

КАЗАҚСТАН РЕСПУБЛИКАСЫ
ҰЛТТЫҚ ҒЫЛЫМ АКАДЕМИЯСЫНЫҢ

ISSN 2224-5278

Х А Б А Р Л А Р Ы

ИЗВЕСТИЯ

НАЦИОНАЛЬНОЙ АКАДЕМИИ НАУК
РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН

NEWS

OF THE ACADEMY OF SCIENCES
OF THE REPUBLIC OF KAZAKHSTAN

ГЕОЛОГИЯ ЖӘНЕ ТЕХНИКАЛЫҚ ҒЫЛЫМДАР
СЕРИЯСЫ



СЕРИЯ
ГЕОЛОГИИ И ТЕХНИЧЕСКИХ НАУК



SERIES
OF GEOLOGY AND TECHNICAL SCIENCES

1 (397)

ҚАҢТАР – АҚПАН 2013 г.
ЯНВАРЬ – ФЕВРАЛЬ 2013 ж.
JANUARY – FEBRUARY 2013

ЖУРНАЛ 1940 ЖЫЛДАН ШЫҒА БАСТАҒАН
ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1940 г.
THE JOURNAL WAS FOUNDED IN 1940.

ЖЫЛЫНА 6 РЕТ ШЫҒАДЫ
ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД
PUBLISHED 6 TIMES A YEAR

АЛМАТЫ, ҚР ҰҒА
АЛМАТЫ, НАН РК
ALMATY, NAS RK

Б а с р е д а к т о р
ҚазҰЖҒА, академигі **Ж. М. Әділов**

ҚазҰЖҒА академигі **М.Ш. Өмірсеріков** (басты редактордың орынбасары)

Р е д а к ц и я л ы қ а л қ а с ы :

ҚазҰЖҒА академигі Т.Д. Абаканов, ХМРА академигі Х.А. Беспаяев, техника ғылымдарының докторы, профессор Н.С. Буктуков, ҚР ҰҒА академигі Г.Х. Ергалиев, ХМРА академигі Т.М. Жаутиков, МРА және ҚазҰИА академигі Г.Ж. Жолтаев, геологиялық-минералдар ғылымының кандидаты Н.М. Жуков, техника ғылымдарының докторы, профессор Л.А. Крупник, ҚР ҰҒА академигі А.К. Курскеев, ҚазҰЖҒА академигі А.Р. Медеу, ҚР ҰҒА академигі С.М. Оздоев, ҚазҰЖҒА академигі Б.М. Ракишев, ҚР ҰҒА академигі Б.Р. Ракишев, ҚР ҰҒА академигі Ж.С. Садыков, ҚР ҰҒА академигі И.В. Северский, академик ҚазҰЖҒА Н.С. Сейтов, ХМРА академигі Э.Ю. Сейтмұратова, Ph.D докторы, профессор Хамфери Дж.Д. (АҚШ), Ph.D докторы, профессор Грэвис Р.М., (АҚШ), КҒҚ З.В. Толубаева (жауапты хатшы)

Г л а в н ы й р е д а к т о р
академик КазНАЕН, КазНИА **Ж. М. Адилев**

академик КазНАЕН **М.Ш. Омисериков** (заместитель главного редактора)

Р е д а к ц и о н н а я к о л л е г и я :

академик КазНАЕН Т.Д. Абаканов, академик МАМР Х.А. Беспаяев, доктор технических наук, профессор Н.С. Буктуков, академик НАН РК Г.Х. Ергалиев, академик МАМР Т.М. Жаутиков, академик АМР РК Г.Ж. Жолтаев, кандидат геолого-минералогических наук Н.М. Жуков, доктор технических наук, профессор Л.А. Крупник, академик НАН РК А.К. Курскеев, академик Каз НАЕН А.Р. Медеу, академик НАН РК С.М. Оздоев, академик КазНАЕН Б.М. Ракишев, академик НАН РК Б.Р. Ракишев, академик НАН РК Ж.С. Садыков, академик НАН РК И.В. Северский, академик КазНАЕН Н.С. Сейтов, академик МАМР Э.Ю. Сейтмуратова, доктор Ph.D., профессор Хамфери Дж.Д. (США), доктор Ph.D, профессор Грэвис Р.М., (США), МНС З. В. Толубаева (ответственный секретарь)

E d i t o r - I n - c h i e f
academician of KazNANS, KazNEA **Zh. M. Adilov**

academician of KazNANS **M. Sh. Omirserikov** (deputy editor-in chief)

E d i t o r i a l s t a f f :

academician of KazNANS T.D. Abakanov, academician of IAMR Kh.A. Bespaev, doctor of technical sciences, professor N.S. Buktuikov, academician of NAS of the RK G.Kh. Ergaliev, academician of IAMR T.M. Zhautikov, academician of AMR of the RK and KazNEA G.Zh. Zholtayev, candidate of geology-mineralogical sciences N.M. Zhukov, doctor of technical sciences, professor L.A. Krupnik, academician of NAS of the RK A.K. Kurskeev, academician KazNANS A.R. Medeu, academician of NAS Republic of Kazakhstan S.M. Ozdoyev, academician of IAMR and KazNANS B.M. Rakyshev, academician of NAS of the RK B.R. Rakyshev, academician of NAS of the RK Zh.S. Sadykov, academician of NAS of the RK I.V. Severskyi, academician of N.S. Seitov, academician of IAMR E.U. Seitmuratova, Ph.D., professor Humphery J.D., (USA), Ph.D., professor Graves R.M., (USA), mns Z. V. Tolubaeva (The responsible secretary)

«Известия НАН РК. Серия геологии и технических наук» ISSN 2224-5278

Собственник: Республиканское общественное объединение «Национальная академия наук Республики Казахстан (г. Алматы)

Свидетельство о постановке на учет периодического печатного издания в Комитете информации и архивов Министерства культуры и информации Республики Казахстан №10892-Ж, выданное 30.04.2010 г.

Периодичность: 6 раз в год

Тираж: 3000 экземпляров

Адрес редакции: 050010, г. Алматы, ул. Шевченко, 28, ком.218-220, тел.261-06-33, 272-13-19, 272-13-18 <http://akademiyanauk.kz/>

Адрес типографии: ИП «Аруна», г. Алматы, ул. Муратбаева, 75

© Национальная академия наук Республики Казахстан, 2013

Адрес редакции:

Казахстан, 050010, г. Алматы, ул. Кабанбай батыра, 69а.
Институт геологических наук им. К. И. Сатпаева, комната 334.
Тел.: 2-91-59-38

© Национальная академия наук Республики Казахстан, 2013

УДК 551.24 (574)

Н. СЕИТОВ, Ш.Н. СЕИТОВА

(КазНТУ им. К.И.Сатпаева)

ОСОБЕННОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ТЕРРИТОРИИ КАЗАХСТАНА

Аннотация

Приведены сведения об основных особенностях земной коры Казахстана в качестве прекрасного полигона для решения ряда вопросов, касающихся как теоретической, так и прикладной геологии

Ключевые слова: земная кора Казахстана; линейно-блоковое строение; палеозоиды; геологические формации; прекрасная обнаженность; равнинный рельеф.

Кілт сөздер: Қазақстанның жер қыртысы, сызықты-блоқты құрылым, палеозоидтар, геологиялық формациялар, ғажап ашылымдылық, жазықты бедер.

Keywords: a crust of Earth of Kazakhstan, a linearly-blok constitution, иамоиды, geological formations, nakedness, a flat relief

Особенности геологического строения земной коры Казахстана, а именно разнообразие тектонических структур палеозойской стабилизации, наличие среди них крупных массивов (микроконтинентов) и малых блоков докембрийских образований континентальной коры, особенности пространственного распространения и взаиморасположения указанных палеозойских структур и докембрийских массивов (блоков), многообразие геологических формаций и слагающих их типов горных пород, богатство недр республики различными видами полезных ископаемых, многообразие геолого-промышленных и генетических типов их месторождений и, наконец, морфологические особенности территории республики, весьма удобные для проведения полевых экспедиционных геологических исследований, делают эту складчатую область уникальным полигоном для разработки и решения множество вопросов и проблем геологической науки и практики. В качестве основных отличительных особенностей геологического строения территории республики вкратце можно отметить следующие моменты.

1. На территории Казахстана присутствуют фрагменты всех трех типов структур континентальной коры I порядка – древних платформ, складчатых поясов и орогенических поясов [1]. Так, на западе республики располагается так называемая Прикаспийская синеклиза, являющаяся составной частью Русской плиты Восточно-Европейской древней платформы, стабилизированной в результате карельской складчатости. Архей-палеопротерозойский кристаллический фундамент в пределах указанной синеклизы перекрыт мощными толщами осадочных отложений рифей-кайнозойского возраста. Основная территория республики, представленная ее центральной, северной и восточной частями, входит в состав так называемого Урал–Монгольского эпипалеозойского складчатого пояса. И, наконец, южное и юго-восточное обрамление территории республики окаймляют горные системы, являющиеся северными отрогами Центрально-Азиатского эпиплатформенного орогенического пояса, являющегося типичным представителем так называемых «вторичных орогенов», активизированных в неогеновый период

2. На основной территории республики широким распространением пользуются палеозойды, занимающие значительные площади и обнажающиеся в виде складчатого фундамента эпипалеозойской (молодой) платформы, именуемой Казахской складчатой областью [2]. Значительная часть площади данной области представлена эпипалеозойским Казахским щитом, где интенсивно дислоцированный, «изрешеченный» глубинными разломами разной глубины, протяженности и ориентировки, а также «испещренный» многочисленными интрузивными телами различного состава и возраста складчатый палеозойский фундамент обнажается на поверхности. Вероятно, будет не лишним тут же заметить, что строение Казахского щита имеет одну важнейшую для интерпретации имеющихся фактов особенность: как впервые отметил «отец казахстанской региональной геологии» Н.Г.Кассин [3,4], данная область характеризуется «линейно-блоковым строением», где имеющие, как правило, изометрические формы докембрийские сиалические массивы и блоки со всех сторон «окаймлены» вытянутыми в разных направлениях структурно-формационными зонами палеозойской стабилизации. Поэтому земную кору эпипалеозойского Казахского щита в обиходе «уподобляют» обычно «битой тарелке», где роль «отдельных кусков тарелки» играют докембрийские сиалические образования, а «линии их раскалывания» – палеозойские складчатые структуры, в т.ч. палеозойские офиолитовые зоны.

3. В пределах Казахской складчатой области отмечается практически весь набор континентальных тектонических структур, известных геологической науке. В бытность господства геосинклинальной концепции в геотектонике, как известно, в земной коре континентов выделялись десятки разновидностей геосинклиналей – эвгеосинклинали, миогеосинклинали, ортогеосинклинали, орогеосинклинали, парагеосинклинали, протогеосинклинали, хэмигеосинклинали, талассогеосинклинали и т.д [5-7 и др.]. Ныне, с позиции концепции тектоники плит, однозначно идентифицируются генетическая и геодинамическая природа формирования только двух разновидностей «геосинклиналей» из приведенного перечня: эвгеосинклинали являются аналогами офиолитовых зон в нынешнем понимании, тогда как миогеосинклинали фиксируют, вероятно, ареалы более позднего этапа осадконакопления в пределах окраинных морей палеозойских океанических бассейнов (вулканы начальных этапов развития окраинных морей позже перекрываются, по-видимому, чисто осадочными отложениями – флишевыми и флишеподобными формациями, слагающими типичные миогеосинклинали). Что касается других разновидностей «геосинклиналей», то они представлены структурно-формационными зонами различной генетической природы, имеющие, как правило, вытянутые в пространстве очертания и ограниченные глубинными разломами. В составе последних в той или иной мере всегда присутствуют, наряду с осадочными отложениями, вулканогенные и туфогенные образования различного состава и возраста, формационная и геодинамическая сущность которых пока еще остается полностью не выясненной, поскольку они в большинстве случаев не подвергнуты тонким геохимическим и петрохимическим исследованиям. Однако, ради справедливости необходимо отметить, что многие вытянутые в пространстве структурно-формационные зоны, даже некоторые включающие несколько таких зон складчатые системы протяженной конфигурации (например, Шынгыс–Тарбагатайская система каледонид), в составе которых широким развитием пользуются вулканогенные образования различного состава (в т.ч. андезиты) рядом исследователей априори именуются «древними островными дугами» [8-18 и др.], хотя, на наш взгляд, имеющиеся факты далеко недостаточны для такой однозначной интерпретации генетической и геодинамической природы этих структур. Другими интересными структурами в составе рассматриваемого эпипалеозойского щита являются так называемые «пояса палеозойской вулканической активизации» [13,16,17,19 и др.]. Таких структур (поясов) в пределах Казахской складчатой области две, которые условно называются «девонским вулканическим поясом» и «верхнепалеозойским вулканическим поясом» Центрального Казахстана. Первая из этих структур действительно слагает своеобразный изогнутый в пространстве пояс, разграничивающий складчатые системы каледонской стабилизации (Кокшетау–Северо-Тянь-Шаньская и Шынгыс–Тарбагатайская системы) от герцинской Жонгаро–Балхашской системы. Вторая структура располагается в пределах самой Жонгаро–Балхашской системы и представлена в виде отдельных изолированных блоков и зон, протягивающихся в разных направлениях. Обе структуры представлены преимущественно продуктами наземного вулканизма, деятельность которого представлена трещинным характером излияния лав преимущественно кислого состава при

подчиненной роли андезитов-базальтов. И, наконец, Казахский щит на западе и юго-западе окаймлен перекрытыми осадочным чехлом региональными структурами эпипалеозойской Туранской плиты (Торгайский прогиб, на западе, Шу–Сарысуйская впадина, на юго-западе), тогда как с севера его обрамляют эпипалеозойские синеклизы, относящиеся к Западно-Сибирской эпипалеозойской плите. В пределах самого щита также отмечается несколько региональных впадин, где складчатый палеозойский фундамент перекрыт верхнепалеозойско-мезозойско-кайнозойским (в приграничных с каледонидами областях) или только мезозойско-кайнозойским (в пределах и в обрамлении герцинид) осадочным чехлом. Геодинамическая природа формирования некоторых отмеченных выше региональных впадин и прогибов рядом исследователей связывается с процессами континентального рифтогенеза, завершившего свое дальнейшее развитие в середине или конце палеозойской эры и не переросшего, поэтому, в океанический рифтогенез. Казахская складчатая область с северо-востока и востока граничит с неплохо обнаженными герцинидами Зайсанской складчатой системы, рассматривающейся обычно в составе Обь–Зайсанской (Иртыш–Зайсанской), реже Алтае–Саянской складчатых областей Урал–Монгольского складчатого пояса. Юго-восточное и южное обрамления Казахской складчатой области располагаются, соответственно, на территории соседнего Китая и Кыргызской республики.

4. В структурно-формационных зонах Казахской складчатой области присутствуют практически все разновидности вулканогенных, вулканогенно-осадочных (осадочно-вулканогенных), чисто осадочных, интрузивных (плутонических), метаморфических и метасоматических геологических формаций и многообразие слагающих эти формации типов горных пород, стратиграфические уровни которых охватывает интервалы от нижнего протерозоя (верхний архей под вопросом) до пермских образований [1,2]. При этом очень важно, что среди отмеченных геологических формаций довольно широким распространением пользуются фрагменты так называемых эталонных формаций, однозначно способствующих определению генетической и геодинамической природы своего формирования и, соответственно, проведению корректной палеотектонической реконструкции (прослеживанию истории геологического развития) изученных структур. Так, в частности, среди палеозоидов Казахского щита отмечаются интенсивно дислоцированные фрагменты таких эталонных формаций, как вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные формации континентального рифтогенеза, чисто осадочная формация пассивных континентальных окраин, вулканоплутоническая с осадочным чехлом трехчленная офиолитовая формация (триада Штейнманна) дна древних океанов, набор вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций островных дуг, преимущественно вулканогенная формация окраинноморского рифтогенеза, чисто осадочные флишевая и флишеидная формации окраинных морей (передовых прогибов), молассовая формация межгорных впадин (областей ортогенеза) и т.д. Что касается интрузивных (плутонических) формаций, то они также представлены широким набором – от щелочных и ультрамафитовых до ультракислых. Имеются метаморфические формации практически всех фаций метаморфизма (зеленосланцевая, амфиболитовая, гранулитовая, глауконитовых сланцев, эклогитовая, роговиковая и т.д. фации регионального и контактового метаморфизма), к которым в большей степени подвержены докембрийские образования, в меньшей – некоторые палеозойские породы складчатой области. Метасоматические формации также распространены на контактах многочисленных интрузивных массивов различного состава и возраста с вмещающими породами и представлены всеми типами метасоматоза – часто скарнами, грейзнами, пропилитами, реже карбонатитами, щелочными метасоматитами, аргиллизитами и др. Многообразие геологических формаций, в свою очередь, определяет многообразие горных пород: в земной коре Казахской складчатой области имеются почти все разновидности горных пород, известных геологической науке и практике.

5. Недра Казахстана богаты полезными ископаемыми [20]. В недрах Казахской складчатой области присутствуют рудные месторождения всех основных групп металлов – черных, цветных, редких, редкоземельных, благородных и радиоактивных. Складчатая область богата и месторождениями неметаллических полезных ископаемых – каменных и бурых углей (в осадочном чехле региональных впадин и прогибов), строительных материалов, металлургического и горнотехнического сырья, драгоценных и поделочных камней и т.д. Основные нефтегазоносные бассейны с уникальными, крупнейшими и крупными месторождениями углеводородов располагаются вне Казахской складчатой области и приурочены к осадочным толщам плитных

структур древней (Прикаспийская синеклиза) и молодой платформ (Туранская эпипалеозойская плита), расположенных в основном в западной половине территории республики. В подтверждение факта чрезвычайного богатства недр территории республики, можно с гордостью отметить, что по количеству и разнообразию минерально-сырьевых ресурсов Казахстан занимает одно из ведущих мест в мире. Так, Казахстан по запасам цинка и вольфрама в мире занимает первое место, урана и хрома – второе, свинца и марганца – третье, меди и молибдена – пятое, железа – восьмое. По запасам углеводородов (нефти, газа, конденсата), а также золота Казахстан также входит в первую десятку стран мира.

6. Одно из главных достоинств земной коры Казахской складчатой области (Казахского эпипалеозойского щита) заключается в ее прекрасной обнаженности при равнинном (мелкосопочном) рельефе местности. Данная особенность неимоверно усиливает ее притягательность в аспекте наличия удобств для проведения полевых экспедиционных исследований. Нет сомнения, что на земном шаре немало территорий с хорошей обнаженностью палеозойских складчатых сооружений, однако, с точки зрения наличия симбиоза хорошей обнаженности и благоприятного рельефа таких областей, вероятно, не так уж много. Общеизвестно, что во многих областях планеты палеозойды либо «загрязнены» продуктами наложенных процессов в мезозойско-кайнозойский этап развития планеты, либо эти области трудно доступны в связи с высокогорным рельефом. Само собой разумеется, что во многих областях земного шара складчатый палеозойский фундамент перекрыт мощным осадочным чехлом. Поэтому именно указанное выше достоинство – «чистота палеозойдов» и их прекрасная обнаженность при равнинном рельефе поверхности – делает Казахский щит уникальным полигоном для разработки и решения ряда теоретических и прикладных вопросов геологии. В подтверждение сказанному уместно заметить следующий исторический факт: если в разработке основных постулатов отжившей свой век геосинклинальной концепции одну из ведущих ролей сыграли ученые-геологи бывшего СССР, то эти разработки основывались в основном на результатах полевых экспедиционных исследований, проведенных в большинстве случаев на территории Казахстана учеными главных научных центров бывшего Союза – Москвы, Ленинграда (Санкт-Петербурга), Новосибирска, Свердловска и др.

ЛИТЕРАТУРА

- 1 *Абдуллин А.А.* Геология Казахстана. Алма-Ата, 1981. 312 с.
- 2 *Бекжанов Г.Р., Кошкин В.Я., Никитченко И.И. и др.* Геологическое строение Казахстана: (Описание геологической карты Казахстана, м-б 1:1000000) Алматы. 2000. 396 с.
- 3 *Кассин Н.Г.* Докембрий Казахстана. Советская геология. 1938. №11. С. 22-41.
- 4 *Кассин Н.Г.* Развитие геологических структур Казахстана //Основные идеи Н.Г.Кассина в геологии Казахстана. Алма-Ата, 1960. С. 29-73.
- 5 *Белоусов В.В.* Общая геотектоника. Москва, 1949. 600 с.
- 6 *Белоусов В.В.* Эндогенные режимы материков. Москва, 1978. 252 с.
- 7 *Хаин В.Е.* Общая геотектоника. Москва, 1964. 479 с.
- 8 *Дегтярев К.Е.* Каледониды Казахстана и Северного Тянь-Шаня: строение, тектоническая эволюция и процессы формирования континентальной коры. Автореф. дис. ...докт. геол.-минерал. наук. Москва, 2010. 48 с.
- 9 *Дегтярев К.Е., Толмачева Т.Ю.* Косые сдвиги и их роль в нарушении латерального ряда структур раннепалеозойской Чингизской островодужной системы (Восточный Казахстан) //Очерки по региональной тектонике. Том 2. Казахстан, Тянь-Шань, Полярный Урал. Москва, 2005. С. 40-67.
- 10 *Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Лучицкая М.В.* Основные этапы формирования и особенности состава палеозойских гранитоидов хребта Чингиз (Восточный Казахстан) //Очерки по региональной тектонике. Том 2. Казахстан, Тянь-Шань, Полярный Урал. Москва, 2005. С. 68-86.
- 11 *Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А.* Геодинамика палеоспредиинга. Москва: ГЕОС. 2002. 294 с.
- 12 *Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А., Лубнина Н.В.* Геодинамические условия формирования палеоспредиинговых комплексов Урало-Монгольского пояса //Очерки по региональной тектонике. Том 2. Казахстан, Тянь-Шань, Полярный Урал. Москва, 2005. С. 201-247.
- 13 *Курчапов А.М., Гранкин М.С., Мальченко Е.Г., Хамзин Б.С.* Девонский островодужный вулканизм Центрального Казахстана //Науки о Земле в Казахстане. Сборник докладов казахстанских ученых на 33-ю сессию Международного геологического конгресса (МГК-33). Алматы. 2008. С. 56-59.

- 14 Лубецкий В.Н. Глубинные структуры и геодинамика развития поясов, вмещающих суперкрупные месторождения //Науки о Земле в Казахстане. Сборник докладов казахстанских ученых на 33-ю сессию Международного геологического конгресса (МГК-33). Алматы. 2008. С. 22-33.
- 15 Рязанцев А.В. Структурная зональность нижнепалеозойских комплексов в Бошекульской островодужной системе на северо-востоке Центрального Казахстана //Очерки по региональной тектонике. Том 2. Казахстан, Тянь-Шань, Полярный Урал. Москва, 2005. С. 68-86.
- 16 Сейтмуратова Э.Ю. Поздний палеозой Жонгаро-Балхашской складчатой области: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Алма-Ата, 2003. 66 с.
- 17 Сейтмуратова Э.Ю. Поздний палеозой Жонгаро-Балхашской складчатой области (Казахстан). Алматы. 2011. 279 с.
- 18 Сейтмуратова Э.Ю., Жаймина В.Я., Сайдашева Ф.Ф. и др. Вещественный состав вулканических поясов Казахстана //Науки о Земле в Казахстане. Сборник докладов казахстанских ученых на 33-ю сессию Международного геологического конгресса (МГК-33). Алматы. 2008. С. 34-46.
- 19 Сейтмуратова Э.Ю., Борукаева М.Р., Ляпичев Г.Ф. и др. Вулканизм позднего палеозоя активной окраины Казахстанского палеоконтинента //Геодинамика и минерагения Казахстана: (докл. к XXXI сессии Международного геологического конгресса). Алматы, 2000. Ч. 1. С. 104-117.
- 20 Абдулин А.А. Геология и минеральные ресурсы Казахстана. Алматы. 1994. 400 с.

