены базальтовые стекла Чилийского рифта (БСЧР) [5]



Выбор вышеупомянутых вулканогенных комплексов для сопоставления был сделан целенаправленно, поскольку спилиты караулчекинской формации имеют некое сходство как с N-MORB, так и с базальтами задуговых спрединговых бассейнов.

1) Базальтовые стекла Чилийского рифта интересны тем, что их состав отчетливо гетерогенный (см. рис. 4, а). Low-K стекла отвечают океаническим толеитам, а med-K стекла – составу известково-щелочных островодужных вулканитов. Интересно и то, что Чилийский рифт располагается недалеко от Южно-Андской зоны субдукции; для данной конвергентной зоны океан-континент разработана геодинамическая модель её развития [5, 15].

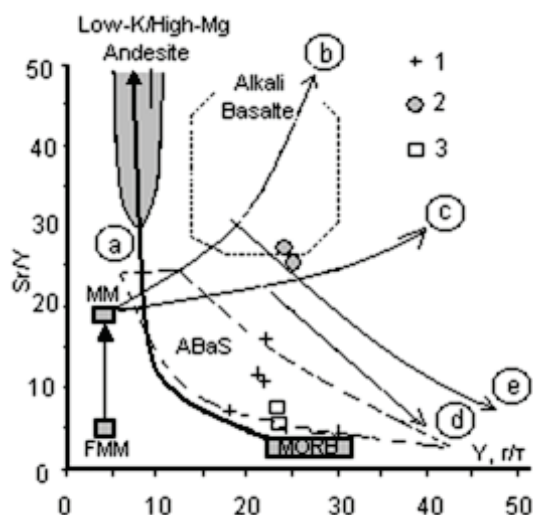
2) Базальты бассейна Манус являются типовыми вулканическими комплексами задуговых спрединговых бассейнов [8].

По-видимому, более наглядными и более информативными при геохимическом сопоставлении являются нормализованные к значениям N-MORB спайдерграммы (см. рис. 4), поскольку они позволяют охватить широкий спектр микроэлементов и оценить степень их вариаций в вулканитах различных геодинамических обстановок.

При сопоставительном анализе также использовались геохимические данные по Южно-Сандвичевой внутриокеанической [3] и Камчатской сиалической островным дугам [16]. Характер распределения Rb, Ba, K, Sr, La и Ta в med-K спилитах находит некую аналогию с med-K базальтовыми стеклами Чилийского рифта, а low-K спилиты по содержанию REE и HFSE в общих чертах аналогичны N-MORB (см. рис. 4, б), за исключением поведения Ni, Cr, Ta, La и Ba.

По отношению к low-K базальтовым стеклам Чилийского рифта в спилитах Караулчеку нарушена когерентность между La-Nb-Ta. С ростом их концентраций увеличиваются содержания Rb, Ba, K<sub>2</sub>O в med-K базальтовых стеклах, а также отмечается слабый рост Sr и Ce [5]. Их рост характерен и для спилитов Караулчеку, но при Nb минимуме. La/Nb<3,8 и Ta/Nb=0,15-0,29 отношения в low-K спилитах значительно выше, чем в базальтовых стеклах Чилийского рифта, – соответственно La/Nb<1,6 и Ta/Nb<0,07, что обусловлено устойчиво высокими концентрациями Ta, La и низким Nb спилитов (см. табл. 2).

На диаграмме Sr/Y-Y (рис. 7) фигуративные точки low-K спилитов подчиняются тренду фракционирования MORB, что свидетельствует о



**Рис. 7.** Диаграмма Sr/Y-Y [18] для спилитов (1 – low-K, 2 – med-K) и кварцевых диабазов (3) массива Караулчеку: MM – метасоматически модифицированный мантийный остаток; FMM – продуктивная MORB мантия; тренды частичного плавления: а – гранатовый и N-MORB (производные астеносферной мантии, не содержащей надсубдукционного компонента) геохимией, б – гранат-перидотитовая (3% граната), с – шпинель-перидотитовая (7% шпинели); тренды фракционирования вулканитов южных Анд [15]: d – low-K базальты, e – high-K базальты; ABA – поле составов вулканитов Лая-Тонга-Кермадек островодужной системы [13]; нижняя граница поля соответствует тренду фракционирования вулканитов внутриокеанических островных дуг

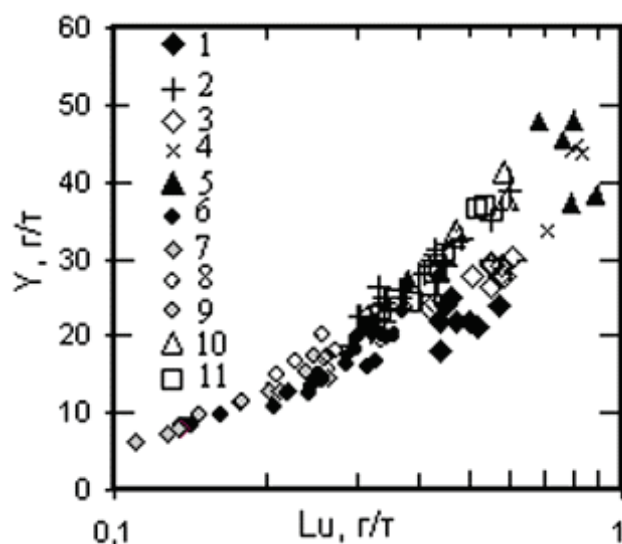
слабом влиянии надсубдукционного компонента; ее влияние улавливается лишь с увеличением концентраций Sr в low-K спилитах и достигает максимума в med-K спилитах. Последние ложатся на тренд фракционирования high-K базальтов Южных Анд [15], в которых так же, как и в med-K спилитах, значительно повышены концентрации La, P, Ce, Ba, Pb.

Важно отметить, что med-K базальтовые стекла Чилийского рифта также обогащены этой группой элементов, однако в них уровень концентраций Cr, Ni остается высоким, а в спилитах караулчекинской формации они постоянно низкие. В базальтах задуговых бассейнов Ni и Cr фракционируют постепенно (см. рис. 4, в, г) от толеитов N-MORB с high-Cr до толеитов с известково-щелочными характеристиками с low-Cr [7, 17].

Четко выраженный минимум Nb на фоне La и Ta, столь характерный для спилитов, отчетливо виден на нормализованных кривых поздних базальтов задугового бассейна Манус (см. рис. 4, в, г). Это хорошо согласуется с их высокими  $La/Nb$   $n < 2,5$  и  $Ta/Nb$   $n < 0,17$  отношениями, однако их уровень несколько ниже, чем в спилитах караулчекинской формации.

Дальнейшая манипуляция логарифмическими и линейными масштабами нормализованных кривых и статистический анализ распределения REE выявил некоторую неустойчивую взаимосвязь между крайне низкими концентрациями Cr и Y. Для истолкования природы выявленной взаимосвязи были проанализированы соотношения Y с другими REE. Соотношения типа Y-Lu оказались наиболее информативными, поскольку эти элементы, как показал статистический анализ, в производных (в базальтах с  $Cr > 50$  г/т) «сухих» магм ведут себя когерентно. Отклонение отношений Y-Lu (уменьшение концентраций Y) от монотонного тренда фракционирования отмечено лишь в вулканитах с минимальными концентрациями Cr (рис. 8).

Анализ петрогеохимических данных спилитов караулчекинской формации показал, что: 1) спилиты являются специфическими породами с четко выраженной натровой специализацией при низких концентрациях Mg и когерентных элементов (Co, Cr, Ni), что резко отличает их от примитивных толеитов N-MORB и примитивных базальтов спрединговых задуговых бассейнов; 2) низкие концентрации Nb и отношения Nb/Zr, Ta/Yb указывают на то, что спилиты являются производными



**Рис. 8.** Положение составов вулканитов на диаграмме Y-Lu: 1 – спилиты караулчекинской формации [6]; 2 – базальты срединно-океанических хребтов и океанических островов [5]; 3-5 – базальты задугового бассейна Лау [19]; 3 – афировые, 4 – Pl-Px, 5 – OL-Px-Pl; 6-10 – вулканиты внутриокеанических островных дуг: 6-7 – Тонга: 6 – low-Ti/Cr базальты, 7 – low-Ti-базальты с содержанием Cr > 50 г/т; 8-9 – Кермадек: 8 – low-Ti/Cr базальты, 9 – low-Ti базальты с содержанием Cr > 50 г/т; 10 – high-Ti/Cr базальты Ниуа-фоу [13]; 11 – базальты Новой Зеландии [7]

деплетированной мантии (N-MORB); 3) концентрации Nb спилитов не фракционируют до уровня, характерного для типичных вулканитов островодужных комплексов; 4) по характеру накопления REE (Y, La, Ce, Sm, Eu, Yb, Lu), HFSE (Nb, Zr, Hf, Ti, P), LILE (K, Rb, Ba), Sr и Ni low-K спилиты сопоставимы с дифференцированными базальтами спрединговых задуговых бассейнов; 4) med-K спилиты характеризуются высокими концентрациями LILE (K, Rb, Ba, Sr) и сопоставимы с вулканитами известково-щелочных серий островных дуг и активных окраин континентов. Это дает основание заключить, что для построения геодинамической модели формирования пород спилит-диабазовых комплексов применима модель мантийных магм, генерируемых над зонами субдукции.

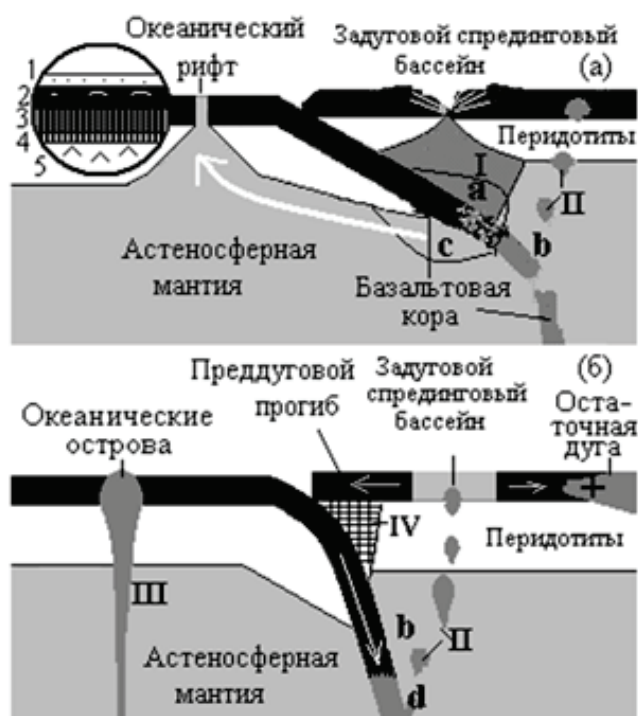
**Петролого-геодинамическая модель образования спилитовых магм в зонах высокоскоростного поглощения молодой океанической плиты, образующей чилийский тип зоны субдукции [20]**

В таких системах предполагается быстрое отделение флюида от океанической плиты и

формирование флюидно-магматической системы (рис. 9, а). В основу данной схемы положена геодинамическая модель, разработанная на примере развития Андской зоны субдукции Южной Америки [15], в которой использованы данные по эволюции примитивных базальтов Чилийского рифта [5]. Предлагаемая деализированная модель интересна тем, что на её примере можно рассмотреть одновременно процессы магматизма в пределах двух различных геодинамических обстановок, отвечающих океаническому и задуговому спредингам, центры которых отстоят друг от друга на небольшом расстоянии относительно желоба зоны субдукции. Эта модель также позволяет оценить вклад субдуцированной плиты в магматические процессы, протекающие в смежных спрединговых центрах. Её влияние, как было показано выше, выражается в изменении геохимического спектра вулканических комплексов.

Для более четкого восприятия идеализированной модели, изображенной на рис. 9, были построены спайдерграммы примитивных базальтов Чилийского океанического рифта и дифференцированных вулканитов массива Караулчеку (см. рис. 4 а, б). Одним из важных моментов является то,

**Рис. 9.** Внемасштабные схемы отражают:  
 а – высокоскоростное поглощение океанической коры; б – низкоскоростное поглощение океанической коры зоной субдукции.  
 Цифрами на врезке обозначены:  
 1 – глубоководные океанические осадки; 2 – пиллоу-базальты; 3 – диабазы комплекса параллельных даек; 4 – брекчии; 5 – габброиды.  
 Компоненты: а – гиперсолевой хлоридный флюид; б – ассимилированный расплав, обогащенный дополнительно LILE, HFSE и LREE за счет плавления океанических осадков и базальтов; с – аналоги компонента б, не содержащие флюидов хлора; d – область зарождения базальтов с плюмовыми характеристиками.  
 Римскими цифрами обозначены:  
 I – магматическая камера; II – малоглубинные глобулы; III – мантийные плюмы, IV – надсубдукционные перидотиты преддуговых офиолитов.





что в пределах массива Толпак удалось изучить как субвулканические породы кровли, так и плутонические породы основания офиолитового разреза, что позволяет проследить во времени эволюцию магматических процессов, протекающих в замкнутой мантийной камере [21].

Автор под термином «магматическая камера» предлагает рассматривать фрагмент астеносферного мантийного диапира, отсеченного поддвигаемой океанической плитой. Это понятие не следует смешивать с термином «мантийный клин», в пределах которого, по [22], происходит плавление основания океанической литосферы, а позже астеносферы. В данной модели важное место занимают флюиды, отделяющиеся от поддвигаемой океанической плиты, однако остается не ясным, как этот водный раствор может способствовать плавлению пород основания океанической литосферы, поскольку известно, что водный флюид, взаимодействуя с магмой, понижает её температуру плавления.

Примитивные базальты Чилийского рифта имеют четко выраженный гетерогенный состав, low-K базальтовые стекла отвечают океаническим толеитам, а примитивные med-K стекла имеют геохимическое сходство с вулканидами известково-щелочной островодужной серии [5], однако уровень концентраций когерентных элементов в них остаётся постоянным.

Вулканиды спилит-диабазового комплекса караулчекинской формации имеют геохимическое сходство с вулканидами спрединговых задуговых бассейнов. Вулканиды ранней стадии отвечают low-K толеитам, а поздней стадии – med-K вулканидам известково-щелочной островодужной серии.

Рассматривая спайдерграммы (см. рис. 4), несложно заметить, что их центры и левые фланги очень похожи, исключая поведение Nb, тогда как правые фланги резко различаются по уровням содержания Sc, Co, Mg, Ni, Cr. Это свидетельствует о том, что плавление в области С (рис. 9, а) происходит без привноса флюидов, обогащенных хлором, и ставит под сомнение предположение [23] о транспортировке морской воды в зону субдукции гидратизированными серпентинитами, подстилающими базальтовую кору.

Индекс плавления субдуцированной океанической коры, рассчитанный по  $Va/Nb$  для low-K спилитов начальной стадии, ниже ( $\sim 21$ ),

чем для med-K вулканидов караулчекинской формации поздней стадии ( $\sim 110$ ), при равных концентрациях Nb ( $< 2,6$ ). Это свидетельствует о низкой степени плавления пелагических осадков и базальтов океанической плиты на ранней стадии магматизма.

Флюктуации концентраций LILE (Rb, Cs, Ba, Sr), REE (Ce, La, Sm, Eu, Yb, Lu) и HFSE (Nb, Ta, Zr, Y) в породах спилит-диабазовых комплексов массивов Толпак и Караулчеку [6] подтверждают вывод о том, что их рост обусловлен степенью контаминации астеносферной мантии продуктами плавления субдуцированной океанической плиты [23, 24].

Относительно постоянная величина Nb спилитов указывает на то, что мантия над зоной субдукции не подвергалась обогащению за счет подтока снизу, из глубинных слоев нижней мантии, поскольку океаническая плита могла служить физическим барьером на пути поднимающихся расплавов [17].

Nb минимум в дифференцированных вулканидах по отношению к La и Ta можно объяснить привнесом в систему фтора [18], связанного положительной корреляцией с хлором [8].

Однако это не согласуется с поведением Nb в породах задуговых спрединговых комплексов, где уровень Nb остается постоянным как в вулканогенных, так и в плутонических породах задуговых бассейнов северо-востока Центрального Казахстана [21, 25], что может быть предопределено составом мантийного вещества.

Вместе с тем уровень концентрации Nb в базальтах океанических рифтов обусловлен, несомненно, степенью плавления океанической литосферы [15], что наглядно демонстрируют спайдерграммы стекол Чилийского рифта (см. рис. 4, а). Это является свидетельством того, что Nb транспортируется только силикатным расплавом [22].

Присутствие циркония в керсутитовых габброидах отражает петрологическую специализацию мафитов плутонических офиолитов, кровля которых сложена породами спилит-диабазовой формации [26]. Главными особенностями составов шпинелидов деплетированных перидотитов таких комплексов, имеющих признаки кумулятивного расслоения, являются низкие содержания Ti и Fe при широких вариациях содержания Cr, Al, Mg [25].

Такой состав шпинелидов можно объяснить тем, что соли хлора, представляющие основной

объем флюида, изменяют термохимические параметры кристаллизации мантийного вещества, что отражается в химическом составе шпинелидов, выраженном в выносе из кристаллической решетки Ti, Fe и увеличении объема Cr, Al, Mg.

Это дает основание заключить, что в процессе флюидно-магматической дифференциации образуются дифференцированные низкотемпературные (1048-1177°C) вулканы, характеризующиеся умеренными концентрациями Fe, Ti и крайне низкими содержаниями Mg, Cr, Ni, Sc. Потерянные базальтовым расплавом когерентные элементы магния накапливаются в виде оливиновой и хромшпинелевой фаз в ультраосновном расплаве.

Следовательно, распределение когерентных элементов в вулканических породах объясняется с позиции хлорирования расплавов магматических очагов, формирующихся в процессе плавления астеносферного мантийного диапира над зоной субдукции, а не примитивным повторным плавлением астеносферной мантии, вызывающим обширную кристаллизацию мафических фаз [3].

Анализ геохимических спектров вулканических свидетельствует о том, что при умеренной степени плавления океанической плиты выплавляются шошонит-латитовые серии, а при высокой степени плавления образуются вулканы с внутриплитными геохимическими характеристиками [16] до суперплюмовых ультракалиевых вулканических, известных пределах островных дуг [27] и задуговых бассейнов [28, 29].

По-видимому, такие магмы образуются в процессе плавления фрагментов оторванных океанических плит, переработанных в процессе плавления в составе астеносферной мантии [30]. Вновь образованные магматические расплавы могут поставляться на поверхность в составе малоглубинных глобул (см. рис. 9, II) или глубинных мантийных плюмов (см. рис. 9, б, III).

#### **Петролого-геодинамическая модель образования спилитовых магм в зонах низкоскоростного поглощения древней океанической плиты, образующей марианский тип зоны субдукции [20]**

Общепринято [31 и др.], что верхняя оболочка земной коры океанов, океаническая литосфера, как правило, тектонически расслоена

и состоит из тонкой жесткой базальтовой коры и мощной, относительно пластичной мафит-ультрамафитовой, плавающей на текучей, вязкой океанической астеносферной мантии.

Океаническая базальтовая кора, как свидетельствует детальное геологическое картирование палеозойских офиолитов складчатых областей континентов [32, 14, 6], отделена от мафит-ультрамафитов тектоническими брекчиями.

Это дает основание считать, что в зону субдукции на ранней стадии погружается только верхняя часть океанической литосферы. Учитывая это, можно предположить, что на начальном этапе низкоскоростной субдукции базальтовая кора изгибает верхнюю мантию, не нарушая сплошности мафит-ультрамафитов основания литосферной плиты.

Экспериментально доказано, что в процессе медленной субдукции геотермический градиент во фронте погружения океанической плиты резко повышается [15]. Повышение температуры может способствовать дегидратации водосодержащих минералов перидотитового субстрата и образованию эндогенной воды, такие флюиды обеднены солями хлора или не содержат их.

Во вновь образованных магматических камерах на начальном этапе субдукции формируются плутонические офиолиты, внедренные в фундамент преддугового бассейна. К данному типу относятся кумулятивные гарцбургит-дунит-верлит-лерцолит-габбро-норит-трондземитовые массивы Караулчекинского типа и low-Al примитивные двупироксеновые андезитобазальты со слабо выраженным обогащением титана и железа [25].

Перидотиты преддуговых бассейнов характеризуются относительно высокой степенью частичного плавления мантийного вещества – 21,0 %, содержат крайне высокие концентрации Y; клинопироксен обогащен Na<sub>2</sub>O, оливин характеризуется высокой железистостью, а их разрезы лишены рудных скоплений хромитов, но содержат подформные тела титаномагнетитов. Хромшпинелиды кумулятивных перидотитов характеризуются широкими вариациями составов со следующей схемой изоморфизма: Cr<sup>3+</sup> (Al<sup>3+</sup>) – Fe<sup>3+</sup> (Ti<sup>4+</sup>) – и образуют непрерывный ряд от высокохромистого феррихромпикотита к хромсодержащим магнетитам. Габброиды и перидотиты преддуговых

бассейнов содержат тела бонинитов или high-Mg/low-Fe долеритов.

Уровень накопления REE и HFSE постепенно растет от верлитов к лерцолитам и достигает своего максимума в габбро-норитах, отражая тем самым скрытую расслоенность плутонических офиолитов данного типа. Дифференциация таких расплавов не сопровождается привнесом в систему флюидов, обогащенных солями хлора, и протекает по боуэновскому типу в условиях низких давлений и медленного охлаждения магматического расплава.

При последующем погружении поддвигаемой океанической плиты происходит раскрытие задугового бассейна. Во вновь образованных рифтах изливаются базальты, аналогичные N-MORB; эту начальную стадию раскрытия зафиксировали вулканы бассейна Манус (см. рис. 4, в, г). Базальтоиды ранней стадии также характеризуются преобладанием фтора над хлором [8], что является их важным диагностическим признаком. Уровень хлора с учетом состава флюидных включений примитивных базальтов задугового бассейна Лау [33] и Манус [8] не превышает 0,1 мас. %.

При последующем погружении океаническая плита постепенно опускается в мантию, однако при этом не происходит полного отсечения фронтальной части мантийного диапира, как в процессе высокоскоростной субдукции, а плита как бы скользит вдоль края мантийного диапира (см. рис. 9, б). По мере увеличения объема мантийного диапира субдуцируемая океаническая плита изгибается и занимает почти вертикальное положение. Увеличение крутизны угла зоны субдукции может дополнительно происходить и за счет увеличения массы поддвигаемой древней, следовательно, тяжелой океанической плиты [19], что в совокупности способствует образованию зоны субдукции марианского типа.

По-видимому, скорость поглощения океанической коры на этой стадии увеличивается, поскольку поддвигаемая плита больше не испытывает сопротивления основания океанической литосферы и магматическая камера насыщается флюидами хлора, отделяющимися от поддвигаемой плиты.

Эту стадию зафиксировали вулканы Центральной спрединговой зоны задугового бассейна Манус (см. рис. 4, г). На спайдерграммах отчетливо видно, что при понижении Co, Ni и Cr

концентрации остальных микроэлементов остаются постоянными, т. е. на этой стадии рифтогенеза обогащение расплава LILE, HFSE и REE не происходит. Это дает основание заключить, что на этой стадии от поглощаемой океанической плиты отделялся только солевой хлоридный флюид, способствующий выносу исключительно когерентных элементов из мантийного расплава; спилиты этой стадии, как правило, обогащены Fe и обеднены Nb, Ta (см. рис. 4, в).