REFERENCES

- 1 Abdulin A.A. Geologija Kazahstana. Alma-Ata, 1981. 312 s.
- 2 Bekzhanov G.R., Koshkin V.Ja., Nikitchenko I.I. i dr. Geologicheskoe stroenie Kazahstana: (Opisanie geologicheskoy karty Kazahstana, m-b 1:1000000) Almaty. 2000. 396 s.
- 3 Kassin N.G. Dokembrij Kazahstana. Sovetskaja geologija. 1938. №11. S. 22-41.
- 4 Kassin N.G. Razvitie geologicheskikh struktur Kazahstana //Osnovnye idee N.G.Kassna v geologii Kazahstana. Alma-Ata, 1960. S. 29-73.
- 5 Belousov V.V. Obshhaja geotektonika. Moskva, 1949. 600 s.
- 6 Belousov V.V. Jendogennyye rezhimy materikov. Moskva, 1978. 252 s.
- 7 Hain V.E. Obshhaja geotektonika. Moskva, 1964. 479 s.
- 8 Degtjarev K.E. Kaledonidy Kazahstana i Severnogo Tjan'-Shanja: stroenie, tektonicheskaja jevoljucija i processy formirovaniya kolntinental'noj kory. Avtoref. dis. ...dokt. geol.-mineral. nauk. Moskva, 2010. 48 s.
- 9 Degtjarev K.E., Tolmacheva T.Ju. Kosye sdvigi i ih rol' v narushenii lateral'nogo rjada struktur rannepaleozojskoj Chingizskoj ostrovoduzhnoj sistemy (Vostochnyj Kazahstan) //Ocherki po regional'noj tektonike. Tom 2. Kazahstan, Tjan'-Shan', Poljarnyj Ural. Moskva, 2005. S. 40-67.
- 10 Degtjarev K.E., Shatagin K.N., Luchickaja M.V. Osnovnye jetapy formirovaniya i osobennosti sostava paleozojskikh granitoidov hrebta Chingiz (Vostochnyj Kazahstan) //Ocherki po regional'noj tektonike. Tom 2. Kazahstan, Tjan'-Shan', Poljarnyj Ural. Moskva, 2005. S. 68-86.
- 11 Kurenkov S.A., Didenko A.N., Simonov V.A. Geodinamika paleospredinga. Moskva: GEOS. 2002. 294 s.
- 12 Kurenkov S.A., Didenko A.N., Simonov V.A., Lubnina N.V. Geodinamicheskie uslovija formirovaniya paleospredingovykh kompleksov Uralo-Mongol'skogo pojasa //Ocherki po regional'noj tektonike. Tom 2. Kazahstan, Tjan'-Shan', Poljarnyj Ural. Moskva, 2005. S. 201-247.
- 13 Kurchavov A.M., Grankin M.S., Mal'chenko E.G., Hamzin B.S. Devonskij ostrovoduzhnyj vulkanizm Central'nogo Kazahstana //Nauki o Zemle v Kazahstane. Sbornik докладов казахстанских ученых на 33-ю сессию Международного геологического конгресса (МГК-33). Алматы. 2008. С. 56-59.
- 14 Лубецкий В.Н. Глубинные структуры и геодинамика развития поясов, вмещающих суперкрупные месторождения //Науки о Земле в Казахстане. Сборник докладов казахстанских ученых на 33-ю сессию Международного геологического конгресса (МГК-33). Алматы. 2008. С. 22-33.
- 15 Рязанцев А.В. Структурная зональность нижнепалеозойских комплексов в Бошекульской островодужной системе на северо-востоке Центрального Казахстана //Очерки по региональной тектонике. Том 2. Казахстан, Тянь-Шань, Полярный Урал. Москва, 2005. С. 68-86.
- 16 Сейтмуратова Э.Ю. Поздний палеозой Жонгаро-Балхашской складчатой области: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Алма-Ата, 2003. 66 с.
- 17 Сейтмуратова Э.Ю. Поздний палеозой Жонгаро-Балхашской складчатой области (Казахстан). Алматы. 2011. 279 с.
- 18 Сейтмуратова Э.Ю., Жаймина В.Я., Сайдашева Ф.Ф. и др. Вещественный состав вулканических поясов Казахстана //Науки о Земле в Казахстане. Сборник докладов казахстанских ученых на 33-ю сессию Международного геологического конгресса (МГК-33). Алматы. 2008. С. 34-46.
- 19 Сейтмуратова Э.Ю., Борукаева М.Р., Ляпичев Г.Ф. и др. Вулканизм позднего палеозоя активной окраины Казахстанского палеоконтинента //Геодинамика и минерагения Казахстана: (докл. к XXXI сессии Международного геологического конгресса). Алматы, 2000. Ч. 1. С. 104-117.
- 20 Abdulin A.A. Geologija i mineral'nye resursy Kazahstana. Almaty. 1994. 400 s.

Н. Сейітов, Ш.Н. Сейітова

(К.И.Сәтбаев атындағы ҚазҰТУ)

ҚАЗАҚСТАН АУМАҒЫ ЖЕР ҚЫРТЫСЫНЫҢ ЕРЕКШЕЛІКТЕРІ

Резюме

Геологияның теориялық және қолданбалы мәселелерін табысты шешуге мүмкіндік беретін тамаша полигон ретіндегі Қазақстан жер қыртысының бір топ ерекшеліктері аталып көрсетілген.

Кілт сөздер: Қазақстанның жер қыртысы, сызықты-блокты құрылым, палеозойдар, геологиялық формациялар, ғажап ашылымдылық, жазықты бедер.

Summary

N. Seitov, S.N. Seitova

(KAZNTU of K.I. Satpayev)

FEATURES OF THE CRUST OF EARTH AT THE KAZAKHSTAN TERRITORY

Are given data about basic features of Earth's crust for Kazakhstan territory as quality a beautiful polygon for solution of question series concerning both theoretical both practical geology.

Keywords: a crust of Earth of Kazakhstan, a linearly-blok constitution, иамоиды, geological formations, nakedness, a flat relief

Поступила 15.02.2013 г.

УДК 553.493.5(574.23)

М.Ш. ОМИРСЕРИКОВ, Л.Д. ИСАЕВА

(Институт геологических наук им. К.И. Сатпаева;
Казахский национальный технический университет им. К.И.Сатпаева)

ВЛИЯНИЕ ТЕПЛОВОГО ПОЛЯ НА ПРОЦЕСС ФОРМИРОВАНИЯ РЕДКОМЕТАЛЛЬНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ (на примере месторождения Сарымбет)

Аннотация

Рассмотрены особенности влияния температурного поля интрузивного массива на процесс метаморфического изменения рудовмещающей среды и рудообразования на примере месторождения Сырымбет. Построена количественная модель формирования редкометалльного оруденения в различных температурных режимах, и на ее основе определены критерии прогнозирования данного типа месторождений.

Ключевые слова: редкометалльное месторождение, модель, температурный режим, прогрессивный этап, регрессивный этап, прогнозные критерии

Кілт сөздер: сирекметалды кенорны, үлгі, температуралық режим, ілгерілік кезең, шегіну кезеңі, болжамдық критерийлер.

Keywords: a rare-metal field, model, a thermal regime, a progressive stage, a regressive stage, perspective criteria.

С открытием месторождения Сырымбет Казахстан вошел в число государств с крупными запасами оловянных руд. Месторождение Сырымбет было открыто в 1986 г. Кустанайской ПСЭ, разведывали и изучали А.И. Кузовенко, В.П. Семенов, А.П. Осауленко, Ю.М. Зорин, А.Ф. Сметанников.

Месторождение находится в северо-западной части Кокшетауского срединного массива, представляющего собой блоки пород докембрийского метаморфического комплекса, спаянные более молодыми магматическими и осадочными образованиями [1].

Рудные тела месторождения вытянуты вдоль северо-западного контакта небольшого штока лейкогранит - порфиоров, имеющего северо-восточное простирание и прорывающего вендские осадочные толщи андреевской и шарыкской свит, которые считаются с кембрийскими базальтами люботинской серии, а также интрузиями габбродиоритов зерендинского и гранитов боровского комплексов.

Оруденение расположено в ореоле флюоритосодержащих грейзенов, развитых по околоинтрузивным биотитам и амфиболовым пропилитам, а также по альбитизированным материнским лейкогранит-порфирам (рис. 1).

Зоны, ограничивающие проявления оловянной минерализации, фиксируются узкими отрицательными магнитными и гравитационными полями (рис. 2). В магнитном поле интрузии гранит-порфиоров, с которыми связаны оловорудные проявления, выражены мелкими, овальной формы отрицательными магнитными полями, вытянутыми согласно с тектонической зоной в северо-восточном направлении. В гравитационном поле оловоносная зона расположена в северо-западном контакте крупной отрицательной аномалии, в пределах которой оловорудные проявления расположены вдоль пониженных значений Δg , контуры которых резко выделяются из общего рисунка спокойного контактового гравитационного поля.

Рудная минерализация контролируется Сырымбетской девонской интрузией гранит-порфиров. Длина интрузии около 6700 м, ширина от 100 до 600 м (рис. 3). По гравиметрическим данным на северо-востоке интрузия прослеживается на небольшой глубине еще на 500-700 м. По химическому составу гранит-порфиры обогащены щелочами (K_2O - 4,5-5,0 %, N_2O - 3,4-3,7 %), характерна геохимическая специализация на Sn, Nb, Y. По геофизическим данным (В.Н.Любецкий, 1980) глубина формирования интрузии не превышает 2-3 км.

Внутреннее строение интрузии однородное и различается лишь по характеру и степени метасоматических изменений. Повышенной степенью грейзенизации отмечается центральная часть интрузии, по химическому составу гранит-порфиры относятся к калиевым лейкократовым гранитам.

В рудном поле выделяются три участка с различным содержанием олова в рудах. Наиболее богатые руды находятся в Центральном участке, несколько беднее - на Юго-Западном участке и самые низкие по содержанию олова руды Северо-Восточного участка. В 4 км к юго-западу находится месторождение Сары-Булак с преобладающей тантал-ниобиевой минерализацией. Как и другие редкометалльные месторождения Казахстана месторождение Сырымбет формируется в системе «интрузив-надинтрузивная зона» (Т.М. Лаумулин, 1977). Рудные тела располагаются в апикальных частях рудоносных интрузий и закономерно повторяют форму их кровли (рис. 3).

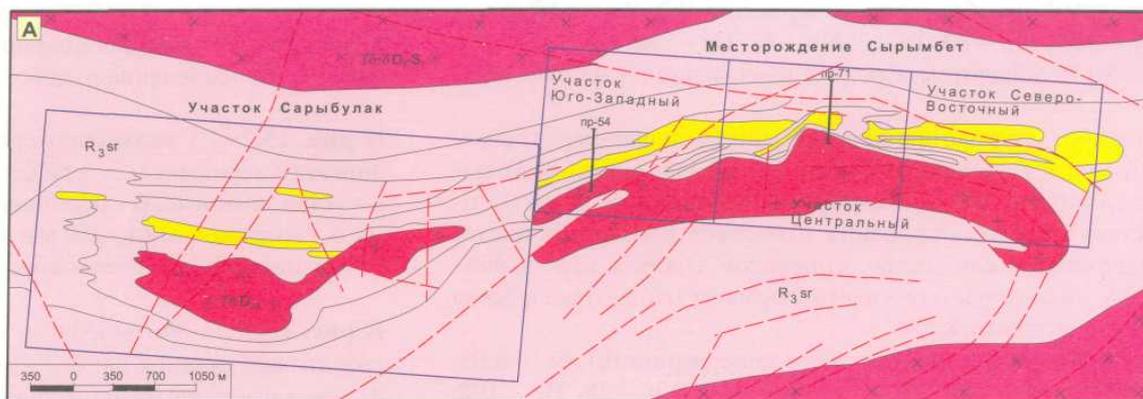


Рисунок 1 – Схематическая геологическая карта рудного поля Сырымбет (А)

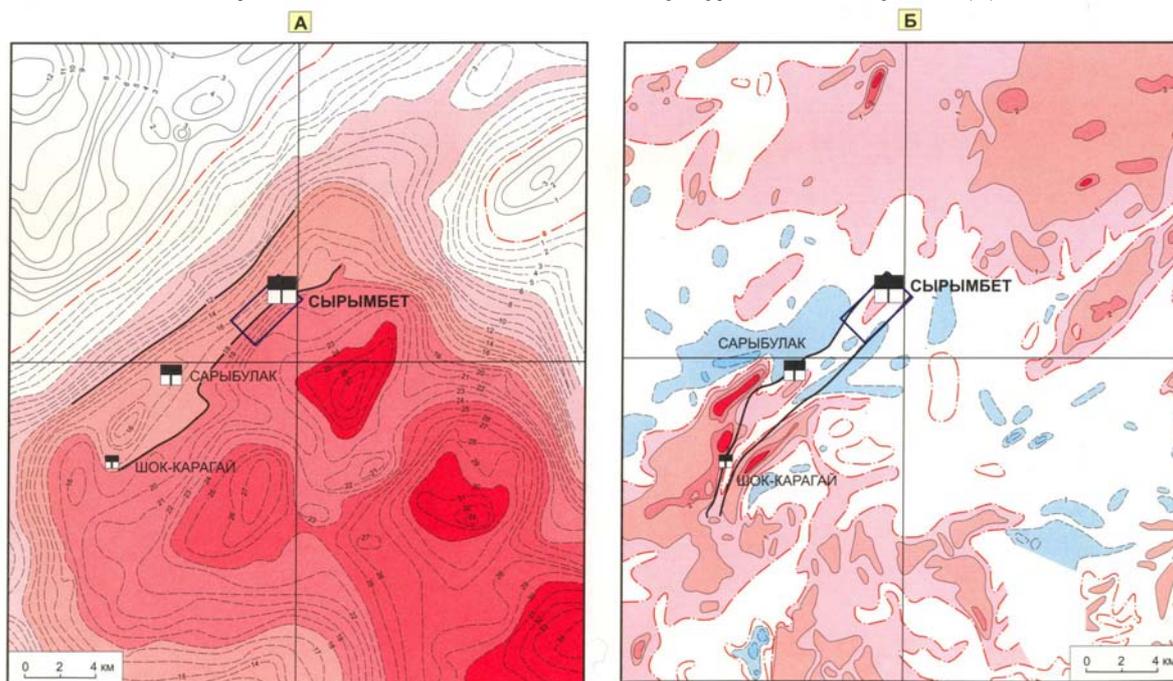


Рисунок 2 – карты гравитационного (А) и магнитного (Б) полей месторождения Сырымбет

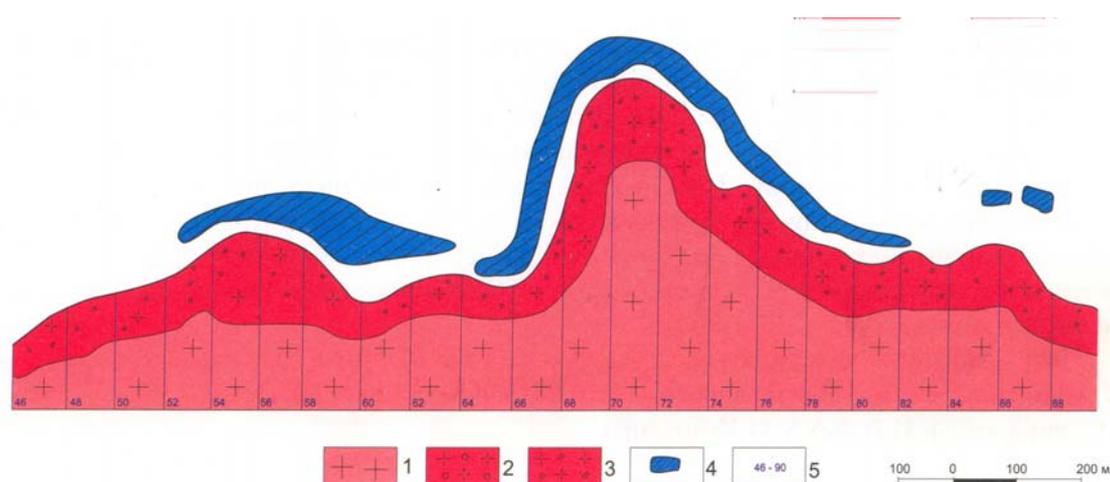


Рисунок 3 – Морфология кровли сыримбетской интрузии и характер распределения рудных тел

Главное рудное тело месторождения (65 % запасов олова) приурочено к центральному выступу. Это предположительно надкорневая часть интрузии в системе «корень-купол». С меньшим по размерам юго-западным выступом интрузива связано второе по размерам рудное тело, а над северо-восточным куполом расположены два небольших рудных тела. Строение рудной зоны и распределения основных полезных компонентов сложное. Прожилково-вкрапленная и рассеянная рудная минерализация формирует линейную штокверковую зону с промышленным оруденением [1,2].

Минералогия. На месторождении выявлено около 50 гипогенных и порядка 20 гипергенных минералов. Основным полезным компонентом руд Сырымбета является олово, концентрирующееся, в основном, в касситерите (до 90%) и станинине. Сопутствующие компоненты: вольфрам (шеелит, вольфрамит), молибден (молибденит), висмут (висмутин, виттихенит), тантал (танталит), ниобий (колумбит), бериллий (берилл, даналит) [1,2].

Геохимические особенности распределение рудных элементов. По результатам геохимических исследований в распределении рудных элементов наблюдается закономерное удаление от гранит-порфирового контакта свинца, цинка, меди и олова. Элементы редкометалльной группы располагаются в непосредственном контакте углеродистых пород шарыкской толщи с гранитами-порфирами. По выявленным геохимическим особенностям построена объемная модель строения месторождения (Ф.Г.Губайдулин, А.И.Кузовенко, 2004).

PT- условия рудообразования. Тантал-ниобиевая минерализация на данном месторождении связана с альбитизацией, которая по аналогии с другими месторождениями Казахстана, протекала при температурах 480-390⁰С (Р.В.Масгутов, 1988). Грейзенизация в гранитах происходила при температурах 420-330⁰С (Г.Н.Щерба, 1968), рудоносный штокверк формировался при температурах 330-280⁰С [3].

Для оценки термодинамического условия отложения рудных минералов, а также области распространения метасоматических измененных пород, с чем связана локализация руд на данном месторождении, наряду с традиционными нами использованы количественные методы исследования процессов рудообразования и данные термобарогеохимии. Параметрические данные для проведения таких исследований приведены в таблице 1.

Грейзеновые жильно - штокверковые оловянные месторождения распространены достаточно широко, и их роль в добыче олова возрастает. Они подразделяются на две группы: интрузивно-околоинтрузивных и надинтрузивных грейзенов. Месторождение Сырымбет относится ко второй группе. Генетическая связь оловянного оруденения с магматизмом для данного месторождения позволяет рассмотреть динамику изменения теплового поля дайкоподобных интрузий гранит-порфиров в области рудообразования.

Таблица 1 – Параметрические данные для моделирования теплового поля интрузивного массива месторождения Сырымбет

Массив Форма массива: лополит с куполами	Геом. размеры массива, км	Т- образования, °С					
		Граниты, фазы			альбитизация	грейзенизация	Рудный штокверк
		1	2	3			
Глубина залегания Мощность массива	2,0 4,0, (км)	850	850	810	480-390	420-330	330-280
коэффициент температуропроводности, м/с[.]		$9,0 \cdot 10^{-7}$		$9,0 \cdot 10^{-7}$			

Результаты количественного исследования путем моделирования температурного поля в контактовой зоне месторождения показывают, что в период *прогрессивного охлаждения* магматического расплава в контактовой зоне температура достигает до 480°С, на расстоянии 300 м от контакта интрузии гранит-порфиров вмещающая среда прогревается до температуры 440°С (рис. 4,А). При этом вертикальный температурный градиент оценивается в пределах 18°С на каждые 100 м. Следовательно, ореол контактового метаморфизма составляет первых двух - трех сотни метров [4].

Вследствие этого в области распространения гранитодиоритов зерендинского комплекса и базальтов люботинской серии развивались амфиболовые пропилиты. В алевролитах, кремнисто-глинистых сланцах, песчанистых известняках шарыкской свиты и в кварцитопесчаниках андреевской свиты образовались биотиты.

Автоматоматические процессы, протекающие при температурах 520-460°С в апикальных частях гранит-порфиров, приводит к их альбитизации. Нижний температурный предел этого процесса устанавливается в контактовой области, а верхний – в гранит-порфирах на глубине около 500м. Поэтому область распространения альбитизированных пород по вертикали достигают до 500м в материнских гранит-порфирах. Об этом свидетельствуют изотермы проходящие по контакту гранит-порфиров (480°С) на этой глубине.

Продолжительность этих процессов оценивается в пределах 50 тыс.лет, а распространенность грейзенизированных и альбитизированных пород по вертикали оценивается в пределах 500м).

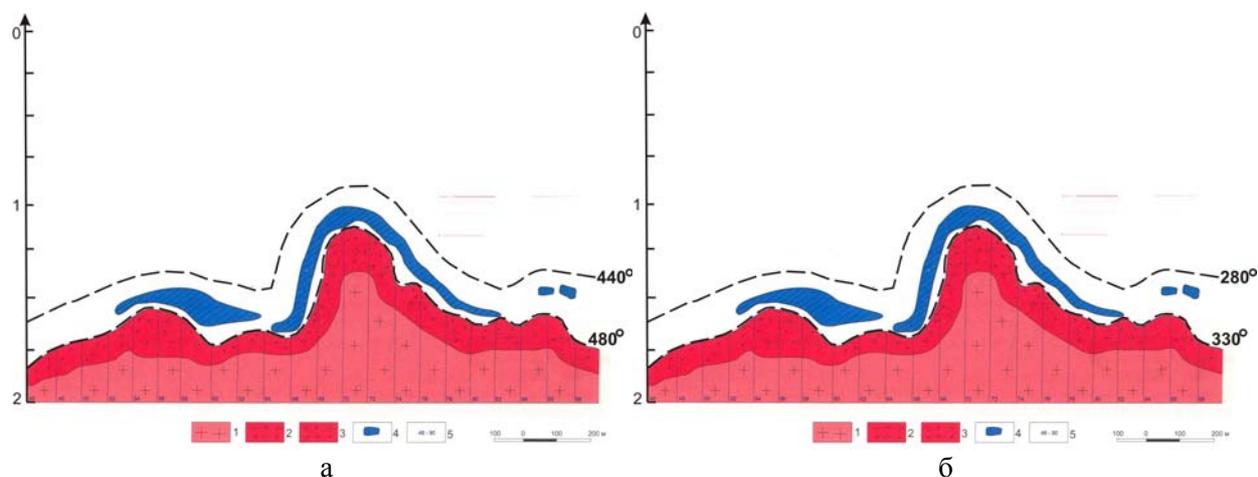
Таким образом, область распространения тантал-ниобиевой минерализации на Сырымбетском месторождении оценена в пределах до 500м. При этом тантал-ниобиевая минерализация с температурой отложения 480-390°С начала формироваться в прогрессивном этапе охлаждения гранит-порфиров и продолжалась в регрессивном этапе его охлаждения в более глубоких горизонтах. При температурах 420 – 330° протекают процессы грейзенизации в апикальных частях гранит-порфиров.

По расчетным данным продолжительность протекания тантал-ниобиевой минерализации на данном этапе оценивается в пределах 100 тыс. лет (рис. 5).

В *регрессивном этапе* рудообразования - температура в контактовой области снижается до 330°С (рис. 4,Б). Такая термодинамическая обстановка в контактовой области способствует формированию рудных штокверков.

Минерализованные штокверковые зоны в период продуктивного рудообразования формировались при температурах 330-280°С. Изотермы при этих температурах проходят по контакту интрузии гранит-порфиров, и во вмещающей среде, на расстоянии 300 м от него. Термодинамическая обстановка данной области способствует отложению редкометалльных рудных элементов в экзоконтактовом слое пород, а сульфидных минералов – во вмещающей среде на расстоянии 300-350м от контактовой области. Эти полученные данные соответствуют геохимической зональности на данном месторождении. При этом вертикальный температурный

градиент периода продуктивного рудообразования оценивается в пределах 12°C на каждые 100 м. Это соответствует вертикальному температурному градиенту штокверковых типов месторождений редких металлов [3,5]. Следовательно, результаты моделирования теплового поля гранит-порфиров вполне сопоставимы с данными термометрии.



а – период развития контактовых процессов.

б – период продуктивного рудообразования.

Рисунок 4 – Распределение температуры во вмещающей среде

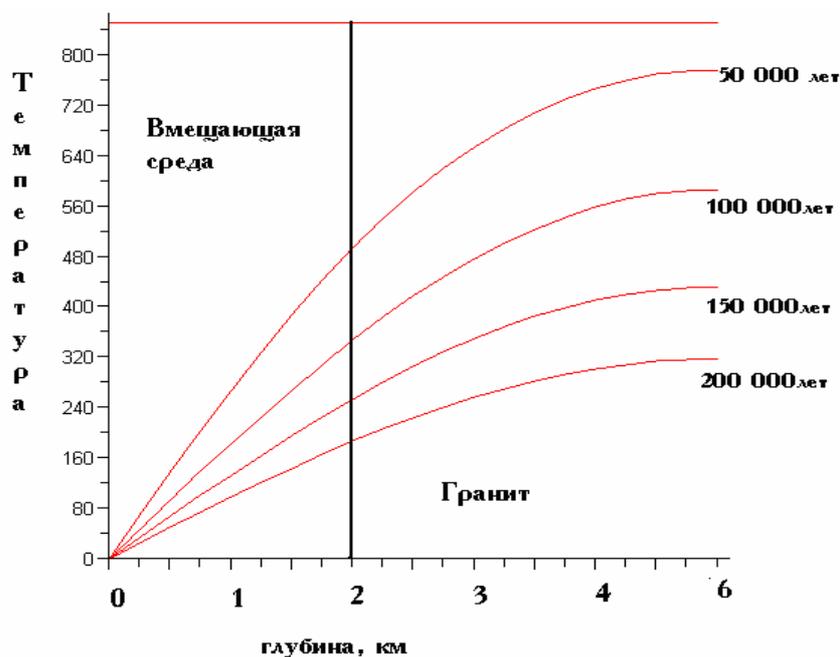


Рисунок 5 – Распределение температуры в гранитах и во вмещающей среде различные моменты становления гранит-порфиров

Условия кристаллизации редких и РЗЭ.

Тантал и ниобий. Данная минерализация на месторождении Сырымбет связана с метасоматитами (альбититами) выступов гранит-порфиров. На начальном этапе, при интервале температур $520-460^{\circ}\text{C}$ протекают процессы альбитизации, в последующем, формирования тантал-ниобиевой минерализации при температурах $480-390^{\circ}\text{C}$. Термодинамическая обстановка контактовой области интрузив (гранит-порфиров) – вмещающая среда, способствует

формированию тантал-ниобиевой минерализации. Здесь установлена более устойчивая температура в пределах 480°C . При таком равновесном термодинамическом условии и из за близости области рудообразования к источнику энергии протекало формирование тантал - ниобиевой минерализации

Индий. На месторождении Сырымбет основными концентраторами редкого элемента – индий является халькопирит. Поэтому формирования сульфидных минералов, в том числе халькопирита, рассматриваются путем изучения термодинамического состояния рудо локализирующих и рудообразующих систем

Геохимическая зональность на месторождении и результаты моделирования показывают, что сульфидные минералы локализованы на расстоянии 300м от контакта гранит-порфиров. Температура в области сульфидной минерализации менялась в пределах от 280°C -до 120°C за 100 тыс.лет. Учитывая температуру образования сульфидных минералов, которая меняется в пределах от 320°C до 150°C , следует сделать заключение о том, что отложение сульфидных минералов происходило в условиях термодинамической неравновесности. Это обусловлено разностью температур рудо локализирующих и рудообразующих систем и удаленностью области локализации сульфидных минералов от очага тепловой энергии, а также временным фактором процесса минералообразования.

Критерии прогнозирования редкометалльного оруденения основываются на модельных построениях параметров состояния рудообразующих систем, содержащие огромные геологические информации [5]. Установлены следующие термобарогеохимические критерии прогнозирования по месторождению Сырымбет:

1. Температура протекания объемных метасоматических процессов - $520-330^{\circ}\text{C}$, в том числе альбитизации – $520-460^{\circ}\text{C}$, грейзенизации – $420-330^{\circ}\text{C}$; 2. Оптимальные температуры тантал-ниобиевой минерализации $480-390^{\circ}\text{C}$, редкометалльного (вольфрам, олова) рудообразования 330°C - 280°C ; 3. Вертикальный градиент температуры $12^{\circ}\text{C}/100\text{м}$.