Постепенное насыщение мантийного диапира комплексным флюидом зафиксировали спайдерграммы (серые линии) вулканических поздней стадии рифтогенеза Восточного рифта и Центральной спрединговой зоны бассейна Манус (рис. 4, в, г). Обогащение вулканических LILE (Rb, Ba, K, Sr) обычно связывают с плавлением пелагических осадков [34], а обогащение HFSE (Nb, Ta, P), REE (Ce, La) происходит за счет плавления поддвигаемой плиты [23].

Следует отметить, что с такими вулканогенными комплексами в офиолитовых зонах Центрального Казахстана (массив Майсор, см. рис. 1. [6]), перидотиты характеризуются повышенной степенью частичного плавления мантийного вещества (22 %), крайне низкими концентрациями Y, их спектр микроэлементов слабо фракционирован. Клинопироксен обеднен  $\text{Na}_2\text{O}$  (<0,35 мас. %), оливин - преимущественно высокомагнезиальный форстерит. Кумулятивные дуниты содержат рудные скопления хромитов. Главными особенностями составов рудных шпинелидов являются низкие и практически постоянные содержания  $\text{Fe}^{3+}$  и  $\text{Ti}^{4+}$  при широкой вариации  $\text{Al}^{3+}$  и  $\text{Cr}^{3+}$  [3].

В заключении отметим, что рассмотренные выше схемы образования надсубдукционных магм находят свое объяснение с позиций как эволюции конвектирующего мантийного диапира над зонами субдукции [35, 36], так и частичного плавления океанической коры в глубинных зонах субдукции [37, 38].

В зонах высокоскоростной субдукции чилийского типа в замкнутых камерах, по-видимому, формируются расслоенные гарцбургит-дунит-вебстерит-верлит-габбро-норит-диоритовые массивы. Кровля таких массивов сложена микродиоритами и кварцевыми диабазами спилит-



диабазовой формации. Перидотиты характеризуются высокой степенью частичного плавления мантийного вещества (22 %). Керсутитовые габброиды, прослаивающие перидотиты, содержат циркон. Габброиды и перидотиты крайне обеднены Y, клинопироксен обеднен  $\text{Na}_2\text{O}$ , дуниты содержат горизонты высокомагнезиальной рудной хромшпинели. Отделяющиеся от них расплавы представлены умеренноглиноземистыми ( $\text{Al}_2\text{O}_3=14,47-18,36$  мас. %), иттриевыми ( $Y > 18$  г/т) дифференцированными вулканитами (спилитами), характеризующимися умеренными концентрациями Fe и Ti и крайне низкими содержаниями Mg, Cr и Ni.

В зонах низкоскоростной субдукции марианского типа в задуговых спрединговых бассейнах, по-видимому, формируются расслоенные дунит-габбро-гарцбургит-верлитовые массивы. Перидотиты таких комплексов также характеризуются повышенной степенью частичного плавления мантийного вещества (22 %), крайне низкими концентрациями Y, клинопироксен обеднен  $\text{Na}_2\text{O}$  (< 0,35 мас. %), но обогащен  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (0,65 – 0,98 мас. %), оливин – преимущественно высокомагнезиальный форстерит. Кумулятивные дуниты содержат рудные скопления хромитов. Отделяющиеся от них расплавы представлены

умеренноглиноземистыми ( $\text{Al}_2\text{O}_3=15,20-17,00$  мас. %) примитивными базальтами с характеристиками N-MORB и дифференцированными базальтами, но они в меньшей степени глиноземистые ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ , 13,65–16,70 мас. %) и нередко высококалийевые, характеризующиеся умеренными концентрациями Fe, Ti и крайне низкими содержаниями Mg, Cr, Ni.

Установленная генетическая взаимосвязь между низкими концентрациями Mg, Cr в вулканитах и присутствием высокомагнезиальных хромитовых залежей в ассоциирующих с ними рстит-кумулятивных дунитах мафит-ультрамафитов офиолитов может служить надежным критерием поисков скрытых месторождений хромитов в структурах фанерозойских спрединговых задуговых бассейнов.

Определение термодинамических характеристик основных реакций, протекающих при хлорировании магматических расплавов, вызывающих перераспределение петрогенных компонентов, литофильных, сидерофильных и рудных элементов, должно быть выделено в одно из приоритетных направлений современной петрологии, изучающей магматические процессы, протекающие в надсубдукционных зонах.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Coleman R. G. Ophiolites. Ancient Oceanic Lithosphere? Springer-Verlag, 1977. P. 261.
2. Amstutz G. C. Spilites and Spilitic Rocks. New York – Heidelberg-Berlin: Springer, 1974.
3. Pearce J. A., Baker P. E., Harvey Luff, I. W. 1995: Geochemical evidence for subduction fluxes, mantle melting and fractional crystallization beneath the south Sandwich Island Arc // -Journal Petrology. 35: P. 1073-1109.
4. Sun S.-S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Oceans Basins (Saunders A. D. and Norry M. J., eds) Geol. Soc. Lond. Sp. Publ.; 1989. 42. P. 313-345.
5. Klein E. M., Karsten J. L. Ocean-ridge basalts with convergent-margin geochemical affinities from the Chile Ridge // Nature. 1995. 374. P. 52-57.
6. Степанец В. Г. Петрология и геологическая позиция офиолитов северо-востока Ц. Казахстана: Дис. ... канд. геол.- мин. наук. Алматы, 1992. 325 с.
7. Nicholson K. N., Picard P. M., Black P. M. A comparative study of Late Cretaceous ophiolitic basalts from New Zealand and New Caledonia: implications for the tectonic evolution of the SW Pacific // Tectonophysics, Vol. 327N no. 3. 2000. P. 157-171(15).
8. Sinton J. M., Ford L. I., Chappell B., McCulloch M. Magma Genesis and Mantle Heterogeneity in the Manus Back-Arc Basin, Papua New Guinea // J. of Petrology, 2003. Vol. 44, N 1. P. 159-195.  
<http://petrology.oxfordjournals.org/cgi/reprint/44/1/159>
9. Hergt J. M., Farley K. N. 26. Major Element, trace Element, and Isotope (Pb, Sr, and Nd) variations in site 834 basalts: Implications for the initiation of Back arc opening // Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results. 1994. Vol.:135. P. 471-485.

10. *Beccaluva L., Girolamo P. D., Macciotta G., Morra V.* Magma affinities and fractionation trends in ophiolites// *Ofioliti* 1983. Vol. 8, N 3. P. 307-324.
11. *Ермолов П. В., Степанец В. Г. Сеитов Н.* Офиолиты Казахстана. Путеводитель экскурсии международного рабочего совещания по проекту 2 «Офиолиты». Караганда, 1990. 65 с.
12. *Турманидзе Т. Л., Гришин Д. М., Печерский Д. М., Степанец В. Г.* Палеомагнитная информация об ордовикских офиолитах из аллохтонных массивов Караулчеку, Толпак и Базарбай (Центр. Казахстан)// *Геодинамика*. 1991, № 4. С. 54-69.
13. *Ewart A., Collerson K. D., Regelous M., Wendt J. I. and Niu Y.* Geochemical Evolution within the Tonga-Kermadec-Lau Arc-Back-arc Systems the Role of Varying Mantel Wedge Composition in Space and Time// *J. of Petrol.* 1998. Vol. 39, N 3. P. 331-368.
14. *Куренков С. А., Диденко А. Н., Симонов В. А.* Геодинамика палеоспрединга. М., 2002. 294 с.
15. *Kilian R.* Magmatismus und Stoffkreislauf an aktiven Kontinentalrändern, untersucht am Beispiel der südlichen Anden// *Zeitung. Dt. geol. Ges.* 1997. 148/1. S. 105-152.
16. *Churikova T., Dorendorf U., Worner G.* Sources and fluids in the mantle wedge below Komchatka, evidence from across-arc geochemical variation// *J. Petrology*. 2001. Vol. 42, N 8. P. 1567-1593.
17. *Saunders A. D., Tarney J.* The geochemistry of basalts from a back-arc spreading centr in the East Scotia Sea// *Geochim. cosmochim. Acta.* 43. 1979. P.555-572.
18. *Sharp Z.D., Barnes J.D.* Water-soluble chlorides in massive seafloor serpentinites: a source of chloride in subduction zones// *EPSL*. 2004. 226. P. 243–254.
19. *Stern R. J.,* Subduction zones, *Rev. Geophys.* 2002. 40(4). 1012. [http://szseminar.asu.edu/readings/Rev\\_Geophys\\_Stern\\_2002.pdf](http://szseminar.asu.edu/readings/Rev_Geophys_Stern_2002.pdf)
20. *Uyeda S. & Kanamori H.* Back-arc opening and mode of Subduction // *Journal of Geophysical Research*, 1979. 84. P. 1049-1061.
21. *Степанец В. Г.* Проблема офиолитовых террейнов Казахстана // Офиолиты Казахстана. Путеводитель экскурсии международного рабочего совещания по проекту 2 «Офиолиты». Караганда, 1990. С. 50-65.
22. *Pearce J. A., Lippard S. K. & Roberts S.* Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. In Kokelaar B. P. and Howells M. F. (eds.) *Marginal basin geology: Geological Society, London, Special Publication* 1984. 16. P. 77-94.
23. *Hawkesworth C.J., Gallagher K., Hergt J. M. and McDermott F.* Mantle and slab contributions in arc magmas// *Ann. Revs. Earh. Planet. Sci.* 1993. 21. P.175-204.
24. *Plank, T., Langmuir, C. H.* The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle// *Chemical Geology*, 1998. 145. P. 325-394.
25. *Степанец В. Г.* Составы шпинелидов как индикаторы геодинамических обстановок надсубдукционных мафит-ультрамафитов (на примере офиолитов Центрального Казахстана). // *Металлогения древних и современных океанов-2007. Гидротермальные и гипергенные рудоносные системы. Миасс: ИМин УрО РАН, 2007. Т. I. С. 60-67.*
26. *Степанец В. Г., Ермолов П. В.* Изотопные датировки и генезис цирконов мафит-ультрамафитов спилит-офиолитов (на примере гор Толпак Центрального Казахстана) // *Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: Пермь, 2008. Вып. 11. С. 170-176.*
27. *Tatsumi Y., Shinjoe H., Ishizuka H., Sager W. W., Klaus A.* Geochemical evidence a mit-Cretaceous super plume// *Geology*. 1998. Vol. 26, N 2. P. 151-154.
28. *Abratis M.* Geochemical variations in magmatic rocks from southern Costa Rica as a consequence of Cocos Ridge Subduction and uplift of the Cordillera de Talamanca. *Dissertation, Göttingen*, 1998, 136 s.
29. *Степанец В. Г.* Тектоника, геохимия и генезис лланвирнских суперплюмов офиолитов Казахстана // *Изв. НАН РК. Сер. геол.* № 6. С. 30-38.

30. *Hofmann A. W.* Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // *Nature*. 1997. 385. P. 219-229.  
<http://www1.mpch-mainz.mpg.de/~geo/hofmann/Hofmann,Naturereview1.pdf>
31. *Powell C. S.* Innenansichten der Erde. Geodynamik und Plattentektonik // *Beiträge aus Spektrum der Wissenschaft mit einer Einf. Von Peter Giese (Hrsg.)* // Heidelberg; Berlin, Oxford: Spektrum, Akad. Verl.; 1995. S. 10-20.
32. *Книпер А. Л.* Офикальциты и некоторые другие типы брекчий, сопровождающие доорогенное становление офиолитовых комплексов // *Геотектоника*, 1978. № 2. С. 50-66.
33. *Kent A.J.R., Peate D. W., Newman S., Stolper E. M., Pearce J. A.* Chlorine in submarine glasses from the Lau Basin: seawater contamination and constraints on the composition of slab-derived fluids // *EPSL*. 2002. Vol. 202, N 2. P. 361-377.
34. *Ben Othman D., White W.M. and Patchett J.* The geochemistry of marine sediments, island arc magma genesis and crust-mantle recycling // *Earth and Planetary Science Letters* 94: 1989. 36. 912 p.
35. *Karig D. E.* Structural history of the Mariana Island arc system // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1971. Vol. 42. P. 323-344.
36. *Toksuz M.N. & Bird P.* Formation and evolution of marginal basins and continental plateaux // *M. Talwani and W.C. Pitman III (Eds.), Islands arcs, deep sea trenches, and back-arc basins. Maurice Ewing Se., 1, Am. Geophys. Union, Washington, D.C., 1977. P. 379-393.*
37. *Oxburgh E. R and Parmentier E. M.* Thermal processes in the formation of continental lithosphere // *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.* 1978. A288. P. 415-429.



УДК 553.6762 (574)

## ГЕОЛОГО-ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ХРИЗОТИЛ-АСБЕСТА КАЗАХСТАНА

**Н. Н. ДЖАФАРОВ**, доктор геолого-минералогических наук, академик НИИ РК и МИА,  
ТОО «Асбестовое ГРП»

г. Житикара, Республика Казахстан;

**Ф. Н. ДЖАФАРОВ**, кандидат геолого-минералогических наук,  
ТОО «КазКопер»,

г. Алматы, Республика Казахстан

Қазақстанның хризотил-асбест кенорнылардың геологиялық-өнеркәсіптік типтері мақалада белгіленген.

Выделены геолого-промышленные типы месторождений хризотил-асбеста Казахстана.

Geological-minable types of chrysotile asbestos deposits of Kazakhstan are highlighted in the article.

Большинство природных скоплений хризотил-асбеста пространственно приурочено к альпинотипным ультрамафитам и лишь ограниченное количество связано с магнезиальными карбонатами. В связи с этим можно выделить хризотил-асбестовые месторождения, залегающие в породах габбро-перидотитовой формации, и месторождения хризотил-асбеста, залегающие в доломитах осадочных формаций [1].

В зависимости от расположения волокон хризотил-асбеста по отношению к стенкам асбестоносных жил на месторождениях отмечается асбест поперечно-волокнистый, продольно-волокнистый и волокно массы [2]. В *поперечно-волокнистом* волокна асбеста располагаются перпендикулярно к простиранию жилы, под прямым углом к ее стенкам. В этих случаях волокна хризотил-асбеста тонкие и нежные. Иногда отмечаются отклонения от перпендикулярности (косоволокнистый асбест) или изгибы волокна на коротких участках. Асбест *продольно-волокнистый* образует волокнистые массы, волокно которых параллельно стенкам вмещающих полостей, часто встречается в виде примазок и корок на глыбах серпентинитов. Он наиболее распространен в рассланцованных серпентинитах. Качество асбеста в таких жилах изменяется от очень высокого (длина 200 мм) с высокими текстильными свойствами волокна до низкого (малой и средней

прочности; жесткий, ломкий асбест). Содержание асбеста колеблется от 1,5 до 8,0 %.

В отдельных случаях встречаются тонкие прожилки (микроскопические жилы) хризотил-асбеста, иногда почти нацело слагающие массивные серпентиниты. При тонком помоле из таких серпентинитов извлекают значительное количество волокна длиной 0,2 – 0,4 мм. Такой асбест получил название *волокно массы*.

На месторождениях наблюдаются различные геологические типы асбестоносности, которые определяются формой, мощностью, протяженностью, взаимоотношениями и интенсивностью асбестоносных жил: простые (одиночные) жилы, сложные жилы, крупная сетка жил, мелкая сетка жил, мелкопрожил, просечки.

Следует подчеркнуть, что все шесть рассмотренных типов асбестоносности связаны между собой постепенными переходами. Как правило, они сменяют друг друга последовательно, хотя иногда тот или иной тип выпадает, а последовательность зон может нарушаться.

Среди месторождений хризотил-асбеста в зависимости от морфологии залежей, типов асбестоносности, расположения волокон асбеста по отношению к стенкам жил выделяются четыре геолого-промышленных типа: баженовский, лабинский, карачаевский и аспагашский.

Геолого-промышленный тип месторождений устанавливается на основании минерального состава руд и их особенностей, определяющих промышленную ценность объекта и морфологию основных рудоносных тел. Следует обратить внимание на то, что не каждому геолого-промышленному типу в Казахстане соответствует объект класса месторождений [3].

Совокупность рассмотренных признаков позволяет в связи с габбро-перидотитовой формацией установить три геолого-промышленных типа месторождений хризотил-асбеста (см. таблицу). При этом следует подчеркнуть ряд обстоятельств. Все ультрамафиты, содержащие хризотил-асбестовую минерализацию являются типичными альпинотипными образованиями, а потому, вероятнее всего, принадлежат к упомянутой выше габбро-перидотитовой формации. Причем, если баженовский тип залегает в серпентинизированных породах дунит-гарцбургитовой ассоциации, что устанавливается по реликтовым ядрам ультрамафитов, широко развитым на месторождениях, то типы лабинский и карачаевский приурочены к породам, полностью превращенным в серпентиниты. Объекты карачаевского типа очень часто проявляют пространственную связь с пироксенитами (вебстеритами), а потому их, как и лабинский тип, затруднительно тесно увязывать с гарцбургитами – породами, состав которых наиболее сходен с хризотил-асбестом.

В. Р. Артемов [4] на основании особенностей проявления асбестоносности выделяет еще один тип – *брединский*, связанный с нацело серпентинизированными ультрамафитами. Он отличается широким развитием мелкой сетки жил, мелкопрожила и просечек. Обычно это мелкие объекты, не имеющие серьезного промышленного значения. Они известны большей частью на Урале и в Казахстане не выделялись. Целесообразно их рассматривать в качестве частного случая *баженовского* геолого-промышленного типа.

Положение волокон относительно стенок жил также не всегда является постоянным признаком, и все три вида асбеста встречаются практически во всех геолого-промышленных жилах, проявляясь в них в разной степени (см. таблицу). Типы асбестоносности на месторождениях, связанных с ультрамафитами, резко разнятся. Однако

тип одиночных жил, являющийся определяющим в лабинском типе, можно рассматривать как частный случай сложных отороченных жил, или наоборот. Мелкая и крупная сетки жил занимают определенное место в рудах месторождений карачаевского типа. Лишь месторождения аспагашского типа стоят особняком, но их практически нет в Казахстане.

**Баженовский геолого-промышленный тип** – наиболее широко распространенный тип хризотил-асбестовых месторождений. К нему принадлежат такие гиганты, как Баженовское, Киембаевское, Актоврацкое (Россия), Манро, Тетфорд (Канада), Шабани, Машаба (Зимбабве), Джетыгара (Казахстан), а также менее крупные объекты – Алапаевское, Лесное, Режевское, Красноуральское, Кривское, Ильчирское, Молодежное (Россия), Батмановское, Хантау (Казахстан) и многие другие. Месторождения этого типа дают подавляющее количество товарного хризотил-асбеста на мировом рынке.

Объекты баженовского типа приурочены к альпинотипным массивам тектонизированных ультрамафитов, принадлежащих к дунит-гарцбургитовой ассоциации габбро-перидотитовой формации. В районах месторождений гарцбургиты и дуниты серпентинизированы в различной степени и образуют полную гамму переходов от неизмененных пород или пород слабо серпентинизированных до пород нацело серпентинизированных. Тектонизированные ультрамафиты образуют ядра, размеры которых колеблются от первых сантиметров до нескольких километров по длинной оси. Кроме указанных выше пород встречаются лерцолиты и вебстериты, амфиболиты. Массивы имеют линейную ориентировку вдоль сутурных линий или надвиговых фронтов и представляют собой протрузии. Большинство рудных тел окаймляют ультрамафитовые ядра и имеют форму линз, лент и пластов. Каждое тело имеет внутри зональность асбестоносности. Все залежи объединяются в рудные поля, число которых часто зависит от количества крупных ядер ультрамафитов. Массивы ультрамафитов и рудные тела рассечены системами более поздних разрывных нарушений, полости которых часто выполнены дайками кислого состава, в контакте с которыми руды испытывают антигоритизацию и оталькование.

## Геолого-промышленные типы месторождений хризотил-асбеста Казахстана

| Геолого-промышленный тип месторождений   | Геологическая формация (группа формаций, ассоциация)          | Структурно-морфологические типы рудных тел | Главнейшие типы асбестоносности   | Положение волокна по отношению к стенкам вмещающих полостей | Параметры объектов |               | Главнейшие объекты  |  |
|--|---|--|---|---|--------------------|---------------|---|--|
|  |   |  |   |   | в мире             | в Казахстане  | в мире  | в Казахстане   |
| Поперечно-волокнистого зонально размещенного хризотил-асбеста в серпентинизированных ультрамафитах – базальтовый тип | Габбро-пегматитовая формация, дунит-гарцбургитовая ассоциация | Пластообразные тела, ленты и линзы         | Простые и сложные отороченные жилы, крупная и мелкая сетка жил, мелкопрожил | Поперечное, реже косое и изогнутое, еще реже продольное     | До уникальных      | До уникальных | Баженовское, Киембаевское (Россия), Тетфорд (Канада), Шабани (Зимбабве) | Джетыгара, Батмановское, Хангау                      |
| Поперечно-волокнистого хризотил-асбеста в серпентинитах – лабинский тип  | Габбро-пегматитовая формация                                  | Жилы, ленты                                | Одиночные и сложные жилы, мелкая сетка, мелкопрожил                         | Поперечное, реже косое и изогнутое                          | Мелкие             | Мелкие        | Лабинское, Псянчское (Россия), Нью-Амиантус (США)                       | Джамбульское, Тарланское                             |
| Продольно-волокнистого хризотил-асбеста в серпентинитах – карачаевский тип   | Габбро-пегматитовая формация                                  | Линзы, жилы, ленты                         | Одиночные, простые и сложные жилы, крупная и мелкая сетка, мелко-прожил     | Продольное, реже косое, чрезвычайно редко поперечное        | До крупных         | До крупных    | Карачаевское (Россия), Бунайское, (Таджикистан)                         | Ешкильмес, Шайтангас, Акжал, Южное Аиртау, Джангабул |
| Хризотил-асбеста в серпентинизированных доломитах – аспагашский тип  | Группа осадочных формаций (доломиты)                          | Линзы, жилы, ленты                         | Простые и сложные жилы  | Любое   | До крупных         | -             | Аспагашское (Россия), Аризона (США)                                     | Нет  |



Запасы асбеста на этих месторождениях достигают десятков миллионов тонн. Качество хризотил-асбеста зависит от типа асбестоносности, развитого в рудных телах. Подавляющее большинство жил поперечно-волокнутое. Оптимальным является широкое развитие крупной и мелкой сетки жил, которые, с одной стороны, дают максимальный выход волокна, а с другой – характеризуются максимальной интенсивностью асбестоносных жил.

В Казахстане объекты баженовского геолого-промышленного типа широко распространены. На Уральском щите это два месторождения – Джетыгаринское и Батмановское и многочисленные проявления, залегающие во фрагментах океанских литосферных плит, которые расположены как вблизи сутурных линий, так и в зонах обдукции.

В пределах Восточно-Казахстанского щита объекты, которые можно отнести к баженовскому типу, также многочисленны и занимают сходную геологическую позицию. Они известны во фрагментах океанских литосферных плит вблизи Тектурмасской, Шидертинской, Кентерлауской, Жалаир-Найманской, Акшатауской, Тарбагатайской, Чарско-Горностаевской и других сутурных линий. Они известны также среди ультрамафитов обдукционных зон: Боровской, Шидертинской, Кендыктасской, Прибалхашской, Акбастау-Космурунской.

Среди геологических объектов баженовского геолого-промышленного типа в Восточно-Казахстанском щите выделяется Хантауское месторождение. Остальные проявления изучены слабо.

Джетыгаринское месторождение занимает ведущее место среди асбестовых месторождений Казахстана. Поскольку особенности геологического строения, методика изучения и результаты эксплуатации этого уникального по количеству запасов месторождения периодически публикуются на страницах научных журналов, рассмотрим здесь другие месторождения Казахстана.

Батмановское месторождение хризотил-асбеста расположено на Южном Урале, в Карабалыкском районе Костанайской области, в 28 км к юго-юго-востоку от районного центра

Карабалык. В 1962 г. при оценке коры выветривания Батмановского ультраосновного массива на никель и кобальт и в 1962-64 гг. во время комплексной геологической съемки масштаба 1:50000 в керне скважин были отмечены прожилки поперечно-волокнутого асбеста. Целенаправленные поиски хризотил-асбеста на массиве были осуществлены в 1980-1982 гг., а в 1982-1985 гг. были проведены поисково-оценочные работы с подсчетом запасов месторождения А. Н. Лепиловым, Е. В. Зоренко и др.

Месторождение приурочено к Батмановскому ультраосновному массиву, который относится к притобольско-аккаргинскому гипербазитовому силурийско-девонскому магматическому комплексу Тургайского прогиба. В плане массив имеет сложную форму, вытянутую в северо-восточном направлении на 5,5 км при ширине до 2 км, и серией даек диоритовых порфиритов расчленен на Западный и Восточный блоки, с которыми связаны одноименные залежи хризотил-асбеста. Крутопадающим асбестовым залежам массива свойственна зональность баженовского типа, имеющая кольцевое расположение вокруг перидотитовых ядер как в плане, так и в разрезе.

Западная залежь, имея протяженность 1,8 км при ширине до 0,7 – 0,8 км, окаймляет сгруппированные многочисленные ядрышки серпентинизированных ультрабазитов. Промышленная асбестоносность представлена сложными, простыми и отороченными жилами и жилками сетчатого типа в хризотил- и хризотил-лизардитовых серпентинитах. Восточная залежь во много раз больше Западной и в виде эллипсоида с крутым субвертикальным падением вытянута на 5 км при ширине блока 1,6 км. Центральная часть блока представлена раздробленным крупным ядром серпентинизированных ультрабазитов, вокруг которого серпентиниты смешанного состава содержат промышленную асбестоносность. Установлено, что с глубиной насыщенность пород асбестом заметно не уменьшается, так что возможность обнаружения новых залежей на более глубоких горизонтах не исключается.

Предварительно оцененные запасы до глубины 200 - 300 м классифицированы по категории  $C_2$  в количестве 2 638 тыс. т, а по категории  $P_1$  – 406 тыс. т. Среднее содержание волокна в целом в

пределах промышленных типов асбестоносности по сумме I-VI сортов (класс крупности +0,5мм) равно 1,36 %\* при бортовом содержании волокна 1 % условного VI сорта.

Хантауское месторождение хризотил-асбеста расположено в Жамбыльской области в 22 км от железнодорожной станции Хантау. Хризотил-асбест в горах Хантау выявлен в 1959 г. И. Л. Клименко и др., а последующими работами к 1966 г. установлено наличие месторождения. Оно приурочено к массиву ультрамафитов габбро-перидотитовой формации. Хантауский массив прослежен на 9 км с северо-запада на юго-восток при небольшой ширине (200-220 м), а местами прерывается и делится на части: северо-западную, центральную, юго-восточную.

Асбестоносной является центральная часть, где поисково-разведочными работами установлены две асбестоносные зоны: Западная и Восточная. Они отличаются друг от друга формой асбестовых залежей, типами жилкования, содержанием и длиной волокна хризотил-асбеста и др.

Западная асбестоносная зона более богатая, протягивается на 1800 м при мощности от 20 до 90 м. Рудное тело имеет форму крутопадающей пластины. На глубину прослежено до 280 м. Вмещающие породы в основном представлены серпентинитами антигорит-хризотилового состава зеленого, зеленовато-серого цвета. Хризотил-асбест поперечно-волокнистый, встречаются косо- и продольно-волокнистые разновидности. Установлено несколько типов жилкования хризотил-асбеста. Кроме просечек развиты простые и сложные жилы, которые тяготеют к западному контакту рудного тела, а также мелкая сетка и мелкопрожил. Содержание асбеста очень неравномерное и меняется от долей процента до 15-17 % по сумме первых шести сортов (класс крупности +0,5 мм), в среднем составляя 3,4 % . Длина волокна небольшая, до 5, иногда до 10 мм.

Восточная асбестоносная зона представляет собой линзу длиной 1,5 км и средней мощностью около 60 м. Хризотил-асбест в основном косо- и продольно-волокнистый, реже поперечно-

волокнистый. Встречаются мелкосетчатая и мелкопрожилковая асбестизация с бедным содержанием первых шести сортов до 1 %. В асбестовых жилах установлено высокое (до 14 %) содержание немалита. По геологическому строению и генетической принадлежности Восточная асбестоносная зона является как бы переходной между баженовским и карачаевским геолого-промышленными типами. Запасы хризотил-асбеста Хантауского месторождения, подсчитанные по сумме шести сортов, 1,0 млн. т (Западная асбестоносная зона). Геологические запасы оцениваются в пределах 3-3,5 млн. т.

Объекты *лабинского геолого-промышленного типа* широко распространены как в мире, так и в Казахстане.

Среди них многочисленные мелкие месторождения: Лабинское, Псянческое, Устейское, Кускунугское (Россия), Нью-Амиантус, Хавелок (ЮАР) и другие. Иногда подобные рудные тела встречаются на месторождениях баженовского типа, например на Красноуральском и Алапаевском в России.

Месторождения лабинского типа залегают полностью в серпентинизированных ультрамафитах (серпентинитах), породообразующим минералом в которых является лизардит. Учитывая, что рассматриваемые объекты часто проявляют пространственную связь с месторождениями баженовского типа, можно предположить, что вмещающие серпентиниты большей частью возникают по образованиям дунит-гарцбургитовой ассоциации габбро-перидотитовой (альпинотипной) формации.

Рудные залежи представляют ленты и полосы серпентинитов, рассеченные одиночными и сложными жилами, редко мелкой сеткой и мелкопрожилом. Структурно-тектоническая позиция объектов этого типа практически не отличается от таковой баженовского типа.

В Казахстане известны многочисленные рудопроявления, залегающие в Боровском районе, Чу-Балхашской, Шидертинской, Олетинской, Каратауской, Шарско-Горностаевской и Заилийской минерагенических зонах. Наиболее изученные из

\* В связи с тем что все месторождения Казахстана были изучены до введения новой методики обработки проб асбеста по классам крупности, здесь и далее содержания асбеста указываются для первых шести (I-VI) сортов асбеста, что соответствует содержанию асбеста по классу +0,5 мм.

них располагаются в Шу-Балхашской зоне, к их числу относятся Джамбульское и Тарланатское.

Джамбульское проявление залегает в серпентинитах Джамбульского массива, образующих линзы среди габбро. Серпентиниты – черные, зеленовато-черные, зеленые, чаще массивные, иногда рассланцованные, развиты, вероятно, по гарцбургитам и верлитам. Размеры линз серпентинитов в целом не велики (15-25 м в длину и 5 м в ширину); единичные линзы имеют более крупные размеры (мощность одной линзы достигает 80 м). Асбестовые жилы выявлены лишь в трех линзах серпентинитов. Асбест поперечно-волокнистый. Мощность жил колеблется от 0,5 до 3 см. По типу асбестоносности выделяются одиночные и сложные отороченные жилы, распространен мелкопрожил.

Асбестоносные линзы серпентинитов концентрируются в северо-восточной части массива, расстояние между ними 15-150 м. На двух асбестоносных линзах проведены поисково-разведочные работы. Запасы хризотил-асбеста подсчитаны в количестве 4110 т. Массив оценен как бесперспективный [5].

Тарланатское проявление находится в северо-западной части Тарланатского габбро-перидотитового массива, в 20 км на юго-восток от рассмотренного выше Джамбульского. Проявление занимает площадь около 3 000 м<sup>2</sup> и приурочено к краевой части массива, вблизи тектонического контакта его с песчано-конгломератовой толщей карадокского возраста. Непосредственно в зоне контакта, в рассланцованных серпентинитах, асбест наблюдается в виде сплюснутых по плоскостям сланцеватости продольно-волокнистых масс. Местами жилы имеют прямолинейные ограничения, местами они изогнуты. Волокно ломкое, но без примеси немалита. На удалении от контакта, в массивных серпентинитах, асбест поперечно-волокнистый, нормальной прочности. Он встречается здесь в виде одиночных жил, нередко отмечаются мелкая сетка и мелкопрожил. Содержание хризотил-асбеста неравномерное и колеблется от 0,36 до 5 - 8 %. Асбестоносные серпентиниты прослежены до глубины 25 м, причем асбестоносность с глубиной не исчезает. Тарланатское проявление хризотил-асбеста является наиболее крупным представителем лабинского

геолого-промышленного типа в Казахстане. Перспективы его вызывают сомнения, хотя некоторые исследователи оценивали их положительно.

Объекты *карачаевского геолого-промышленного типа* распространены в мире широко. К их числу относятся Ист-Брутон (США), Слип (Зимбабве), Бунайское (Таджикистан), Карачаевское и Мойвинское (Россия), Ешкиольмес (Казахстан). Как правило, они залегают в смятых и интенсивно рассланцованных апоперидотитовых серпентинитах, испытавших полную лизардитизацию, хризотилизацию и антигоритизацию. Рудные залежи имеют линзо- и лентообразную форму, изредка образуют жилы. Большая часть асбеста продольно-волокнистая, хотя наблюдаются жилы с косым и поперечным волокном. Асбестовые жилы образуют либо одиночные жилы, либо сетку, в значительной степени деформированную, с уплощенной формой ячеек. Особенности месторождений этого типа являются интенсивная деформация как жил, так и вмещающих пород, наличие многочисленных пострудных разрывных нарушений, зеркал скольжения. В жилах часто присутствует немалит, делающий асбестовое волокно хрупким. В Казахстане объекты карачаевского типа известны в Улытауском минерагеническом поясе (месторождения Ешкиольмес, Шайтантас, Акжал, Южное Аиртау, Джангабул).

Месторождение Ешкиольмес расположено в 130 км к северо-западу от г. Жезказган. Как проявление известно с 1912 г. Месторождение было впервые изучено К. И. Сатпаевым и И. С. Яговкиным, разведано Ю. И. Кручьяковым, В. Н. Годовиковым и А. В. Струтынским в 1951-1961 гг. Качество волокна оценивалось рядом институтов, в том числе КазИМС. Минералогия месторождения детально изучена О. Б. Бейсеевым [6].

Месторождение находится в юго-западной части Восточно-Казахстанского щита, в Улытау-Арганатинской системе аккреционных призм. Среди последних устанавливаются две меридиональные сутурные линии: Восточно-Улытауская протяженностью 200 км и Западно-Улытауская протяженностью 300 км, которые трассируются раннепалеозойскими ультрамафитами. Месторождение Ешкиольмес располагается



в ультрамафитах Восточно-Улытауской сутуры. Ешкиольмесский массив, к которому приурочено месторождение, представляет собой крупное линзообразное тело длиной 12 км, шириной 2 км, падающее в северо-восточном направлении под углом 70°. Вмещающими породами для ультрамафитовой протрузии являются гнейсы и сланцы нижнего протерозоя. Краевые части массива сложены интенсивно метаморфизованными габбро, местами окаймленными амфиболитами. В средней части массива расположены две крупные линзы хризотил-антигоритовых и хризотиловых серпентинитов, развитых в основном по пироксеновым перидотитам. Серпентинитовые линзы в осевой части массива отделены друг от друга серпентинизированными пироксенитами и габбро. На севере осевой части массива выделяется относительно крупное ядро слабо серпентинизированных, оталькованных пироксенитов, среди которых преобладают бронзититы и реже встречаются вебстериты.

Среди жильных образований установлены габбро-диабазы и лампрофиры. В секущем залегании находятся тела гранат-пироксеновых и хлорит-гранатовых пород.

На месторождении установлено два этапа асбестообразования. На первом этапе возникли массивные серпентиниты с поперечно-волокнистым асбестом, образованным, по мнению А. В. Струтынского [7], автометаморфическим путем. Эти руды во втором, аллометаморфическом, этапе в результате последующих тектонических деформаций массива превратились в смятые серпентиниты. При смятии пород асбест в жилах приобрел сначала косо-волокнистую, а затем продольно-волокнистую текстуру. Гидротермы второго этапа усложнили минеральный состав асбестовых жил, в них отложилось большое количество немалита, магнетита и других минералов.

Месторождение представлено двумя асбестоносными залежами: Западной и Восточной, приуроченными к соответствующим разломам. Асбестовые жилы в залежах развиты по трещинам среди серпентинитов. Западная залежь имеет падение на северо-восток под углом 50°. Длина залежи составляет 4300 м, средняя мощность на Северном участке 50 м, Центральном – 160 м, Южном – 165 м. Залежь

прослежена до глубин 250 - 300 м и одной скважиной до 600 м.

Восточная залежь тоже имеет северо-восточное падение под углами 60-70° и общую протяженность 5200 м. Она состоит из трех крупных рудных тел: Северного, Центрального и Южного, которые отделены друг от друга небольшими участками безрудных серпентинитов.

На месторождении выделяются два основных типа руд: массивные серпентиниты с поперечно-волокнистым асбестом и в различной степени смятые серпентиниты с продольно-волокнистым асбестом. В массивных рудах наблюдаются почти все типы асбестоносности: одиночные и сложные жилы, крупно- и мелкосетчатые жилы, мелкопрожил и просечки. Мелкопрожил и просечки наиболее распространены. Однако характерной для баженковского типа зональности типов асбестоносности не наблюдается.

Второй тип руд слагает подавляющую часть залежей (около 95 %). В нем по степени смятия выделяются слабо и сильно смятые серпентиниты с продольно-волокнистым асбестом. Слабо смятые руды слагают серпентиниты хризотил-антигоритового и антигоритового составов с мелко-параллелепипедальной или плитчатой отдельностью и повышенной трещиноватостью. Жилы асбеста в них косо- и продольно-волокнистые. Они образуют косоугольную сетку, реже бывают субпараллельными. Асбестовые жилы в основном полиминеральные, количество сопутствующих минералов в них достигает 20 %. Волокно имеет низкую прочность. В смятых рудах волокно обычно тесно срастается с немалитом, магнетитом и кальцитом, количество которых достигает 20 % объема жил. Слабо смятые руды составляют 65-70 %, сильносмятые – 25-30 %, массивные – 4-5 % от общих запасов месторождения.

Среднее содержание геологических сортов асбеста в целом по Ешкиольмесскому месторождению для всех разновидностей руд по сумме первых шести сортов составляет 1,53 %. Удельный выход I – III сортов – 11,1 %.

Месторождение разведано, подсчитаны запасы по категориям В и С<sub>1</sub>: до глубины 300 м – 4,7 млн. т, глубже, до 500 – 600 м – 5,6 млн. т, всего 10,3 млн. т. Горно-технические условия разработки

месторождения несложные: обводненность залежей слабая, зона выветривания незначительная, залежи выходят на поверхность на полную мощность, коэффициент вскрыши не превышает 1,77. Несмотря на это, в связи с отрицательными результатами технологических исследований эти запасы переведены в забалансовые. Освоение месторождения определено как экономически нецелесообразное вследствие относительно низкого содержания асбеста, наличия в нем немалита и пониженной прочности волокна.

Акжалское месторождение является типичным представителем карачаевского геолого-промышленного типа. Оно приурочено к одноименному массиву, который состоит из небольших линз серпентинитов, разбросанных на площади 20 км<sup>2</sup>: они образуют полосу длиной 16 км, шириной 1-200 м северо-восточного направления. Установлено более 30 тел сильно перемятых и рассланцованных антигоритовых серпентинитов, которые не содержат реликты первичных гипербазитов.

Поисково-разведочными работами 1959-1963 гг. в районе месторождения определены некоторые особенности хризотил-асбеста исключительно продольно-волокнутого. Содержание немалита достигает 40-60 %. Выявлено несколько асбестовых рудных тел. Содержание хризотил-асбеста не превышает по сумме шести сортов 1,5-1,6 %. Асбест ломкий.

В настоящий момент месторождения карачаевского геолого-промышленного типа в Казахстане промышленного значения не имеют.

Месторождения *аспагашского геолого-промышленного* типа известны в России (Аспагашское), Киргизии (Укокское, Баркраксай), ЮАР (Каролина), США (Глоб, Гумбстон, Аризона) и других странах. Они распространены ограниченно и обычно небольших размеров, крупные объекты встречаются крайне редко. Проявления аспагашского типа приурочены к участкам развития магнезиальных карбонатных пород, прорванным разными по размерам интрузиями мафическо-салического состава [1]. В асбестоносных доломитах всегда имеются пачки

и прослой глинистых доломитовых мергелей. На месторождениях известны интрузивы различной формы и параметров. Массивы обычно сложены гранитоидами (месторождения Укокское, Баркраксай), реже габброидами. Дайки образованы микрогранитами и спессартитами.

Развитая здесь серпентинизация охватывает обычно мергели полностью и участки доломитов, расположенные вдоль контакта с мергелями. Редко доломитовые пласты серпентинизированы тоже полностью. Серпентинизация сопровождается развитием офиокальцита и мраморизацией доломитов. Иногда наблюдается скарнирование. Вторично измененные породы имеют зональное строение. Зональность ориентирована перпендикулярно напластованию пород. Вдоль и вблизи поверхностей напластования пород развиваются серпентиниты, на некотором удалении от этой поверхности располагается офиокальцит, мраморизация наблюдается лишь в доломитах. Кроме плоскостей напластования серпентинизация развивается вдоль разрывных нарушений. Жилы серпентинита, секущие доломиты и доломитовые мергели всегда окружены каймой мраморов, состав которых чисто кальцитовый. На ряде объектов, где известны интрузивы гранитоидного состава, устанавливается скарнирование, предшествовавшее процессу серпентинизации. Серпентинизация наложена на скарны, однако интрузивы находятся в секущем положении к ней.

Асбестовая минерализация пространственно связана с серпентинитами и представлена сложными и простыми типами жил, протягивающимися согласно с простираем серпентинитовых полос. Большинство жил сложено поперечно-волокнустым асбестом. Содержания асбеста в рудах невысокие и составляют 0,5-1,0 %. Преобладает коротковолокнистый асбест, однако встречаются жилки с волокном 2-3 см. Руды маложелезистые, что повышает в определенной мере их ценность.

В Казахстане известны лишь одиночные проявления аспагашского типа, которые находятся в Западном и Юго-Западном Прибалхашье, Каратау и Южной Джунгарии.

**ЛИТЕРАТУРА**

1. *Артемов В. Р., Колбанцев Р. В.* Хризотил- и антофиллит-асбест// Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые. Л.: Недра, 1986. С. 580 - 601.
2. *Татаринов П. М.* Генетические типы месторождений хризотил-асбеста// Месторождения хризотил-асбеста СССР. М., 1967. С. 16 - 25.
3. *Алиева О. З., Смирнов Ю. В.* Метаморфизм и минералогия гипербазитов дунит-гарцбургитовой формации в связи с эволюцией структурных элементов геосинклинали // Асбесты СССР. М., 1974. Вып. 1. С. 54-71.
4. *Артемов В. Р.* Перспективы хризотил-асбестоносности на восточном склоне Южного Урала// Советская геология. 1958. № 10. С. 100 - 117.
5. *Бок И. И., Ведерников Н. Н., Клименко Н. Л.* Асбест и тальк// Геология СССР. Т. XL. Южный Казахстан. Полезные ископаемые. М.: Недра, 1977. С. 246 - 252.
6. *Бейсеев О. Б., Жусупов М. Е.* Минералогическое и технологическое изучение хризотил-асбеста Ешкиольмесского месторождения с целью очистки и обогащения// Минералогическое и технологическое изучение асбестов Казахстана. Алма-Ата, 1977. С. 129 - 164.
7. *Струтынский А. В.* Месторождения хризотил-асбеста// Геология СССР. Т. XX. Центральный Казахстан. Полезные ископаемые. Кн. 1. М.: Недра, 1989. С. 428 - 437.



УДК 552.31.311

## ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ, МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАССИВА ГОРНБЛЕНДИТОВОГО ГАББРО

*ШИ ЦЗЯНЬМИНЬ, инженер высокой классификации, инженерный кандидат,  
Институт геологического обследования провинции Хэйлуцзян, г. Харбин, 150036 КНР;  
ХУ СИНЬ, инженер высокой классификации, кандидат геологических  
и минералогических наук,  
Институт геологической науки провинции Хэйлуцзян, г. Харбин, 150036 КНР;  
ЛИ ЮЧЖУ, профессор, доктор геологических и минералогических наук,  
Чанъаньский университет, г. Сиань, 710054 КНР*

Тектоникалык жагдайдың талдауынаң және генезис типтен, петрография, минералогия, петрохимия бағыттардаң горнблендиттік габброньң сілемі зерттелген. Циркондік U–Pb хронология сілемі құрылуның жасы  $215 \pm 2.0$  млн. жыл болуын көрсетеді, демек ол соңғы триастен ерте юраға дейін құрылды. Горнблендиттік габброньң сілемі аралды доғаның мұхитті шекаралында емес, континентті жақтың доғалық жағдайында құрылғаны РЗЭ аналитикалық нәтижелер көрсетеді.

Изучен массив горнблендитового габбро с позиций петрографии, минералогии, петрохимии, типа генезиса и анализа тектонической обстановки. Цирконовая U–Pb хронология показывает, что возраст образования массива составляет  $215 \pm 2.0$  млн. лет, т. е. он образовывался от позднего триаса до ранней юры. Аналитические результаты РЗЭ показывают, что массив горнблендитового габбро сформировался в дуговой обстановке континентального края, а не в океанических пределах островной дуги.

A general understanding on the massif of hornblende gabbro is available through the analysis of petrology and mineralogy, petrochemistry, genetic types and tectonic settings. On the study of U-Pb dating method of zircon, the conclusion can be drawn that its diagenetic age is:  $215 \pm 2.0$  Ma, and that the formation age is Late Triassic - Early Jurassic. Analytical results for rare earth elements show that the massif of hornblende gabbro is formed in the environment of continental margin arc, while is not formed in the range of oceanic island arc.

Изученный район располагается в северо-восточной части провинции Хэйлуцзян КНР, в районе р. Танван г. Ичунь. Географические координаты: в. д.  $129^{\circ}23'30'' - 129^{\circ}26'00''$ ; с. ш.  $48^{\circ}28'30'' - 48^{\circ}30'00''$ .

В тектоническом отношении изученный район находится в складчатой области геосинклинали Хинган-Монголия, в складчатой системе геосинклинали Ичунь - Яньшоу, на северном конце зоны срединного поднятия Усин – с. Гуаньсун, в районе поднятия р. Танван – с. Гуаньсун, а также в соединенной части блока Цзямус с северным концом древнего протерозойского авлакогена горы Дунфэн [1]. Зона рудообразования расположена на северном конце полиметаллической зоны рудообразования Ичунь – хр. Чжангуанцай. Изученный район претерпевал сложные геологические процессы, сопровождавшиеся образованием

геологических структур, развитием вулканизма и магматической активности, особенно раннепротерозойской. Всё это представляло благоприятный источник тепла и вещества для полиметаллического рудообразования, местами имеется перспектива для поиска полиметаллической руды, поэтому изученный район относится к важной составной части зоны полиметаллического рудообразования Ичунь–Яньшоу по направлению ССВ [2] [3] [4].