Область распространения тантал-ниобиевой минерализации, которая связана с альбитизированными породами, по данным моделирования оценена в пределах до 500м.

Минерализованные штокверковые зоны в период продуктивного рудообразования формировались при температурах $330-280^{\circ}\text{C}$. Изотермы с такими температурами проходят по контакту интрузии гранит-порфиров с вмещающей средой и в глубину, на расстоянии 300 м от него в период регрессивного этапа ее охлаждения. Термодинамическая обстановка данной области способствует отложению редкометалльных рудных элементов в экзоконтактовом слое пород.

ЛИТЕРАТУРА

- 1 Месторождения редких металлов и редких земель Казахстана. Справочник, Алматы, 1998. - 102 с.
- 2 Щерба Г.Н., Лаумулин Т.М., Кудряшов А.В. и др. Геолого-генетические модели главных типов эндогенных редкометалльных месторождений Казахстана//Генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука,1983. -Т.2. С.3-14.
- 3 Щерба Г.Н., Кудряшов А.В., Сенчило Н.П. Редкометалльное оруденение Казахстана. Алма-Ата, Наука, 1988. 221 с.
- 4 Ревердатто В.В. Фации контактового метаморфизма. М., Наука,1970. 272 с.
- 5 Омирсериков М.Ш., Исаева Л.Д. Особенности моделирования динамики рудообразующих систем оруденения и критерии прогнозирования //Геология и охрана недр. Алматы 2009. №2. С.30-34.

REFERENCES

- 1 Mestorozhdenija redkih metallov i redkih zemel' Kazahstana. Spravochnik, Almaty, 1998. - 102 s.
- 2 Shherba G.N., Laumuln T.M., Kudrjashov A.V. i dr. Geologo-geneticheskie modeli glavnyh tipov jendogennyh redkometall'nyh mestorozhdenij Kazahstana//Geneticheskie modeli jendogenyh rudnyh formacij. Novosibirsk: Nauka,1983. -T.2. S.3-14.
- 3 Shherba G.N., Kudrjashov A.V., Senchilo N.P. Redkometall'noe orudenenie Kazahstana. Alma-Ata, Nauka, 1988. 221 s.
- 4 Reverdatto V.V. Facii kontaktovogo metamorfizma. M., Nauka,1970. 272 s.
- 5 Omirserikov M.Sh., Isaeva L.D. Osobennosti modelirovanija dinamiki rudoobrazujushih sistem orudeneniya i kriterii prognozirovaniya //Geologija i ohrana neдр. Almaty 2009. №2. S.30-34.

Резюме

М.Ш. Өмірсеріков, Л.Д. Исаева

(Қ.И. Сәтбаев атындағы Геология ғылымдары институты;
Қ.И. Сәтбаев атындағы Қазақ ұлттық техникалық университеті)

СИРЕКМЕТАЛДЫ КЕНПАЙДАБОЛУЫНЫҢ ҚАЛЫПТАСУ ҮДЕРІСІНЕ ЖЫЛУ ӨРІСІНІҢ ӘСЕРІ (Сырымбет кенорны мысалында)

Кен сыйғызушы орта мен кенпайдаболуының метаморфты өзгерістері үдерісіне интрузивті массивтің температуралық өрісі әсерінің ерекшеліктері Сырымбет кенорны мысалында қарастырылған. Өртүрлі температуралық режимдегі сирекметалды кендену қалыптасуының сапалық үлгісі құрылған және соның негізінде берілген конорнының болжау критерийі анықталған.

Кілт сөздер: сирекметаллды кенорын, үлгі, температурылық режим, ілгерілік кезең, шегіну кезең, болжамдық критерии.

Summary

M.Sh. Omirserikov, L.D. Isaeva

(Institute of geological sciences of K.I.Satpayev;
The Kazakh national technical university of K.I.Satpayev)

FEATURES OF A THERMAL FIELD FOR RARE-METAL ORE-GENERATING FOR SARYMBET-FIELD

Are considered an influence features of thermal field of intrusive massive to process metamorphic change ore-bearing environment and ore-bearing in example Sarymbet-field.

Keywords: a rare-metal field, model, a thermal regime, a progressive stage, a regressive stage, perspective criteria.

Поступила 12.02.2013 г.

УДК 553.441.04

М.С. РАФАИЛОВИЧ

(Институт природных ресурсов ЮГГЕО)

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТО-СКАРНОВОЙ ФОРМАЦИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ: ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ, ПЕРСПЕКТИВЫ

Аннотация

Рассматривается систематика золотоносных скарнов Центральной Азии. Проведен сравнительный анализ наиболее представительных месторождений. Обсуждаются перспективы их изучения и освоения с учетом современной конъюнктуры.

Ключевые слова: золото-скарновая формация, систематика месторождений, интрузивные комплексы, минеральные и геохимические ассоциации, форма нахождения золота, рудный потенциал, перспективы освоения

Кілт сөздер: алтын-скарнды формация, кенорнының жүйеленуі, интрузивті кешендер, минералды және геохимиялық қауымдастық, алтын табу формасы, кенді әлеует, игерудің келешегі.

Keywords: a gold-skarn formation, systematisation of fields, intrusive complexes, mineral and geochemical associations, the form of a finding of gold, ore potential, development perspectives

Месторождения золото-скарновой формации – многогранный и перспективный вид полезных ископаемых. Значительный вклад в изучение золотоносных скарнов различных регионов Центральной Азии внесли А.Ф. Коробейников, Ю.Г. Щербаков, Л.А. Мирошниченко, Р.Д. Дженчураева, Н.А. Блохина, В.В. Никоноров, В.П. Саяпин, Т.С. Тимофеева, Б.П. Чесноков, С.И. Шевчук и др. [1-11, 13-17, 19]. Актуальность изучения скарнов определяют: недавние крупные открытия Au-Cu руд в скарнах района Эртсберг на о. Новая Гвинея [18], новые тенденции в конъюнктуре минерального сырья (пополняющийся спектр полезных компонентов, переход к освоению объектов с низкими содержаниями металлов), пространственные парагенезисы скарновых месторождений с другими типами оруденения: золоторудными, медными и редкометалльными жилами и штокверками, медно-молибден-порфировыми месторождениями и др. В настоящей статье в сравнительном плане рассмотрим наиболее представительные золото-скарновые месторождения Центральной Азии с учетом новых данных по их геологии, металлогении, вещественному составу.

Формация золотоносных скарнов подразделяется на четыре субформации: магнезиальную, магнезиально-известковую, известковую и скарново-магнетитовую (таблица).

Магнезиальная субформация отмечается в Алтае-Саянской складчатой области, в Срединном и Южном Тянь-Шане, в структурах мезозойской активизации в Афганистане. Индикаторами ее являются минералы магматического этапа: форстерит, фассаит, шпинель, флогопит, гумит, клиногумит, ксантофилит и др.

Пример магнезиальной субформации – золото-скарновое *месторождение Заркашан* в провинции Газни в Афганистане (рис. 1). На площади месторождения развиты известняки, доломиты и кальцифиры средней-верхней юры, перекрытые терригенными и карбонатными отложениями верхнего мела. Основная структура – антиклиналь второго порядка субширотного простирания протяженностью 1,0 км с падением крыльев от 15-20° до 40-50°. Складка осложнена разломами нескольких направлений и малыми интрузивами и дайками заркашанского комплекса (К₂). Состав интрузивных штоков – гранодиориты, адамеллиты, монзониты, кварцевые сиениты. Дайки сложены аплитами, граносиенитами, сиенитами, редко диоритовыми порфиритами. Магнезиальные скарны, по В.П. Саятину, А.Ф. Коробейникову [5], имеют субпластовую и линзовидную формы, протяженность несколько сотен метров, мощность до первых десятков

метров. Выделяются фассаитовые, фассаит-шпинелевые, фассаит-форстеритовые, форстеритовые, фассаит-флогопит-везувиановые и флогопит-везувиановые разновидности.

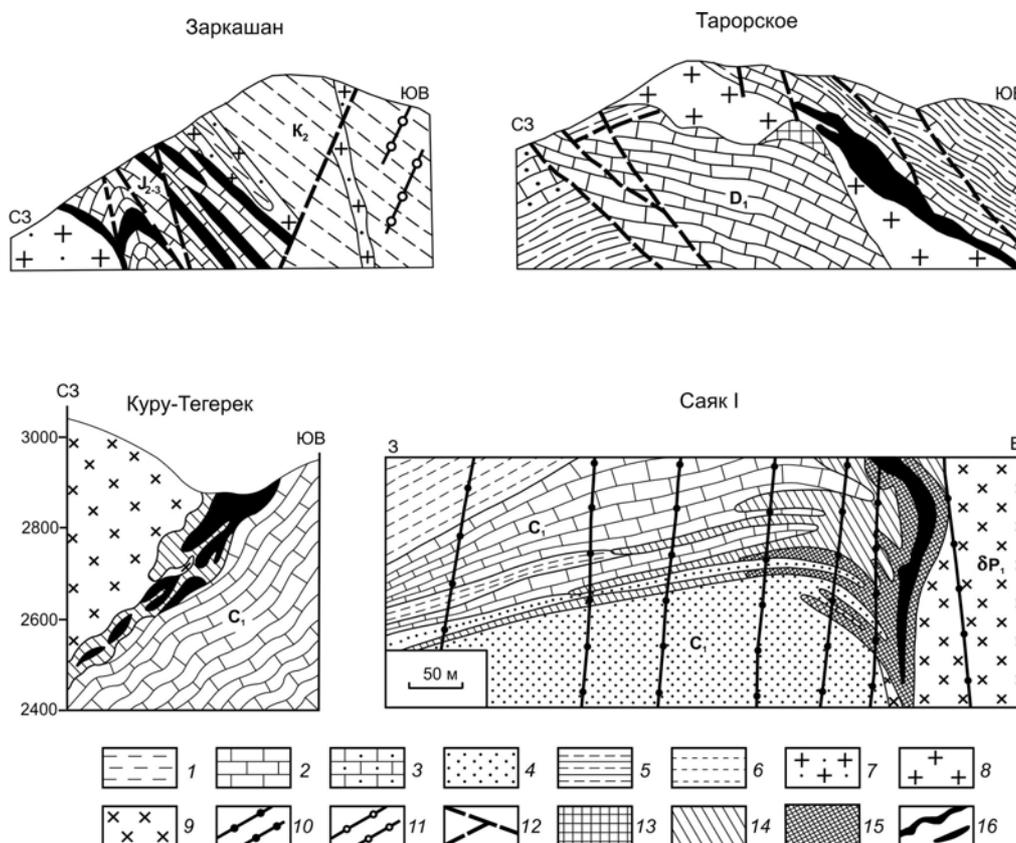


Рисунок – 1. Золото-скарновые месторождения Заркашан, Тарорское, Куру-Тегерек, Саяк I. Геологические разрезы. По материалам А.Ф. Коробейникова, Н.А. Блохиной, В.П. Саятина, В.В. Никонорова, Л.А. Мирошниченко и др. [1, 3, 5, 8, 9]: 1 – известняки, гравелиты, конгломераты (Заркашан); 2 – известняки, доломиты, доломитистые известняки; 3 – массивные доломиты и известковистые доломиты (Тарорское); 4 – полимиктовые песчаники (Саяк I); 5 – кремнистые, глинисто-кремнистые, глинистые сланцы с прослоями песчаников и известняков (Тарорское); 6 – туфоалевролиты (Саяк I); 7 – малые интрузивы и дайкообразные тела заркашанского комплекса (гранодиориты, адамеллиты, кварцевые монзониты, монзониты, кварцевые сиениты); 8 – гранитоиды тарорского комплекса (гранодиориты, кварцевые диориты, адамеллиты, монзониты, порфиры и порфириды); 9 – диориты, кварцевые диориты, кварцевые диоритовые порфириды сандалаш-чаткальского и саякского комплексов; 10 – дайки диабазовых и диоритовых порфиридов; 11 – дайки гранит-аплитов, граносиенитов, сиенитов; 12 – разломы; 13 – кварцевые метасоматиты (Тарорское); 14 – сульфидизированные гранатовые, гранат-пироксеновые, пироксеновые скарны (Куру-Тегерек, Саяк I); 15 – золото-медно-молибденовые руды (Саяк I); 16 – скарнорудные тела (Заркашан, Тарорское, Куру-Тегерек), медно-магнетитовые руды (Саяк I)

Известковые скарны ограниченного развития (андрадит, салит, волластонит, магнетит) формировались в послемагматический этап на контакте гранитоидов с мраморами и магнезиальными скарнами. Длина их до 8-12 м, мощность первые метры. Они замещают магнезиальные скарны, а также образуют изолированные тела в горизонтах мраморов.

Золоторудные тела (линзы, слои, залежи), размещенные в серпентинизированных, лиственитизированных, сульфидизированных трещиноватых скарнах, содержат серпентин-лиственит-пирротиную, кальцит-золото-халькопиритовую и халцедон-кальцитовую минеральные ассоциации.

Первая ассоциация представлена серпентином (50-80 %), кальцитом, кварцем, турмалином, эпидотом, пирротином, халькопиритом I и пиритом I. Волокна серпентина содержат реликты форстерита и пироксена. Пирротин ассоциирует с кварцем I, кальцитом I, халькопиритом и пиритом. Зерна пирита обрاملены халькопиритом I. Турмалин I и эпидот слагают тонкие (1-8 мм) прожилки в скарне. Кальцит-золото-халькопиритовая ассоциация образует вкрапления, прожилки, цемент в брекчированных скарнах и лиственитах. Минералы данной ассоциации – самородное Au,

халькопирит II, борнит, пирит II, кальцит II, кварц II, турмалин II, хлорит, тальк. Самородное золото – тонкодисперсные выделения в халькопирите, крючки и неправильные зерна размером 0,01-2,0 мм в жилах кварца, пирите II, на стыках кристаллов халькопирита II, кальцита, серпентина, талька, турмалина. В сплошных халькопиритовых рудах, локализованных в флогопитовых метасоматитах и окварцованных мраморах, содержания Au достигают 245 г/т. Пробность Au 910-920%.

Таблица – Золото-скарновая формация Центральной Азии

Субформация	Примеры месторождений	Возраст формирования	Полезные компоненты	Ресурсы: К – крупные, С – средние, М – мелкие
Магнезиальная	Заркашан (Афганистан)	K ₂	Au, Cu	С, М
Магнезиально-известковая	Куру-Тегерек (Кыргызстан)	C ₂	Au, Cu, Ag, Pt, Pd, волластонит	К
	Тарорское (Таджикистан)	C _{2,3}	Au, Cu, Ag	К
Известковая	Саякское поле (Казахстан)	P ₁	Au, Cu, Ag, Mo, Co, В	С (возможно, К)
	Кичисандык, Алтын-Джилга, Аугул (Кыргызстан)	P ₁	Au, Cu, Ag, Zn	С
	Ешкеольмес, Узунбулак, Кызылкель, Тохтонысай (Казахстан, Кыргызстан)	O ₂₋₃ , O _{3-S}	Au, Cu, Ag, W, Bi	С, М
	Синюхинское (Россия)	От Pz ₁ до Mz	Au, Cu (Pt, Pd)	С
Скарново-магнетитовая	Коммунарское поле (Россия)	Є _{3-О}	Au, Fe, возможно платиноиды	С
	Хантауское (Казахстан)	O ₃	Au, Cu, Fe, Ag	К
	Баксинское (Казахстан)	O ₃	Au, Cu, Fe, Ag	М

Мелко- и крупнозернистый кальцит, ассоциирующий с кварцем, турмалином и сульфидами, цементирует обломки измененных скарнов. Кварц-кальцит-халькопиритовые просечки мощностью до 1-2 см пересекают серпентин-пирротиновые скопления и ранний кварц. Хлорит развит по зальбандам кварц-карбонатных жил. Чешуйки талька приурочены к стыкам зерен кальцита и рудных минералов.

Халцедон-кальцитовая безрудная ассоциация, включающая халцедон (до 90 %), кальцит III, хлорит II, пирит III, выполняет гнезда и прожилки, наложенные на ранее образованные минеральные агрегаты. В зоне окисления отмечаются гипергенное Au, гетит, арагонит, халькозин, самородная Cu, куприт, тенорит, малахит, азурит, хризоколла.

Наиболее представительные объекты **магнезиально-известковой субформации** – крупные месторождения Куру-Тегерек в Кыргызстане и Тарорское в Таджикистане [1-3, 5, 16]. Скарноворудное *месторождение Куру-Тегерек* находится в Чаткало-Сандалашской структурно-

формационной зоне, в тектоническом блоке, сложенном карбонатными отложениями нижнего карбона. Месторождение приурочено к синклинальной складке, прорванной штоками кварцевых диоритовых порфиров и биотит-роговообманковых порфиroidных диоритов и дайками кварцевых порфиров, гранит-порфиров, лампрофиров, аплитов среднекаменноугольного возраста. Аксессуары – магнетит, гранат, апатит, сфен, циркон, муассанит, пирит, ильменит, гематит, ортит. Среднее содержание золота в порфиroidных диоритах 1,2 мг/т, диориты ядерных частей штоков имеют повышенный фон Au (среднее 4,0 мг/т). Интрузивные тела содержат прожилково-вкрапленную Cu-Mo минерализацию, кварц-халькопиритовые и кварц-молибденитовые жилки.

Скарновые залежи ленто- и подковообразной форм окаймляют интрузивные штоки (рис. 2). Минералы магнезиальных скарнов: фассаит, форстерит, флогопит, брусит. Флогопит-пироксеновый агрегат содержит включения шпинели и клиногумита. Протяженность магнезиальных скарнов до 800-1000 м, мощность от первых десятков метров до 100-150 м. Известковые скарны, наложенные на магнезиальные, представлены пироксеновыми, гранат-пироксеновыми, гранат-волластонитовыми, пироксен-гранат-магнетитовыми разновидностями.

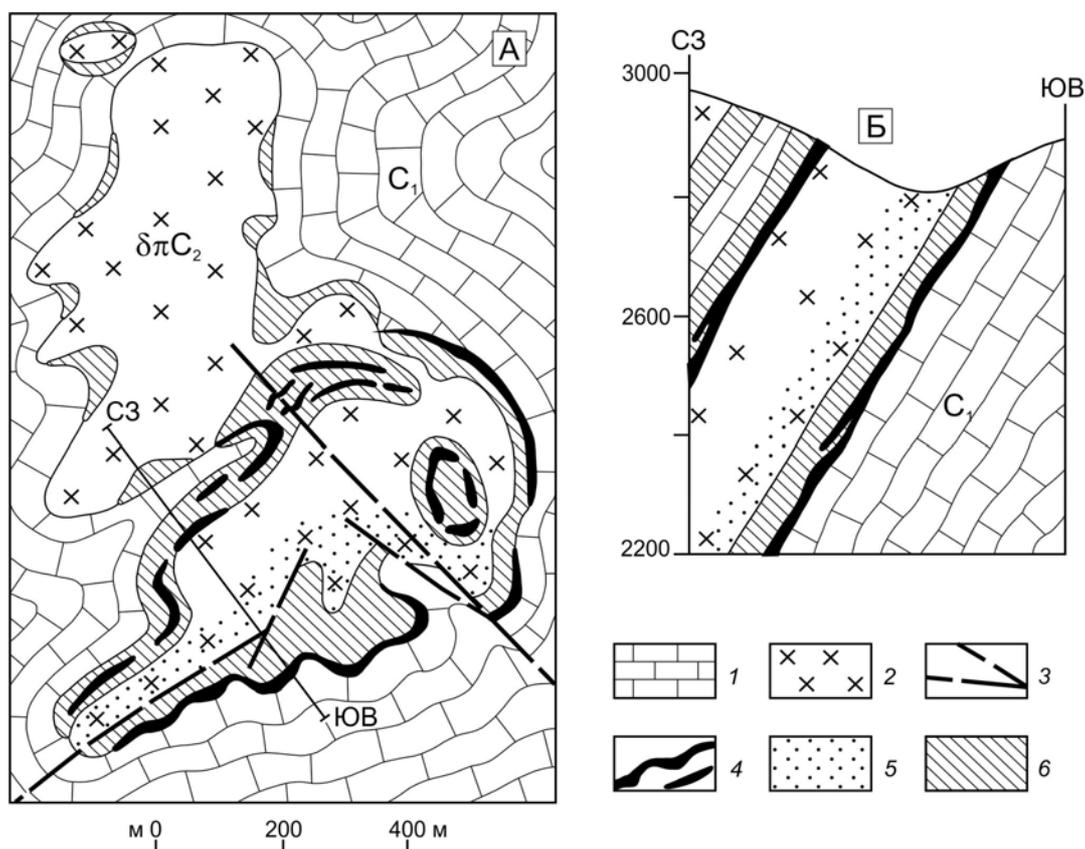


Рисунок – 2. Золото-медно-скарновое месторождение Куру-Тегерек в Кыргызстане.

Схема геологического строения (А) и геологический разрез (Б), по [3]:

1 – известняки, мраморизованные известняки нижнего карбона; 2 – интрузивы кварцевых диоритовых порфиров, порфиroidных диоритов среднего карбона; 3 – разломы; 4 – золото-медные скарновородные тела; 5 – жильно-прожилковая и прожилково-вкрапленная медно-молибденовая минерализация; 6 – гранат-пироксеновые скарны

Прожилково-вкрапленное золото-сульфидное оруденение локализовано в лиственизированных магнезиальных и известковых скарнах. Рудные тела имеют протяженность до 500-850 м, мощность 2,8-38,6 м, вертикальный размах до 900 м. Основным концентратом Au является халькопирит-пирротиновая ассоциация, представленная массивными линзами, гнездами, вкраплениями, системами прожилков в измененных скарнах. Подчиненное значение имеют кварцевые и кварц-кальцитовые жилы с молибденитом, халькопиритом, пиритом, сфалеритом,

галенитом. Ограниченно распространены поздние прожилки кварца и кальцита, содержащие галенит и киноварь.

Золотоносные руды, по Т.С. Тимофеевой, содержат самородное Au, халькопирит, пирротин, борнит, сфалерит, галенит, арсенопирит, тетрадимит, висмутин, теллуrowисмутит, самородные Bi и Cu, леллингит, глаукоdot, зигенит, кобальтин, сафлорит, герсдорфит, никелин, хлоантин, раммельсбергит, ульманит, дигенит, вюртцит, шеелит, касситерит, молибденит, гессит, тетраэдрит, джемсонит и другие минералы.

Золото тонкодисперсное и мелкое, присутствует в виде нитей и проволочек в халькопирите, реже в пирротине. Содержания Au в халькопирите 9-17 г/т. Иногда Au отмечается в трещинках пироксенов и гранатов. Размер наиболее крупных золотинок 0,03-0,10 мм, пробыность 840-980 %. В окисленных рудах Au находится в форме комочков, дендритов, стяжений в ассоциации с лепидокрокитом, гетитом, малахитом, самородной медью.

Месторождение Куру-Тегерек содержит минералы Pt и Pd: порпечит, сперрилит, поликсен, нигглиит, потарит [16]. Порпечит образует дендриты, проволочки, пленки, комочки, кубические и октаэдрические кристаллы размером 0,1-1,0 мм. Сперрилит – гнезда и скопления размером до 2,0 мм в окварцованных скарнах в ассоциации с троилитом, поликсеном, куперитом, потаритом, порпечитом и самородным золотом. Поликсен встречен в виде кубических кристаллов размером до 1,0 мм в сочетании с порпечитом, сперрилитом и куперитом. Нигглиит наблюдается в пленках, крючковатых и удлинённых образованиях в халькопирите, пирите и арсенопирите. В молибдените фиксируются неправильные выделения и идиоморфные кристаллы потарита до 0,2 мм. В сульфидизированных скарнах определены содержания Pt до 0,1-1,0 г/т и Pd до 0,17-0,50 г/т.

Куру-Тегерек – комплексное месторождение (Au, Cu, Mo, Ag, Pt, Pd, волластонит) с недоизученными флангами и глубокими горизонтами. Запасы месторождения категории C₁+C₂ составляют (в скобках среднее содержание металла): Au 97,3 т (0,56 г/т), Cu 1022 тыс. тонн (0,60 %), Ag 372 т (2,15 г/т). В зоне окисления (глубины 0-60 м) сконцентрированы Au 8,68 т (1,92 г/т), Cu 37,7 тыс. т (0,84 %), Ag 21,8 т (4,83 г/т) [3].

Скарноворудное месторождение *Тарорское* находится в Таджикистане, в Зеравшано-Гиссарской металлогенической зоне. Терригенные, карбонатные и кремнистые осадки палеозоя (S-C) смяты в складки и разбиты на блоки серий разрывов, сбросо-сдвигов, сбросов субширотного, северо-западного и северо-восточного направлений. Тарорская антиклиналь в ядре сложена карбонатными породами, на крыльях терригенными. Тарорский пластообразный интрузив, полого погружающийся на юго-восток, выполняет замковую часть складки (см. рис. 1). Он представлен амфибол-биотитовыми гранодиоритами, кварцевыми диоритами, монцонитами, адамеллитами, порфирами и порфиритами. Преобладают порфиридные гранодиориты со средним содержанием Au 5,0-5,3 мг/т. Порфирокристы – плагиоклаз, биотит, роговая обманка, пироксен, реже кварц, ортоклаз. Основная масса сложена плагиоклазом, калишпатом, кварцем, биотитом, роговой обманкой. Аксессуары – гранат, магнетит, апатит, циркон, сфен, ортит, монацит, турмалин, корунд, шеелит, рутил, пирит, арсенопирит, самородное Au, киноварь.

Скарноворудная залежь расположена в висячем боку интрузива. Простирается ее северо-западное 305°, падение на юго-запад 30-50°, мощность до 80-100 м. Главные минералы магнезиальных скарнов – диопсид, форстерит, шпинель, второстепенные и редкие – брусит, флогопит, клиногумит, доломит, кальцит, магнетит, людовигит. Короткопризматический диопсид замещен тремолитом, серпентином, тальком. Реже встречаются кальцифиры с форстеритом, шпинелью, диопсидом, людовигитом. Известковые апомагнезиальные скарны представлены гроссуляр-андрадитом, диопсид-геденбергитом, везувианом; послескарновые метасоматиты – тремолит-актинолитом, антигоритом, эпидотом, кварцем, амезитом, тальком, доломитом, хризолитом, альбитом, хлоритом, серицитом, кальцитом, скаполитом, пренитом.

Гранитоиды альбитизированы, калишпатизированы, березитизированы, сульфидизированы. Интенсивность березитизации усиливается к эндоконтакту. Выделяются зоны: неизменный гранитоид – слабо измененный гранитоид (плагиоклаз, биотит, роговая обманка, кварц, новообразованные серицит и хлорит) – березитизированный гранитоид (дополнительно появляются доломит и пирит) – березит (кварц, серицит, доломит, хлорит, пирит). Березитизация сопровождалась десилификацией гранитоидов и привнесом CO₂, K, S, As, Fe, Au и других компонентов. Золото-сульфидно-кварцевые и кварц-карбонатные жилы и прожилки, отороченные

калишпатом, пересекают березитизированные породы. Гранитоиды на контакте со скарнами местами изменены до кварцевого метасоматита. Процесс березитизации происходил при 550-450°C.

Скарноворудные тела имеют длину до первых сотен метров (максимально 1000 м), мощность 4,0-22,5 м, вертикальный размах до 500-600 м. Средние содержания по объекту: Au 5,5 г/т, Cu 0,8 %, Ag 180 г/т, Bi 200 г/т, Se 66 г/т, Te 14 г/т, As первые % [1]. Минеральные ассоциации (по Н.А. Блохиной): 1) кварц-шеелитовая, 2) кварц-молибденитовая, 3) ранняя сульфидная (тонкодисперсное Au, кварц, леллингит, арсенопирит, пирит I, марказит), 4) поздняя сульфидная (самородное Au, пирротин, халькопирит I, кубанит, борнит, сфалерит I, пирит II), 5) золото-висмут-теллуридная (самородные Au и Bi, халькопирит II, висмутин, тетрадимит), 6) серебро-сульфосольно-сульфидная (сфалерит II, станнин, фаматинит, галенит, тетраэдрит, бурнонит, бертьерит, джемсонит, буланжерит, гудмундит, халькопирит III, штернбергит, полибазит, пираргирит, электрум, самородные Au и Sb), 7) кальцит-антимонитовая, 8) гематитовая. Температуры формирования ассоциаций (по С.А. Морозову): ранняя сульфидная 350-250°C, поздняя сульфидная 350-200°C, серебро-сульфосольно-сульфидная 250-200°C. На Au продуктивны третья-пятая ассоциации, меньше шестая.

Золото представлено тонкодисперсной и видимой формами. Основная масса Au заключена в халькопирите, блеклой руде, пирите, арсенопирите, пирротине, кубаните, галените, джемсоните. Преобладает пылевидное Au (10-30 мкм). В скарнах с богатой висмута-теллуридной минерализацией размер золотин достигает 0,10-0,25 мм. Формы выделений Au – каплевидная, овальная, удлинённая, крючковатая, пластинчатая, проволочковая, интерстициальная. Пробность Au в ранних парагенезисах 718-865%, в серебро-сульфосольно-сульфидной ассоциации 470-580%. Снизу вверх по восстанию залежи размер золотин увеличивается, а пробность снижается.

Элементы-индикаторы месторождения Тарорское: Au, As, Cu, Bi, Te, Se, Ag, Sb, Hg, Pb, Zn, W, Mo, Sn, Ni, Co и др. По И.И. Неделько, рудные тела сопровождаются геохимическими ореолами различной интенсивности. Для верхнерудного и надрудного среза характерны Cu, Pb, Zn, Ag, Sb, Hg. На среднерудном уровне широкие и контрастные ореолы образуют Au, Bi и As. На нижнерудном и подрудном уровнях преобладают ореолы W, Mo и Co.

Известковая субформация. В месторождениях данной группы превалируют гранатовые, пироксеновые, гранат-пироксеновые, волластонитовые, гранат-волластонитовые скарны при отсутствии или резко подчиненной роли магнезиальных и магнетитовых скарнов. Примеры месторождений: в России – Синюхинское, в Казахстане – Саякское поле, Ешкеольмес, Узунбулак, в Кыргызстане – Кичисандык, Алтын-Джилга, Кызылкель, Насоновское, Аугул, в Западном Узбекистане – Рабинджан [2-5, 7-9, 11, 13, 14 и др.].

Полный представитель известковой субформации в Казахстане – *Саякское скарноворудное поле*, находящееся в Северном Прибалхашье на территории одноименной грабен-синклинали размером 60x30 км, сложенной известняками, разнозернистыми граувакками, полимиктовыми песчаниками, туфопесчаниками, алевролитами, туфоалевролитами, конгломератами нижне-среднего карбона. Прослои и горизонты карбонатных пород слагают в верхней части разреза выдержанную тастыкудукскую свиту. С образованиями свиты и рвущими их диорит-гранодиоритами саякского комплекса сопряжены скарны, гидротермалиты и комплексное оруденение Саякского поля [4, 7-10].

Саякский интрузивный комплекс нижнепермского возраста состоит из мелких штоков габбро и диоритов, крупных тел гранодиоритов и диоритов, редких поздних биотит-роговообманковых гранитов. Интрузивы и вмещающая рама насыщены дайковыми образованиями (в порядке внедрения): аплиты, диабазовые и диоритовые порфириды, кварцевые диорит-порфириды, гранодиорит-порфиры, спессартиты.

Гидротермалиты Саякского поля подразделяются на скарноиды, ранние калишпатоиды, альбититы, скаполитовые и актинолитовые породы, известковые скарны, магнетитовые тела, эпидозиты, поздние калишпатоиды, березиты, турмалиновые и аксинитовые образования, кварц-кальцит-хлоритовые и апофиллит-цеолит-карбонатные изменения (Л.А. Мирошниченко, В.И. Фомичев, Г.П. Бурдуков, Н.Т. Кулкашев и др.). Широко распространены скарны гранатового (гроссуляр-андрадит), пироксенового (диопсид-салит) и переменного гранат-пироксенового

состава и эпискарновые образования: пропилиты, актинолитовые и кварц-кальцит-хлоритовые породы.

В интрузивах проявлены березиты и пропилиты с Au-Cu-Mo прожилково-вкрапленной минерализацией, кварцевые и кварц-турмалиновые жилы, в экзоконтактной скарновой зоне – Au-Cu-Mo залежи с Co, Ag, Fe и другими компонентами (Саяк I, Саяк III, Саяк IV, Тастау), в карбонатных породах – боросиликаты. На месторождении Саяк IV выделяются четыре рудно-метасоматические зоны (от контакта интрузива к периферии): внутренняя гранат-пироксеновая золото-виттихенит-молибденит-борнит-халькопиритовая, средняя эпидот-актинолитовая золото-висмут-халькопирит-пирротиновая, внешняя кварц-кальцит-хлоритовая золото-герсдорфит-арсенопирит-кобальтиновая и жильная кварц-кальцит-хлоритовая галенит-сфалеритовая.

Внутренняя зона (контакт карбонатных пород с гранодиоритами) сложена гранатовыми и пироксен-гранатовыми скарнами с линзовидными скоплениями магнетита и обильной сульфидной минерализацией. Руды представлены халькопиритом, борнитом, молибденитом, самородным золотом. Халькопирит и борнит содержат включения гессита, виттихенита, галенита, сфалерита, блеклой руды, эмплектита, клапротолита, реже сивьванита, креннерита, калаверита, галеновисмутита, козалита, матильдита, бенжаминита, буланжерита, антимонита, станнина, шеелита. Самородное золото отмечается в борните, реже халькопирите, виттихените, гессите и эмплектите. Оно представлено прожилками, зернами, овальными выделениями размером до 0,1-1,0 мм, образует тончайшие каемки вокруг зерен виттихенита и эмплектита и каплевидные включения в гессите. Пробность золота 550-880%. Широко распространены теллуриды Au и Ag (гессит, сивьванит, креннерит, калаверит), образующие сростания с эмплектитом, виттихенитом, клапротолитом.

Средняя эпидот-актинолитовая золото-висмут-халькопирит-пирротиновая зона отличается повышенной концентрацией благородного металла. Она охватывает поле актинолитизированных скарнов, удаленное от интрузива на 0,35-1,50 км. С этими метасоматитами совмещены халькопирит-пирротиновые руды, содержащие айкинит, энаргит, пирит, марказит, кубанит, тетрадимит, теллуrowисмутин, эмплектит, люционит, фаматинит, сфалерит, галенит. Нерудные минералы – кварц, кальцит и хлорит. Свободное Au встречается в пластинках, округлых и вытянутых зернах в ассоциации с халькопиритом и гесситом. Размер золотинок до 0,01-0,2 мм, пробность 750-820%.

Внешняя кварц-кальцит-хлоритовая золото-герсдорфит-арсенопирит-кобальтиновая зона располагается на расстоянии 0,4-2,2 км от гранитоидного массива. Она представлена ранней высокотемпературной минеральной ассоциацией, включающей самородное Au, кобальтин, арсенопирит, герсдорфит, глаукодот, саффорит, пирит, смальтин, линнеит, зигенит, полидимит, никелин, ульманит, леллингит, маухерит, раммельсбергит, брейтгауптит, рипидолит, железистый хлорит, кальцит, кварц. Золото двух генераций. Высокопробное (990%) самородное Au I с размером зерен от 7 мкм до 0,15 мм концентрируется в кварцево-кальцит-хлоритовых породах среди реликтов граната, актинолита и по зальбандам кварц-халькопирит-кобальтиновых прожилков. Вторая более распространенная разновидность ассоциирует с глаукодотом, герсдорфитом и саффоритом.

Жильная кварц-кальцит-хлоритовая галенит-сфалеритовая зона размещается в окварцованных песчаниках и туфопесчаниках, перекрывающих рудоносные скарны.

Скарноворудные залежи Саяка I в разрезе имеют своеобразную пламевидную, факелообразующую форму (см. рис. 1). В зоне эндо- и экзоконтакта развиты крутозалегающие золотоносные халькопирит-магнетитовые тела и удлиненные золото-молибденово-медные линзы, которые в карбонатно-терригенной толще сменяются пластовыми Au-Cu залежами субгоризонтального залегания и гранатовыми скарнами.

В Саякском поле распространены руды нескольких типов: медные, медно-золотые, медно-золото-молибденовые, золото-кобальтовые, кобальтовые, борные. Рудные тела имеют протяженность до 800-1200 м, мощность от первых метров до первых десятков метров. На месторождениях Саяк I, Саяк III и Тастау средние содержания элементов составляют: Cu 2,5, 3,0, 1,4 %, Au 1,0, 1,0, 0,6 г/т, Ag 18, 20, 10 г/т, Mo 0,01, 0,005, 0,003 %. Средние содержания на Саяке IV: Au 7,3 г/т (максимально 112 г/т), Co 0,12-0,2 % (максимально 4,0 %), бора 2,19 %; попутные

компоненты: Cu 0,05-0,1 %, Zn до 0,2 %, Mo и Bi до 0,05-0,07 %, Ag 1,4-14,0 г/т, Ni до 0,02 %. Концентрация As первые % (до 12,9 %) [4, 8].

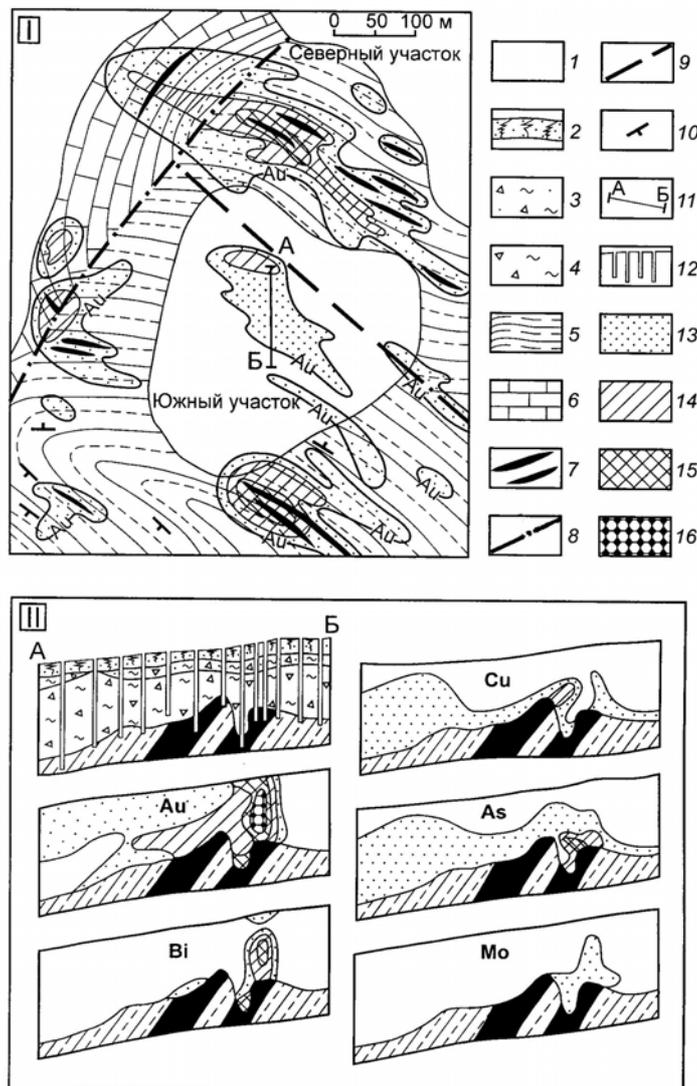


Рисунок – 3. Золото-скарновое месторождение Узунбулак в Южном Казахстане (Заилийский Алатау).

Геологическая схема (I) и геологический разрез по линии А-Б (II), по М.С. Рафаиловичу, В.И. Данилову:

1 – фрагменты горно-лугового ландшафта с повышенной (до 3-5 м) мощностью рыхлого покрова; 2 – черноземные бесщебенчатые почвы с корневой системой трав горно-лугового типа; 3 – делювиальные супеси, суглинки, пески с щебенкой терригенных пород; 4 – элювиально-делювиальные глины с частой щебенкой терригенных пород и скарнов; 5-6 – породы среднего ордовика: 5 – переслаивание алевролитов и песчаников, 6 – известняки; 7 – тела золото-висмутосодержащих гранат-пироксеновых скарнов; 8-9 – разломы: 8 – достоверные, 9 – предполагаемые; 10 – элементы залегания слоистых пород; 11 – линия геологического разреза; 12 – шурфы; 13-16 – вторичные геохимические ореолы: 13 – Au 5-15 мг/т, Bi 2-20 г/т, Cu 0,01-0,02 %, As 0,01-0,03 %, Mo 3-6 г/т, 14 – Au 15-50 мг/т, Bi 20-40 г/т, Cu 0,02-0,05 %, As 0,03-0,10 %, 15 – Au 50-150 мг/т, Bi 40-100 г/т, As 0,10-0,30 %, 16 – Au 150-500 мг/т

На месторождениях известковой субформации нередко развита высокопродуктивная зона окисления (содержания Au сотни-первые тысячи г/т). Такие объекты представляют практический интерес даже при небольших параметрах рудных тел. Примером может служить золото-скарновое месторождение Узунбулак, расположенное в Южном Казахстане (Заилийский Алатау, Кастекский район). Площадь месторождения сложена флишоидными отложениями среднего ордовика (алевролиты, алевропелиты, песчаники, известняки). В южной части месторождения флишоиды смяты в локальную антиклинальную складку (Южный участок) (рис. 3). На западном фланге в составе осадочных пород преобладают известняки. Месторождение находится в зоне контактового

ореола гранитного плутона верхнепалеозойского возраста. Интрузивный массив, выходящий на поверхность восточнее месторождения, полого (40-55°) погружается под месторождение Узунбулак. В экзоконтактовом ореоле массива развиты дайки диоритов и аплитов. Граниты порфирировидные калишпат-биотит-роговообманковые. Для даек характерно как согласное, так и секущее залегание в осадочных породах. Площадь месторождения разломами нескольких направлений разбита на серию тектонических блоков.

Золотоносные гранат-пироксеновые скарны сосредоточены в южном и северном тектонических блоках (Южный и Северный рудные участки). Протяженность скарновых тел от первых десятков метров до 500-600 м, мощность от 0,3-1,0 м до 15-20 м. Скарны имеют гранобластовую структуру и массивную текстуру. Гранат и пироксен местами замещены послескарновыми эпидотом, альбитом, скаполитом, кальцитом. Основные рудные минералы – самородное золото, пирит, висмутин, халькопирит, подчиненные – пирротин, молибденит, галенит. Элементы-спутники золота: Bi, Ag, Cu, As, Sb, Pb, Zn, Mo, W, Co. Среднее отношение Au/Ag 1:6. Золото в рудах положительно коррелирует: на Северном участке с Bi, Ag, Sb, Zn, на Южном участке с Bi, Ag, Cu, W. По геолого-геохимическим данным Северный участок имеет надрудно-верхнерудный эрозионный срез, Южный участок – средне-верхнерудный. Месторождение изучено только с поверхности; содержания золота в поверхностных горных выработках составляют: Северный участок – десятые доли г/т-первые г/т (мощность рудных пересечений до 10-12 м), Южный участок – от 0,5-3,0 г/т до 800-1500 г/т (на мощность 0,3-1,5 м).

Богатые золоторудные тела отмечаются в зоне окисления Южного участка. Окисленные руды представляют собой интенсивно лимонитизированный губчато-пористый агрегат буровато-желтого, охристого цвета с частыми пустотами выщелачивания сульфидов. Минералы зоны окисления: гидрогематит, гематит, гетит, бисмутит, самородное золото, ярозит, малахит, азурит, хризоколла (рис. 4). Вторичные минералы железа, составляющие основную массу зоны окисления, подразделяются на лимониты замещения и лимониты заполнения. Первые представлены гидрогематитом, гематитом и гетитом с натечно-скорлуповатой, ячеистой, пористой и губчатой текстурами и агрегатами зонально-колломорфного строения. Лимониты заполнения образуют плотные и охристые разности. Плотные разности слагают оторочки вокруг пустот выщелачивания и выделений гематита и гидрогематита. Охры заполняют пустоты выщелачивания сульфидов и слагают пленки по стенкам трещин. Реже отмечаются лимонитизированные сыпучки. Видимое гипергенное золото присутствует в лимонитах обоих типов.

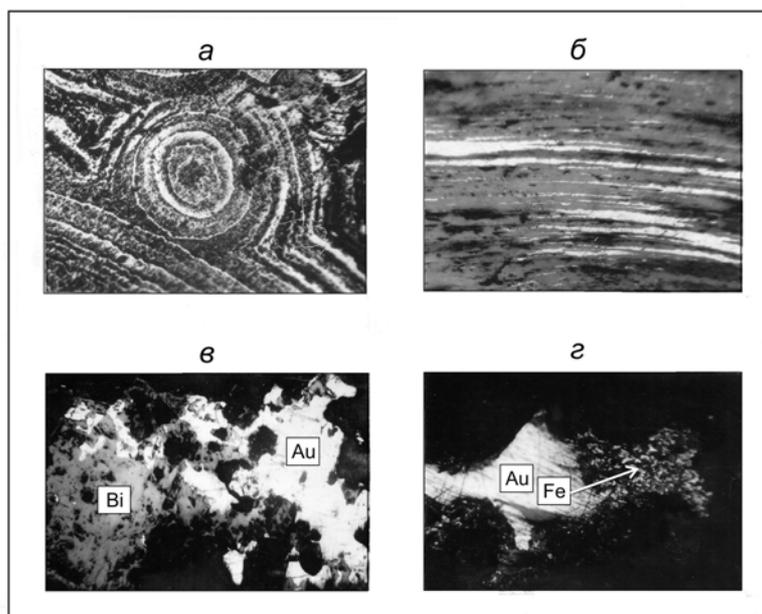


Рисунок – 4. Месторождение Узунбулак. Минералы-индикаторы зоны окисления, по М.С. Рафаиловичу:
а – зонально-колломорфные стяжения гематита и гидрогематита; б – реликты гипогенного висмутина (белое) в бисмутите (серое); в – росток гипергенного золота (Au) и бисмутита (Bi); з – гипергенное золото (Au) в парагенезисе с губчато-пористым лимонитом (Fe); а – увел. 70; б, в, з – увел. 200

В зоне окисления широко распространены вторичные висмутовые минералы (две генерации). Первая генерация – зеленовато-серый, желтовато-серый бисмутит, содержащий примеси, г/т: Ag 10000, Pb 5000, Cu 300, As 100, Sb и Ni 50, Mo 4. Вторая генерация – черно-бурый рентгеноаморфный недиагностированный висмутовый минерал, образующий листоватые слюдоподобные выделения размером от долей мм до 1-2 мм. Минерал легко расщепляется на пластинки по плоскостям совершенной спайности, содержит реликты белого, светло-серого гипогенного висмута и пленки самородного золота. Примеси, г/т: Au 1000, Pb 10000, Ag 300, Sb 300, As 100.

Вторичные медные минералы (хризоколла, малахит, азурит) образуют примазки, пленки, колломорфно-почечные выделения в лимонитах.

Гипергенное самородное Au ассоциирует с гидроокислами и окислами железа и вторичными висмутовыми минералами. Металл концентрируется в трещинках, кавернах, пустотах выщелачивания, формы его выделений – жилки, пластинки, комки, дендриты, проволочки, пробность 840-960%, примеси в самородном Au, г/т: Ag 1000, Bi 100, Pb 1000. Размеры золотин от десятков мкм (окисленные рядовые руды) до 3-5 мм (богатые руды).

Месторождение Узунбулак не изучено ни на флангах, ни на глубину. Рудные зоны Южного и Северного участков необходимо оценить несколькими профилями поисковых скважин до глубины 200-300 м. Заслуживает детального изучения площадь между Южным и Северным участками, перекрытая субальпийскими лугами с повышенной (до 3-5 м) мощностью рыхлых отложений. Этот ландшафт характеризуется следующим разрезом (от коренного плотика к поверхности, в скобках мощность в м): 1) зеленовато-серые комковатые обводненные элювиально-делювиальные глины с частой щебенкой алевролитов, песчаников, роговиков и скарнов (от 0,5 до 3,5-4,0); 2) делювиальные серые, серовато-бурые суглинки, супеси, пески с щебенкой терригенных пород (до 1,0-1,5), 3) черноземные практически бесщебенистые почвы с хорошо развитой корневой системой трав горно-лугового типа (0,2-1,0). В данном ландшафте развиты вторичные ореолы золота и его спутников, сформировавшиеся при выветривании апикальных частей двух погребенных скарноворудных тел. Ореол Au – главного компонента руд – имеет максимальные (по отношению к ореолам сопутствующих компонентов) параметры и наиболее высокую контрастность. Внутри него фиксируются два сгущения с повышенными концентрациями (Au 0,05-0,5 г/т), одно из которых отмечается над рудным телом в виде столба, секущего разрез рыхлых отложений, а второе приурочено к приплотиковой части локального понижения поверхности скального фундамента.

Ореолы Bi характеризуются размерами, сопоставимыми с размерами самих рудных тел. Контуры повышенных его содержаний (десятки г/т) повторяют таковые золота. В черноземных почвах отмечается скачкообразное снижение содержаний висмута (до минимально аномальных).

Своеобразие ореолов Cu (0,01-0,05 %), As (0,01-0,3 %) и Mo (3-6 г/т) заключается в их «слепом» залегании под горизонтом черноземных почв [11]. Мощность (высота) ореолов Cu и As увеличивается, а содержания элементов в них снижаются при удалении на 60-80 м вниз по склону от рудных тел.

Длительное формирование горно-лугового ландшафта и некоторые его особенности (неоднородное строение, повышенная мощность, экранирующий горизонт черноземных почв) определяют необходимость дифференцированного подхода к проведению геохимических работ в высокогорных районах Заилийского Алатау. При поисках золотоносных скарнов в пределах обнаженных частей горного рельефа (водоразделы, склоны южной экспозиции) необходимо ориентироваться на традиционную золотометрическую съемку по вторичным и первичным ореолам. В перспективных участках с горно-луговым ландшафтом, перекрывающем коренные породы (понижения рельефа, склоны северной экспозиции), следует применять глубинные литохимические поиски с проходкой шурфов по сети 200-100x50-25 м с опробованием стенок и коренного плотика [11]. По результатам анализов коренных и рыхлых проб, наряду с картами моноэлементных ореолов, рекомендуется составлять карты и разрезы золотопродуктивных ассоциаций, позволяющие локализовать скарноворудные тела и предсказывать их склонение.

Скарново-магнетитовая субформация. Скарново-магнетитовые месторождения представляют интерес как источник благородных металлов. Ряд железорудных объектов Сибири, по А.Я. Булытникову, Н.А. Фогельман, А.Ф. Коробейникову, Ю.Г. Щербакову, содержат золото-

сульфидно-кварцевые штокверки, кварцевые жилы, золото-сульфидные тела промышленного значения (Казское, Сухаринское, Коммунарское поля в Горной Шории и Кузнецком Алатау). В скарново-магнетитовых месторождениях Абакан, Маргозское, Рудный Каскад, Самсоновское, Березовское в Красноярском крае выделяются зоны сульфидизации мощностью до десятков метров с весовыми, иногда ураганными содержаниями Au [17].

В Казахстане золотоносные скарново-магнетитовые руды отмечаются на месторождениях Хантауское, Баксинское, на некоторых объектах Саякского рудного района. Новым для Казахстана является *хантауский золото-медно-железородный скарновый промтип* [14]. Хантауский золото-медно-железородный район протяженностью более 40 км и шириной 5-10 км расположен в Шу-Кендыктасском террейне в 100-120 км на юго-восток 160° от месторождения золота Акбакай. Объект открыт в конце 80-х годов прошлого столетия Хантауской партией Казгеофизтреста в процессе глубинного геологического картирования Чу-Сарысуйской депрессии с использованием опережающих геофизических работ (С.И. Шевчук и др.). Рудный район, перекрытый чехлом рыхлых отложений мощностью до 200-300 м, отметился общим повышением магнитного поля и серией линейно вытянутых и изометричных локальных положительных аномалий интенсивностью от 150-200 до 800-1000 нТл, протяженными (до 25-30 км) эндогенными ореолами Au 0,01-0,1 г/т (максимально до первых г/т) и Cu 0,01-0,3 %.