В изученном районе отложения не развиты, только на его севере встречается голоцен ( $Qh^{al}$ ): он в основном расположен в виде ленты и ветви по р. Танван и по долинам её притоков, представляет собой элювиально-аллювиальные пески, гальки и глину.

### 1. Петрографические особенности

Интрузивные породы широко развиты в изученном районе, их типы сложные: основные, средние и кислые породы, в том числе преобладает гипабиссальный и абиссальный гранит. Всего имеется две фазы интрузивных пород ( $T_3J_1v$ ), которые являются соответственно поздне триасово-раннеюрскими и раннемеловыми интрузивными породами. Они представляют собой соответственно поздне триасово-раннеюрские горнблендитовое габбро ( $T_3J_1v$ ), кварцевые диориты ( $T_3J_1\delta$ ) и монцонитовые граниты ( $T_3J_1\eta\gamma$ ), а также раннемеловые щелочно-полевошпатовые граниты ( $K_1\chi\gamma$ ).

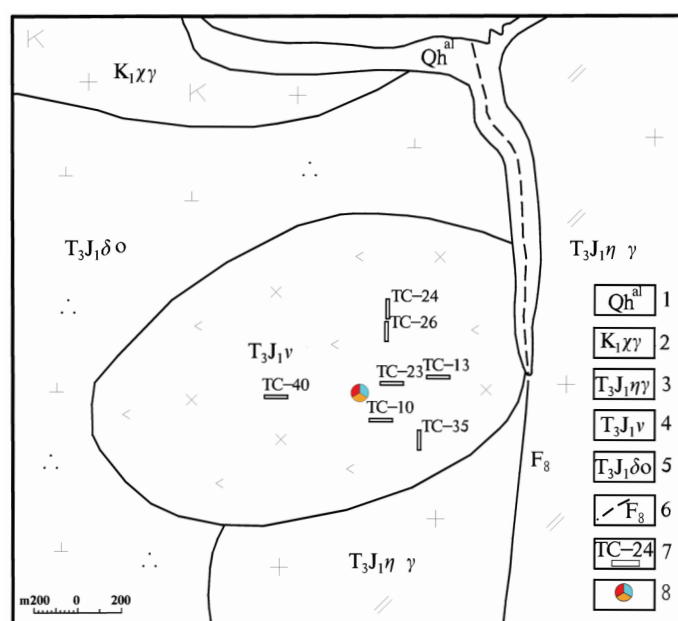
На северном и западном флангах массива горнблендитовое габбро контактирует с поздне триасово-раннеюрскими кварцевыми диоритами, а на восточном фланге – с поздне триасово-раннеюрскими монцонитовыми гранитами по разлому F8, который расположен субмеридиально. На южном фланге массив также граничит с монцонитовыми гранитами такого же времени. Все эти

породы относились к одному магматическому очагу, вследствие магматической дифференциации были образованы разные интрузивные породы основного-среднекислого состава (рис. 1).

Данный массив обнажен слабо, имеет эллиптическую форму, площадь составляет 2,01 км<sup>2</sup> примерно, на западном и северном флангах контактирует с кварцевыми диоритами, на восточном по разлому – с монцонитовыми гранитами.\*

#### 1.1. Минеральные особенности горных пород горнблендитового габбро

Горные породы массива горнблендитового габбро в основном состоят из плагиоклаза, пироксенов (авгита и бронзита), горнблендита, небольшого количества оливина и биотита, а также незначительного количества аксессуарных минералов. Горнблендитовые габбро представляют собой средне-мелкозернистые породы серо-чёрно-темно-зелёного цвета, обладают габбровой структурой и массивной текстурой, состоят из следующих минералов.



**Рис. 1.** Геологическая карта ультрабазического магнетита лесхоза Шилинь г. Ичунь: 1 – четвертичная система; 2 – раннемеловые щелочно-полевошпатовые граниты; 3 – поздне триасово-раннемеловые монцонитовые граниты; 4 – поздне триасово-раннемеловые горнблендитовые габбро; 5 – поздне триасово-раннемеловые кварцевые диориты; 6 – фактически установленные разломы и их номера; 7 – положение канав и их номера; 8 – ультрабазический ванадиевый титаномангнетит

\* Сун Гошэн и др. Исследовательский отчет геологии и полезных ископаемых лесхоза Шилинь и р. Танван г. Ичунь провинции Хэйлунцзян масштаба 1: 50 000.

**Плагиоклаз.** Его содержание занимает 40 - 50 % от суммарного объёма горных пород. Под микроскопом плагиоклаз бесцветный, гипидиоморфной и таблитчатой формы, размером 0,5-3 мм. Полисинтетический двойник развит, швы двойника более широкие, иногда развито зонально-кольцевое строение,  $A_p=52-58$ , что соответствует лабрадору, иногда  $A_p=68-85$ , что достигает битовнита [5],  $Np'\wedge (010) = 26^\circ-32^\circ$ . Плагиоклаз претерпел постмагматическое гидротермальное изменение – сосюритизацию и вторичное изменение – серицитизацию и каолинизацию, что привело к десицификации в породах (см. пробы HCG-3 и HCG-4 в табл. 1).

**Клинопироксен.** Его содержание занимает примерно 30 % от суммарного объёма горных пород. Зелено-чёрный и чёрный, под микроскопом светло-зелёный, гипидиоморфной короткопризматической формы, размер 0,4-2,4мм, максимальный размер 1,5мм × 1мм. Плеохроизм незаметный, максимальная интерференционная окраска достигает синего – зелёного цвета II, по оптическим свойствам он относится авгиту [5]. На призматической поверхности часто встречается одна группа совершенной спайности, на поперечном сечении – две группы близко перпендикулярных спайностей. Вокруг его иногда отмечается реакционная кайма из горнблендита, внутри содержатся кристаллы плагиоклаза с образованием офитовой структуры.

**Ортопироксен.** Его содержание занимает примерно 10 % от суммарного объёма горных пород. Зернистой или короткопризматической формы, размер менее 1,2 мм. Под микроскопом он проявляет светло-коричневый цвет со светло-зелёной окраской, обладает слабым плеохроизмом, Ng – ярко-зелёный, Nm – коричнево-жёлтый, Np – светло-жёлтый, максимальная интерференционная окраска достигает оранжевого цвета. На призматической поверхности часто встречается одна группа совершенной спайности, на поперечном сечении – две группы близко перпендикулярных спайностей. По оптическому свойству он относится к бронзиту [5], вокруг его иногда видится реакционная кайма из горнблендита.

**Горнблендит.** Его содержание занимает примерно 10-20 % от суммарного объёма горных пород. Под микроскопом он проявляет темно-зелёный цвет, обладает гипидиоморфной

призматической и зернистой формой. Его размер изменяется в интервале 0,4-4 мм, на призматической поверхности проявляет одну группу совершенной спайности, на поперечном сечении – две группы ромбических спайностей,  $С\wedge Ng'=15^\circ-23^\circ$ , плеохроизм заметный, Ng – темно-зелёный, Nm – зелёный, Np – жёлто-зелёный. Он относится к обыкновенной роговой обманке [5], иногда заменен хлоритом и биотитом.

**Биотит.** Его содержание занимает примерно 7 % от суммарного объёма горных пород. Чёрный цвет, сланцеватая форма, размер 0,5-2 мм, под микроскопом бурый цвет, обладает заметным плеохроизмом, Ng – темно-бурый, Nm – бурый, Np – светло-жёлто-бурый, в нём встречаются железные выделения. Данный минерал часто заменен хлоритом.

**Оливин.** Его содержание занимает примерно 5 % от суммарного объёма горных пород. Зерна изометрические, максимальный размер достигает 1,5 мм, спайность не развита, но расщепление развито, положительно высокий рельеф, параллельное угасание, максимальная интерпретационная окраска достигает синего цвета II, (+) 2V приближается к 90°. По оптическим свойствам он относится хризолиту [5].

**Акцессорные минералы.** По шлиховому анализу они состоят из циркона, самородного свинца, галенита, пирита, шеелита, сфена, апатита. В кристаллах плагиоклаза, горнблендита, пироксенов и биотита часто отмечаются магнетит и апатит [6].

## 1.2. Геохимические особенности

### 1.2.1 Петрохимические особенности макроэлементов

Аналитические результаты макроэлементов приведены в табл. 1. Как видно из этой таблицы, содержание SiO<sub>2</sub> варьирует в интервале 38,30 – 42,98 %. Кремнезём более истощен, горные породы относятся к основным породам [7]. Содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> составляет 16,04 – 19,20 %, в среднем 17,67 %, MgO 7,20 – 9,07 %, в среднем 8,04 %; CaO 12,7-16,40 %, в среднем 14,66 %. Отношение Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O = 7,70–12,33, Na<sub>2</sub>O значительно больше, чем K<sub>2</sub>O, отношение Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O более низко, изменяется в интервале 0,66–0,91 %, что проявляет особенности основных пород [7].



Таблица 1. Химический анализ интрузивных пород изученного района, мас. %.  
Горные породы – горнблендитовое габбро (Т<sub>3</sub>-J<sub>1</sub> v)

| Проба  | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO   | MgO  | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> | H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> | CO <sub>2</sub> | п.п.п |
|--------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|-------|------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|-----------------|-------|
| STNL-2 | 42.42            | 0.85             | 18.13                          | 6.16                           | 6.68 | 0.119 | 8.29 | 14.83 | 0.83              | 0.08             | 0.06                          | 0.54                          | 0.22                          |                 | 0.99  |
| HCG-1  | 42.98            | 0.88             | 18.03                          | 6.06                           | 6.51 | 0.12  | 8.20 | 15.16 | 0.77              | 0.09             | 0.11                          | 0.49                          | 0.14                          | 0.05            |       |
| HCG-2  | 42.23            | 0.88             | 19.20                          | 5.82                           | 6.71 | 0.11  | 7.70 | 14.97 | 0.76              | 0.07             | 0.10                          | 0.51                          | 0.09                          | 0.05            |       |
| HCG-3  | 38.3             | 1.47             | 16.04                          | 12.76                          | 8.30 | 0.13  | 7.20 | 12.71 | 0.61              | 0.05             | 0.09                          | 1.53                          | 0.62                          | 0.05            |       |
| HCG-4  | 40.21            | 1.31             | 16.86                          | 9.18                           | 8.16 | 0.13  | 7.75 | 13.87 | 0.77              | 0.10             | 0.13                          | 0.52                          | 0.05                          | 0.07            |       |
| HCG-5  | 42.14            | 0.75             | 17.75                          | 5.73                           | 7.20 | 0.12  | 9.07 | 16.40 | 0.74              | 0.06             | 0.10                          | 0.46                          | 0.11                          | 0.05            |       |

Примечание. Здесь и в табл. 2,3 анализы выполнены в лаборатории института геофизической и геохимической разведки недр г. Ланфана (2008 г.).

Таблица 2. Результаты анализов РЗЭ ( $\times 10^6$ ) интрузивных пород изученного района и их характеристики

| № пробы | La   | Ce    | Pr   | Nd   | Sm   | Eu   | Gd   | Tb   | Dy   | Ho   | Er   | Tm   | Yb   | Lu   | Y    | ΣREE  | LREE  | HREE | LR/HR | L <sub>ан</sub> /Y <sub>бн</sub> | δEu  | δCe  |
|---------|------|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|-------|------|-------|----------------------------------|------|------|
| STNL-2  | 2.12 | 4.53  | 0.70 | 3.39 | 1.01 | 0.40 | 1.17 | 0.21 | 1.24 | 0.26 | 0.68 | 0.09 | 0.74 | 0.09 | 6.71 | 16.62 | 12.15 | 4.47 | 2.72  | 2.05                             | 1.14 | 1.08 |
| HCG-1   | 1.68 | 5.23  | 0.72 | 3.81 | 0.99 | 0.37 | 0.95 | 0.27 | 1.23 | 0.26 | 0.62 | 0.08 | 0.65 | 0.06 | 5.23 | 16.92 | 12.80 | 4.12 | 3.11  | 3.47                             | 1.15 | 0.97 |
| HCG-2   | 1.45 | 3.15  | 0.51 | 2.70 | 0.68 | 0.30 | 0.59 | 0.21 | 0.85 | 0.18 | 0.40 | 0.05 | 0.41 | 0.01 | 4.01 | 11.49 | 8.79  | 2.70 | 3.26  | 12.54                            | 1.42 | 1.05 |
| HCG-3   | 1.57 | 18.55 | 0.56 | 2.94 | 0.76 | 0.32 | 0.82 | 0.23 | 0.98 | 0.20 | 0.50 | 0.06 | 0.52 | 0.03 | 4.79 | 28.04 | 24.70 | 3.34 | 7.40  | 24.62                            | 1.23 | 0.35 |
| HCG-4   | 1.79 | 4.14  | 0.69 | 3.53 | 0.96 | 0.36 | 0.91 | 0.26 | 1.21 | 0.25 | 0.62 | 0.08 | 0.65 | 0.05 | 5.69 | 15.50 | 11.47 | 4.03 | 2.85  | 3.30                             | 1.16 | 1.08 |
| HCG-5   | 1.58 | 3.96  | 0.62 | 3.26 | 0.81 | 0.34 | 0.75 | 0.23 | 1.02 | 0.22 | 0.51 | 0.06 | 0.53 | 0.03 | 6.36 | 13.92 | 10.57 | 3.35 | 3.16  | 5.26                             | 1.31 | 1.04 |

Индекс Ритмана (Г) составляет 1,223 – 3,954, обычно 1,223 – 2,465, что показывает на особенности кальциевых–кальциево-щелочных, в редком случае щелочно-кальциевых пород; индекс солидификации (SI) равен 24,9 – 29,78, что отражает более высокую степень солидификации пород. Индекс дифференциации (DI) изменяется в интервале 4,76 – 7,50, что отражает более высокую степень дифференциации пород [7].

На диаграмме  $FeO^{1}-(Na_2O+K_2O)-MgO$  точки состава пород падают на поле толеита или на объём по трендовой линии последнего (рис. 2).

### 1.2.2 Особенности РЗЭ

Результаты анализа РЗЭ приведены в табл. 2, из которой видно суммарное содержание РЗЭ (“REE”) более низко, варьирует в интервале  $11,49 \times 10^{-6}$  –  $28,04 \times 10^{-6}$ ; отношение лёгких РЗЭ/тяжёлых РЗЭ ( $\sum LREE/\sum HREE$ ) 2,72 – 7,40, степень фракции лёгких и тяжёлых РЗЭ низкая; породы относятся к концентрационному типу лёгких РЗЭ, кривая распределения РЗЭ наклоняется полого на право;  $\delta Eu$  изменяется в интервале 1,14 – 1,42; кривая модели РЗЭ проявляет “пик” на месте Eu, кривая проявляет слабо положительную аномалию Eu. Обычно Eu концентрирован в плагиоклазе, но в данном районе в горнблендитовом габбро содержится более высокое количество плагиоклаза, может быть, это главная причина, приводящая к слабой концентрации Eu [8] (рис. 3).

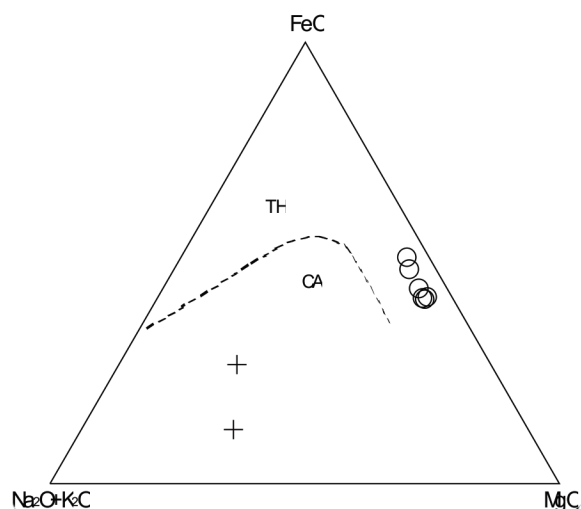


Рис. 2. Диаграмма  $FeO^{1}-(Na_2O+K_2O)-MgO$   
○ — горнблендитовое габбро (T<sub>3</sub>J<sub>10</sub>);  
+ — кварцевый диорит (T<sub>3</sub>J<sub>80</sub>)

### 1.2.3 Особенности микроэлементов

Результаты анализов микроэлементов (табл. 3) показывают, что между разными пробами их измерительное содержание незначительно отличается друг от друга, кроме содержания Th и K в одной пробе. На мультиэлементных спайдердиаграммах, нормированных примитивной мантией (рис. 4), между разными пробами закономерность их изменения в основном согласная. В общем литофильные элементы с большим ионным радиусом (LILE) Rb, Ba, Th и K чуть концентрированы; элементы с высокой силой магнитного поля (HFSE) Nb, Zr средне истощены; элемент Hf высоко концентрирован; Ta, Ba обычно несколько концентрированы. В горнблендитовом габбро содержание Sr заметно концентрировано, может быть, это связано с содержанием в нём плагиоклаза [9].

## 1.3. Петрогенезис и тектоническая обстановка

### 1.3.1 Петрогенезис

На Nb-нормирующей диаграмме, состоящей из микроэлементов в горнблендитовом габбро (рис. 5), стандартизированные кривые проявляют форму M, положительный наклон. Это указывает на том, что горнблендитовое габбро образовалось в неравномерной и истощенной мантии [8].

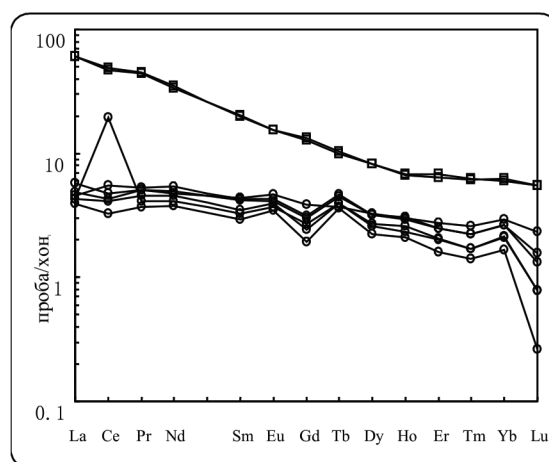


Рис. 3. Распределение РЗЭ поздне триасово-раннеюрских интрузивных пород

Таблица 3. Аналитические результаты микроэлементов интрузивных пород (Т<sub>3</sub> – J<sub>1</sub> v) изученного района и их характеристики

| № пробы | Au               | Ag    | Cu    | Pb   | Zn   | Co   | Ni   | V     | Ti      | W    | Mo   | Rb   | Sc   | Sr     | Sn   | Sb   | Ba    | Ca    | Zr    | Hf   | Nb   | Ta   | Th   |
|---------|------------------|-------|-------|------|------|------|------|-------|---------|------|------|------|------|--------|------|------|-------|-------|-------|------|------|------|------|
|         | ×10 <sup>6</sup> |       |       |      |      |      |      |       |         |      |      |      |      |        |      |      |       |       |       |      |      |      |      |
| STNL-2  |                  | 2900  |       |      |      | 6930 |      | 56380 | 5218.76 |      | 0.25 | 2.00 | 5694 | 396.00 | 0.70 |      | 44.10 | 22.48 | 1680  | 0.71 | 1.20 | 0.23 | 3.47 |
| HCG-1   | 1.20             | 33.00 | 96.7  | 5.26 | 57.6 | 41   | 22.9 |       |         | 2.47 | 0.31 | 2.87 |      | 488.00 | 1.00 | 0.12 |       |       | 14.61 |      | 0.43 | 0.15 | 0.29 |
| HCG-2   | 0.70             | 45.00 | 82.2  | 5.49 | 53.3 | 42.7 | 27   |       |         | 4.46 | 0.32 | 1.83 |      | 254.00 | 0.90 | 0.10 |       |       | 7.84  |      | 0.32 | 0.08 | 0.11 |
| HCG-3   | 0.90             | 56.00 | 75.9  | 4.84 | 81.7 | 57.9 | 7.45 |       |         | 4.53 | 0.31 | 1.00 |      | 212.00 | 1.50 | 0.06 |       |       | 8.89  |      | 0.21 | 0.07 | 0.10 |
| HCG-4   | 1.00             | 37.00 | 112.9 | 5.83 | 75.1 | 60.8 | 9.9  |       |         | 5.02 | 0.32 | 2.15 |      | 471.00 | 0.90 | 0.05 |       |       | 10.87 |      | 0.14 | 0.07 | 0.21 |
| HCG-5   | 0.70             | 52.00 | 69.9  | 4.84 | 60.2 | 43.9 | 24.6 |       |         | 7.93 | 0.32 | 1.48 |      | 491.00 | 1.10 | 0.16 |       |       | 8.77  |      | 0.26 | 0.06 | 0.16 |

Таблица 4. Аналитические данные магнетита под электронным микроскопом

| Магнетит | Масс. % |       |       |       | Атом. % |       |       |       |
|----------|---------|-------|-------|-------|---------|-------|-------|-------|
|          | 1       | 2     | 3     | 4     | 1       | 2     | 3     | 4     |
| O        | 30.23   | 29.70 | 28.43 | 28.18 | 60.21   | 60.15 | 54.71 | 53.41 |
| Fe       | 61.75   | 62.12 | 58.18 | 61.94 | 35.23   | 36.05 | 32.07 | 33.63 |
| Ti       | 2.12    | 2.49  | 2.85  | 1.48  | 1.41    | 1.69  | 1.83  | 0.93  |
| V        | 1.27    | 1.85  | 0.97  | 1.36  | 0.79    | 0.75  | 0.59  | 0.65  |
| Pt       | 3.73    | 3.84  | 4.81  | 3.89  | 1.30    | 1.36  | 0.76  | 0.60  |

Примечание. Анализ выполнен в лаборатории института геологического обследования Гиринского университета (2008 г.)



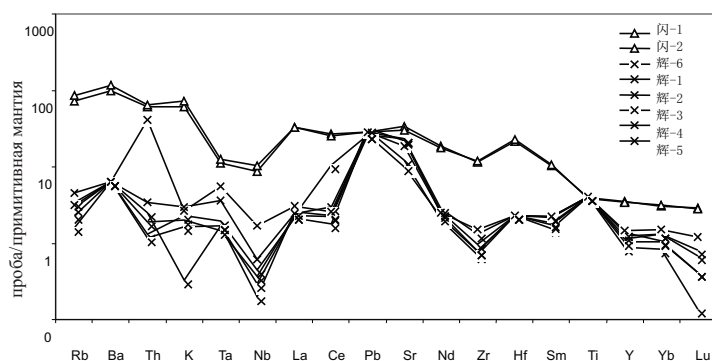


Рис. 4. Спайдердиаграммы, нормированные микроэлементами позднетриасово-раннеюрских интрузивных пород

Позднетриасово-раннеюрские интрузивные породы обладают концентрационными LILE и LREE, истощены элементами с высокой силой магнитного поля (HFSE) - как Nb и др. Отношение Nb/Ta изменяется в интервале 2 – 14,44, в среднем 6,18, что не превышает предела отношения Nb/Ta примитивной мантии (14,0-22,5) [9] и среднего отношения 17,5±2,0 [10]. Для горнблендового габбро и кварцевого диорита разность отношения Nb/Ta гораздо большая, в первом отношении Nb/Ta составляет в среднем 3,59, во втором – 14,0. Отношение Th/Ta изменяется в интервале 1,38 – 15,42, составляет в среднем 5,99, что выше, чем данное отношение примитивной мантии (2, 3); некоторые выше, чем среднее данное отношение континентальной коры (10). В том числе для горнблендитового габбро отношение Th/Ta составляет в среднем 4,55, для кварцевого диорита – 11,06, разность отношения двух пород более заметная.