Главная рудоконтролирующая структура – Кордай-Мойынкумская шовная зона северо-западного простирания, содержащая офиолиты, катаклазированные породы, тектонические брекчии, проявления пневмато-гидротермальных процессов (А.В. Смирнов, С.И. Шевчук, М.С. Рафаилович). Ширина зоны от 0,5 км до 2-3 км, падение крутое $75-80^\circ$ на северо-восток.

Домезозойский фундамент района сложен метаморфитами протерозоя, офиолитами кембрия, вулканогенными и интрузивными породами верхнего ордовика, терригенно-осадочными породами D_3-C_1 возраста. Древние отложения представлены гранито-гнейсами, мигматитами, кварц-биотитовыми сланцами, в различной степени хлоритизированными, альбитизированными, содержащими вкрапления магнетита и пирита.

Эффузивы ордовикского возраста (андезиты, андезитовые и диабазовые порфириты, туффиты) образуют полосу северо-западного простирания шириной до 3-5 км, выполняющую осевую часть Кордай-Мойынкумской зоны смятия. Это темнозеленые или темносерые скрытокристаллические породы с порфиоровыми выделениями роговой обманки и плагиоклаза, перекристаллизованные, дислоцированные, замещенные пироксеном, гранатом, магнетитом, скаполитом, актинолитом, хлоритом, карбонатом, биотитом, кварцем. Породы имеют повышенный фон Co, Cr, V, Ni, Pb, Ag.

Интрузивные породы кордай-шатыркольского комплекса O_3 возраста (диориты, кварцевые диориты, монзониты, гранодиориты, плагиограниты, граниты) слагают более 70 % площади Хантауского района. Они имеют гипидиоморфнозернистую структуру с размером зерен биотита, амфибола, плагиоклаза, кварца 0,1 мм. Аксессуары – магнетит, апатит, вторичные минералы – хлорит, цоизит, альбит, карбонаты. Гидротермальные преобразования, предваряющие формирование золотой и золото-медной минерализации, – калишпатизация и березитизация. Калишпат (микроклин) развивается по плагиоклазу и амфиболу, образуя порфиробласты, пойкилиты, отдельные включения. Березитизированным диоритам свойственна кварц-серицит-мусковит-пиритовая ассоциация.

Хантауское месторождение выявлено при оценке магнитной аномалии, имеющей северо-западное простирание, протяженность 5 км, ширину 0,8-1,5 км, интенсивность от 130 до 1000 нТл (рис. 5). Под чехлом рыхлых отложений мощностью 200-220 м, в зоне смятия пород фундамента, были вскрыты золотоносные гранат-пироксеновые, гранат-пироксен-магнетитовые, пироксен-магнетитовые скарны с обильным халькопиритом. Послескарновые пропицитизация, калишпатизация, березитизация охватывали зону смятия и ее борта, накладываясь на вулканиты, гранитоиды, сланцы, скарнированные породы. С гидротермально-метасоматической стадией связано отложение основного объема самородного Au, Ag, сульфидов, арсенидов, теллуридов, висмутсодержащих минералов.

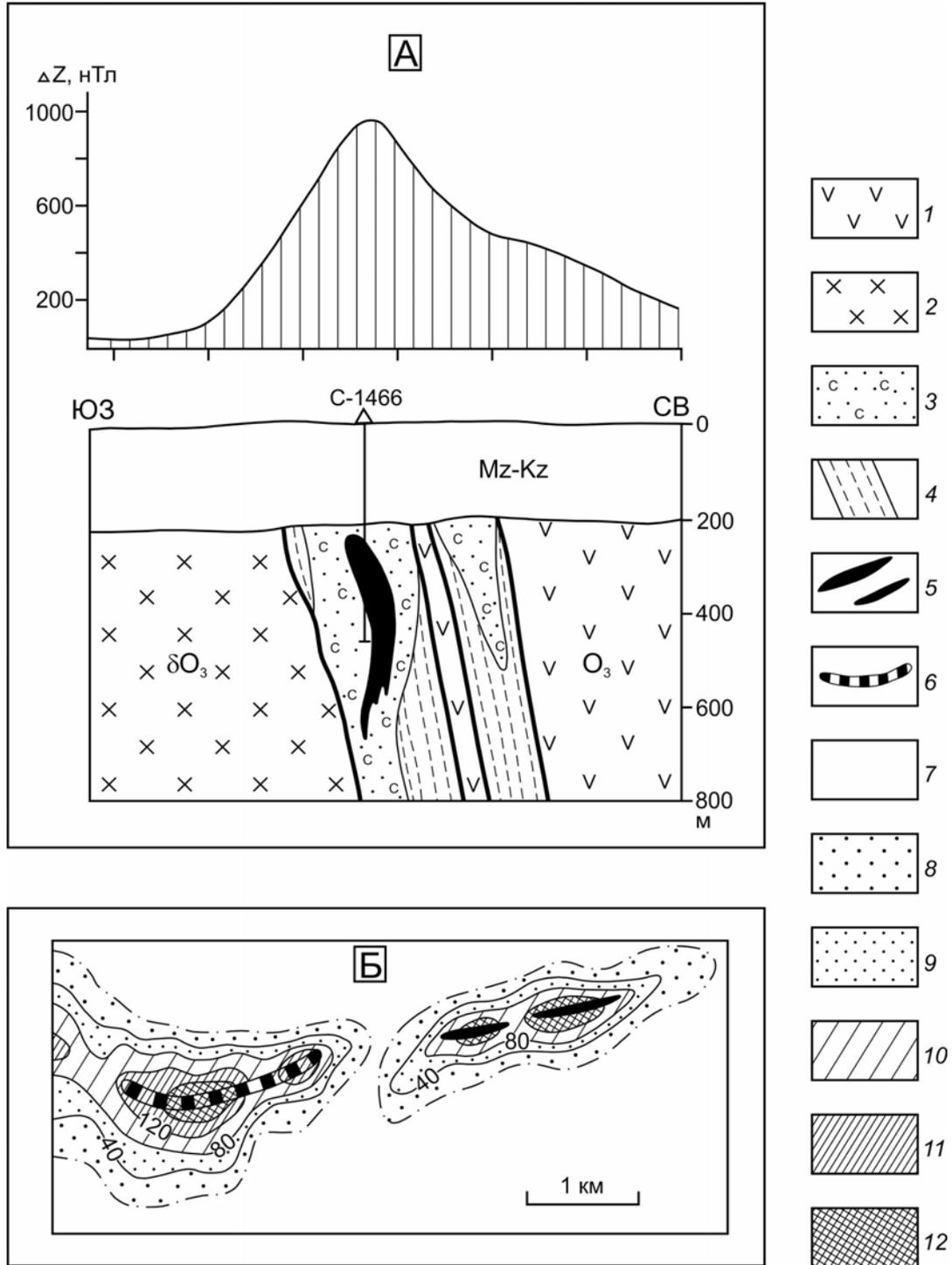


Рисунок – 5. Золото-медно-железорудное месторождение Хантауское. Геолого-геофизический разрез по профилю скв. 1466 (А) и позиция рудных тел в остаточном магнитном поле (Б), по С.И. Шевчуку:

- 1 – андезитовые и базальтовые порфириты; 2 – диориты, монзониты; 3 – гранат-пироксеновые скарны;
 4 – зоны смятия; 5-6 – рудные тела: 5 – установленные по геофизике и подтвержденные бурением, 6 – тело, предполагаемое по магниторазведочным данным; 7-12 – интенсивность остаточных аномалий ΔZ , нТл:
 7 – менее 0, 8 – 0-40, 9 – 40-80, 10 – 80-120, 11 – 120-200, 12 – более 200

На месторождении, по геологическим и геофизическим данным, выделены три рудных тела со следующими параметрами (с запада на восток): протяженность 2000, 450 и 800 м, мощность 90-100, 75 и 65 м, глубина залегания верхней кромки 300-400, 350 и 240 м. Рудные тела находят отчетливое выражение в остаточном магнитном поле ΔZ . Восточное рудное тело, вскрытое скв.

1466, имеет стволую мощность золото-медного интервала 88,0 м при средних содержаниях Au 1,62 г/т и Cu 0,94 %. Стволовая мощность интервала с магнетитовой рудой равна 153,0 м, среднее содержание Fe 43,4 % (рис. 6).

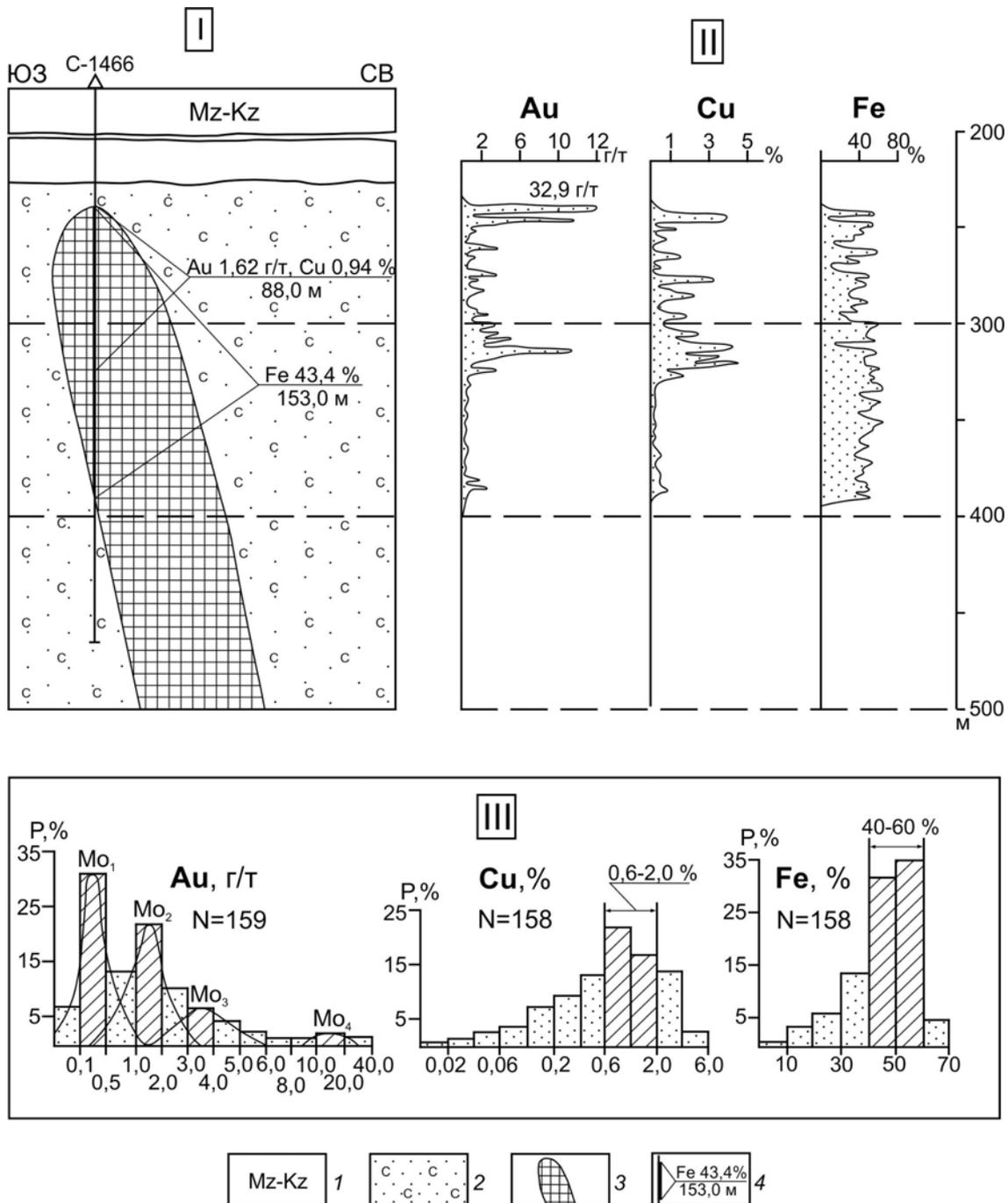


Рис. 6. Главное рудное тело Хантауского месторождения. Геологический разрез (I), распределение Au, Cu и Fe в скважине С-1466 (II), гистограммы содержаний Au, Cu и Fe (III), по С.И. Шевчуку, М.С. Рафаиловичу: 1 – мезо-кайнозойский рыхлый чехол; 2 – гранат-пироксеновые скарны; 3 – контур рудного тела; 4 – параметры оруденения: в числителе – средние содержания полезных компонентов, в знаменателе – стволовая мощность; N – количество проб

Минералы-индикаторы – магнетит, халькопирит и самородное золото. Второстепенные – мельниковит-марказит, марказит, пирит, сфалерит, галенит, кобальтин, никелин, саффорит, раммельсберgit, герсдорфит, висмутин. Редко встречаются теллуриды Au и Ag, ильменит, рутил,

миллерит, арсенопирит, молибденит, шеелит, виттихенит, смальтин, тетрадимит, самородный Вi, самородное Ag, акантит, айкинит, аляскаит, касситерит. Гипергенные минералы – лимонит, борнит, халькозин, ковеллин, сульфосоли Ag, куприт, самородная Cu, гидроокислы марганца (М.М. Старова, И.В. Григорьева, С.И. Шевчук). Главные нерудные минералы – пироксен 10-40 %, гранат гроссуляр-андрадитового ряда 10-50 %, актинолит 5-10 %. Второстепенные и редкие – скаполит, эпидот-цоизит, роговая обманка, калишпат, мусковит, биотит, хлорит, барит, гидрослюда [14].

Магнетит в рудном процессе занимает «транзитное» положение. Количество его от первых % до 30-70 %. Выделяются четыре морфогенетические разновидности. Магнетит I – зерна 0,01-0,05 мм с реликтами пластинчатого гематита в скарновой породе. Он ассоциирует с хлоритом, ульвошпинелью, ильменитом.

Магнетит II – неправильные, часто скелетные выделения 0,01-0,5 мм среди позднего магнетита, халькопирита, марказита. Он слагает вкрапленно-гнездовые, массивные и пятнистые руды, содержит включения хлорита, рутила, ильменорутила, ульвошпинели, ильменита. Примеси в магнетите II: Ti 0,3-0,5 %, Mn 0,1-0,3 %, V до 0,05 %, Cr 0,04-0,1 %, Ni и Co 10-100 г/т, Cu до 0,5 %, Bi 10 г/т, Ag до 7 г/т, Sr до 80 г/т.

Магнетит III наблюдается в виде интерстициальных выделений среди пироксена и граната. Он слагает гнезда 1-3 мм, желваки и жилки мощностью до 1,0 см, участвует в образовании полосчатых, брекчиевых и массивно-пятнистых руд, ассоциируя с халькопиритом, пирротинном, сфалеритом. Магнетит III трещиноватый, участками дробленый. По трещинкам развит хлорит с редкими включениями самородных металлов (Au, Ag, Cu). Минерал содержит Ti 0,3-0,5 %, Mg более 0,5 %, Mn 0,2-0,4 %, V до 300 г/т, Co 0,01-0,06 %, Cu 0,3-1,0 %, Zn до 0,3 %, Ag 6-20 г/т, Pb 0,08 %.

Магнетит IV представлен интерстициальными выделениями 0,01-0,2 мм. В сростании с магнетитами II и III он слагает метаколлоидные, прожилковые, пятнистые и массивные руды. Примеси в магнетите IV: Ti до 0,5 %, Mg более 0,08 %, Mn 0,08-0,3 %, V до 0,03 %, Cr до 0,08 %, Co 0,02 %, Cu 0,005-0,8 %, Ag 5-40 г/т, Bi до 30 г/т, Sr до 0,02 %.

Халькопирит образует пять разновидностей (от 1 % до 20 %).

Халькопирит I – изометричные вкрапления до 10 мкм в плагиоклазе и пироксене.

Халькопирит II – полосчатый, линзовидный, ситообразный, локализован в магнетитовом агрегате. Мощность полос и линз халькопирита 0,1-10 мм. Внутреннее строение криптозернистое и двойниковое. Халькопирит II ассоциирует с магнетитом, пирротинном, сфалеритом, мельниковит-марказитом, пиритом, гранатом, пироксеном. Содержит Co 0,006-1,0 %, Zn 0,1-1,0 %, Mn до 0,05 %, Cr до 0,08 %, Ag 7-60 г/т, Sb до 0,005 %, Pb до 0,005 %.

Халькопирит III – интерстициальные и жилковидные выделения 0,01-0,1 мм в межзерновых пространствах граната и пироксена. Внутреннее строение решетчатое, двойниковое, оолитовое. Ассоциирует с гранатом, скаполитом, пироксеном, апатитом, магнетитом IV, пирротинном, арсенопиритом, пиритом, сфалеритом. Примеси: Ti 0,07-0,5 %, Mn 0,06-0,2 %, Cr 0,01-0,06 %, Zn до 0,1 %, Ag 7-20 г/т, Bi до 20 г/т, Sr до 80 г/т.

Халькопирит IV с актинолитом и хлоритом встречается в магнетите, амфиболитизированных пироксенах, в интерстициях граната, в эпидот-цоизит-гранатовых прожилках. Образует гнёзда 0,1-3,0 мм до 5-15 мм, прожилки мощностью 0,5-3 мм, каёмки 0,01-0,1 мм по сфалериту и мельниковит-марказит-пиритовому агрегату. Содержит: Ag 8-200 г/т, Au до 20 г/т, Ti до 0,4 %, Co и Mn до 0,5 %, Ni до 0,05 %, Zn до 1 %, Pb до 0,06 %, Cr 0,01-0,1 %, Bi и Sb до 0,05-0,08 %.

Халькопирит V выполняет метаколлоидные каймы шириной 0,01-0,1 мм по зернам халькопирита IV. Он ассоциирует с кварцем, хлоритом, кальцитом, баритом, самородными Au и Ag, калаверитом, теллуридами Cu и Bi.

Золото в рудах присутствует в трёх формах: примесной, самородной и в виде теллурида Au и Ag. Самородное Au – определяющая форма нахождения благородного металла. Знаки золота размером первые мкм-десятки мкм, очень редко первые сотни мкм ассоциируют с халькопиритом, пиритом, марказитом, герсдорфитом, магнетитом, сфалеритом, борнитом, висмутином. Интерстициальные и прожилковые выделения раннего Au отмечаются в зонах дробления в пироксене, магнетите, халькопирите. Золото наиболее тесно связано с сульфидами гидротермально-метасоматического процесса: поздним халькопиритом, герсдорфитом,

висмутином. Формы его кристаллические, изометричные и прожилковые. Кристаллическое Au (кубы) размером 30-40 мкм наблюдается в халькопирите. В скелетном пирите Au отмечено среди реликтов пирротина и халькопирита. Изометричные обособления Au и креннерит-калаверита размером 10-50 мкм наблюдаются в марказит-халькопиритовых агрегатах. В борните, наложенном на гранатовый скарн, присутствуют зерна самородного Au 10x30-50 мкм.

Геохимический спектр Хантау составляют Au, Cu, Fe, Ag, Ti, Co, Ni, Mn, V, Mg, Zn, Cd, As, Bi, Mo, W, Sn, Te, Ba, Sr, Sb и др. Промышленный интерес представляют (в скобках среднее и максимальное содержания): Au (1,6 и 32,9 г/т), Cu (0,94 и 4,71 %), Fe (43,4 и 65,1 %) и Ag (3,0-6,0 и 25,0 г/т). Медь, железо и серебро имеют мономодальное распределение с наиболее часто встречающимися концентрациями Cu 0,6-2,0 %, Fe 40-60 %, Ag 1,2-10,0 г/т (см. рис. 6). Для золота характерны четыре элементарных распределения со следующими модами, г/т: 0,1-0,5; 1,0-2,0; 3,0-4,0; 10-20. Отношение Au/Ag от 1:0,6 до 1:60, наиболее распространенные значения 1:2-1:6, среднее 1:3,8. Серебро слагает собственные минералы (самородное Ag, акантит, теллуриды Au и Ag) и примесью входит в магнетит и пирротин (до 10-50 г/т), марказит (5-100 г/т), пирит (следы до 800 г/т), арсенопирит (100-300 г/т), халькопирит (7-200 г/т), борнит (80-600 г/т). Железо относительно равномерно распределено на всю мощность скарновородного тела. Медью и золотом обогащены осевая зона и висячий бок. Золото наиболее тесно коррелирует с Cu и Ag; зависимость между концентрациями Au и Cu описывается параболической кривой, Au и Ag – линейным графиком (рис. 7).

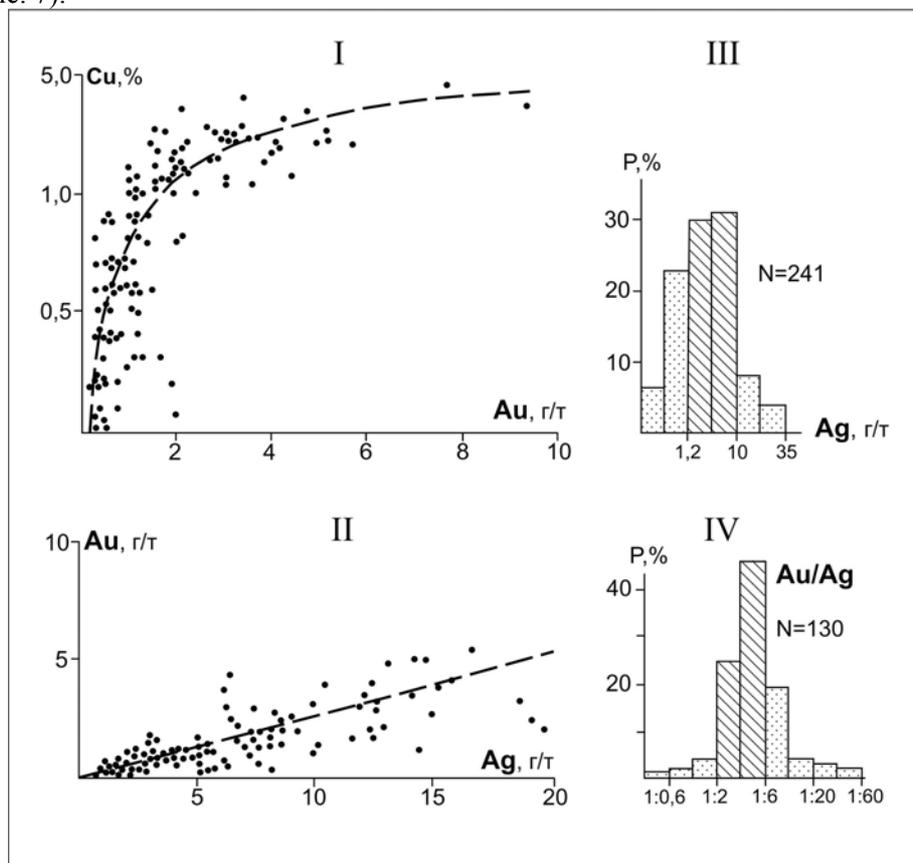


Рисунок – 7. Главное рудное тело Хантауского месторождения. Соотношения концентраций Cu и Au (I), Au и Ag (II), гистограммы распределения Ag (III) и Au/Ag (IV), N – количество проб.

Составил М.С. Рафаилович по материалам Хантауской партии

Баксинское золото-медное скарново-магнетитовое месторождение, расположенное в западном борту Кокшетауского террейна (правобережье реки Ишим), открыто по следам древних выработок. В разные годы его изучали З.М. Усачева, Л.А. Карнаева, Н.А. Фогельман, М.А. Абдулкабирова и др.

Месторождение локализовано в экзоконтактной зоне Баксинского интрузива гранодиорит-гранитов верхнего ордовика (крыккудукский комплекс) в вулканитах среднего состава (андезиты) и известковистых аргиллитах кембро-ордовикского возраста (рис. 8). Андезитовые порфириды и аргиллиты скарнированы и ороговикованы. Скарны гранатые, пироксен-гранатые, гранат-магнетитовые, пироксен-гранат-магнетитовые, залегают согласно с напластованием вмещающих пород, имеют пластообразную и линзовидную морфологию. Протяженность скарновых горизонтов до 250-400 м, мощность первые десятки метров, падение крутое, близкое к вертикальному. Параметры золото-медных рудных тел (линзы, гнезда, столбы): протяженность до 100-150 м, мощность от первых метров до 20-25 м, вертикальная протяженность 60-100 м. Магнетитовые руды (развиты до глубин 150-200 м, возможно, более) имеют массивное и прожилково-вкрапленное строение. Рудные минералы – пирит, халькопирит, пирротин, магнетит, гематит, самородное золото; реже встречаются тетраэдрит, галенит, борнит, халькозин и ковеллин. В зоне окисления отмечаются гидрогетит, гидрогематит, малахит, азурит, тенорит, самородная Cu, гипергенное Au. Нерудные минералы – кварц, кальцит, турмалин, эпидот, амфибол [7, 8].

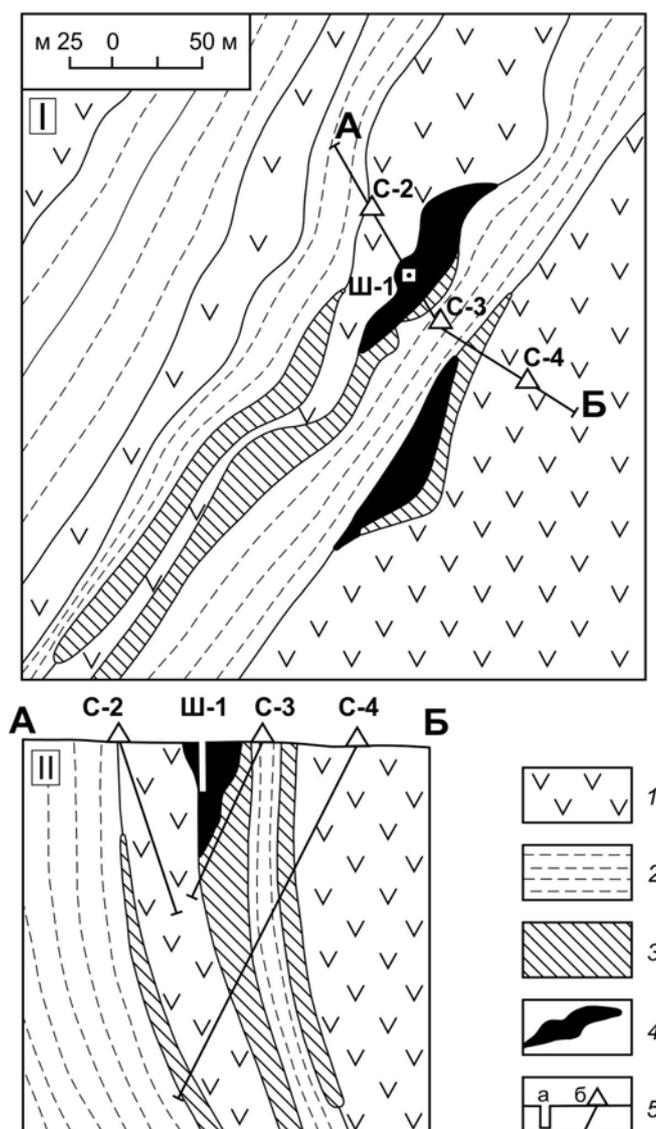


Рисунок – 8. Геологическая схема (I) и геологический разрез по линии А-Б (II) месторождения золотоносных скарнов Баксинское в Северном Казахстане (западный борт Кокшетауского террейна), по Л.А. Мирошниченко [7]:

1-2 – породы кембро-ордовикского возраста: 1 – андезиты и их туфы, 2 – известковистые аргиллиты; 3 – пироксен-гранат-магнетитовые скарны; 4 – золото-медные рудные тела; 5 – горные выработки: а – шурф, б – скважины

Основными полезными компонентами являются Cu (среднее содержание 2,14 %, максимальное 4,65 %), Au (0,2-4,0 г/т, среднее 1,98 т/т) и Ag (до 10-15 г/т, среднее 6,43 г/т). Концентрации Au в окисленной руде до 44 г/т, в лимонитовой сыпучке до 50 г/т. Отмечаются повышенные содержания Bi, Sb, Pb, Mo.

В 4 км на северо-запад от рассматриваемого скарнового месторождения, в Баксинском интрузиве расположено медно-молибденовое проявление Баксы. Оно представлено 15 кварцевыми жилами, тесно связанными с пегматитами среди гранитов верхнего ордовика. Простираение жил восток-северо-восточное 80-85°, падение на юго-восток под углами 50-60°, протяженность 15-40 м, мощность 0,20-0,35 м. Молибденит и халькопирит образуют в жилах тонкие вкрапления и неравномерные гнезда размером 2-3 см. Сопутствующие минералы – пирит и гематит. Гипергенные минералы представлены молибденовыми охрами, малахитом и азуритом. Баксинское месторождение и сопровождающие его участки с Au-Cu и Cu-Mo минерализацией недоразведаны.

Золото-скарновые месторождения образуют тесные парагенезисы с месторождениями разных промышленных типов руд. В практическом отношении крайне интересны *соотношения скарноворудных образований контактовой зоны с месторождениями, локализованными в интрузивных плутонах (порфировыми, штокверковыми, жильными и жильно-прожилковыми)*. Эти две группы месторождений различаются вмещающей средой, пространственно-временными характеристиками, масштабностью процессов, и в тоже время между ними есть выраженное «связующее» звено – приуроченность к одним и тем же интрузивным комплексам, часто к единым массивам гранитоидов [4-6, 9, 12, 14, 15, 18, 19]. Скарны в данном случае могут выступать как инструмент прогноза иных, нередко более представительных промтипов, как нетрадиционный поисковый критерий. Приведем примеры подобных рудно-магматических ансамблей.

Алмалыкское поле в Узбекистане, Алмалыкский сиенито-диоритовый плутон C_2 - P_1 возраста; в ядре плутона локализованы гигантские золото-медно-порфировые месторождения Кальмакыр и Дальнее, в кровле плутона, в блок-ксенолите карбонатных пород верхнего девона располагается крупное свинцово-цинковое скарновое месторождение Кургашикан; в нем с глубиной, при приближении к интрузивному массиву, свинцово-цинковые руды сменяются золото-медноколчеданными [6, 15].

Саякский район в Центральном Казахстане; дифференцированные пермские интрузивы гранитоидов концентрируют золоторудное жильное месторождение Долинное, золото-медно-порфировую минерализацию Беркара Южная, березитовые тела, кварц-турмалин-сульфидные жилы; в экзоконтакте интрузивов, как отмечалось, сосредоточена серия скарновых месторождений саякского типа.

Кокшетауский район в Северном Казахстане; верхнеордовикские диорит-гранодиорит-гранитные плутоны зерендинского и крыккудукского комплексов содержат золотоносные штокверки васильковского типа, медно-молибденовые кварцевые жилы, медно-порфировую минерализацию, в экзоконтактах интрузивов локализованы Au-Cu скарны Ешкеольмес, Баксинское, Жиямбай.

Шуйско-Кендыктасский террейн в Южном Казахстане; интрузивы кордай-шатыркольского комплекса диорит-гранодиорит-монзонитов (O_3) вмещают Au-Cu-Mo жильные месторождения Шатырколь и Жайсан, золоторудный штокверк Когадыр, в экзоконтакте размещается Au-Cu-железорудное скарновое месторождение Хантауское.

Джилаоское рудное поле в Таджикистане, Чинорсайский гранодиорит-монзонитовый интрузив C_2 возраста; в эндоконтакте интрузива размещается крупный золото-сульфидно-кварцевый штокверк Джилао, в экзоконтакте – промышленные золото-шеелитовые скарновые залежи; по изотопно-геохимическим данным и геохимии флюидных включений, оба типа руд сформировались из единого магматогенно-гидротермального источника [19].

Обсуждение результатов. Рудоносные скарны образуют группу мезотермальных месторождений длительного развития, располагающихся в карбонатных, терригенно-карбонатных, вулканогенно-терригенных породах на контакте с дифференцированными интрузивами гранитоидов I или I-S типа. Скарны Центральной Азии по возрасту подразделяются на раннепалеозойские, позднепалеозойские и мезозойские, по минеральному составу – на магнезиальные, магнезиально-известковые, известковые и известково-магнетитовые. Скарны и руды раннего палеозоя (месторождения Ольховское, Натальевское, Тарданское, Казское,

Хантауское, Ешкеольмес и др.) – индикаторы островодужной стадии и ранней коллизии; они сопряжены с интрузивами ольховского, мартайгинского, тельбесского, крыккудукского, зерендинского, кордай-шатыркольского и других аналогичных им комплексов. Месторождения Куру-Тегерек, Тарорское, Гиждарва, Джилао, Саяк – производные позднеколлизийного этапа, сформировавшиеся под воздействием более молодых (карбон-пермь) интрузивных комплексов: сандалаш-чаткальского, тарорского, чинорсайского, саякского. В постколлизийный этап (поздний мел) образовались скарноворудно-магматические системы заркашанского типа. На золото и попутные компоненты максимально продуктивны магнезиально-известковые, известковые и известково-магнетитовые скарны раннего и позднего палеозоя.

Показательная черта скарновых месторождений – формирование по единому или очень близкому сценарию, большое сходство между собой по многим признакам. Интрузивные комплексы различного возраста имеют преобладающий диорит-гранодиоритовый состав, натровую специализацию, повышенный фон Au, отличаются фазово-фациальным разнообразием пород, проявлениями даек второго этапа, своеобразным набором акцессорных минералов (А.Ф. Коробейников, Ю.Г. Щербаков, Р.Д. Дженчураева и др.). Типовая зональность магнезиальных скарнов: диорит-гранодиоритовый интрузив – шпинель-фассаитовая порода – фассаитовый скарн – форстеритовый скарн – фассаит-форстеритовый кальцифир – мрамор, известняк. Зональность известковых скарнов: интрузивное тело – гранатовый, гранат-везувийный скарн – гранат-пироксеновый, гранат-пироксен-магнетитовый скарн – гранат-пироксен-волластонитовый скарн – волластонитовый скарн – мрамор, известняк. Послескарновые ассоциации: магнетит-актинолитовая, магнетит-актинолит-тремолитовая, эпидот-актинолитовая, эпидот-хлоритовая, кварц-кальцит-хлоритовая и др. Самородное Au двух генераций: 1) синхронное скарнообразованию (подчиненная форма), 2) наложенное на скарны, связанное с поздними магнетитом, сульфидами, сульфосарсенидами, теллуридами, висмутидами, кобальт- и никельсодержащими соединениями (ведущая форма). Нередки теллуриды Au и Ag, проявления гипергенного золота.

Семейство скарнов, обладающее многогранным потенциалом, заслуживает комплексного, дифференцированного подхода к их изучению и освоению. Приоритетное направление исследований – полноценная геолого-экономическая ревизия скарноворудных полей и месторождений с целью их перевода в рентабельные объекты с относительно бедными рудами, но с более крупной морфологией и более крупными запасами. Скарны контактовой зоны и гидротермальные месторождения внутренних частей интрузивного плутона следует оценивать как единый поликомпонентный ансамбль. Необходимы углубленные исследования всех разновидностей скарнов и связанных с ними руд на максимально широкий перечень химических элементов. Особого внимания заслуживают Au, Ag, платиноиды: формы нахождения, распределение и воспроизводимость содержаний, промышленные масштабы, способы извлечения.

ЛИТЕРАТУРА

- 1 Блохина Н.А., Вихтер Б.Я. Тарорское месторождение // Золоторудные месторождения СССР. Т. 2. Геология золоторудных месторождений Казахстана и Средней Азии. М.: ЦНИГРИ, 1986. С. 207-213.
- 2 Дженчураева Р.Д. Скарны Среднего Тянь-Шаня: закономерности распределения и рудоносность. Фрунзе, 1983. 308 с.
- 3 Золото Кыргызстана. Т. 2. Описание месторождений / В.В. Никоноров, Ю.В. Караев, Ф.Н. Борисов и др. Бишкек, 2004. 342 с.
- 4 Золоторудные месторождения СССР. Т. 2. Геология золоторудных месторождений Казахстана и Средней Азии. М.: ЦНИГРИ, 1986. 287 с.
- 5 Коробейников А.Ф., Зотов И.А. Закономерности формирования месторождений золото-скарновой формации. Томск: ТПУ, 2006. 235 с.
- 6 Кривцов А.И., Звездов В.С., Мигачев И.Ф., Минина О.В. Меднопорфировые месторождения. Серия: Модели месторождений благородных и цветных металлов. М.: ЦНИГРИ, 2001. 232 с.
- 7 Месторождения золота Казахстана. Справочник. Алматы, 1996. 183 с.
- 8 Месторождения меди Казахстана. Справочник. Алматы, 1997. 154 с.
- 9 Металлогения Казахстана. Рудные формации. Месторождения руд золота. Алма-Ата, 1980. 223 с.
- 10 Мирошниченко Л.А., Фомичев В.И., Кузнецова Е.И. Золотоносность метасоматических зон скарновых месторождений саякской группы // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1970. № 4. С. 9-19.
- 11 Рафаилович М.С. Некоторые особенности формирования и интерпретации вторичных геохимических ореолов в горно-луговых ландшафтах // Геология россыпей золота Казахстана. Алма-Ата: КазИМС, 1987. С. 65-71.

- 12 Рафаилович М.С. Крупные золоторудные штоковёрки Центральной Азии, ассоциирующие с гранитными плутонами // Руды и металлы. 2009. № 3. С. 43-53.
- 13 Рафаилович М.С., Алексеева Л.К., Алексеев В.А. Золотоносные метасоматические формации Казахстана // Уральский геологический журнал. 2000. № 5. С. 41-84.
- 14 Рафаилович М.С., Шевчук С.И. Золотоносные скарны Центральной Азии // Геология и охрана недр. 2010. № 1. С. 23-34.
- 15 Рудные месторождения Узбекистана / под ред. И.М. Голованова. Ташкент:ГИДРОИНГЕО, 2001. 611 с.
- 16 Тимофеева Т.С. Минералы платины и палладия в рудах золото-колчеданного месторождения // Зап. ВМО. Серия 2. 1968. № 4. С. 461-469.
- 17 Чесноков Б.П., Фетисова О.Б. Железорудные месторождения Сибири – нетрадиционный источник получения золота // Проблемы геологии и разведки месторождений полезных ископаемых. Томск: ТПУ, 2005. С. 570-573.
- 18 Feebrey Craig A. Cooper and gold exploration in South-East Asia // SGA Newsletter. 1999. № 7. Pp. 1, 5-10.
- 19 Yakubchuk A., Cole A., Seltmann R., Shatov V. Tectonic setting, characteristics and regional exploration criteria for gold mineralization in the Altaids orogenic collage: the Tien Shan province as key example // Society of Economic Geologists. Special publication. 2002. № 9. Pp. 177-201.

REFERENCES

- 1 Blohina N.A., Vihter B.Ja. Tarorskoe mestorozhdenie // Zolotorudnye mestorozhdenija SSSR. T. 2. Geologija zolotorudnyh mestorozhdenij Kazahstana i Srednej Azii. M.: CNIGRI, 1986. S. 207-213.
- 2 Dzhenchuraeva R.D. Skarny Sredinnogo Tjan'-Shanja: zakonomernosti raspredelenija i rudonosnost'. Frunze, 1983. 308 s.
- 3 Zoloto Kyrgyzstana. T. 2. Opisanie mestorozhdenij / V.V. Nikonov, Ju.V. Karaev, F.N. Borisov i dr. Bishkek, 2004. 342 s.
- 4 Zolotorudnye mestorozhdenija SSSR. T. 2. Geologija zolotorudnyh mestorozhdenij Kazahstana i Srednej Azii. M.: CNIGRI, 1986. 287 s.
- 5 Korobejnikov A.F., Zotov I.A. Zakonomernosti formirovanija mestorozhdenij zoloto-skarnovoj formacii. Tomsk: TPU, 2006. 235 s.
- 6 Krivcov A.I., Zvezdov V.S., Migachev I.F., Minina O.V. Mednoporfirovyje mestorozhdenija. Serija: Modeli mestorozhdenij blagorodnyh i cvetnyh metallov. M.: CNIGRI, 2001. 232 s.
- 7 Mestorozhdenija zolota Kazahstana. Spravochnik. Almaty, 1996. 183 s.
- 8 Mestorozhdenija medi Kazahstana. Spravochnik. Almaty, 1997. 154 s.
- 9 Metallogenija Kazahstana. Rudnye formacii. Mestorozhdenija rud zolota. Alma-Ata, 1980. 223 s.
- 10 Miroshnichenko L.A., Fomichev V.I., Kuznecova E.I. Zolotonosnost' metasomaticheskikh zon skarnovyh mestorozhdenij sajakskoj grupy // Izv. AN KazSSR. Ser. geol. 1970. № 4. S. 9-19.
- 11 Rafailovich M.S. Nekotoryje osobennosti formirovanija i interpretacii vtorichnyh geohimicheskikh oreolov v gornolugovyh landshaftah // Geologija rossypej zolota Kazahstana. Alma-Ata: KazIMS, 1987. S. 65-71.
- 12 Rafailovich M.S. Krupnye zolotorudnye shtokverki Central'noj Azii, associirujushhie s granitnymi plutonami // Rudy i metally. 2009. № 3. S. 43-53.
- 13 Rafailovich M.S., Alekseeva L.K., Alekseev V.A. Zolotonosnye metasomaticheskie formacii Kazahstana // Ural'skij geologicheskij zhurnal. 2000. № 5. S. 41-84.
- 14 Rafailovich M.S., Shevchuk S.I. Zolotonosnye skarny Central'noj Azii // Geologija i ohrana neдр. 2010. № 1. S. 23-34.
- 15 Rudnye mestorozhdenija Uzbekistana / pod red. I.M. Golovanova. Tashkent:GIDROINGEO, 2001. 611 s.
- 16 Timofeeva T.S. Mineraly platiny i palladija v rudah zoloto-kolchedanogo mestorozhdenija // Zap. VMO. Serija 2. 1968. № 4. S. 461-469.
- 17 Chesnokov B.P., Fetisova O.B. Zhelezorudnye mestorozhdenija Sibiri – netradicijnyj istochnik poluchenija zolota // Problemy geologii i razvedki mestorozhdenij poleznyh iskopaemyh. Tomsk: TPU, 2005. S. 570-573.
- 18 Feebrey Craig A. Cooper and gold exploration in South-East Asia // SGA Newsletter. 1999. № 7. Pp. 1, 5-10.
- 19 Yakubchuk A., Cole A., Seltmann R., Shatov V. Tectonic setting, characteristics and regional exploration criteria for gold mineralization in the Altaids orogenic collage: the Tien Shan province as key example // Society of Economic Geologists. Special publication. 2002. № 9. Pp. 177-201.

Резюме

М.С. Рафаилович

(Табиғи ресурстар институты)

ОРТАЛЫҚ АЗИЯНЫҢ АЛТЫН-СКАРНДЫ ФОРМАЦИЯСЫНЫҢ КЕНОРНЫ: ГЕОЛОГИЯЛЫҚ ПОЗИЦИЯСЫ, ЗАТТЫҚ ҚҰРАМЫ, КЕЛЕШЕГІ

Орталық Азияның алтынды скарндардың жүйеленуі қарастырылады. Ерекше маңдай алды кенорнына салыстырмалы түрде талдау жасалған. Оларды зерттеудің келешегі мен заманауи конъюнктураны есепке ала отырып игеру талқыланады.

Кілт сөздер: алтын-скарнды формация, кенорнының жүйеленуі, интрузивті кешендер, минералды және геохимиялық қауымдастық, алтын табу формасы, кенді әлеует, игерудің келешегі.

Summary

M.S. Rafailovich

(Institute of natural resources of YuGGEO)

FIELDS OF A GOLD-SKARN FORMATION AT THE CENTRAL ASIA: A GEOLOGIC POSITION, MATERIAL COMPOSITION, PERSPECTIVES

The systematization of gold-bearing skarns of Central Asia region is considered. The comparative analysis of representative deposits is carried out. On the base of current conjuncture the perspectives of exploration and mining of gold-bearing skarn objects are discussed.

Keywords: a gold-skarn formation, systematisation of fields, intrusive complexes, mineral and geochemical associations, the form of a finding of gold, ore potential, development perspectives

Поступила 9.02.2013 г.

УДК 549.657.3(574.4)

*А.В. СТЕПАНОВ, А.О. БАЙСАЛОВА,
Е. ТУРСУНУЛЫ, Е.В. СТЕБЛЕВСКАЯ, Г.К. БЕКЕНОВА*

(Институт геологических наук им. К.И. Сатпаева, г. Алматы)

КАЛЬЦИЙСОДЕРЖАЩИЕ РАЗНОВИДНОСТИ ЭЛЬПИДИТА ИЗ ВЕРХНЕЭСПИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

Аннотация

Представлено описание эльпидита - цирконосиликата натрия из пегматоидных жил Верхнеэспинского месторождения. С помощью электроннозондового микроанализа выявлены кальцийсодержащие разновидности эльпидита из фенитизированных пород. Уточнен химический состав и получена дифрактограмма смеси разновидностей эльпидита.

Ключевые слова: эльпидит, химический состав, электроннозондовый микроанализ, дифрактограмма

Кілт сөздер: эльпидит, химиялық құрамы, электрондызондық микроталдау, дифрактограмма.

Keywords: elpidite, chemical composition, an electron probe microanalysis, x-ray diffraction pattern

Эльпидит $\text{Na}_2\text{ZrSi}_6\text{O}_{15}\cdot 3\text{H}_2\text{O}$ - редкий водный цирконосиликат натрия встречается в ряде пегматоидных жил Большого выхода, где образует сравнительно крупные выделения в промежутках между другими минералами и по трещинам катаклаза в кварц-полевошпатовых участках жил. Кроме того, эльпидит отмечается иногда в шлирах и зонках альбитита или обогащенных рибекитом гранитах, в «обычных» щелочных альбитизированных гранитах вблизи пегматитовых жил, в зонках фенитизированных вмещающих пород, в отдельных «столбах» и даже в псевдоморфозах по нарсарсукиту. Содержание эльпидита в шлирах и зонках «эльпидитовых гранитов» нередко составляет 1-3%, а в фенитизированных «столбах» – до 10%. Совместно с эльпидитом встречаются кварц, микроклин, альбит, рибекит, эгирин, гагаринит, анатаз, циркон, минералы группы пирохлора, лепидолит, флюорит и др. минералы.

Отличительной особенностью Верхнеэспинских проявлений эльпидита в пегматитах является моноблоковый характер его выделений при одновременной ксеноморфности ко всем гипогенным минералам, кроме вторичного кварца, лепидолита и флюорита. На краях моноблоковых выделений иногда отмечается тонкозернистый эльпидит, который в случае обрастания или замещения им циркона ранней генерации, образует сферолитоподобные образования. Отдельных же призматических кристалликов или радиально лучистых сростков, характерных для эльпидита Ловозерского массива, минерал почти не образует. Иногда крупные штуфы эльпидита встречаются в маломощных пегматоидных жилках-проводничках, в виде четковидных выделений. Размер отдельных блоков эльпидита превышает 10x10x5 см, достигая в отдельных случаях 30x30x20 см. Выделения эльпидита за счет катаклаза обычно сильно деформированы и разбиты трещинами, залеченными вторичным кварцем или лепидолитом. В редких случаях в блоковом эльпидите наблюдаются трубчатые каналы и полости неправильной формы, иногда выполненные гидрослюдистым материалом.

Цвет эльпидита от серо-белого и желтоватого до красновато-буроватого, кирпичного. Блеск стеклянный. Твердость около 7. Хрупкий. Спайность совершенная в двух направлениях, пересекающихся под углом 120°. Немагнитный, нерадиоактивный. При нагревании эльпидит легко теряет воду, слегка светлеет и частично растрескивается. Вода бурно выделяется, «выкипает» даже при проваривании штуфов эльпидита в канифоли. Неплавкий. В соляной и серной кислотах не

разлагается даже при нагревании. Очень устойчив в поверхностных условиях к выветриванию. Плотность 2,61 г/см³. В прозрачных шлифах прозрачный, бесцветный или слегка мутный желтовато-буроватый за счет тонких включений, среди которых иногда удается различить чешуйки гематита. Показатели преломления в желтом свете ($\lambda=589$ нм): $N_g - 1,574$; $N_p - 1,556$; $N_g - N_p = 0,018$. Погасание прямое. Удлинение отрицательное. Минерал двусосный, положительный.

Химический состав эльпидита из пегматита, определенный В.Д. Скопиной (КазИМС, 1960 г.) (табл. 1), несколько отличается от описанных в литературе ловозерского и гренландского образцов минерала сравнительно высоким содержанием кальция, магния и более низким – натрия, чем возможно, и вызвано некоторое отличие его в показателях преломления от эталонных. От ловозерского эльпидита верхнеэспинский отличается полным отсутствием ниобия, хотя почти постоянно в нем наблюдаются включения кристалликов минерала из группы пироклора. Характерно постоянное присутствие в эльпидите олова и свинца. В составе лантаноидов преобладают иттриевые земли.

Таблица 1 – Химический состав (мас. %) эльпидита из пегматита

Компоненты	Верхнеэспинское месторождение*		Ловозеро	Нарсаксук
	Эльпидит	Псевдоморфоза по эльпидиту		
SiO ₂	57,22	67,76	57,13	59,44
TiO ₂	0,00	0,00	0,05	Следы
Hf	0,70	0,55		
ZrO ₂	20,28	17,67	20,33	20,48
Nb ₂ O ₅	0,00	0,00	1,43	
Al ₂ O ₃	0,24	1,21		
PЗЭ ₂ O ₃	0,30	1,05		
Fe ₂ O ₃	0,37	0,17	0,14	
FeO	0,41	0,41		0,14
MnO	0,00	0,34		
MgO	0,38	1,43		
CaO	1,68	3,92	0,43	0,17
K ₂ O	0,20	0,20	0,19	0,13
Na ₂ O	7,70	0,16	9,89	10,41
Sn	0,08	0,27		
P ₂ O ₅	0,02	0,02		
F	0,20	0,50	0,12	
Cl	Не опр.	Не опр.	0,18	0,15
H ₂ O ⁻	3,70	0,16		
H ₂ O ⁺	4,70	1,94	9,94	9,61
ппп	1,28	0,42		
Σ	99,46	98,18	99,83	100,53

Примечание - *Выполнен химиком В.Д. Скопиной (КазИМС, 1960 г.)

Спектральным анализом в эльпидите из пегматита, кроме кремния, натрия, циркония, были установлены (%): свинец, олово, гафний – 0,1-0,3; иттрий, алюминий – 0,1; титан, марганец – 0,01-0,03; магний – 0,01; бериллий, никель – 0,003.

Термограмма эльпидита из пегматита имеет типичный для этого минерала вид, характеризующийся одним глубоким эндоэффектом при температуре 190° С. К этому же интервалу температур приурочены максимальные потери веса, заканчивающиеся (при скорости нагрева 18 минут - 1000° С) при температуре 400 °С и достигающие 10%, что несколько превышает допустимое по принятому составу. Однако, в случае ловозерского и гренландского эльпидита количество воды также превышает расчетное количество. Вода в эльпидите цеолитного типа, поскольку целиком может теряться при нагревании от 100 до 200° С и вновь присоединиться при комнатной температуре.

Характерным вторичным изменением верхнеэспинского эльпидита является частичное или полное метасоматическое замещение его тонкозернистым (до криптозернистого) кварцитовидным агрегатом, состоящим из циркона, флюорита, кварца и др. минералов.

«Псевдоморфозы» полностью сохраняют размеры и форму выделений эльпидита. Цвет их обычно голубовато-зеленоватый, голубовато-серый (и реже темно-бурый) обусловлен голубовато-зеленоватой окраской вновь образующихся циркона и флюорита. В случае лучшей раскристаллизации материала «псевдоморфоз» образуются сравнительно крупные (до 1-2 мм) кристаллы голубовато-зеленоватого циркона и флюорита, в которых также, как и в эльпидите присутствует олово (до 0,1%). Химический состав «псевдоморфоз» (табл. 1) свидетельствует о выносе из эльпидита щелочей и воды и привносе некоторого количества кремнекислоты, кальция, фтора. Цирконий практически весь остается на месте, если учесть повышение плотности до $3,0 \text{ г/см}^3$.