Составы микроэлементов и особенности изменения характерных отношений поздне-триасово-раннеюрских интрузивных пород свидетельствуют о том, что поздне-триасово-раннеюрское горнблендитовое габбро образовалось в неравномерной и истощенной мантии. При подъёме магмы в ней была контаминация веществом земной коры. Вследствие дифференциальной кристаллизации несовместимые элементы в дальнейшем концентрировались в кварцевом габбро, и это приводит к тому, что в нём содержание несовместимых микроэлементов и их отношение больше отличаются от тех же величин в горнблендитовом габбро.

### 1.3.2 Тектоническая обстановка

Для поздне-триасово-раннеюрских интрузивных пород отношение Zr/Y изменяется в интервале 16,55 – 86,97, в среднем 35,73, эти величины значительно больше, чем 3. Отношение Ta/Yb изменяется в интервале 0,11 – 0,33, в среднем 0,22, они больше, чем 0,1. Отношение La/Nb изменяется в интервале 1,76 – 12,79, в среднем 5,40, они больше, чем 2. Отношения Zr/Y, Ta/Yb и La/Nb высокие, это показывает, что данные породы образовались в дуговой обстановке континентального края, а не в океанических пределах островной дуги [8].

На диаграммах идентификации Hf/3-Th-Ta и Hf/3-Th-Nb/16 для тектонической обстановки (рис. 6) точки составов пород падают на поле базальта островной дуги на краю плиты [11].

Изучение отношения микроэлементов и диаграмм идентификации Hf/3-Th-Ta и Hf/3-Th-Nb/16 (рис. 6) для тектонической обстановки убедительно свидетельствует о том, что поздне-триасово-раннеюрское горнблендитовое габбро образовалось в дуговой обстановке континентальной коры.

### 2. Определение возраста образования массива горнблендитового габбро

Для горнблендитового габбро цирконо-вая U–Pb хронология определяет возраст его образования в 215±2,0 млн. лет (измерительный орган: изотопная камера институт геологии и полезных ископаемых Китайской геологической академии,

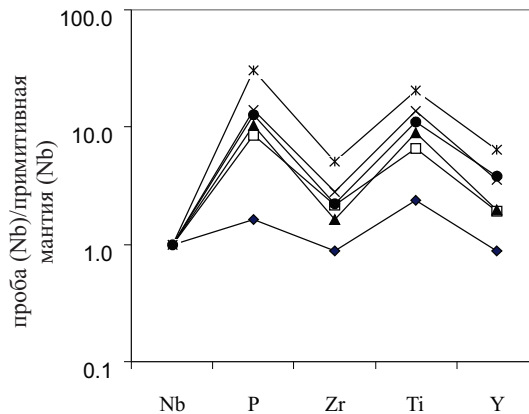


Рис. 5. Диаграммы Nb-нормирующего дешифрирования типа мантии по составам микроэлементов габбро (by Breikopf, 1989)

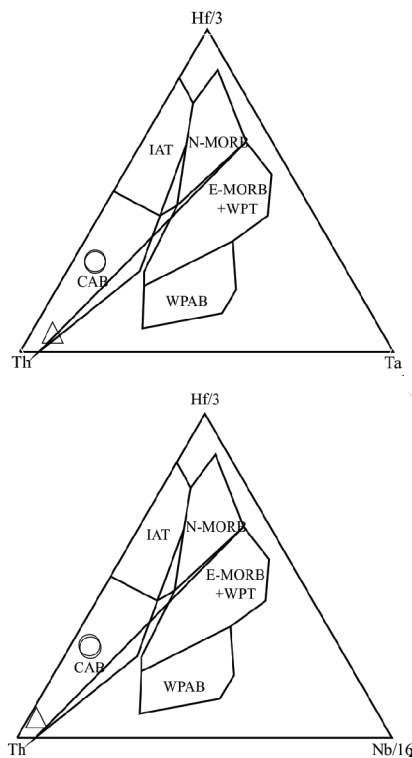


Рис. 6. Диаграмма идентификация Hf/3-Th-T (наверху) и Hf/3-Th-Nb/16 (внизу) для тектонической обстановки (по Wood, 1980)  
 $\triangle$ — $T_3J_1u$ ;  $\circ$ — $T_3J_1\delta$

2009 г.), поэтому авторы определяют время его образования как поздний триас-ранняя юра.

В заключение можно сделать следующие выводы:

1. После систематического изучения массива горнблендитового габбро были установлены минералогические и петрохимические особенности, тип генезиса и тектоническая обстановка.

2. Цирконовая U–Pb хронология определяет, что возраст образования данного массива составляет  $215 \pm 2,0$  млн. лет, поэтому определено время его образования как поздний триас-ранняя юра.

3. Результаты анализов РЗЭ показывают, что массив горнблендитового габбро сформировался в дуговой обстановке континентальной коры, а не в океанических пределах островной дуги.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Zhang Hairi et al.* Heilongjiang Geology Logs. Beijing, The Geology Publishing House, 1995 (in Chinese).
2. *Han Zhenxin, Xu Yanqiang, Zheng Qingdao et al.* The mineralogenetic series and evolution of the major metal and nonmetal ore resources in Heilongjiang Province. The People's Publishing House of Heilongjiang, Harbin, 2003 (in Chinese).
3. *Hou Min, Du Hengfang.* The series partition of the major metallic ore deposits and metallogenic area in the south of Smal Xing'an—Zhangguangcai Mountain Metallogenic Belt. Heilongjian geology. 1998.9(3): 10-16 (in Chinese).
4. *Yin Bingchuang, Ran Qingchang.* The local mineralization evolvement in Smal Xing'an – Zhangguangcai Mountain Area. *Bed Geology*, 1997, 16(3): 235-242 (in Chinese).
5. Beijing university. *Optical Mineralogy*. Beijing: The Geological Publishing House, 1988 (in Chinese).
6. *Qiu Jiexiang, et al.* *Petrology of Magmatic Rock*. The Geological Publishing House, Beijing, 1985 (in Chinese).
7. *Lu Fengxian et al.* *Petrology*. The Geological Publishing House, Beijing, 2002 (in Chinese).
8. *Chen Deqian, Chen Gang.* The geochemistry of applied REE. Beijing: The Metallurgic Industry Publishing House, 1987 (in Chinese).
9. *Zhao Zhenhua.* Geochemical principle of trace elements. Scientific and Technical Publishing House. 1997 (in Chinese).
10. *Sun Shuqin, et al.* The tectonic settings identification scheme of basaits on Th. Nb and Zr plot in the convergent margin of plate. *Advances Earth Science*. 2006, 21(6) (in Chinese).
11. *Hugh.Rollison (author). Yang Xueming, Yang Xiaoyong, Chen Shuangming (Translation).* *Petrogeochemistry*. University of Science and Technology of China Press. 2000 (in Chinese).

УДК 553.068.368.56

## ЗОНЫ РОССЫПНОГО ЗОЛОТА НА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОМ СКЛОНЕ МАЛОГО КАВКАЗА

**Ф. Ф. АБДУЛЛАЕВ**, инженер-геолог;

**Т. Г. ТАХМАЗОВА**, ст. преподаватель Бакинского государственного университета,  
г. Баку, Республика Азербайджан

Башкенд-Дастафюрлік шұңқырға және тау етегінің тілкемде АлдыңғыКішіКавказдік сыңығына қарай орайластырылған Кіші Кавказдың солтүстік-шығыс байрайдың шекараларында алтын аралас топырақтың таратылған аймақтар белгіленген. Олардың оңтүстік-шығыс және солтүстік-батыс бағыттарындағы жалғастардың зерттеуі жаңа алтын аралас топырақты кенорныларға, және, сәйкес, олардың түбірлі негіздеріне келтіруі мүмкін.

В распространении россыпного золота на СВ склоне Малого Кавказа установлены зоны, приуроченные к Башкенд-Дастафюрской котловине и к предгорной полосе Предмалокавказского разлома. Изучение их продолжений на ЮВ и СЗ направлениях может привести к обнаружению новых россыпных месторождений и соответственно их коренных источников.

In distribution placer gold within the limits of NE a slope of Small Caucasus are established the ash value dated to Bashkend-Dastafur to a hollow and a foothill strip to the Premalokavkazsky break. Studying of their continuations on WZ and NE directions can lead to detection new placers deposits and according to their radical sources.

С детализацией геологоразведочных работ на Малом Кавказе увеличиваются его золотоносные перспективы, что подтверждается вновь обнаруженными коренными (Човдар и др.) и россыпными (Кюракчай, Кошкарчай и др.) месторождениями.

Поскольку обнаружение месторождений россыпного золота для этого региона является новизной, то применительно к местности выявление закономерности их размещения приобретает особое значение для установления дополнительных как прямых, так и косвенных поисковых критериев.

Если на Малом Кавказе в отношении зонального размещения коренных месторождений известен ряд геолого-поисковых закономерностей, то для россыпных месторождений таковые отсутствуют. Это связано с тем, что для Малого Кавказа (да и в целом для Кавказа) до настоящего времени отсутствуют какие-либо разработанные критерии прогнозирования россыпных месторождений, площадей и тем более крупных единиц. Это, с одной стороны, связано с учетом отрицательных действий некоторых факторов (молодые горы, интенсивность вертикальных, горизонтальных движений, неполноценно сформировавшиеся долины), а с

другой стороны, изучение россыпной золотоносности этого региона до сих пор не проводилось на должном уровне или проводилось в разные времена эпизодически, с применением недорогостоящих методов (шлихового и других видов поверхностного опробования).

Известно, что прогнозирование россыпей в основном связано с россыпеобразующей способностью рудно-формационных источников. На северо-восточном склоне Малого Кавказа имеется большое число коренных источников, которые относятся к кварцевому, кварцево-малосульфидному, кварцево-сульфидному, жильно-золотокварцевому и другим формационным типам, в различной степени и с различной интенсивностью способным к россыпеобразованию [1]. Продукты выветривания и разрушения этих коренных источников питают рыхлые породы россыпными минералами, в том числе и золотом.

Современный рельеф Малого Кавказа начиная с мелового периода формировался под влиянием эндогенных и экзогенных рельефообразующих факторов, которые особенно интенсивно проявились в третичное и четвертичное время [2].



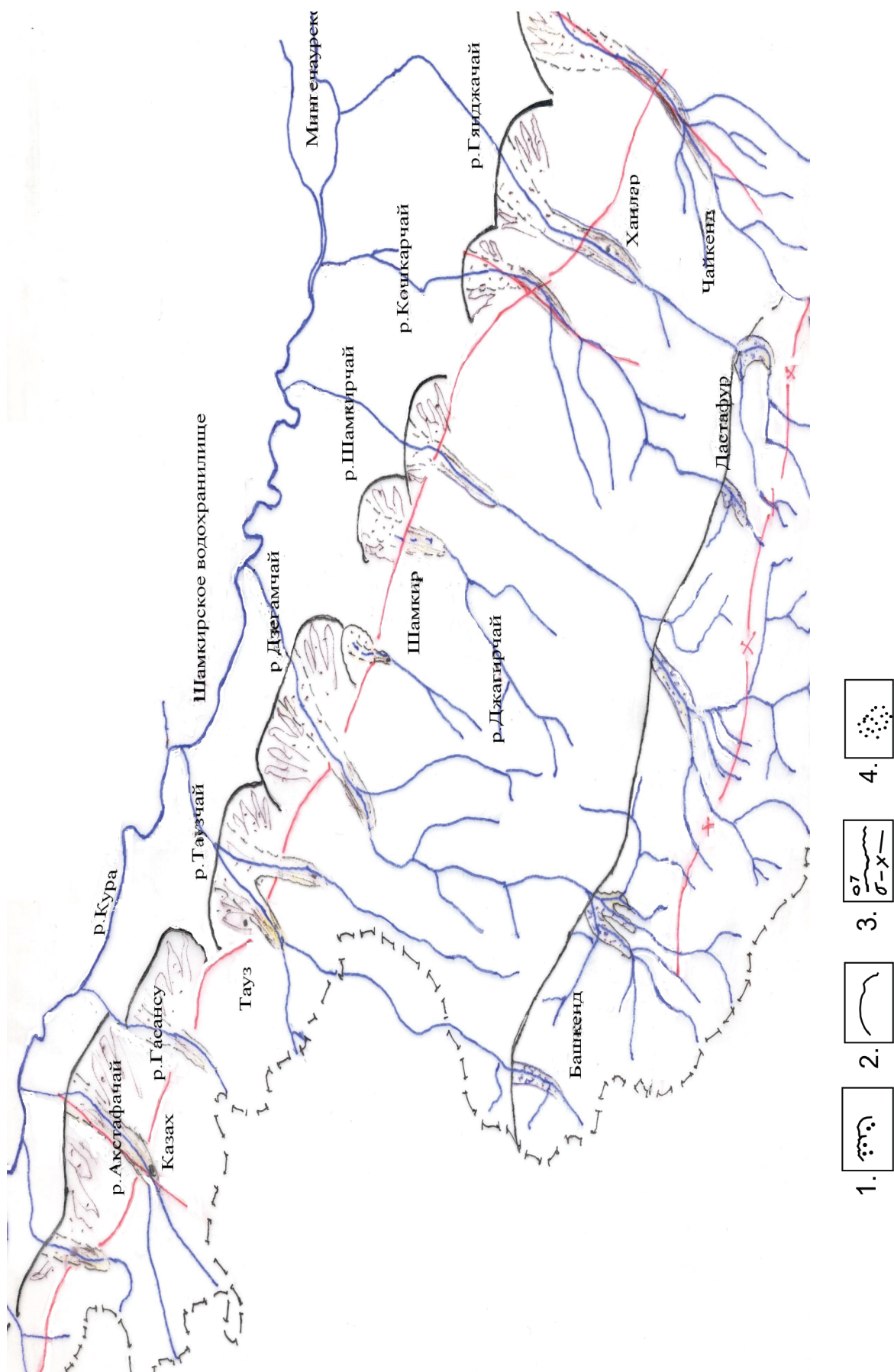


Схема расположения зон россыпного золота на СВ склоне Малого Кавказа: 1 - контуры конусов выноса; 2 - северная граница Башкенд-Дастафурской котловины; 3 - разломы: а - Предмалокавказский глубинный разлом; б - Муровдагский надвиг; 4 - площади распространения ореолов россыпного золота.

При этом эндогенные процессы сопровождались тектоническими движениями, в результате которых сформировались области поднятий и прогибов. Исходя из этого на Малом Кавказе (в частности, на его северо-восточном склоне) выделяются области интенсивных поднятий и впадин.

Проведенные авторами в последние годы шлихо-съёмочные работы показали, что на северо-восточном склоне в области интенсивных поднятий наблюдается проявление россыпей, приуроченных к высокогорной Башкенд-Дастафюрской котловине и к северным частям Муровдагского надвига.

Башкенд-Дастафюрская котловина в структурном отношении отвечает северо-западной и центральной частям Дашкесанского синклиория, сложенного отложениями юры, мела и палеогена. Она расположена в пределах северо-восточных склонов Шахдагского хребта и протягивается с северо-запада на юго-восток, где ограничивается западным склоном хр. Пант.

В указанных территориях россыпи с невысокими содержаниями золота (от 1 до 10 и более мелких знаков в пробе) образовались в относительно узких (30-50 м) долинах.

Котловину вкрест ее простираения пересекают реки северо-восточного склона Малого Кавказа, такие, как Дзегамчай, Шамкирчай, Кошкарчай, Гянджачай и др.

Характерной особенностью геоморфологии котловины является широкое развитие рыхлых отложений, которые представлены суглинками, аллювиальными галечниками, песками и суглинками террас речных долин.

Наличие пойм и надпойменных террас в долинах рек является отличительной особенностью рельефа котловины. Причем, как правило, террасы хорошо развиты в наиболее пониженных участках, куда и смывается рыхлая масса начиная от водоразделов по цирковым частям рек. И, как правило, в этих местах (реки Баджанка, Кашкачай, Дастафюрчай, Беновшачай и др.) распространены ореолы россыпного золота с содержаниями по первичным данным, до  $50 \text{ мг/м}^3$ , а иногда и больше.

Толщи четвертичного возраста, составляющие основную часть межгорной Куринской впадины, также содержат рассеянное золото.

Куринская впадина образует аккумулятивную равнину, которая по устройству поверхности делится на подгорную и собственно равнину. Подгорная равнина представлена серией галечниковых конусов выноса притоков р. Куры, стекающих с северо-восточного склона Малого Кавказа. Она широкой полосой окаймляет предгорную часть Малого Кавказа и делится на древние и молодые конусы выносов с врезанными руслами.

С учетом образования этих зон, практически интерес в отношении россыпной золотоносности представляют широкие долины рек с поймами и террасами, которые в предгорной полосе приурочены к местам пересечения Предмалокавказского разлома с поперечными разломами северо-восточного направления (Кюракчай, Кошкарчай и т. д.) или к головным частям конусов выноса. Эти террасы и поймы сложены крупновалунно-галечниковыми отложениями с суглинисто-песчано-гравийным заполнителем [3]. Содержание золота в этих отложениях варьирует в пределах 50-150  $\text{мг/м}^3$ . В таких местах ширина долин достигает 100-150 м.

Как видно из рисунка, совокупность паралельных отрезков по отдельным участкам речных долин в северо-западном направлении образует две зоны, приуроченные:

первая к Башкенд-Дастафюрской котловине; вторая к предгорной части Малого Кавказа, где поперечные разломы (Кюракчайский, Кошкарчайский и др.) пересекаются с глубинным Предмалокавказским разломом.

Образованию таких зон, по всей вероятности, предшествовали тектонические нарушения:

- а) отделяющие структурно-формационные зоны Гекча-Акеры от Сомхит-Агдамской;
- б) Сомхит - Агдамский от Куринской.

Таким образом, россыпи на северо-восточном склоне Малого Кавказа образуют две зоны. Изучение их продолжений в юго-восточном и в северо-западном направлениях, а также более детальное изучение высокогорных проявлений могут привести к обнаружению новых россыпных месторождений и соответственно их коренных источников. Такое явление наблюдалось в верховьях р. Бановшачай, где обнаруженные россыпи привели к выявлению золоторудных коренных источников.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бабазаде В. М., Мусаев Ш. Д., Насибов Т. Н., Рамазанов В. Золото Азербайджана. Азербайджан: Милли Энциклопедиясы. Баку, 2003.
  2. Антонов Б. А. Геоморфология и вопросы новейшей тектоники юго-восточной части Малого Кавказа. Баку, 1971.
  3. Абдуллаев Ф. Ф., Джафарова Т. В. Геоморфологическое строение и россыпная золотоносность долины р. Кюракчай// «Bilgi» dYrgisi. 2003. № 3.
- 
- 

УДК 553.44 (574)

### СТАДИЙНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЗОЛОТА В РУДАХ СКАРНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЧАТКАЛЬСКОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ (на примере месторождения Бозымчак)

*Е. А. АЛЬПИЕВ*, кандидат геолого-минералогических наук,  
соискатель Казахского национального политехнического университета им. К. И. Сатпаева,  
г. Бишкек, Республика Кыргызстан

Макалада мысскарнды Бозымчак кен орны рудаларынын калыптасу сатыларын жэне олардгы алтыннын таралу ерекшелктерн аныктау ушин жургизилген техноминералогиялык зерттеулер нэтижеснде алынган деректердижана критерийлер ретинде пайдалана отырып бозымчак типтес скарн объектилерин Чаткал металлогениялык аумагынан болжау мумкиндилиги баяндалады.

Изложены результаты технолого-минералогического изучения стадийности формирования и особенностей распределения золота в рудах медно-скарнового месторождения Бозымчак, которые позволили разработать принципиально новые критерии прогнозирования однотипных скарновых объектов в Чаткальской металлогенической области.

The article presents the results obtained during technological and mineralogical study of the stages of formation and characteristics of gold distribution in ores of the Bozymchak copper-skarn deposit, which allowed developing radically new criteria for prediction of single-type skarn objects within Chatkal metallogenic area.

Месторождение Бозымчак расположено на участке периклинального замыкания Гавасайской антиклинали северо-восточного простирания между двумя крупными разломами—Джалгызурюкским и Саттартауским. В ядро антиклинали внедрился Джалгызурюкский гранитоидный массив средне-позднекаменноугольного возраста. Тектоническое положение месторождения предопределило широкое развитие в его пределах разрывных нарушений и зон трещиноватости. Рудные тела локализуются в скарновой залежи на контакте гранодиоритов сандалаш-чаткальского комплекса и известняков раннекаменноугольного возраста.

Залежь имеет подковообразную форму с выпуклостью на север. Протяженность залежи около 2,5 км, средняя мощность 20-25 м, прослеживание на глубину 500-550 м. Залежь круто погружается на юг под гранодиориты. Тектоническими нарушениями она разбита на блоки, выделенные как участки месторождения: Юго-Западный, Центральный, Восточный, Даван. В метасоматическом комплексе наблюдается следующая зональность (от гранодиоритов к известнякам): мелкозернистый гранодиорит → микроклинизированный гранодиорит → хлоритизированный гранодиорит → пироксен-гранат-

эпидотовый скарн → гранат-пироксеновый скарн → гранат-волластонитовый скарн → волластонит-гранатовый скарн → мраморизованные известняки. Оруденение тяготеет к волластонитсодержащим разностям скарнов и значительно реже устанавливается в гранат-пироксеновых скарнах. Рудные тела выделяются по результатам опробования и представляют собой линзообразные участки скарновой залежи, обогащенные халькопиритом и борнитом.

Для выявления минералогического состава руд и особенностей распространения в них золота было изготовлено и проанализировано более 60 аншлифов, которые позволили выявить закономерности распределения золота в изученных типах руд и его связи с определенными минеральными ассоциациями, частоты встречаемости в них золота. Установлены основные парагенезисы и типоморфные признаки золотоносных минералов, позволяющие использовать выявленную закономерность в качестве поисково-оценочных критериев для прогнозирования золотого оруденения бозымчакского типа и в других участках и регионах Чаткальской металлогенической области.

Наиболее часто встречающийся минерал с золотом, сопутствующий ему, – халькопирит-пирит. Он присутствует в виде самостоятельных кристаллов, сростаний зерен, образует структуры

замещения, где пирит замещает центральные и иногда краевые части зерен халькопирита.

По халькопириту наблюдается также развитие таких минералов, как халькозин и борнит, по которым, в свою очередь, образуются малахит и лимонит. Борнит пластинчато замещает халькопирит и часто встречается в виде округлых зерен. Лимонит создает линзовидные включения, сплошные массы, жилки, а также развивается в центральных и краевых частях зерен пирита и халькопирита. Часто встречается сфалерит с продуктами распада халькопирита.

На рис. 1, А в центре расположено большое зерно золота (Au).