Находка эльпидита в щелочных метасоматических гранитах Верхнеэспинского месторождения, являющаяся к тому же уникальной по размеру и форме выделений, не совсем обычное явление, так как ранее он считался характерным для ультращелочных пегматитов. В Казахстане это было первой находкой. Крупные выделения этого минерала известны в щелочных гранитах Монголии, Тувы, Дальнего Востока и др. местах. Минерал иногда развивается по раннему циркону. В подавляющем большинстве случаев нацело псевдоморфизирован с образованием упомянутого агрегата циркона, кварца и флюорита.

Эльпидит из фенитизированных пород ранее не изучался. Здесь минерал образует сравнительно равномерно рассеянную вкрапленность отдельных зерен или небольших сростков размером от 1-2 мм и редко больше (рис. 1). Измеренная нами плотность $2,50 \text{ г/см}^3$. Показатели преломления: $N_g = 1,560$; $N_p = 1,547$; $N_g - N_p = 0,013$. Минерал был изучен в поляризационном микроскопе LEICA DM2500P (Австрия) (рис. 2).

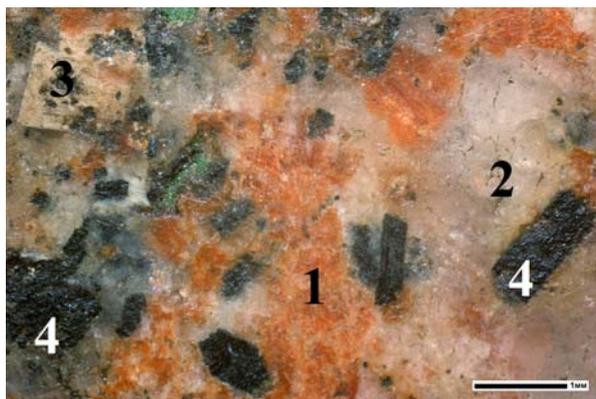


Рисунок 1 – Эльпидит (1) из фенитизированной породы в ассоциации с кварцем (2), КПШ (3) и кристаллами ликита (4)

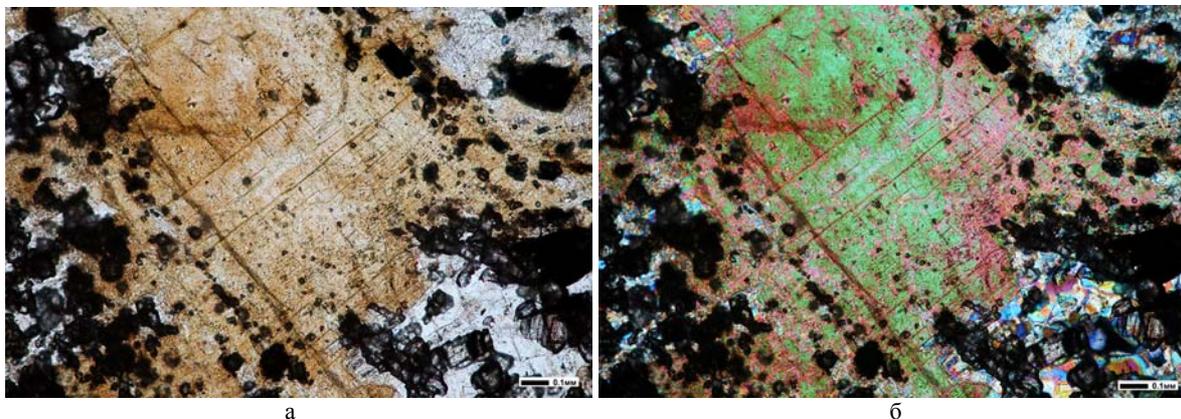


Рисунок 2 – Зерно эльпидита. Без анализатора - а; в скрещенных николях – б

Химический состав, изученных нами образцов эльпидита из фенитизированных пород (рудное тело №1), представлен в таблицах 2-3 (рис. 3). Анализы проводились на

электроннозондовом микроанализаторе Superprobe JСХА-733 с использованием энергодисперсионного спектрометра при ускоряющем напряжении 15 кВ, токе зонда 25 нА, диаметре зонда 1-2 мкм. В качестве образцов сравнения были использованы: альбит (Na) MgO (Mg); Al₂O₃ (Al); SiO₂ (Si); адуляр (K); CaF₂ (F); CaSiO₃ (Ca); TiO₂ (Ti); Fe₂O₃·MnO (Fe, Mn); BaSO₄ (Ba); x(PO₄) (x - P3Э); FeS₂ (S); Sb₂S₃ (Sb); металлический Sn (Sn); V (V); Zn (Zn), NiO (Ni).

В составе эльпидита постоянно присутствует кальций. Минерал представлен двумя разновидностями (рис. 3). Зерна состоят из кальцийсодержащего эльпидита (табл. 2), по которому в виде диффузных полосок преимущественно по ослабленным зонам развивается кальциевая разновидность эльпидита (табл. 3).

Таблица 2 – Химический состав (мас. %) кальцийсодержащего эльпидита

№	Na ₂ O	SiO ₂	K ₂ O	CaO	ZrO ₂	SnO ₂	HfO ₂	Σ
1	8,11	57,54	0,00	0,59	19,49	0,06	0,51	86,30
2	7,56	56,82	0,00	1,62	18,89	0,23	0,85	85,97
3	7,33	57,47	0,00	1,19	18,82	0,38	0,85	86,04
4	7,93	57,88	0,00	0,63	19,46	0,44	0,79	87,12
5	8,08	57,41	0,00	0,30	19,92	0,21	1,02	86,94
6	7,73	58,98	0,10	0,10	1,11	18,75	1,53	88,21
7	7,48	58,30	0,10	0,10	1,41	19,17	0,93	87,39

Кристаллохимическая формула кальцийсодержащего эльпидита, рассчитанная на 6 атомов Si, имеет вид (номер формулы соответствует номеру анализа):

1. (Na_{1,64}Ca_{0,07})_{1,71}(Zr_{0,99}Hf_{0,02})_{1,01}Si_{6,00}O₁₄(OH)_{1,82}·nH₂O;
2. (Na_{1,55}Ca_{0,18})_{1,73}(Zr_{0,97}Hf_{0,03}Sn_{0,01})_{1,01}Si_{6,00}O₁₄(OH)_{1,95}·nH₂O;
3. (Na_{1,48}Ca_{0,13})_{1,61}(Zr_{0,96}Hf_{0,03}Sn_{0,02})_{1,01}Si_{6,00}O₁₄(OH)_{1,78}·nH₂O;
4. (Na_{1,59}Ca_{0,07})_{1,66}(Zr_{0,98}Hf_{0,02}Sn_{0,02})_{1,02}Si_{6,00}O₁₄(OH)_{1,81}·nH₂O;
5. (Na_{1,64}Ca_{0,03})_{1,67}(Zr_{1,02}Hf_{0,03}Sn_{0,01})_{1,06}Si_{6,00}O₁₄(OH)_{1,94}·nH₂O;
6. (Na_{1,52}Ca_{0,12}K_{0,01})_{1,55}(Zr_{0,93}Hf_{0,04})_{0,97}Si_{6,00}O₁₄(OH)_{1,65}·nH₂O;
7. (Na_{1,49}Ca_{0,16}K_{0,01})_{1,66}(Zr_{0,97}Hf_{0,04})_{1,00}Si_{6,00}O₁₄(OH)_{1,82}·nH₂O.

Таблица 3 - Химический состав (мас. %) кальциевого эльпидита

№	Na ₂ O	SiO ₂	K ₂ O	CaO	ZrO ₂	SnO ₂	HfO ₂	Σ
1	5,67	57,23	0,31	3,22	17,84	0,00	1,37	85,64
2	5,15	57,98	0,30	3,25	19,35	0,00	1,20	87,23
3	6,39	57,82	0,15	2,25	19,20	0,00	1,30	87,10
4	6,62	57,63	0,00	2,44	20,04	0,17	1,01	87,91

Кристаллохимическая формула кальциевого эльпидита, рассчитанная на основе Si=6, имеет вид (номер формулы соответствует номеру анализа):

1. (Na_{1,15}Ca_{0,36}K_{0,04})_{1,55}(Zr_{0,91}Hf_{0,04})_{0,95}Si_{6,00}O₁₄(OH)_{1,71}·nH₂O;
2. (Na_{1,03}Ca_{0,36}K_{0,04})_{1,43}(Zr_{0,98}Hf_{0,04})_{1,02}Si_{6,00}O₁₄(OH)_{1,87}·nH₂O;
3. (Na_{1,29}Ca_{0,25}K_{0,02})_{1,56}(Zr_{0,97}Hf_{0,04})_{1,01}Si_{6,00}O₁₄(OH)_{1,85}·nH₂O;
4. (Na_{1,34}Ca_{0,27})_{1,61}(Zr_{1,02}Hf_{0,03}Sn_{0,01})_{1,06}Si_{6,00}O₁₄(O_{0,12}OH_{1,88})_{2,00}·nH₂O.

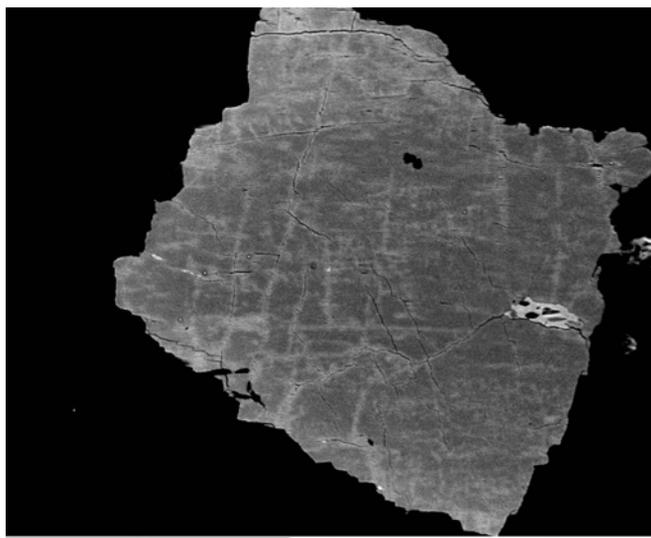


Рисунок 3 – Трещиноватое зерно кальцийсодержащего эльпидита (темно-серое) с включениями флюорита (белое) и КПШ (черное). По ослабленным зонам в зерне развивается кальциевый эльпидит (светло-серое). Изображение полированной поверхности в обратнорассеянных электронах (состав)

Одним из ассоциирующих с кальцийсодержащим эльпидитом минералов является недавно открытый новый минерал натротитанит [1] (табл. 4, рис. 4).

Таблица 4 – Химический состав (мас. %) натротитанита из фенита (1 рудное тело)

№	F	Na ₂ O	SiO ₂	CaO	TiO ₂	MnO	Y ₂ O ₃	SnO ₂	Ce ₂ O ₃
1	0,98	5,63	27,49	7,76	35,12	0,40	9,36	0,60	0,08
2	1,08	5,76	27,16	8,90	36,15	0,49	8,75	0,68	0,64
3	1,17	5,20	28,30	8,01	35,92	0,23	9,91	0,97	0,91

Продолжение таблицы 4

№	Ce ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Gd ₂ O ₃	Dy ₂ O ₃	Er ₂ O ₃	Yb ₂ O ₃	Σ
1	0,08	0,66	0,47	0,65	1,80	1,51	2,43	94,94
2	0,64	0,31	0,22	0,66	1,68	1,45	2,51	96,44
3	0,91	0,20	0,13	0,73	2,30	0,96	2,78	97,73

Средняя по 3 анализам кристаллохимическая формула натротитанита имеет вид:
 $(\text{Na}_{0,39}\text{Ca}_{0,32}\text{Y}_{0,18}\text{Yb}_{0,03}\text{Dy}_{0,02}\text{Er}_{0,01}\text{Ce}_{0,01}\text{Nd}_{0,01}\text{Gd}_{0,01})_{0,98}(\text{Ti}_{0,97}\text{Sn}_{0,01}\text{Mn}_{0,01})_{0,99}\text{Si}_{1,00}\text{O}_{4,00}(\text{O}_{0,78}\text{F}_{0,22})_{1,00}$.

Рентгеновская порошковая диаграмма образца кальцийсодержащего эльпидита получена на дифрактометре ДРОН-2,0 на $\text{Cu}_{K\alpha}$ -излучении (табл. 5). Условия съемки дифрактограммы: ускоряющее напряжение 35 кВ; ток анода 20 мА; шкала 2000 имп.; постоянная времени 2 с; съемка θ - 2θ ; детектор 2 град/мин. В отобранном образце минерал находится в тесном сростании с арфведсонитом и кварцем.

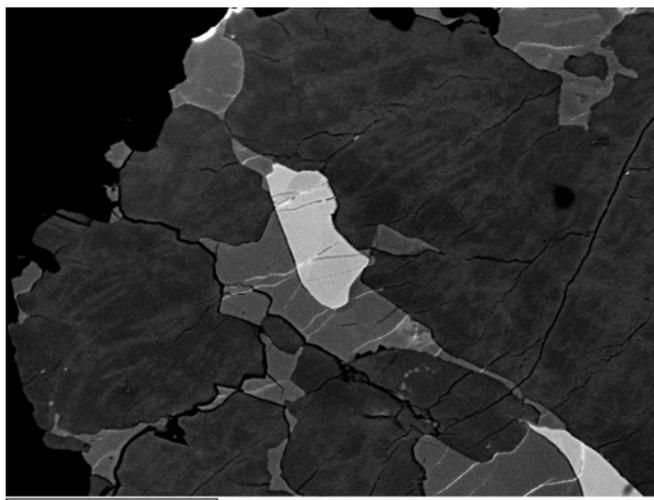


Рисунок 4 – Трещинки пронизывают кальцийсодержащий эльпидит (темно-серое), иттрийсодержащий флюорит (серое) и натротитанит (светло-серое). Изображение полированной поверхности в обратнорассеянных электронах (состав)

Таблица 5 – Результаты расчета дифрактограммы кальцийсодержащего эльпидита

№	I	$d_{\text{изм.}}$	Примесь
1	3	8,378	Арфведсонит
2	24	7,315	Эльпидит*, Са-эльпидит**
3	11	7,122	Эльпидит, Са-эльпидит
4	100	6,548	Эльпидит, Са-эльпидит
5	82	5,167	Эльпидит, Са-эльпидит
6	5	5,108	Эльпидит, Са-эльпидит
7	8	4,815	Эльпидит, Са-эльпидит
8	6	4,434	Арфведсонит
9	7	4,250	Кварц
10	11	4,185	Эльпидит, Са-эльпидит
11	3	4,055	Эльпидит, Са-эльпидит
12	4	4,025	Эльпидит
13	3	3,769	Альбит
14	10	3,652	Эльпидит*
15	34	3,341	Кварц
16	78	3,268	Эльпидит
17	15	3,191	Эльпидит
18	14	3,128	Эльпидит, Са-эльпидит
19	9	2,971	Эльпидит, Са-эльпидит
20	7	2,930	Эльпидит, Са-эльпидит
21	6	2,714	Эльпидит
22	13	2,588	Эльпидит, Са-эльпидит
23	6	2,549	Эльпидит, Са-эльпидит
24	5	2,521	Эльпидит
25	3	2,456	Кварц

Окончание таблицы			
№	<i>l</i>	$d_{изм.}$	Примесь
26	4	2,440	Эльпидит
27	10	2,412	Эльпидит, Са-эльпидит
28	3	2,319	Эльпидит
29	4	2,280	Эльпидит
30	4	2,181	Эльпидит
31	3	2,128	Кварц
32	3	2,090	Эльпидит, Са-эльпидит
33	5	2,032	Эльпидит, Са-эльпидит
Плюс дополнительно 33 рефлекса			
Примечания: * ASTM №71-1547; ** ASTM №83-2181.			

Интерпретация дифрактограммы проводилась с использованием данных картотеки ASTM Powder diffraction file. Хотя в дифрактограмме имеются рефлексы, относящиеся к «собственно» эльпидиту, нами были использованы данные для кальциевого эльпидита (ASTM № 83-2181) с кристаллохимической формулой $Na_{1,33}Ca_{0,38}Zr(Si_6O_{15}) \cdot 2,73H_2O$, близкой к изученной разновидности.

Поскольку дифрактограмма получена от валовой пробы, содержащей как все кальциевые разновидности эльпидита, так и примеси: альбита, арфведсонита и кварца, то расчет параметров элементарной ячейки эльпидита не проводился.

Образование кальцийсодержащих разновидностей эльпидита.

Образование кальцийсодержащего эльпидита из фенитов происходило вблизи контакта с вмещающими породами, обогащенными кальцием (дайки, габбродиабазы или лампрофиры). Фенитизированные породы, помимо воздействия механического давления флюидной массы, неоднократно подвергались посторонним дислокационным механическим и температурным воздействиям, в результате которых образовывались трещины и ослабленные зоны. Трещиноватость породы (рис. 2) способствовала катионообменным процессам. Ионы кальция из растворов, поступающих по трещинам и ослабленным зонам в частично обезвоженном эльпидите, диффузно фиксировались в структуре минерала. Кальциевая разновидность развивалась в виде диффузных полосок по трещинам и ослабленным зонам.

Недавно проведенные исследования [2] показали, что механические характеристики (пористость, трещиноватость) кристаллов и агрегатов цирконосиликатов, в большинстве случаев, сильнее влияют на ионообменные свойства, чем собственно структурные особенности. На примере эльпидита установлено, что предварительное нагревание образцов приводит к более интенсивному насыщению обменными катионами.

Авторы выражают благодарность СНС П.Е. Котельникову за электроннозондовый микроанализ образцов эльпидита. Работа выполнена при финансовой поддержке гранта МОН РК на 2012 г.

ЛИТЕРАТУРА

1 Stepanov A.V., Bekenova G.K., Levin V.L., Hawthorne F. Natrotitanite, ideally $(Na_{0,5}Y_{0,5})Ti(SiO_4)O$, a new mineral from the Verkhnee Espe deposit, Akjailyautas mountains, Eastern Kazakhstan district, Kazakhstan: description and crystal structure// Mineralogical Magazine. 2012. Vol. 76(1). P. 37-44.

2 Григорьева А.А. Природные микропористые цирконо- и титаносиликаты: цеолитные свойства и структурные перестройки при катионном обмене (на примере илерита, эльпидита и родственных минералов)// Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. 2012. МГУ.

REFERENCES

1 Stepanov A.V., Bekenova G.K., Levin V.L., Hawthorne F. Natrotitanite, ideally $(Na_{0,5}Y_{0,5})Ti(SiO_4)O$, a new mineral from the Verkhnee Espe deposit, Akjailyautas mountains, Eastern Kazakhstan district, Kazakhstan: description and crystal structure// Mineralogical Magazine. 2012. Vol. 76(1). P. 37-44.

2 Grigor'eva A.A. Prirodnye mikroporistye circono- i titanosilikaty: ceolitnye svoystva i strukturnye perestrojki pri kationnom obmene (na primere ilerita, jel'pidita i rodstvennyh mineralov)// Avtoreferat dissertacii na soiskanie uchenoj stepeni kandidata geologo-mineralogicheskikh nauk. 2012. MGU.

Резюме

А.В. Степанов, А.О. Байсалова, Е. Тұрсынұлы, Е.В. Стеблевская, Г.К. Бекенова

(Қ.И. Сәтбаев атындағы Геология ғылымдары институты, Алматы қ.)

ЖОҒАРҒЫЕСПЕ КЕНОРНЫНДАҒЫ КАЛЬЦИЙҚҰРАМДЫ ЭЛЬПИДИТТІҢ ТҮРЛЕРІ (ШЫҒЫС ҚАЗАҚСТАН)

Жоғарыэспе кенорнының пегматоидты желісіндегі натрий цирконисиликатты эльпидиттің сипаттамасы ұсынылады. Электрондық микроталдау көмегімен фенитті таужыныстарынан эльпидиттің кальций құрамды және өзге де түрлері анықталды. Эльпидиттің әртүрлі қоспаларының химиялық құрамы нақтыланып, дифрактограммасы алынды.

Кілт сөздер: эльпидит, химиялық құрамы, электрондызондтық микроталдау, дифрактограмма.

Summary

A.B. Stepanov, A.O. Baisalova, E.T. ursynuly, E.B. Steblevskaya, G.K. Bekenova

(Satpaev Institute of geological Sciences, Almaty)

THE CALCIUM-BEARING VARIETIES OF ELPIDITE FROM VERKHNEE ESPE DEPOSIT (EAST KAZAKHSTAN)

The description of elpidite - zirconiumsilicate of Na from pegmatite veins of Verkhnee Espe deposit is presented. Calcium-bearing varieties of elpidite are identified with microprobe. The chemical composition is clarified and the X-Ray pattern of mixture of calcium-bearing varieties is obtained.

Keywords: elpidite, chemical composition, an electron probe microanalysis, x-ray diffraction pattern.

Поступила 15.02.2013 г.

УДК 553.98:551.73(574.26)

Т.Х. ПАРАГУЛЬГОВ¹, Х.Х. ПАРАГУЛЬГОВ², Е.М. ФАЗЫЛОВ³, Э.С. МУСИНА⁴

(¹Корпорация «Batt»; ²Институт геологических наук им. К.И. Сатпаева, г. Алматы)

ЮЖНО-ТОРГАЙСКИЙ ОСАДОЧНЫЙ БАССЕЙН - ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ДОМЕЗОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Аннотация

Рассмотрен вещественный состав протерозойских и нижнепалеозойских образований фундамента и квазиплатформенных отложений верхнего палеозоя Южно-Торгайского бассейна, на отдельных участках которых установлены промышленные скопления нефти и газа и интенсивные нефтегазопроявления в процессе бурения.

Ключевые слова: осадочные бассейны, литология, вещественный состав, нефтегазоносность

Кілт сөздір: тұнба су алабы, литология, заттық құрамы, мұнайгаздылығы..

Keywords: sedimentary basins, a lithology, material composition, an oil-and-gas-bearing capacity.

Нефтегазоносность Казахстана связана с рядом осадочных бассейнов, установленных как в Западном, так и в Восточном его регионах [1]. Основными нефтегазоносными районами страны являются бассейны Западного Казахстана – Прикаспийский, Мангышлакский и Устюртско-Бозашинский. В пределах Восточного Казахстана лишь в Южно-Торгайском бассейне обнаружены промышленные скопления нефти. Начало интенсивному развитию нефтегазопоисковых работ в его пределах было положено аварийным фонтаном нефти, полученном в 1984 г из толщи нижнемеловых отложений площади Кумколь. Последнее способствовало резкому увеличению комплекса нефтегазопоисковых работ в пределах Южно-Торгайского осадочного бассейна (ОБ). К настоящему времени в его пределах уже выявлено более 36 нефтегазовых месторождений (Кумколь, Акшабулак и др.), приуроченных главным образом к толщам мезозоя. Однако, на ряде площадей данного ОБ в процессе бурения скважин из домезозойских образований отмечались нефтегазопроявления, вплоть до промышленных притоков нефти при их испытании (Кенлык, Кызылкия, Караванши, Дошан и др.) В этой связи становится очевидным, что домезозойские образования, в большинстве своем выполняющие роль фундамента Южно-Торгайского ОБ, обладают определенным потенциалом нефтегазоносности. Вместе с тем общеизвестно, что комплекс этих образований сильно метаморфизован, дислоцирован и в целом не обладает фильтрационно-емкостными свойствами (ФЕС). В определенной мере исключение из этого правила здесь составляют квазиплатформенные отложения верхнего палеозоя, обладающие в целом неплохими ФЕС и выступающие на отдельных участках бассейна в качестве резервуаров для аккумуляции углеводородов (УВ). По ряду геологических признаков (по литологическому и петрографическому составу, степени метаморфизма, наличию угловых и стратиграфических несогласий и др.) домезозойские образования данного ОБ уверенно расчленяются на два комплекса: *нижний*, охватывающий метаморфиты докембрия и дислоцированные толщи нижнего палеозоя, аналогичные развитым в сопредельных регионах, и *верхний*, включающий терригенные красноцветы девона и среднего-верхнего карбона и карбонаты верхнего девона-нижнего карбона.

Тектоническое районирование Южно-Торгайского бассейна базируется на особенностях строения платформенных отложений, согласно которому он распадается на три геоструктурных элемента: два прогиба (Жыланшикский на севере и Арыскумский на юге) и разделяющая их Мынбулакская седловина (рис. 1)

Анализ нефтегазопоявлений и притоков нефти из домезозойских образований данного ОБ показывает, что все они связаны с дезинтегрированными кровельными частями докембрийских

толщ и кавернозно-трещиноватыми породами квазиplatformенного комплекса (КПК) верхнего палеозоя. Поэтому изучение их вещественного состава приобретает особую значимость.

Домезозойские образования Южно-Торгайского ОБ выходят на дневную поверхность в пределах Улытау и вскрыты многими скважинами в Жиланшикском и Арыскупском прогибах и на Мынбулакской седловине (рис. 1).