Отмечаются следующие парагенезисы: пирит-лимонит-магнетит (где магнетит восстанавливается по лимониту); лимонит-магнетит-гематит (последний выполняет контуры зерен лимонита, образует тонкочешуйчатый агрегат, структурно замещает лимонит); пирит-пирротин, халькопирит-сфалерит. Встречаются катаклазированные зерна халькопирита. Передробленные зерна сцементированы лимонитом, он часто заполняет трещинки породы и образует мелкие агрегаты, псевдоморфозы по пириту, халькопириту. По лимониту восстанавливаются магнетит и гематит. Редко встречаются такие минералы, как пирротин, галенит, которые развиваются по пириту и халькопириту.

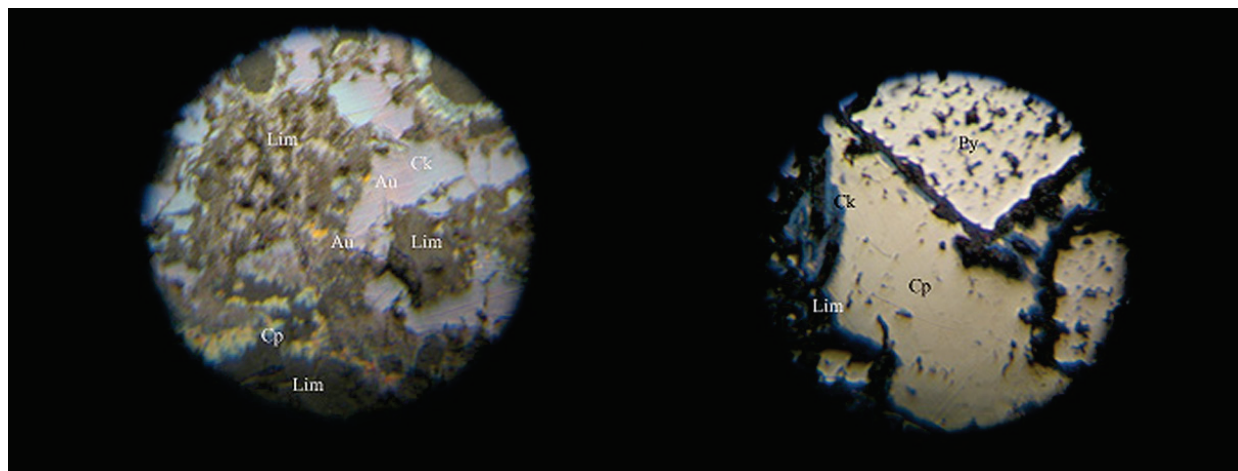


Рис.1. Характер сростания лимонита (Lim), халькопирита (Sp) и борнита (By)



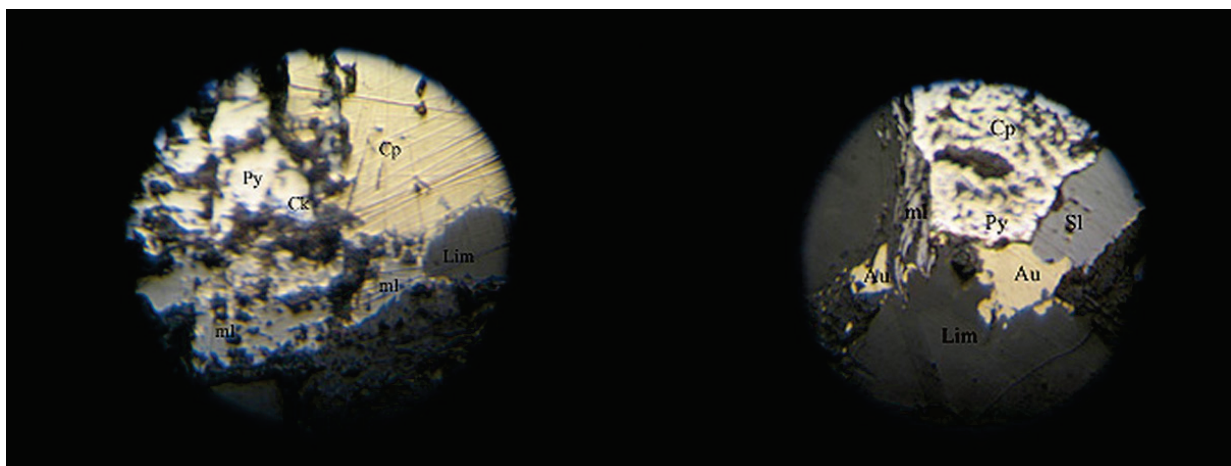


Рис. 2. Характер срастания лимонита (Lim), халькопирита (Cp), малахита (ml), пирита (Py), сфалерита (Sl)

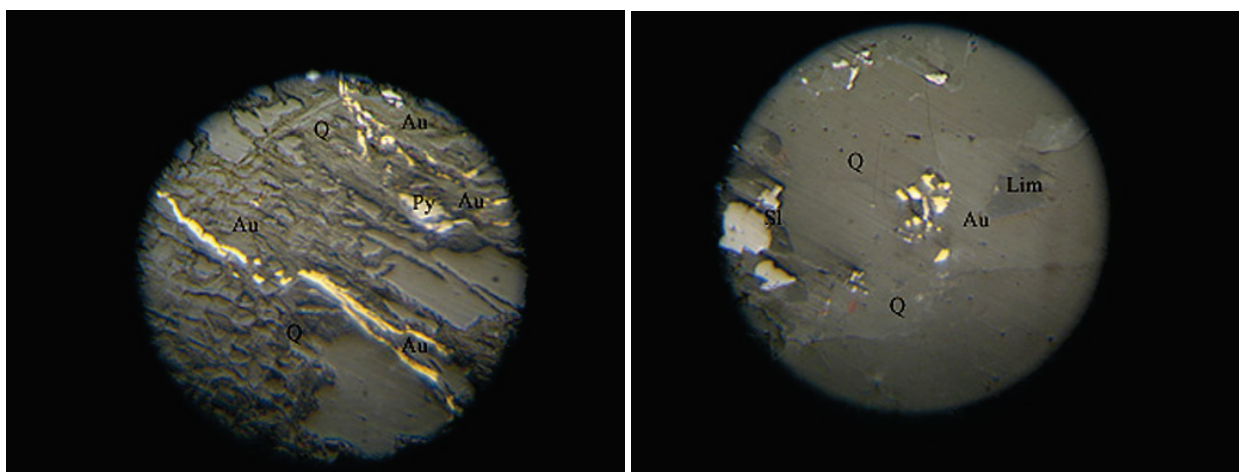


Рис. 3. Золото прожилкового типа, заполняющее трещинки в породе (А), зерна золота неправильной формы с зазубренными краями (Б)

Из всего проанализированного материала золото обнаружено в 36 образцах. Отмечается несколько различных форм зерен золота – в виде плоских дендритов, прожилкового золота, которое заполняет мелкие трещинки в породе, тем самым образуя прерывистые прожилочки из золота. Наиболее распространенная форма золотых зерен – неправильная, с зазубренными неровными краями.

Часто встречаются формы пластинок со сглаженными границами зерен, изредка – в виде чешуек и пылевидного золота. Единичные знаки имеют округлую, петлевидную или каплевидную форму. В единичном случае (аншлиф № 30520) встречается форма золотины, приближенная к кубу.

Содержание золота варьирует от единичных знаков (в пробах №№ 30057, 30088, 30093, 30397 и др.), десятков (от 1 до 7 десятков) знаков

(в пробах №№ 10032, 10081, 30188, 40102 и др.) (таких проб 10) до сотен знаков (от 1 до 2-х сотен) (в пробах №№ 10012, 30452, 30471).

Размеры зерен золота следующие:

а) макроскопическое – 0,15 мм;

б) микроскопическое – 0,05 мм;

в) тонкодисперсное – 0,02 мм;

г) субмикроскопическое – менее 0,001 мм.

Можно выделить «раннее» золото, связанное с пиритом, и «позднее» золото, тонкодисперсное и микроскопическое, которое выделяется нередко с поздними генерациями пирита и халькопирита и другими сульфидами. Связь золота с сульфидами объясняется его халькофильными тенденциями, а распределение его в рудной массе зависит от стремления выделиться в нейтральном металлическом состоянии вследствие низкого химического

сродства. Минералами, растущими при более высоких температурах, золото захватывается из маточного раствора и рассеивается в них в виде молекулярных и атомарных включений. Массовое отложение золота имеет место в ранних генерациях пирита, халькопирита в виде тонкодисперсных и субмикроскопических выделений. Как правило, более крупное золото отлагается из растворов при понижении температуры. Подавляющая часть золота связана с поздними сульфидами, расположенными в зонах повышенной трещиноватости кварца.

В результате анализа просмотренных шлифов, можно выделить несколько генераций золота:

1. Генерация 1-я – золото развивается по зернам пирита изоморфно, частично его замещая. Осадителями золота из растворов служат сульфиды, сильным восстановителем – железо. Именно этим объясняется наличие золота в сульфидах. Такое замещение наблюдается в пробе № 10032.

2. Генерация 2-я - наиболее распространенная форма нахождения золота. Золото находится в лимоните и халькозине (единичный случай, проба № 30188). Это золото высвобождается в результате окисления пирита и халькопирита. Выделяется таким путем изоморфная примесь золота. Такое золото наблюдается в пробах №№ 30025, 30202, 30183, 30452, 40102, 30462.

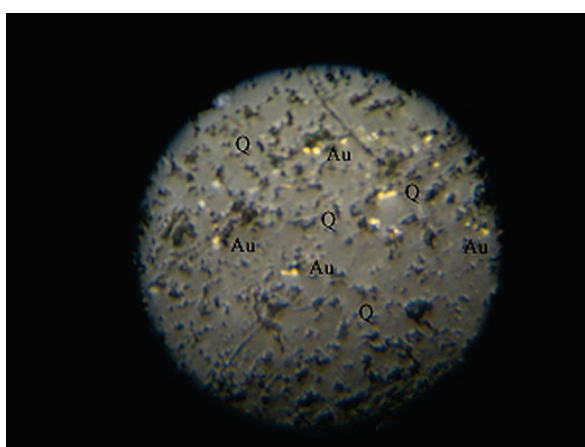
3. Генерация 3-я – золото встречается в виде вторичного продукта на месте полностью выщелоченного халькопирита, пирита и лимонита.

Мельчайшие частицы золота имеют неправильные формы и частично заключены в лимонитовую корочку, распределены по контуру зерен. Такое золото можно наблюдать в шлифе № 10012.

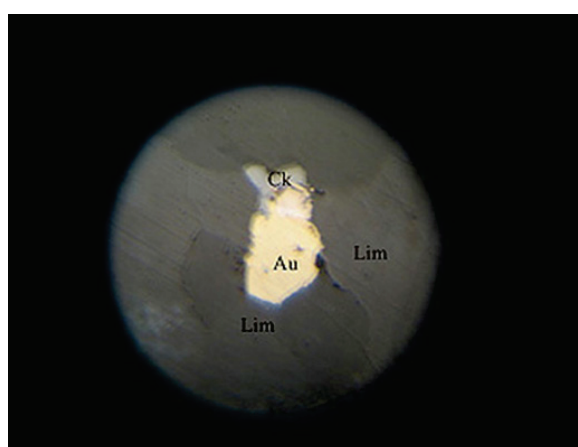
4. Генерация 4-я – золото в «свободной» форме заключено в нерудную массу. Золото заполняет мелкие трещинки в кварце, тем самым образуя микропрожилки и просечки. Характерна повышенная сорбция золота кварцем. При этом наблюдается устойчивая последовательность кристаллизации: кварц – ранние сульфиды – тонкодисперсное золото – поздние сульфиды – более крупное золото. Такое свободное золото образует каплевидные формы, свойственные малоглубинным скарнам, приближенные к кубической форме, «окатанные» зерна и т.д. Как правило, содержание в шлифах такого типа золота – от единичных зерен до десятка.

На площади Бозымчакского рудного поля широко развита пиритизация пород. Вкрапленность пирита приурочена к разломам, зонам дробления и трещиноватости, образуя вдоль них зоны или отдельные участки различной протяженности и мощности, обогащенные пиритом. Процессы окварцевания и кальцитизации распространены в различных по составу породах, в том числе фрагментарно, и в золото-сульфидных телах, образующих рудные залежи месторождения.

Процессы рудообразования осуществлялись в две стадии. Первая – скарново-магнетитовая,



А



Б

Рис. 4. Зерна золота (Au) неправильной формы в виде вкраплений в кварце (Q) (А) и зерно золота (Au) в лимоните (Lim) (Б)

высокотемпературная, вторая – сульфидная, среднетемпературная, отличающаяся развитием халькопирита, сфалерита, пирита, гематита.

Как правило, рудные скарны характеризуются сложным минералогическим составом, обусловленным появлением таких минералов, как магнетит, эпидот, актинолит. Образование последних происходит при менее высоких температурах, чем образование минералов в безрудных скарнах.

Касаюсь рудной минерализации скарнов, необходимо отметить, что и здесь мы имеем несколько различных минералогический состав, зависящий от первичного состава скарновой залежи. Так, в скарново-рудной залежи, состоящей из граната, пироксена, волластонита, преобладают халькопирит, борнит, ковеллин. Редко в зонах дробления встречаются окисленные руды, состоящие из малахита и азурита. При этом отмечается следующая закономерность: с увеличением содержания меди возрастает содержание золота, т. е. наблюдается прямая корреляция содержаний меди и золота.

Разнообразие минералогического состава рудоносных скарнов обусловлено сложным процессом их формирования.

Началом формирования Бозымчакского рудного поля необходимо считать внедрение гранитоидного интрузива. Многофазная интрузивная деятельность привела к образованию скарновых залежей, в которых и локализуется основное золотомедное оруденение. В процессе дальнейшего развития рудного поля были сформированы разломы глубокого заложения, по которым происходило движение гидротермальных растворов, т. е. ловушками для них послужили зоны дробления названных дизъюнктивов. Как уже отмечалось выше, состав скарнов разнообразен – гранатовый, гранат-пироксеновый, гранат-волластонитовый и т. д.

В результате совокупности тектонических движений скарны подвергались дроблению, сформировав структурно-геохимические ловушки, локализовавшие сульфидно-золоторудную минерализацию на данном участке.

Необходимо отметить, что в пределах одних и тех же участков проявление рудной минерализации было неоднородным: отмечается наложение одного типа минерализации на другой. Это свидетельствует о том, что рудоносные каналы движения гидротермальных растворов оставались

одними и теми же, независимо от промежутков времени между этапами минералообразования.

Следует отметить, что помимо рудных залежей все интрузивные образования района в той или иной степени минерализованы и скарнированы.

Как уже упоминалось, на Бозымчакском рудном поле широко развито окварцевание, представленное несколькими генерациями. Последние фиксируются макроскопически по цвету кварца и характеру его распределение в породе – жильному, тонко- и микропрожилковому.

По крайней мере, с одной из стадий окварцевания в ходе проведенных минераграфических исследований зафиксировано устойчивое развитие золотого оруденения (4-ая генерация золотого оруденения в пределах месторождения). Последняя принадлежит золото-кварцевой и золото-кварц-малосульфидной формациям. Известно, что «в пределах складчатых областей золото-сульфидный и золото-кварцевый формационные типы составляют синхронный латеральный ряд» [1].

Поскольку наличие золото-кварцевого оруденения обнаружено в рудных телах золото-сульфидного типа в ранге «наложенного», представляется несомненным, что оно распространяется далеко за их контуры. Это значительно повышает общие перспективы увеличения запасов изучаемого месторождения за счет обнаружения новых, ранее практически неизученных тел золото-кварцевой формации, не связанных генетически со скарновыми залежами. По данным С. Д. Шера [1] «валовый» типоморфный формационный состав в месторождениях фанерозоя представлен золото-кварцевым (40 %), золото-сульфидно-кварцевым (40 %) и золото-сульфидным (20 %) типами.

Основываясь на этих статистических данных, можно прогнозировать увеличение запасов месторождения Бозымчак не менее чем на 50 % за счет обнаружения «несульфидных» – золото-кварцевых рудных тел.

На месторождении Бозымчак (как и на большинстве золоторудных скарновых месторождениях мира) зоны окolorудных изменений представлены калишпатизированными породами или кварц-серицит-калишпатовыми метасоматитами. Они слагают надрудные уровни, в пределах которых характеризуются наибольшими ареальным распространением и мощностью. С глубиной («вдоль» контактов с рудными телами) их мощность



уменьшается до полного выклинивания на подрудном уровне. Судя по распространенности калишпатовых околорудных ореолов на месторождении Бозымчак (5-20 м), рудные тела последнего эродированы примерно наполовину.

Основываясь на известных данных по геологическому строению месторождения Бозымчак (с учетом петрографического и минерального состава его рудных тел), а также на результатах минераграфических исследований руд, можно сделать определенные выводы, которые сводятся к следующему. Получена принципиально новая информация о стадийности формирования и особенностях распределения золота в рудах месторождения Бозымчак, что дает принципиально новый подход к прогнозированию запасов Бозымчакского рудного поля и определению степени эродированности доразведываемых рудных тел.

Изучены разнообразные рудные минералы, образующиеся в течение различных стадий и определяющие промышленное значение скарновых месторождений золота. Описаны структуры рудной минерализации – порфиоровые, вкрапленные и прожилковые, а также структуры замещения краевых каемок, колломорфного, изоморфного замещения. Сделано предположение о пробности золота в зависимости от глубины образования и наличия примесей – золото должно быть высокопробным, так как образовано на небольших глубинах и при невысоких температурах.

Таким образом, изучив парагенезис минералов, можно сделать следующие выводы:

1) золотое оруденение связано с сульфидной и медно-сульфидной минерализацией в скарновой залежи;

2) рудные тела приурочены к зонам разломов в пределах скарновых тел, локализуются по трещинам;

3) золотая минерализация приурочена к участкам дробления скарнов (зачастую встречаются катаклазированные зерна халькопирита);

4) золотая минерализация приурочена к зонам интенсивной перекристаллизации скарнов, т. е. имеет место наложенное оруденение;

5) распределение оруденения неравномерное, чаще вкрапленное;

6) в зависимости от температуры и глубины образования меняются и морфология золотин, их размеры, состав примесей;

7) золото не только связано с сульфидной, медносульфидной минерализацией, но и встречается в виде самостоятельных кварцевых, небольших по размеру рудных тел;

8) можно предположить, что золото должно быть высокопробным, потому что образовано на небольших глубинах и при невысоких температурах (рудные скарны образуются на небольших глубинах) [2, 3, 4].

Проведенная работа и сделанные выводы дают возможность прогнозировать ряд объектов, которые близки по минералогическому составу руд, парагенезису слагающих их минералов и условиям их локализации с Бозымчакским месторождением. В южной части Чаткальской металлогенической области могут быть встречены аналогичные объекты, которые обнаруживают близкое сходство с Бозымчакской золотоносной зоной.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Критерии прогнозной оценки территории/ Под ред. Д. В. Рундквиста. Л.: Недра, 1986.
2. *Безсмертная М. С.* и др. Определение рудных минералов в полированных шлифах по спектрам отражения и твердости. М.: Наука, 1973. 224 с.
3. *Боровский И. Б.* и др. Локальные методы анализа минералов. М., 1973.
4. *Альпиев Е. А.* Техноминералогические параметры руд месторождения Текели как основа их типизации // Труды международной научно-практической конференции «КазНТУ – образованию, науке и производству Республики Казахстан». Алматы, 1999. С. 24-25.



УДК [549 : 619 : 615.01]: 673

## **ВЕТЕРИНАРНАЯ МИНЕРАЛОГИЯ КАК НОВОЕ НАПРАВЛЕНИЕ В МИНЕРАЛОТЕРАПИИ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ ЖИВОТНЫХ И ПЕРСПЕКТИВЫ ЕЕ РАЗВИТИЯ В КАЗАХСТАНЕ**

*А. О. БЕЙСЕЕВ, доцент, кандидат геолого-минералогических наук;  
Казахский национальный университет им. аль-Фараби,  
г. Алматы, Республика Казахстан*

Мақалада малдарды минералдар қосылған жемдермен бордақылау және дәрілермен емдеудегі жаңа бағыт - ветеринарлық минералогияны Қазақстанда дамыту болашағы баяндалады.

Рассматриваются перспективы развития в Казахстане ветеринарной минералогии - нового направления в кормлении и лечении сельскохозяйственных животных минеральными добавками и препаратами

In the article the perspectives of development of Kazakhstan the news direction in mineraltherapy of agricultural animal- veterinary mineralogy by utilization the natural minerals are described.

**Введение.** В Послании народу Казахстана в 2010 г. Президент страны академик Н. А. Назарбаев поставил перед аграрной отраслью республики конкретные задачи по интенсивному инновационно-индустриальному развитию сельскохозяйственного производства, при полной реализации которых к 2014 г. объемы производства должны составлять более 80 % от продуктов питания, реализуемых на внутреннем рынке. Вместе с тем, как отмечено в Послании, именно в сельском хозяйстве у нас отмечается самая низкая производительность труда – всего 3 тыс. долл. США на одного труженика в год, а в развитых странах этот показатель составляет 70 тыс. долл., т. е. на 40 % выше.

Одной из важнейших отраслей сельского хозяйства страны является, как известно, животноводство, где также намечается заметное отставание в увеличении количества поголовья скота, птиц и соответственно объемов производства мяса, молока и, самое главное, повышение их санитарного и коммерческого качества, содержание животных в здоровом состоянии путем обеспечения их высококачественными кормами, нетрадиционными кормовыми и витаминно-минеральными добавками, лечебно-профилактическими средствами, ветеринарной и ветеринарно-экспертной службой. Отсутствие последних в значительной

степени оказывает негативное влияние на повышение продуктивности животных. В связи с этим возникает необходимость в использовании мирового опыта ведения сельскохозяйственного производства, в частности, повышении кормовой и лечебно-профилактической базы животных и получение кондиционной животноводческой продукции, отвечающей международным стандартам.

В свете выполнения задач, отмеченных в Послании Президента нами проводилось изучение опыта развитых стран в части использования для развития животноводства в качестве кормовых добавок и лечебных средств природных минералов и некоторых видов горных пород различного состава. Исследования показали, что в последние годы в ветеринарной медицине многих стран более широкое применение для указанных целей находят также природные минералы, на базе которых сформировалось и интенсивно развивается новое направление – минералотерапия животных, названное нами ветеринарной минералогией [1, 2].

Сущность минералотерапии животных в современном понимании заключается в том, что в качестве кормовых добавок наряду с традиционными лечебными средствами и белковыми, богатыми углеводами, заменяющими зерновые, витаминными, высокоэнергетическими, марикультурными добавляются еще и нетрадиционные –

минеральные. Использование для лечения и введение некоторых из них в комбикорма благоприятно влияет на здоровье и обеспечивает увеличение привеса животных и птиц, повышает качество мясомолочной продукции.

В этот перечень вошли более 200 минеральных веществ, макро-и микроэлементы [2].

**Исторические аспекты.** История обнаружения фактов самопроизвольного использования природных минеральных веществ домашними и дикими животными, а также человеком для удовлетворения своих естественных потребностей уходит вглубь веков [3-5]. Само явление получило название «литофагия» или «геофагия». При этом под литофагией понимается поедание животными и людьми любых минеральных веществ естественного происхождения в качестве кормового и пищевого компонента, а геофагия подразумевает потребление ими исключительно земляных (глинистых) веществ.

Эти термины, в переводе с греческого означающие «камнеедение», впервые были введены в литературу русским геологом П. Л. Дравертом [4], который в своей статье «О литофагии» собрал и проанализировал имевшиеся к тому времени факты поедания различных горных пород и минералов людьми и животными. Автор был свидетелем случаев массового поедания глин голодающим населением Европейской России в 1920-21 гг. В упомянутой статье П. Л. Драверт пишет: «...как сообщали газеты, голод, объявивший Поволжье, вызывал во многих пунктах землеедение, ибо уже были истреблены все древесные и травяные листья. В Прикамье дело доходило до того, что какая-то «съедобная глина» продавалась до 40 000 рублей за пуд, что указывает на значительный спрос опустившихся до крайности жителей». Далее он пишет о глине с «большим содержанием продуктов распада и гниения органических веществ», которой питались голодающие в Мелекесском уезде Самарской губернии, называя ее «злонакачественной заменой хлеба», под которой, вероятно, подразумевались сапропели и торфы, также обладающие питательными и лечебными свойствами [6].

П. Л. Драверт отмечает много случаев поедания людьми минеральных веществ, являющихся продуктами выветривания и преобразования

различных магматических, вулканогенных и хемогенно-осадочных горных пород, во многих странах земного шара: в Гвинее, Персии, Индонезии, Океании, Австралии, Новой Зеландии, Индии, Боливии, в центрально-азиатских странах, странах Юго-Восточной Азии, Африки, Европы и Америки. Причем эти минеральные вещества имели собственные названия и служили предметом торговли: в Индии их называли «съедобной землей», в Якутии ели светло-желтую мягкую глинистую массу, которую называли «тас-хаяк» - «каменное масло», тунгусы в окрестностях г. Охотска употребляли в пищу такую же глину, разведенную оленьим молоком («земляная сметана» или «мареканиты»), в Китае ели белую глину - «каменная еда», «черная еда» или «земляной рис» [7].

П. Л. Драверт описал также много случаев «литофагии» - поедания земли и глины млекопитающими животными, как дикими, так и домашними, а также заглатывания камешков птицами и рыбами.

Случаи геофагии отмечались учеными России и ряда стран Запада [8, 9], которые были свидетелями использования в пищу человеком землянистых веществ в различных регионах Персии, Китая, Индокитая, Малайзии, Австралии, Полинезии, Меланезии, Индии, Бирмы, Центральной Азии и Сибири и других регионов, особенно диатомитов, которые использовались в качестве не только пищи, но и лечебных средств [3]. Ряд исследователей также отмечает, что в горах Китая имеется множество озер, на берегах которых находят землю, обладающую целебными свойствами: утоляющую жажду и голод, благотворно влияющую на дыхание, нейтрализующую яды, лечащую водянку и желтуху, проясняющую глаза. С позиции современных представлений о свойствах лечебных минералов описываемая автором «земля» с универсальными свойствами является, вероятно, цеолитом или цеолитсодержащим туфом, обладающим высокими ионообменными свойствами, которые особенно четко проявляются в отношении всех типов воды, присущих минералам с подобной структурой [10-12]. Другие авторы [13-17], анализируя литературные данные по геофагии за период XVIII - начало XX вв., выделяют четыре формы этого явления: а) землеедение

в лечебных целях; б) употребление земли в качестве деликатеса или приправы; в) использование глины как заменителя пищи, и наконец, г) поедание глины в ритуальных целях (при произнесении клятв).

Изучением раскрытия тайн явления геофагии также занимались многие исследователи, в том числе геологи и минералоги: академики В. М. Севергин, М. П. Мельников, Э. Лаксман, Т. Е. Ловиц, В. И. Вернадский, натуралисты-путешественники: П. С. Паллас, Г. В. Стеллер, И. Г. Гмелин и другие, которые путем проведения комплекса аналитических исследований, пытались выявить их лечебные, пищевые и кормовые качества и соответственно причины поедания людьми и животными землистых веществ. Однако более детальными исследованиями проблем геофагии и литофагии, в частности диагностикой и изучением состава, физико-химических, фармакологических, гастронтологических, лечебных свойств, производством лекарственных средств, биологически активных добавок к пище и витаминам, начали заниматься только в последние годы, когда были разработаны научно обоснованные критерии оценки их пригодности для использования комплекса изученного набора минеральных веществ для ветеринарных целей.

Исследования показали, что минералы и минеральные вещества, представлявшие собой продукты разрушения различных горных пород, получившие названия «земляная сметана», «съедобная земля», «тас-хаяк» - «каменное масло», «каменная еда», «черная еда» или «земляной рис», «кудюр» или «хучур», «хаиры» или «кайры», «солонец», «засол», «засало», «солонуха», «солевые» и соответственно «минеральные лизунцы» и другие, состоят из природных минералов, главным образом слоистых силикатов из группы глин: бентонитового, каолинитового, монтмориллонитового состава, чаще всего диоктаэдрического монтмориллонита – смектита, иногда в ассоциации с цеолитами, смешанно-слоистых гидрослюдисто-монтмориллонитовых и хлорит-монтмориллонитовых образований, остатков диатомитов, сапропелловых и других органических веществ, являющихся продуктами разрушения исходных пород различного состава. Составы же солонцов и засолов соответствовали

в основном минералам группы галогенидов – солей: галиту, сильвину, тенардиту, бишофиту, гипсу с примесью глинистых частиц различного состава [15-17].

У некоторых диких животных наблюдается самое настоящее камнеедение. Птицы семейства куриных, например, проглатывают только мелкие камешки. Заглатывают камни не только птицы, но и некоторые рыбы, а также морские млекопитающие: тюлени, моржи и дельфины. Размеры камней – галек, «съедаемых» этими животными, иногда достигают до 5-7 см, а масса – 10 кг. После переваривания пищи эти гастролиты (желудочные камни) отрываются. Наблюдалось также, что парнокопытные животные проглатывают почву вместе с растительным кормом - травой. Коровы, например, могут съесть от 10 и более чем 100 г почвы на 1 кг воздушно-сухой травяной массы, олени – до 1 кг почвы приблизительно на 30 кг сырой травы, овцы – 300 г и более почвы на 1 кг сухой травы. Количество однократно съедаемого грунта у слонов может измеряться уже десятками килограммов [5, 18, 19].

**Современное состояние проблемы.** Все исследователи причин литофагии и геофагии приходят к заключению о том, что твердые солонцовые вещества используются животными не только как источники солей, но и как механический раздражитель, необходимый для нормализации работы желудочно-кишечного тракта, особенно в период перехода с грубых зимних кормов на сочные летние. Кроме того, животные, как и человек, поедают соль и пьют соленые растворы главным образом в связи с постоянной потребностью организма в натрии.

Исследования также показали, что имеются специальные районы и места, посещаемые животными для поедания минералов и горных пород и питья минерализованных вод. Во многих случаях это обычно обнажения месторождений природных солей, глинисто-карбонатных отложений, а также засоленные почвы и такыры, донные отложения засоленных озер, получившие у зоологов название «солонцы», а у тюркоязычных народов «түзкөл» или «түздыкөл» – у казахов, узбеков, туркмен и кыргызов, «хаиры», «кудюры» – у тюрков, азербайджанцев, «хучуры» – у алтайцев. Наличие таких мест было установлено

во многих районах СНГ и стран дальнего зарубежья.

В настоящее время явления литофагии и геофагии уже нашли научное обоснование и сформировались в новое понятие, названное минералотерапией животных или ветеринарной минералогией, под которыми подразумевается использование природных минералов и продуктов их переработки, микро- и макроэлементов не только как кормовых добавок, но и как лекарственных средств [2].

**Минералы, используемые как кормовые добавки.** Причины нарушения необходимых условий оптимального развития организма животных и снижения их продуктивности кроются в нарушении обмена веществ, которое возникает в результате дефицита или дисбаланса минеральных веществ и макро- и микроэлементов. Восстановление баланса рационов достигается обычно путем добавления в корм животных в строго дозированном количестве различных минералов и элементов, которые выполняют важные функции в их организме.

К числу наиболее часто используемых в качестве добавок минералов в ветеринарии, улучшающих рацион кормов и способствующих повышению веса и качества мясной продукции относятся минералы из группы силикатов: глинистые минералы монтмориллонитовой группы – диоктаэдрические монтмориллониты – смектиты, бентониты, цеолиты, глаукониты, диатомиты, трепелы, опоки, опал-кристаллитовые породы [20, 21], из группы карбонатов – известняки, доломиты, ракушечники, мергели, мел, кальцит, доломит, магнезит, из органогенных – фосфаты, сера, шунгиты, сапропели, из галогенных – галит (поваренная соль), сильвин, карналлит, тенардит, мирабилит, эпсомит, бишофит, бром, йод, и другие минералы [21].

Изучение опыта российских минералогов и ветеринаров показывает, например, что из указанных минералов в качестве кормовых и лечебных средств наиболее часто и широко используются бентониты и их разновидности под различными названиями (моренит, майнит). Добыча этого вида минерального сырья и переработка их в лекарственные и кормовые формы поставлены на промышленную основу [3, 5, 20, 22-26]. В качестве примера можно отметить

эффективное использование в качестве минеральной добавки бентонита Майнского месторождения Ульяновской области (Россия) под названием майнит, который содержит (%): 18-25 – клиноптилолита, 37-41 – глинистых минералов монтмориллонитовой группы, 12-25 – опалкристаллита, 16-20 – кальцита [26]. Кормовая форма майнита представляет собой порошкообразную массу серо-белого цвета без запаха, нерастворимую в воде [26]. Как и во всех видах бентонитов, в майните много минеральных веществ: оксидов кремния, железа, алюминия, марганца, кальция, магния, натрия, калия, фосфора, титана и др. В отличие от других цеолитов в майните больше кальция, никеля, ванадия, марганца, бора, хрома и значительно меньше токсичных элементов – ртути, свинца, мышьяка, стронция, циркония. Кроме того, российские минералоги и ветеринары для лечения животных в звероведческих хозяйствах начали применять и минералы органического происхождения в виде эффективных препаратов «янтарос плюс» и «сукцинат железа», которые оказывают положительное влияние на обменные процессы и продуктивные показатели лисиц [27].

**Минералы, продукты их переработки, макро- и микроэлементы, используемые в производстве лекарственных средств** в минералотерапии животных с учетом данных, приведенных в существующих справочниках [28] и опубликованных источниках по фармацевтической классификации природных лечебных минералов [29], могут быть систематизированы следующим образом:

1. Минералы, используемые в производстве препаратов, действующих на центральную нервную систему: минералы хлора и его соединения (хлороформ, хлорэтил), фтора (фторэтан), натрия (тиопентал-натрий, барбитал-натрий, этаминал-натрий), фосфора, брома (натрия бромид, калия бромид, бромкамфара) и др.; на эфферентные нервы: бром и его соединения (гидробромиды различного типа).

2. Минералы, используемых в производстве препаратов, действующих на чувствительные нервы: бороментол, нашатырь, вазелин, вазелин борный, озокерит, парафин, каолин, торф, тальк.



3. Минералы, используемые в производстве препаратов, действующих на пищеварительный тракт: соединения хлора (гидрохлориды), калия и сурьмы – винносурьмяно-калиевая соль (рвотный камень), мирабилит (глауберова соль), эпсомит (горькая английская соль), соединения ртути (ртути монохлорид), вазелиновое масло, парафин жидкий, препараты из соединений висмута (висмута нитрат, викалин, висмута салицилат, ксероформ, дерматол).

4. Минералы, используемые в производстве препаратов, действующих на дыхательный аппарат: углекислота  $\text{CO}_2$ , аммония хлорид, соединения сурьмы (трехсернистая сурьма, пентасернистая сурьма).

5. Минералы, используемые в производстве препаратов, действующих на кровотворение: железо и его соединения (железо восстановленное, железа лактат, железа закисного сульфат – железный купорос, железа закисного карбонат, железа окисного хлорид, ферковен, ферроглюкин); соединения мышьяка (мышьяковистый ангидрит, аминарсон, атоксил, миарсенол, натрия арсенит, новарсенол, осарсол, калия арсенат, соварсен).

6. Минералы, используемые для производства мочегонных средств: калия ацетат, калия нитрат, натрия ацетат, аммония хлорид и др.

7. Минералы, используемые в производстве препаратов, действующих на тканевой обмен: фосфор и его соединения (железа глицерофосфат, кальция глицерофосфат, фосфрен, фосфосан); йод и его соединения (йод, йодиол, йодонат, йодовит, йодоформ, калия йодид, кальций йодид, натрия йодид и др.); соли щелочных и щелочноземельных металлов (кальция хлорид, кальция глюконат, кальция лактат, кальцит, мел, кальция фосфат, камагсол, кальция сульфат, калия хлорид, натрия хлорид).

8. Минералы, используемые для производства противоглистных препаратов: кальция арсенат, меди карбонат, натрия-силикофлюорид, натрия флюорид, арсенат олова и др.

9. Минералы, используемые для производства противомикробных средств: серно-крезоловая смесь, нефть нафталиновая, нафталин, ихтиол, цинко-ихтиоловая паста, ихтиол-нафталиновая паста, сера очищенная, сера осажденная, сера черенковая, сернистый ангидрит, кислота серная, известь хлорная, сассолин – борная кислота, натрия

тиосульфат, калия гидроксид, калия карбонат (поташ), калия перманганат («марганцовка»), кальция гидроксид («гашенная известь»), магния оксид, натрия гидроксид («каустическая сода»), натрия карбонат («натрий углекислый – кальцинированная сода», натрия тетраборат «бура – натрий борно-кислый», алюминийевые квасцы, меди сульфат (медный купорос), меди нитрат, мазь ртутная, ртути диодид, ртути амидохлорид, ртути оксид, ацетат свинца, нитрат серебра, колларгол, протаргол, цинкит, цинка сульфат (госларит), селенит натрия (селенокислый натрий), цинковая мазь, цинка сульфат, фосфид цинка.

10. Минералы и соли тяжелых металлов, оказывающие антимикробное и противопаразитарное действие: алюминия, свинца, висмута, железа (оказывают вяжущее действие), цинка, меди, серебра (оказывают прижигающее действие). Необходимо учесть, что длительное и постоянное применение солей тяжелых металлов может вызвать отравление организма животных. В таких случаях следует применять противоядные минеральные препараты – утинол, натрия тиосульфат и др.

11. Минералы, используемые в качестве слабительных средств: натрия сульфат (мирабилит – глауберова соль), магния сульфат (эпсомит – горькая английская соль), монохлорид ртути (каломель), минеральные масла: масло вазелиновое, парафин жидкий.

12. Минералы, используемые в качестве вяжущих средств: органические соединения висмута – висмута нитрат (висмут азотнокислый), висмута салицилат, ксероформ-трибромфенелят висмута, дерматол – галлат висмута.

11. Минералы, используемые как отхаркивающие средства: аммония хлорид (нашатырь), сурьма трехсернистая, сурьма пентасернистая.

13. Минералы, используемые как мочегонное средство: калия ацетат (уксуснокислый калий), калия нитрат (селитра калийная).

14. Минералы, используемые в качестве средств, влияющих на тканевый обмен, – витаминные препараты: тиамин бромид, тиамин хлорид, тиамин фосфат (дифосфорный эфир тиамин – кокарбоксилаза), цианокобаламин – витамин  $\text{B}_{12}$  – органическое соединение кобальта и цианогруппы, кальция пангемат (органическая

смесь кальция с солью эфира глюконовой кислоты – кальгам – витамин В<sub>15</sub>.

**Макро- и микроэлементы, используемые одновременно в составе и лекарственных средств и рациона кормовых добавок.** Кроме химических элементов, составляющих основную часть организма животных, большое биологическое значение имеют макро- и микроэлементы, вводимые в их организм вместе с кормовыми добавками. В частности, такие микроэлементы, как железо, йод, кобальт, марганец, медь и цинк обязательно должны присутствовать в рационах кормовых добавок. Среди таких элементов выделяются макроэлементы с содержанием 0,01-1 %: С, О, N, H, Са, Р, Mg, К, Na, S, Cl и микроэлементы, содержание которых в организме животных составляет от 0,00001 до 0,001 %: Fe, Se, Co, Cu, Zn, Mn, Si, Br, I, F, As.

Макро- и микроэлементы имеют большое значение в развитии нормальных физиологических процессов, так как они участвуют в процессах обмена веществ, а их недостаток или избыток в кормовом рационе нарушает обменные процессы. Все это приводит к снижению продуктивности животных и появлению в них эндемических заболеваний. Например, избыток кислотных элементов: фосфора, хлора, серы и др. – вызывает специфическую болезнь – ацидоз, а избыток щелочных – алкалоз, недостаток железа – анемию, меди – истощение, кобальта – авитаминоз В<sub>12</sub>, марганца – перозис – «соскальзывание сухожилий», цинка – паракератоз – кожную болезнь, йода – зоб, селена – «беломышечную болезнь», избыточное содержание селена – «щелочную болезнь» – отравление организма, фтора – хроническое отравление, стронция – зоб. Дефицит магния приводит к нарушению нервно-мышечной деятельности, включая работу сердечной мышцы, которое проявляется, особенно у пастбищных животных, в форме судорожного синдрома (так называемой «гипомагниемической тетании»), в организме животных после зимнего содержания в помещениях.

В некоторых случаях недостаток или избыток микроэлементов в организме животных зависит от содержания последних в почве и водах района их обитания. Свидетельством тому может служить такой исторический факт. В 1275 г.

при посещении экспедиции знаменитого итальянского путешественника Марко Поло одной из китайских провинций имел место случай падежа лошадей, сопровождавших экспедицию из Европы. Китайскими специалистами с достоверной точностью было установлено, что животных поразила болезнь – селеноз из-за употребления животными в пищу трав в данном районе, насыщенных селеном. Для продолжения путешествия Марко Поло вынужден был вновь приобрести уже китайских лошадей, адаптированных к местным условиям [12-14].

Селен, также как и другие упомянутые выше элементы, относится к группе важнейших биофильных. Поэтому их значение для здоровья как животных, так и человека определяется проявлением как их эссенциальных, так и токсических свойств. Примером проявления их эссенциальных свойств могут служить опять-таки наблюдения китайских минералогов, геохимиков, медиков и ветеринаров. По их данным в Китае имеется ряд районов, географически расположенных в выделенной ими зоне, простирающейся с юго-запада на северо-восток страны, которая в результате геохимического и биогеохимического картирования выделены как «пояс дефицита селена». В настоящее время она известна как неблагоприятная по селену биогеохимическая провинция, где распространена так называемая «кешанская болезнь» (по названию райцентра Кешан) – кардиомиопатия, болезнь Кашина-Бека, дистрофия мышц, артриты, йододефицит, обусловленные уже дефицитом селена в пищевых цепочках и кормовых рационах. Значение селена в организме животных и человека определяется его защитной ролью организма от оксидативного ущерба. Са, Р, I – триада элементов, полезность которой для организма зависит от наличия Se, так как действие йода в процессе профилактики такого заболевания, как зоб, будет заблокирована при дефиците селена. Лечебный эффект достигается только при совместном применении их препаратов. При остром дефиците селена в организме нарушается функциональная значимость фосфора и происходит вынос кальция из костей, что приводит к развитию остеоартропатических нарушений и появлению урсовской болезни или болезни Кашина-Бека, которая сопровождается снижением содержания в организме витамина E [12-14].

Аналогичный случай влияния изменения содержания микроэлементов в организме животных в 1980-1990 гг. имел место и в Швеции, где наблюдался массовый падеж поголовья лосей, которые являются естественным монитором кадмия в природе. Причиной этого явления явилось резкое уменьшение концентрации меди в печени животных на 50 %, а кадмия – на 30 %. Между тем концентрация молибдена возросла с 22 до 50 %, что способствовало появлению дефицита меди в ферментах печени лосей и приводило к их гибели от молибденоза [13]. Повышение биоактивности молибдена связывается агрохимическими процессами – ощелачиванием (лаймированием) почв, пострадавших от кислотных дождей [12].

Приведенные примеры показывают необходимость соблюдения пропорций и норм добавляемых к кормовому рациону минералов и микроэлементов, проведении биогеохимического районирования пастбищных территории по минеральному и химическому составу.

Перспективы Казахстана в отношении сырьевой базы природных минералов для использования в ветеринарных целях весьма высоки и разнообразны. Республика располагает разведанными запасами почти всех видов природных минералов ветеринарного назначения [30] и извлекаемой металло- и элементопродукции [30, 31]. Одним из самых используемых в производстве лекарственных препаратов среди указанных выше видов минерального сырья являются биоминеральные и метабиогенные образования. К биоминеральным образованиям относятся: мумие, янтарь, гагат, каменное масло, жемчуг, кораллы, каустобиолиты, ихтиоловое масло, шунгиты и другие образования, ранее отнесенные к органоминеральным, каждое из которых представляет собой самостоятельную рудную формацию [18, 30]; к метабиогенным – диатомиты, опоки, трепелы, новакулиты, радиоляриты, окаменелое дерево [21, 32]. На чрезвычайную важность всестороннего изучения этих образований с генетической и экономической точек зрения постоянно указывается в России, где по инициативе Общества естествоиспытателей природы созданы постоянно действующие научные семинары [33], государст-

венные и региональные программы по изучению состояния освоения недр, в частности биоминерального и метабиогенного сырья («Недра России», «Биокосные взаимодействия: жизнь и камень», «Минералогия и жизнь», «Трепел» и др.) [12].

Гагат – плотная и вязкая разновидность бурых углей чёрного цвета со смолянистым блеском, с которыми он встречается в тесной ассоциации, образуя тонкие пласты, по своему внешнему облику (текстуре) напоминающие стволы хвойных деревьев семейства араукариевых. Используется в основном для дезинфекции конюшен больных лошадей путем их окуривания. В преобладающем количестве в нём присутствуют (%): углерод – 75,2, кислород – 12,5, водород – 7,0, сера – 4,6, азот – 0,7. Спектральным анализом устанавливается наличие кремния, алюминия, калия, кальция, железа и меди. Присутствие этих элементов, вероятно, в известной мере обуславливает их лечебные свойства.

Наличие в Казахстане многочисленных бассейнов месторождений и проявлений ископаемых бурых углей (более 400) указывает на возможность обнаружения на территории республики месторождений и проявлений гагата, как лечебного, так и ювелирного. Проявления гагата в частности зафиксированы в Майкубенском и Ойкарагайском буроугольном бассейнах.

Янтарь – высокомолекулярное соединение, состоящее из углерода (79 %), водорода (10,5 %) и кислорода (10,5 %). Использование янтаря также имеет многовековую историю. В древности янтарь считался панацеей от многих болезней. В состав янтаря входит более 24 химических элементов, большинство которых обладают физиологической активностью (Y, V, Mn, Cu, Ti, Zr, Al, Si, Mg, Ca, Fe, Nb, P, Pb, Zn, Cr, Ba, Co, Na, Sr, Sn, Mo, Yb). Янтарь использовали для лечения не только людей [18], но и животных [27]. В частности, его наряду с гагатом и порошком использовали в качестве средства для окуривания конюшен, где содержались больные лошади. Перспективные проявления янтаря выявлены в Северном Приаралье: Кумсуат, Олжабай, Шубакты и др., а также в Центральном и Восточном Казахстане, сырье которых обладает значительными геммологическими и фармацевтическими свойствами.



Производимый для ветеринарии препарат «янтарос плюс» наряду с «сукцинат железа» [27] используется в качестве кормовой добавки как стимулятор обменных процессов, а также для улучшения продуктивности животных.

Уголь является одним из главных источников для получения органических фармацевтических препаратов. Главным продуктом, получаемым при переработке каменного угля, является каменноугольная смола, которая служит исходным сырьем для синтеза разнообразных лекарственных средств, в частности лекарственных препаратов «корвален», таблеток угля активированного «КМ».

Нефть и нефтепродукты используются для получения вазелина, жидкого парафина, твердого парафина, бензина, нафталина, озокерита и других веществ.

Ихтиол – аммониевую соль сульфокислот сланцевого масла получают из продуктов сухой перегонки битуминозных сланцев – ихтиолового масла. Это анестезирующее средство, применяется также при заболеваниях кожи, роже, ожогах, слизистых оболочек животных и человека.

Шунгиты – уникальные по составу и структуре природные образования. Области применения шунгитовых материалов чрезвычайно широки и требуют постоянного изучения. В настоящее время ВИМС [34], НПК «Карбон – шунгит», ГИ Карельского научного центра РАН, ЛенНИИ ГИПРОХИМ, УкрНИИ, СПЕЦСТАЛЬ, МИС, ТОО "Шунгит", «Геммаэкоминал» в Казахстане и др. разработано множество комплексных, безотходных технологий, позволяющих использовать шунгиты в производстве медицинских и ветеринарных препаратов, фосфора, кремнийсодержащих сплавов (ферросилиция, силикомарганца), био- и экозащитных композиционных материалов, для получения специальных резин, пластмасс, противопожарных красок, строительных материалов для очистки нефтесодержащих стоков, шунгитовых наполнителей в качестве заменителя кокса и кварцита, в производстве, парфюмерных и косметических препаратов, а также кормовых добавок для сельскохозяйственных животных [35].

Совсем недавно шунгиты были обнаружены во многих районах Казахстана – в Мугоджарах, Улытау, Каратау, Западном Прибалхашье, Западной

Калбе, Жонгарском Алатау, Кокшетауском районе, где образуют ряд крупных месторождений и перспективных проявлений. Детально изученная нами шунгитоносная Текели - Коксуская черносланцевая зона располагается в Алматинской области, в Жонгарском Алатау, охватывая площадь восточнее и южнее полиметаллического месторождения Текели. Простирается зона субширотное, падение крутое, протяженность от рудника Текели до границы с КНР 120 км при ширине от 3-5 до 10-15 км. Шунгитосодержащие толщи свит отличаются высокой углеродистостью, фосфатностью, накоплением значительных концентраций (ср. содержание) платины – 1 г/т, ванадия – 0,5 %, германия – 0,8 %, европия – 0,6 %, скандия – 0,5 %, цезия – 0,1 %, церия – 0,6 %. Это позволяет нам рассматривать их как комплексное платино-редкометалльно-шунгитовое сырье. Суммарные прогнозные ресурсы (кат. Р<sub>1</sub>) шунгита в Текели-Коксуской зоне до глубины оценки 300 м составляют порядка 600 млн. т [35]. Шунгиты этого региона по результатам технологических испытаний оказались вполне пригодными для использования в качестве кормовых добавок для животных и птиц. Месторождения шунгитов данного рудного района подготовлены к освоению.

Цеолиты, как известно, образуются в результате разнообразных эндогенных и экзогенных процессов и встречаются в ассоциации почти со всеми типами осадочных, вулканогенно-осадочных, вулканогенных и интрузивных пород. Генетически выделяют цеолиты кор выветривания, диагенетические, метаморфические, гидротермальные и постмагматические. Почти все известные в настоящее время промышленные концентрации природных цеолитов являются диагенетическими или низкотемпературными гидротермально-метасоматическими. Еще до открытия крупных месторождений этих минералов в ряде стран, включая бывшие СССР и США, были построены предприятия по выращиванию синтетических цеолитов. Группа природных цеолитов объединяет около 40 минералов, которые представляют собой в основном силикаты Na и Ca. В группе их синтетических аналогов более 100 разновидностей [11].

К промышленноценным относятся клиноптилолит, морденит, эрионит, шабазит, гейландит.



Эти цеолиты обладают хорошо выраженными адсорбционными, каталитическими, ионообменными, молекулярно-ситовыми свойствами. Для цеолитов весьма характерна способность быстро терять воду и вновь поглощать ее без нарушения кристаллической решетки, т. е. к регенерации. Вместо воды обезвоженный цеолит может поглощать аммиак, ртуть, сероводород, различные масляные, токсичные, ядовитые и другие вещества. Кроме того, важной особенностью цеолитов является возможность целенаправленного изменения их свойств путем обработки растворами кислот, щелочей и солей [10,11].

Большое значение имеют цеолиты для сельского хозяйства: они применяются как подкормка, которая заметно повышает продуктивность и снижает заболеваемость скота и птицы, а также в качестве дезодорантов (поглотители газов с неприятным запахом) в животноводстве и рыбоводстве. Примесь цеолитов препятствует слеживаемости минеральных удобрений и предохраняет их от интенсивного выноса дождевыми и тальными водами. Цеолиты улучшают свойства почвы, способствуя сохранению в ней влаги.

Месторождения цеолитов группируются в шесть типов: 1) в вулканических осадках в «закрытых» соляно-озерных системах; 2) в отложениях «открытых» пресноводно-озерных систем и системах подземных вод; 3) в морских отложениях; 4) в отложениях гидротермальных зон и зон действия горячих источников; 5) в породах, подвергшихся действию низких ступеней метаморфизма погружения; 6) в отложениях без прямых следов вулканического источника. Промышленные месторождения относятся к первому типу, состоящему из монтмориллонитовых слоев с эрионитом и шабазитом, и ко второму и третьему типам, представляющим собой мощные толщи с морденитом и клиноптилолитом [10, 11].

В промышленности используют цеолитовые руды, в которых содержание цеолитов не ниже 30 %. Кроме цеолитов в них обычно содержатся монтмориллонит, обломки кварца, полевых шпатов, иногда кальцит, чешуйки биотита и обломки неизменного вулканического стекла и эффузивных пород.

Месторождения цеолитов выявлены в 40 странах мира, наиболее крупные в США и Японии,

а также в Исландии, Испании, Италии, Венгрии и др. В странах СНГ известно и разведано свыше 50-ти месторождений цеолитов с разведанными запасами около 500 млн. т. Рыночная стоимость цеолитовых руд колеблется от 50 до 100 долларов США за тонну и выше [11, 12].

В Казахстане также имеется ряд крупных месторождений и перспективных проявлений цеолитов и бентонитов [11, 36]. К настоящему времени в различных регионах республики выявлены 4 месторождения цеолитового сырья, которые включены в госбаланс, и 9 перспективных рудопроявлений, не состоящие на балансе. Из первых запасы учтены пока только по 2 месторождениям: Чанканайскому и Алтын-Эмельскому в Алматинской области. Первое из них, Чанканайское, в рудах которого преобладает клиноптилолит (86 %), осваивается с 1996 г. Добыча руд ведется открытым способом, обогащение руд и извлечение цеолитового сырья – по безотходной экологически чистой технологии. Балансовые запасы цеолитовых руд этого месторождения по категориям А+В+С<sub>1</sub>+С<sub>2</sub> составляют 44 397,4 тыс. т, что позволяют отнести его к разряду крупнопромышленных.

Потенциальными потребителями цеолитовой продукции данного месторождения кроме ветеринарии являются медицина, стройиндустрия, коммунальное хозяйство, химическая, горно-металлургическая, цементная и другие отрасли промышленности. Поэтому рациональное и комплексное освоение месторождений создаст реальные возможности применения этих ценных минералов и для ветеринарных целей.

Казахстан богат ресурсами и других видов природных минералов и горных пород, широко используемых в ветеринарной медицине. В частности, на территории республики имеются неисчерпаемые запасы известковых и кремнистых пород [21], бентонитов [2, 36], галита – более 6 трлн т [37], йодобромных вод и рассолов [38]. Это дает шанс республике, опираясь на опыт развитых стран, на базе имеющихся видов минерального сырья, создавать и развивать научные и лабораторные центры по ветеринарной минералотерапии, строить заводы по производству комбикормов, вывозить на экспорт эти минералы, как в виде сырья, так и в виде лекарственных форм, примесей и витаминно-минеральных

смесей. Реализация предлагаемых нами мер способствует успешному выполнению разрабатываемых Министерством сельского хозяйства РК инновационных программ по увеличению поголовья племенного скота и повышению качества мясной и молочной продукции [39] путем создания экологически чистой кормовой базы и развития минералотерапии сельскохозяйственных животных.

Желательно, чтобы все эти мероприятия выполнялись, прежде всего, при консультативной и технологической помощи предприятий стран содружества: России и Республики Беларусь, с которыми заключен таможенный союз, который, по прогнозу наших ведущих отечественных ученых-экономистов и государственных деятелей, перейдет в союз экономический [40].

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бейсеев А. О. К истории использования природных минералов для лечебных целей и развития медицинской минералогии. // Вестник КазНТУ. 1999. Вып. 1-2. С. 132-140.
2. Бейсеев А. О., Бейсеев О. Б. Использование природных минералов для ветеринарных целей и перспективы Казахстана // Труды IV международного минералогического семинара «Теория, история, философия и практика минералогии». Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 221-226.
3. Кальницкий Б. Д. Минеральные вещества в кормлении животных. Л.: Агропромиздат, 1985. 206 с.
4. Драверт П. Л. О литофагии // Сибирская природа. 1922. № 1. С. 3-6.
5. Паничев А. М. Литофагия в мире животных и человека. М.: Наука, 1990. 223 с.
6. Солдатенков П. Ф. Действие сапропеля на физиологические процессы в живом организме. Л.: Наука, 1976. 171 с.
7. Бейсеев А. О., Бейсеев О. Б. Лечебные минералы класса силикатов, их свойства, ресурсы в Казахстане и перспективы использования для производства лекарственных средств и изделий медицинского назначения. // Вестник КазНТУ. 2001. № 5. С. 90-99.
8. Гебель А. Д. О земляных веществах, употребляемых в пищу в Персии // Зап. Импер. акад. наук. СПб., 1862. Т. 2. С. 126-135.
9. Bowman Ch. A., Bobrowsky P. T., Sellinus O. Medical geology: New relevance in the Earth Sciences. // Episodes. 2003. Vol. 26. N 4. P. 270-278.
10. Кудряшова В. И. О путях использования цеолитов // Новые виды неметаллических полезных ископаемых. М.: Наука, 1975. С. 103-109.
11. Бейсеев О. Б., Бейсеев А. О. Цеолиты Казахстана, их свойства, ресурсы и перспективы использования для медицинских, ветеринарных, био- и экозащитных, агрохимических целей и в стройиндустрии // Материалы IV международного семинара «Минералогия и жизнь: происхождение биосферы и коэволюция минерального и биологического миров: биоминералогия». Сыктывкар: Геопринт, 2007. С. 156-159.
12. Вольфсон И. Ф., Печенкин И. Г., Кремкова Е. В. Медицинская геология сегодня: задачи и пути их решения // Биокосные взаимодействия: жизнь и камень. СПб., 2006. 199 с. (Труды Санкт-Петербургского общества естествоиспытателей. Сер. 1. Т. 96).
13. Moeller L. Environmental Medicine. Falth & Hassler AB, Sweden, First Printing. 2000.
14. Selinus O., Finkelman R., Centeno J. Essentials of Medical Geology. Elsevier Academic Press. 2004
15. Бгатов В. П., Паничев А. М., Собанский Г. Г. и др. Зверовые солонцы в горах Сибири // Бюл. МОИП. Отд. биол. 1988. Т. 93, вып. 2. С. 42-53.

16. *Елпатьяевский П. В., Паничев А. М.* Геохимические особенности зверовых солонцов Сихотэ-Алиня // Бюл. МОИП. Отд. биол. 1980. Т. 85, вып. 6. С. 12-23.
17. *Паничев А. М.* Зверовые солонцы Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 206 с.
18. *Бейсеев О. Б., Бейсеев А. О.* Биоминеральное сырье Казахстана: типы, свойства, ресурсы и перспективы использования в медицине, ветеринарии, ювелирном деле и стройиндустрии // Материалы IV международного семинара «Минералогия и жизнь: происхождение биосферы и коэволюция минерального и биологического миров: биоминералогия». Сыктывкар: Геопринт, 2007. С. 154 – 156.
19. *Лебединский В. И.* В удивительном мире камня. М.: Недра, 1978. 118 с.
20. *Миколайчик Я.* Использование бентонита в рационах молодняка свиней // Ветеринария сельскохозяйственных животных. 2008. № 5. С. 62-65.
21. *Кулинич В. В., Сагунов В. Г., Ужкенов Б. С., Гуляева Н. Я., Бейсеев О. Б., Ведерников Н. Н., Антоненко А. А.* и др. Месторождения горнорудного сырья Казахстана. Т. I, II, III. Алматы, 2000.
22. *Околелова Г., Румянцев С., Кулаков А.* Кормовые добавки для животных и птицы // Ветеринария сельскохозяйственных животных. 2008. № 8. С. 64-65.
23. *Максимов Р. Т., Миколайчик И.* Новые кормовые добавки. Использование бентонита в рационах молодняка свиней // Животноводство России. 2004. № 1. С. 35-36.
24. *Лушников Н., Булатов А.* Бентониты в кормлении поросят // Ветеринария сельскохозяйственных животных. 2008. № 1. С. 34-35.
25. *Семененко М. П.* Фармако - токсикологические свойства и применение моренита в ветеринарии // Ветеринария сельскохозяйственных животных. 2008. № 2. С. 58-60.
26. *Майорова О., Романова Т.* Ульяновский майнит для молодняка свиней // Животноводство России. 2004. № 1. С. 35-36.
27. *Софронычев А. В.* Влияние препаратов «янтарос плюс» и «сукцинат железа» на обменные процессы и продуктивные показатели лисиц // Ветеринария сельскохозяйственных животных. 2008. № 7. С. 57-59.
28. *Червяков Д. К., Евлокимов П. Д., Вишкер А. С.* Лекарственные средства в ветеринарии. М.: Колос, 1977. 496 с.
29. *Бейсеев А. О., Бейсеев О. Б.* Классификация лечебных минералов по фармакологическим свойствам // Труды II Международного семинара «Минералогия и жизнь: биоминеральные взаимодействия». 1996. С. 128-129.
30. *Бейсеев А. О.* Рудные формации природных лечебных минералов Казахстана и перспективы использования их для медицинских целей // Вестник КазНТУ. 2003. № 3. С. 18-29.
31. *Ужкенов Б. С.* и др. Свойства, потребление и производство основных видов минерального сырья. Кокшетау, 2003. 214 с.
32. Изучение и использование кремнистых пород Чувашии. Чебоксары, 1998.
33. *Юшкин Н. П.* Биоминеральные взаимодействия. М.: Наука, 2002. 60 с.
34. *Исаев В. И., Ануфриева Г. В., Остроумов Г. В., Коньшев Н. М.* Комплексная переработка шунгитового сырья – основа рационального использования недр // Минеральное сырье. 2000. № 10. С. 96-104.
35. *Бейсеев А. О., Штрауб А. А.* и др. Шунгиты Текели-Коксуской зоны и перспективы их использования для медицинских, ветеринарных, технических и ювелирных целей // Труды II Международной научно-практической конференции молодых ученых. Алматы: КазНТУ, 2002. Ч. 2. С. 100 – 104.

36. Сапаргалиев Е. М., Кравченко М. М., Ташенов К. Т. и др. Использование бентонита Таганского месторождения в качестве добавок к кормам для сельскохозяйственных животных // Изв. НАН РК. Сер. биол. и мед. 2002. № 6. С. 110–116.

37. Бияшева З. Д., Суханов А. Е. Галит, его сырьевая база и применение в народном хозяйстве Казахстана // Геология и ресурсы агрохимического сырья Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1965. С. 172-179.

38. Дальян И. Б., Сыдыков Ж. Йодобромные воды нижнепермских отложений Актюбинского Приуралья // Тр. ИГН АН КазССР. 1961. Т. 4.

39. Куришибаев А. Ключ к изобилию // Казахстанская правда. 2010. № 36 (26097). 17 февр.

40. Абыкаев Н. А. От союза таможенного к экономическому // Казахстанская правда. 2010. № 36 (26096). 16 февр.



## Александр Ивановичу Ивлеву - 80 лет



31 января 2010 г. исполнилось 80 лет со дня рождения Александра Ивановича Ивлева – заслуженного геолого-разведчика Республики Казахстан, ведущего научного сотрудника Северо-Казахстанского филиала Академии минеральных ресурсов РК, заместителя гл. редактора Уральского геологического журнала, доктора г.-м. наук, академика УАГН и АМР РК.

А. И. Ивлев родился в г. Семипалатинске, где в местном техникуме получил начальное геологическое образование, а высшее – в ВЗПИ (Москва). В Северном Казахстане он успешно занимался разведкой Смирновского медно-молибденового месторождения и металлогенией Восточного Зауралья. Затем возглавлял геологическую службу урановой шахты в СП «Висмут» (ГДР). В 1979 - 1989 гг. работал во ВНИИХТе, где защитил кандидатскую и докторскую диссертации по критериям и поисковым признакам урановых месторождений Северо-Казахстанской ураново-рудной провинции. В 1990 - 2006 гг. профессор Рудненского индустриального института, зав. кафедрой обогащения руд.

Одновременно с обучением студентов А. И. Ивлев составил методическое пособие по технологической минералогии и углубленно изучал структуру рудных полей, условия рудоносности и минеральный состав магнетитовых и других месторождений Валерьяновской и Александровско-Денисовской СМЗ. Он организовал и отредактировал семь выпусков Чтений, посвященных выдающемуся геологу-железороднику Тургая Д. Д. Топоркову. Содержание выпусков обсуждалось на МНТК, часть их была депонирована научными геологическими центрами России и дальнего зарубежья.

Весьма плодотворным оказался период работы юбиляра в Северо-Казахстанском филиале АМР РК с 2006 г. Он убедительно доказал гипергенную природу уникально богатых каламин-смитсонитовых руд карстового месторождения Шаймерден. Им разработаны критерии поисков карстовых месторождений цинка и золота в карбонатных полях валерьяновской свиты, вулканогенно-осадочной первичной природы магнетитовых руд. С современных позиций рассмотрена геодинамика, магматизм и рудоносность области сочленения Урала и Казахстана.

А. И. Ивлев является автором 6 монографий и 120 научных работ по геологии региона.

Редакция журнала, геологическая общественность Северного Казахстана и Урала сердечно поздравляют юбиляра с 80-летием и желают ему доброго здоровья, творческого долголетия и благополучия.

## Александр Тарасович Евлампьев - 75 лет



Александр Тарасович Евлампьев родился 25 января 1935 г. в д. Озеровка Акташского района Республики Татарстан. По окончании Молотовского (Пермского) госуниверситета с 1957 г. работал ст. коллектором, геологом, ст. геологом Караганской ГРЭ, Темирской ГРЭ, Кустанайской ПСЭ, занимался разведкой месторождений бокситов Центрально и Западно-Торгайского районов. В 1969 - 1996 гг. работал ведущим специалистом Северо-Казахстанского геологического управления, с 1996 по 2007 г. – главным специалистом отдела ГУ «Севказнедра».

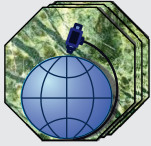
В 2007 г. работал ст. геологом Казахстанско-Российской ГРК, занимался оценкой возможности и условий освоения Дрожиловского и Смирновского редкометалльных месторождений. С 2008 г. – гл. геолог ТОО «Масальский ГОК», одноименного месторождения железных руд в Центральном Казахстане, занимался разведкой.

В течение 52-летней работы в Северном Казахстане А. Т. Евлампьев хорошо изучил геологию и рудоносность этого региона, в совершенстве владеет методикой поисков и разведки рудных месторождений и этот опыт передает коллегам.

За плодотворный труд в создании минерально-сырьевой базы Северного Казахстана А. Т. Евлампьев награжден орденом «Знак Почета», медалями «За доблестный труд» и «Ветеран труда», знаками «Отличник разведки недр» и «Почетный разведчик недр». За открытие Белинского месторождения бокситов он отмечен знаком «Первооткрыватель» и Государственной премией.

Является автором многих отчетов, ряда научных публикаций по минерально-сырьевому комплексу Северного Казахстана, соавтором книги «Геологической службе Северного Казахстана – 50 лет».

Редакция журнала и геологи Северного Казахстана поздравляют юбиляра и желают здоровья, благополучия и творческих успехов.



# ТОО “АСБЕСТОВОЕ ГРП”

- *Изучение геологического строения месторождения, горно-геологических и инженерно-геологических условий, гидрогеологических характеристик*
- *Проектирование горных выработок, геологическое трехмерное моделирование, прогноз и оценка запасов в программе Micromine*
- *Разработка ТЭО, пересмотр и утверждение локальных технических проектов по горным работам*
- *Бурение скважин на все виды полезных ископаемых*
- *Геолого-маркшейдерское обслуживание при пользовании недрами*
- *Инженерно-геодезические и инженерно-геологические изыскания*
- *Проектные и строительно-монтажные работы*
- *Инжиниринговые услуги при выполнении работ для строительства*

## К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

1. Статьи в “Горно-геологический журнал” принимаются набранными в текстовом и электронном вариантах MS Word-97/2003 на русском языке.
2. Статьи должны сопровождаться аннотациями, содержащими не более 10 строк. Название статей и аннотаций к ним следует давать на государственном, русском и английском языках.
3. В верхней части статьи по центру строчными буквами жирным шрифтом без переноса - название статьи, на следующей строке полужирным шрифтом - инициалы и фамилии авторов, ученая степень, на следующей строке - полное название организации, где выполнена работа, город, страна.
4. Максимальный объем материала 7 страниц формата А4. Материал печатается через 1,5 интервала, шрифт №12, Times New Roman, выравнивание по ширине, красная строка 0,7 см. Поля - верхнее, нижнее, справа и слева - 2,5 см. Страницы статьи обязательно нумеруются.
5. Рукопись должна иметь индекс УДК.
6. В конце рукописи приводится список литературы, в тексте указываются номера ссылок в порядке цитирования. Таблицы (Word, Excel) и графические материалы (Jpg, Tiff) располагаются по тексту статьи. Графические материалы представляются в черно-белом варианте с условными обозначениями (крап). Цветные иллюстрации печатаются за отдельную плату.
7. Сданные в редакцию статьи авторам не возвращаются.

### Адрес редакции:

110700 г. Житикара Костанайской обл., 4 мкр., д. 5а  
ТОО “Асбестовое ГРП”

E-mail: nizamid@mail.ru, asbestgrp@mosk.ru

Контактные телефоны: 8 (714 35) 2-22-72; 2-35-60. Факс 8 (714 35) 2-22-72.

Журнал  
распространяется в  
Республике Казахстан,  
Российской Федерации

Ответственность  
за достоверность  
фактов и сведений,  
содержащихся в  
публикациях, несут  
авторы

Ответственность  
за содержание рекламы  
несут рекламодатели

При перепечатке  
материалов ссылка на  
“Горно-геологический  
журнал” обязательна



**ТОО “АГРП”**

**110700, г. Житикара, Республика Казахстан**

**тел./факс: 8 (71435) 2-22-72**

**e-mail: [nizamid@mail.ru](mailto:nizamid@mail.ru), [asbestgrp@mosk.ru](mailto:asbestgrp@mosk.ru)**