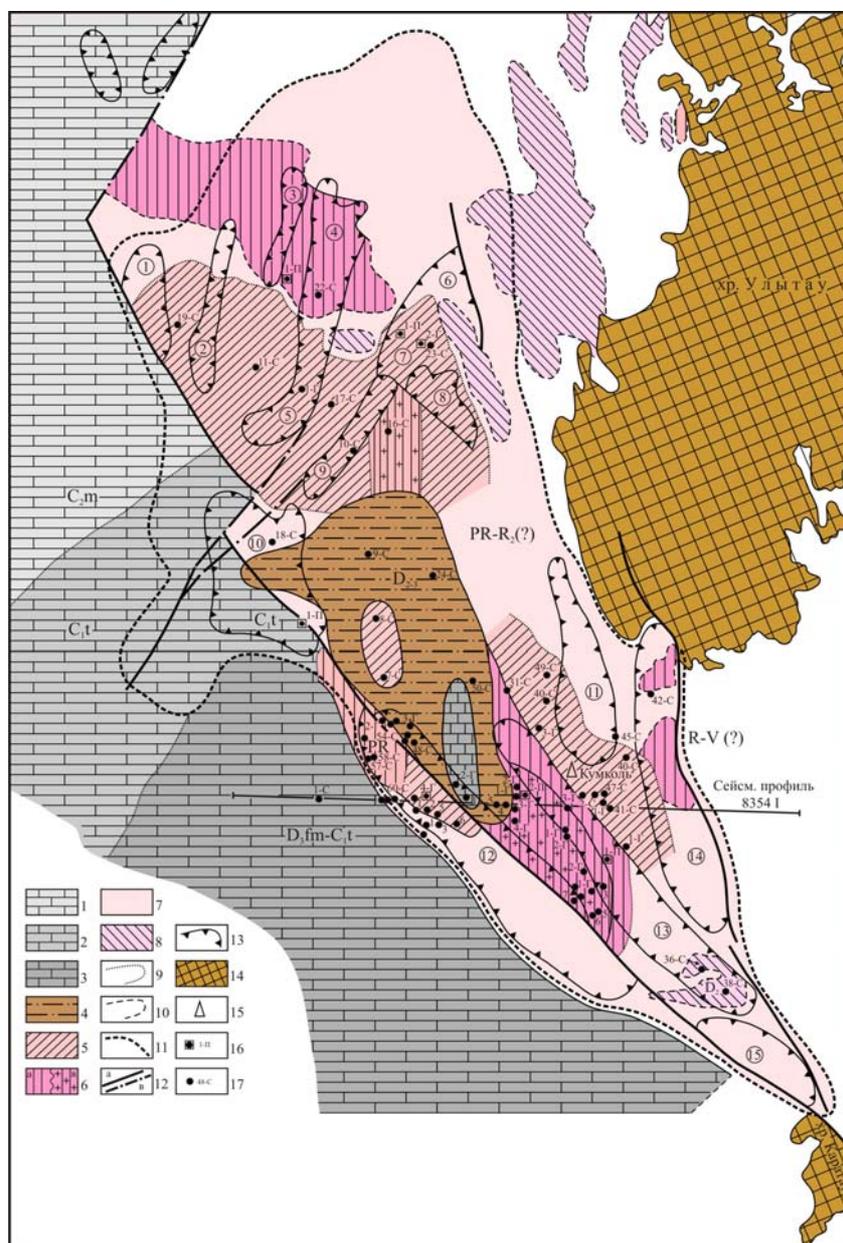


Рисунок 1 – Схема геологического строения домезозойских образований Южно-Торгайского бассейна
 Комплексы пород: 1-карбонатные образования C_{2m} ; 2-карбонатные образования C_{1t} ; 3-карбонатные образования D_{2-3} ; 4-терригенные образования D_{2-3} ; 5-майтюбинская серия; 6-бектурганская серия (а-амфиболит-лептитовый комплекс, в-гранито-гнейсовый и амфиболит-лептитовый комплексы); 7-метаморфические породы PR-R₁(?) не разделенные по составу и возрасту; 8-метаморфические породы основного и ультраосновного состава не разделенные по возрасту. Границы распространения комплексов: 9-по геологическим данным; 10-по геофизическим данным. 11-границы Южно-Торгайского прогиба. 12-основные разломы (а-установленные, в-предполагаемые). 13-триас (?) -юрские грабен-синклинали (цифры в кругах): 1-Ащикольская, 2-Баймуратская, 3-Жаман-Аккольская, 4-Жанакуральская, 5-Кулагакская, 6-Сарыкская, 7-Бошакольская, 8-Кайдагульская, 9-Шеркитауская, 10-Жинишкекумская, 11-Сарыланская, 12-Арыскупская, 13-Акшабулакская, 14-Бозингенская, 15-Даутская. 14-выходы на поверхность домезозойских отложений. 15-месторождение Кумколь. 16-параметрические скважины. 17-структурные и глубокие скважины

ЭРА (ЭОН)	ПЕРИОД	ОТДЕЛ	ЯРУС	СВИТА (СЕРИЯ)	ПОДСВИТА	СТРУКТУРНЫЙ КОМПЛЕКС	ЛИТОЛОГИЯ	МОЩНОСТЬ (м)	ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ И ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
КАЙНОЗОЙ	ЧЕТВЕРТИЧНАЯ							0-40	
								0-500	Фораминиферы, остракоды, моллюски, зубы акул
	ПАЛЕОГЕН	верхний K ₂	турон-сантонский K ₂ t-sn					150-700	Фораминиферы: Trochammina; моллюски: Astarte subrotunda Vinox, A.attanata Vinox, Astaeon fritci Blank, Gibbula ctmнина (Favve), Fucus nerides Munst. Споры и пыльца: Selaginellaceae, Rouseisporites, Aurosporites, Kuprilanipollis, Vacuopollis и др.
			сеноманский K ₂ s	Кызыл-киинская K ₂ kk				120-260	Спорово-пыльцевые комплексы: Tauracosporites, Cicatricosisporites Gleicheniidites, Foveosporites, Retitricolpites, Kornilovites, Gnetaeapollenites
	МЕЛ	нижний K ₁	альбский K ₁ al	Карачаульская K ₁ k				65-475	Спорово-пыльцевые комплексы: Gleicheniidites, Concavissimisporites, Inpardecispora trioreticulosa, Ginkgoxycadophytis, Piceapollenites, Cyathidites, Retitricolpites
			неокомский K ₁ nc	Даульская K ₁ d	верхнедаульская K ₁ d ₁	нижнедаульская K ₁ d ₂		90-260	Пресноводные остракоды: Cypridea conculae Lubimova, Cypridea Koskulensis Mandelst, C. vitimensis Mandelst
	ЮРА	верхний J ₃	титонский J ₃ tt	Акшабулакская J ₃ ak	верхнеакшабулакская J ₃ ak ₁	нижнеакшабулакская J ₃ ak ₂		0-250	Пыльца: Classopolis, Cyathidites minor Coup, Gleichenia laeta Bolch., Chomotriletes anagrammensis (K-M) и др.
			кимериджский J ₃ km					0-370	Пыльца: Classopolis guroflexus Kos., C. torosus Соор. и др. Споры: Cyathidites minor Coup., Cyathidites sp.
			оксфордский J ₃ ox					0-500	Пыльца: Classopolis, Pinaceae, Spheripollenites psilatus psilatus Coup., Sph. scabratus Coup., Shizosporis sprigii Cook Споры: Cyathidites minor Coup., C. australis Coup. и др.
		средний J ₂	келловейский J ₂ ks	Кумкольская J ₂ kk				0-450	Пыльца: Eucommiidites traedsonii Erdman. Споры: Cyathidites australis Coup. и др.
багский J ₂ b			Кагансайская J ₂ ks				0-1300	Cyathidites australis Coup., C. minor Coup., Concavisorites gnanulosus, Tranconverrucosisporites disporites и др.	
нижний J ₁		байосский J ₁ b	Дошанская J ₁ ds					0-1300	Obtusisporites janctus (K-M) Sam., Osmundacites welmanii Coup., O. jurassicus (K-M) Kuz., Lycopodiumsporites marginatus Vin и др.
		ааленский J ₁ a						0-1300	Пыльца: Piceapollenites spp., Pinuspollenites spp., Quadraeculina limbata Mal., Protoconiferus funarus (Olaum) и др.
		тоарский J ₁ t						0-2000 (0-2500)	Пыльца: Alisporites pergrandis (Bolch) Iljina, A. robustus Nil, Dipterella oblatinoides Mal., Chomosporites sp. и др.
нижний J ₁		синеморский J ₁ s	Саямбайская (Бектаская) J ₁ s(b)					Пыльца: Circulina-C. meyerlana Klaus, Circulina sp. (38-59%), Classopolis (до10%), а также Pinaceae, Protopodocarpus и др. Споры: Cyathidites, Leiotriletes, Lycopodiumsporites intalivallus Sach et. Iljina и др.	
		геттангский J ₁ h							
ПАЛЕОЗОЙ	КАРБОН	средний-верхний C _{2,3}					0-300		
		нижний C ₁	турнейский C ₁ t				0-300	Фораминиферы: Radiosphaera, Visinesphaera, Arhaesphaera, Bisphaera, Diplosphaerina, Eotubertina, Parathurammina, Parastegnammina, Auroria	
	ДЕВОН	верхний D ₃	фаменский D ₃ fm				0-300	Фораминиферы: Diplosphaerina, Eotubertina, Endothura, Planoarchaediscus, Howchinia, Archaediscus Monotaxinoides, Tetrataxis	
		средний-нижний D ₂	франский D ₂ f				0-200		
	ОРДОВИК	нижний-средний O _{1,2}					600-?		
ПРОТЕРОЗОЙ	ВЕНД	V _{1,3}					1500-?		
	РИФЕЙ	верхний R ₃		Коксуйская R ₃ ks			3000-?		
		средний-нижний R ₂		Бектурганская R ₂ bk			4000-5000-?		
		R ₁							

Рисунок – 2 Стратиграфическая колонка Южно-Торгайского осадочного бассейна

Фундамент по данным изучения керна скважин Арыкумского и Жиланшиковского прогибов главным образом представлен породами бектурганской и коксуйской серий. Возраст первой по результатам последних исследований определен как ранне-среднерифейский. Ранее она относилась к нижнему протерозою. Вышележащая коксуйская серия датируется поздним рифеем, тогда как прежде, данные образования выделялись в майтобинскую серию нижнего протерозоя. Широко распространены гранито-гнейсовые комплексы, возраст которых варьирует от рифея до нижнего палеозоя (рис. 2).

Ниже приведена краткая характеристика домезозойских пород Южно-Торгайского осадочного бассейна, основанная на изучении петрографического состава керна домезозойских пород 152 параметрических скважин, пробуренных в разных частях района. В результате проведенных исследований было выделено и описано 79 петрографических и литологических типов пород.

Бектурганская серия вскрыта на всех геоструктурах Южного Торгая, но наиболее полно на ряде площадей Акшабулакской грабен-синклинали (Караванши, Нуралы и т.д.) в интервале глубин 1900-3500 м (рис. 3). На структуре Караванши породы данной серии скв. 2-Г вскрываются в интервале 1772-1782 м, где они сложены сланцами различного состава. В остальных скважинах этой площади докембрийский цоколь представлен в различной степени рассланцованными гранито-гнейсами. Кроме того, метаморфиты бектурганской серии пройдены на Аксайской горст-антиклинали скв. 1-Г Аксай на глубине 1674-1680 м и в Арыкумской грабен-синклинали скв. 57-С (интервал 1207-1210 м) и 55-С (интервал 1075-1082 м) (рис. 3). Таким образом, наиболее древние метаморфические комплексы, известные в Улытауском мегантиклинории как бектурганская серия [2, 3], вскрываются в кристаллическом фундаменте Арыкумского прогиба. Здесь они представлены в различной степени диафторированными и микроклинизированными лептитами, альбит-амфиболовыми, гранат-альбит-амфиболовыми сланцами и гранат-биотитовыми гнейсами. Структурными скв. 2-С, 14-С и глубокими поисковыми скважинами месторождения Кумколь вскрыты кварцево-сланцевые, кварц-хлорит-серицитовые сланцы зеленовато-серые, серо-зеленые и зеленовато-бурые, трещиноватые, часто перемятые и раздробленные (рис.3). По составу и степени метаморфизма (зеленосланцевая стадия) и дислоцированности они сопоставимы со сланцами бектурганской серии нижнего-среднего рифея Улытау. Сланцы аналогичного состава вскрыты скважинами в пределах площадей Кызылкия и Караванши на Аксайском выступе фундамента. На западном борту Аксайской горст-антиклинали в скважине 1-П Акшабулак в интервале 2785-3500 м вскрыты метаморфические сланцы (рис. 3). В интервале 2785-2805 м сланцы темно-коричневые, коричневатые-серые, участками зеленовато-серые сильно слюдястые, трещиноватые, раздробленные, прослоями приобретающие характер брекчий. Ниже и до забоя они сложены кварц-хлорит-серицитовыми сланцами, зеленовато-серыми до зеленых более массивными, слабо- или практически не трещиноватыми. По всем параметрам они сопоставимы со сланцами Карсакапайской зоны Улытау. Сланцы аналогичного состава вскрыты также скв. 4-Г Арыкум (Дошан) в интервале 2300-2520 м (рис. 3). Породы участками сильно раздроблены и трещиноваты. К низу трещиноватость убывает, и порода становится монолитной. В верхах сланцевой толщи ниже коры выветривания породы приобретают интенсивный буровато-коричневый оттенок. Сланцевая толща скв. 4-Г Арыкум (Дошан) близка аналогичным докембрийским комплексам Улытау. Скважиной 2-П Арыкум западного борта Акшабулакской грабен-синклинали (центральная часть Арыкумского прогиба) вскрыт протерозойский комплекс, по составу резко отличный от ранее рассмотренных (рис. 3). Так, в интервале 1901-1909 м ею пройдены гнейсы зеленовато-серые со слабым розовым оттенком с характерной гнейсовидной текстурой, сопоставимые с нижне-среднерифейскими лейкократовыми гнейсами бектурганской серии Улытау. В интервале 2041-2045 м ею вскрыты роговообманково-биотитовые гнейсы лепидогранобластовой мелкозернистой структуры. Текстура сланцеватая за счет субпараллельного расположения чешуек биотита, удлиненных зерен роговой обманки и темноцветных минералов с редкими выделениями рудного материала. Эти породы образовались в результате высокотемпературного метаморфизма древних толщ с последующими наложениями процессов метасоматоза. Они относятся к породам промежуточного ряда между гнейсами и амфиболитами и являются аналогом бектурганской серии нижнего-среднего рифея.

В восточной части Жиланшиковского прогиба скв. 16-С в интервале 1075-1081 м вскрыты мусковитовые гнейсы лепидогранобластовой, порфиробластовой структуры, массивной,

слабосланцеватой текстуры (рис. 3). Особенностью его структуры является наличие крупных зерен микроклина. Порода отвечает высокой степени метаморфизма и относится к амфиболитовой или эпидот-амфиболитовой фации и является аналогом бектурганской серии Улытау [4, 5]. Породы аналогичного возраста вскрыты также скв. 1-П Карасор (рис.3). По геофизическим данным этот комплекс образований широко развит на северной окраине Южно-Торгайского бассейна.

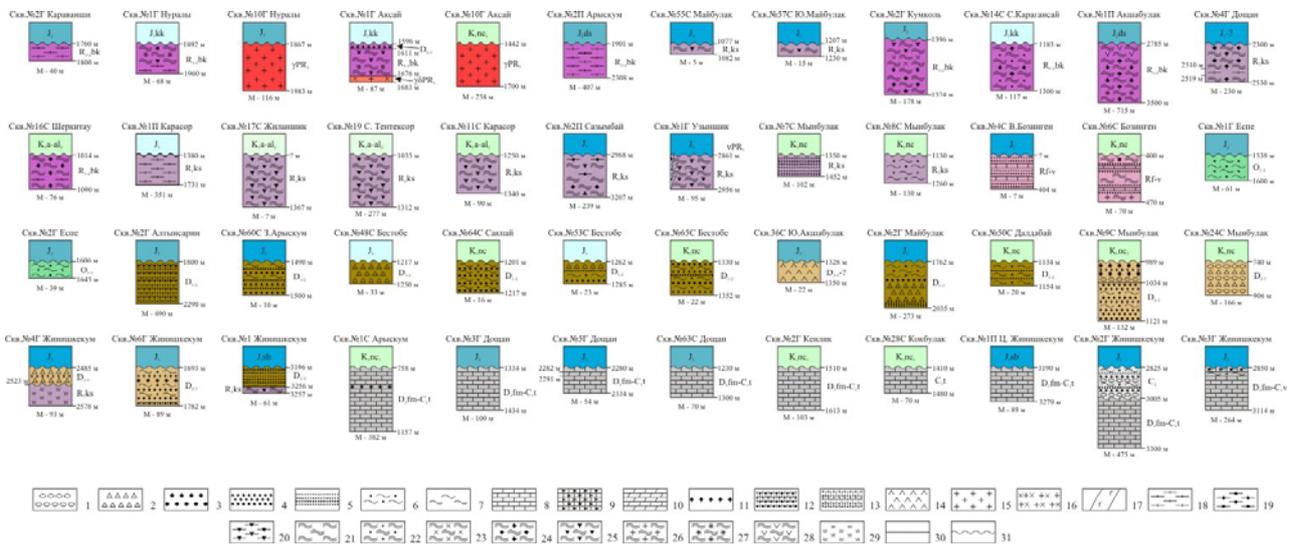


Рисунок – 3. Литолого-стратиграфические колонки докезойских отложений, вскрытых скважинами в Южно-Торгайском осадочном бассейне

Осадочные породы: 1 – конгломераты, 2- конгломерат-брекчии, 3 – гравелиты, 4 – песчаники, 5 – алевролиты, 6 – аргиллиты, 7 – глины, глинистые сланцы, 8 – известняки, 9 – брекчированные известняки, 10 – доломиты, 11 – ангидриты. Вулканогенно-осадочные породы: 12 – туфопесчаники, 13 – туфоалевролиты, 14 –трахитовые порфиры. Интрузивные породы: 15 – граниты, 16 – гранодиориты, 17 – амфиболитизированные габбро. Метаморфические породы: 18 – гнейсы, лептиты, 19 – порфириоиды, 20 – порфиритоиды, 21 – филлиты, 22 – кварц-серицитовые сланцы, 23 – кварц-хлоритовые сланцы, 24 – кварц-хлорит-серицитовые сланцы, 25 – хлорит-серицитовые сланцы, 26 – углеродисто-карбонатно-кремнистые сланцы, 27 – альбит-амфиболовые и гранат-альбит-амфиболовые сланцы, 28 – кварц-эпидот-мусковитовые сланцы, 29 – кварциты. Стратиграфические границы: 30 – согласные, 31 – несогласные

Таким образом, в разрезе отложений бектурганской серии выделены следующие литологические типы пород: лейкократовые кварц-мусковит-альбитовые и лейкократовые кварц-мусковит-биотит-альбитовые лептиты, гранат-биотитовые, биотитовые, гранат-биотит-мусковитовые, биотит-плагиоклазовые, порфиробластовые плагиоклазовые и роговообманково-биотитовые гнейсы, диафторические альбит-хлорит-амфиболовые, гранат-альбит-амфиболовые, альбит-амфиболовые, амфиболовые, альбит-хлоритовые, кварц-мусковитовые, кварц-эпидот-мусковитовые, кварц-серицитовые, кварц-хлорит-серицитовые, кварц-хлоритовые, кварцитовые и слюдяно-кварцитовые сланцы, алевропесчаники, песчаники, конгломераты.

Коксуйская серия вскрыта в Жиланшикском и Арыкумском прогибах, и на Мынбулакской седловине (рис. 2) [3]. В строении разреза верхнего рифея принимают участие порфириоиды, порфиритоиды, филлиты, кварц-серицитовые, кварц-хлорит-серицитовые, кварц-хлоритовые, хлорит-серицитовые, альбит-кварц-гидролюдистые и глинистые сланцы, кварциты, алевролиты, аргиллиты, туфопесчаники, туфоалевролиты и туфоаргиллиты (рис. 2, 3).

В Жиланшикском прогибе образования коксуйской серии вскрыты структурными скв. 19-С, 11-С и 17-С (рис. 3). Согласно геофизическим данным они слагают большую часть поверхности фундамента данного прогиба. Здесь же скв. 2-П Сазымбай с глубины 2968 м до 3205 м пройдены докембрийские отложения, представленные темно-серыми до черных с зеленоватым оттенком, в самой верхней части зеленовато-серыми, каолинизированными сланцами, углистыми, трещиноватыми (рис.3). По составу и степени метаморфизма они относятся к группе тонкозернистых кварц-серицитовых сланцев или филлитов. Они содержат большое количество мусковита, образующего ленты и пучки. Степень раскристаллизованности мусковита наиболее высока в верхней части толщи (интервалы 2968-2975 м, 3040-3050 м). В низах вскрытого разреза

выделяются участки, содержащие большое количество углеродистого вещества. Несколько отличается по составу образец из основания вскрытого разреза сланцевой толщи. Его основную массу образует микрозернистый агрегат альбит-кварц-гидрослюдистого состава, в котором выделяются прожилки и гнезда карбоната и зернышки титанистых минералов. Описанная порода отвечает нижней гидрослюдистой ступени зеленосланцевой фации метаморфизма и относится, скорее всего, к позднему протерозою. Скважиной 2-П Сазымбай в интервалах 2968-2975 м и 3040-3122 м пройдены рассланцованные порфиroidы липаритового состава. Структура пород порфиролепидогранобластовая. Порфиробласты представлены микроклин-пертитом, реже альбитом. Основная ткань тонкокристаллическая, сложена серицит-полевошпат-кварцевым материалом.

На Узыншикской структуре скв. 1-Г на глубине 2924-2931 м встречены секущие тела, сложенные амфиболитизированными габбро, прорывающие толщу хлорит-серицитовых сланцев (рис. 3). Аналогичные по составу породы, широко распространенные в пределах Улутаусского мегаклинория, рассматриваются как интрузивные комагматы metabазальтов карсакпайской серии. Не исключено, что в фундаменте Жиланшикского прогиба присутствуют образования аналогичные metabазальтово-железородной формации Карсакпайского района.

На Мынбулакской седловине скв. 7-С и 8-С под отложениями неокома вскрыты темно-серые со слабо-зеленоватым оттенком реже коричневатые-серые образования, состоящие из осадочных пород (туффитов, туфоалевритов и туфопесчаников), близкие к вышеописанным по происхождению и степени метаморфизма, но отличающиеся более сланцеватой текстурой и известковистым составом (рис. 3). В целом это темно-серые и бордово-коричневые сланцы кристаллические, сильно трещиноватые, кварцево-хлоритовые, пиритизированные, отвечающие андезитовым порфиритоидам. В скв. 7-С в интервале 1423-1428 м подняты алевролиты с примесью микрозернистого псаммитового материала до 20% (в одном образце). Алевролиты крупнозернистые, кластический материал составляет до 70% породы и представлен табличками полевых шпатов и кварцем. Связующая масса сложена микрозернистым хлоритом и участками ожелезнена. В скв. 8-С из интервала 1172-1174 м подняты аргиллиты с примесью (до 10%) мелкозернистого алевритового материала, ранее описанного состава. Основная масса породы сложена микрозернистым агрегатом кварц-хлоритового состава с незначительными редкими выделениями карбонатного вещества.

Рифей-вендские отложения в пределах Южно-Торгайского бассейна достоверно установлены лишь на восточном борту Арыкумского прогиба в разрезах скв. 4-С и 6-С (рис.3). Ими вскрыты алевролиты серые с зеленоватым оттенком с частыми и тонкими прослоями светло-серых мраморизованных известняков. Цементирующей массой алевролитов служит глинисто-кремнистое и реже глинисто-карбонатное вещество. Скважиной 6-С в интервале 400-401 м вскрыты углеродисто-кремнистые сланцы, а в интервале 434-470 м - филлиты. Структура их лепидогранобластовая, текстура слабоволнистая, полосчатая. В низах интервала отмечаются углеродисто-карбонатно-серицитовые сланцы. Основную их массу составляет хлорит-графит-кремнистый агрегат. Породы, вскрытые данной скважиной, отвечают более низким стадиям метаморфизма и отнесены к рифей-вендским образованиям юга Улытау.

Всего в разрезах позднего рифея - венда выделено семь литологических типов пород: углеродисто-кремнистые сланцы, углеродисто-карбонатно-серицитовые сланцы, филлиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, известняки пелитоморфные.

Нижнепалеозойские отложения в Южно-Торгайском бассейне установлены на восточном борту Бозингенской грабен-синклинали в разрезах скв. 1-Г и 2-Г Еспе (рис. 3). Они здесь сложены ниже-среднеордовикскими темно-зелеными аргиллитами. Возраст определен условно, по аналогии с разновозрастными породами Байконурского синклинория, т.к. обе скважины располагаются на продолжении линии их простирания [6].

Квазиплатформенный комплекс верхнего палеозоя в пределах Южно-Торгайского бассейна развит, главным образом, в северно-западном секторе Арыкумского прогиба (рис.2). Он представлен красноцветными образованиями среднего-верхнего девона (возможно нижней красноцветной толщей фаменского яруса верхнего девона) и среднего – верхнего карбона и разнообразными по составу известняками фаменско-турнейского возраста [3]. Наиболее древними породами квазиплатформенного чехла в пределах Южно-Торгайского ОБ являются ниже-средне

(?) и верхнедевонские. Данный комплекс пород вскрыт рядом скважин в пределах северо-западного сектора Арыскупского прогиба и Жинишкекумской грабен-синклинали запада Мынбулакской седловины. Самая южная из них – скв. 60-С Дошан пробурена в створе регионального сейсмического профиля 8354 I на западном борту Арыскупской грабен-синклинали (рис. 2, 3). Ею под песчаниками дошанской свиты ниже-среднеюрского возраста в интервале 1496-1500 м (забой скважины) вскрыта толща красноцветов. Она сложена вверху аргиллитами коричневыми, близкими к шоколадным, комковатыми (0,3 м), а ниже – песчаниками и алевролитами коричневыми, участками серо-коричневыми, крепкими, массивными, трещиноватыми. Трещины шириной до 0,5 мм залечены кремнистым, реже кремнисто-карбонатным материалом. Наблюдается слабовыраженная косая и косоволнистая слоистость под углом 5-25°.

Далее на восточном борту северо-западной периклинали Арыскупской грабен-синклинали и частично Аксайской горст-синклинали на площадях Сакпай и Бестобе скв. 48-С, 64-С, 65-С, 53-С и 7-Г вскрыты аргиллиты, алевролиты, песчаники и конгломерат-брекчии, с определенной долей условности датируемые ниже-среднедевонским возрастом (рис. 2). Так, скв. 48-С Сакпай в интервале 1217-1246 м (забой) вскрыты сильно раздробленные и перемятые породы, напоминающие конгломерат-брекчию, состоящую из мелких и крупных обломков алевролитов серовато-коричневых, крепких, тонкослоистых под углом 60-70°, песчаников серо-коричневых и пепельно-серых, мелко-среднезернистых, полимиктовых, с беловато-серыми обломками известняков и аргиллитов серо-коричневых и коричнево-серых, крепких, прослоями вулканомиктовых. Порода сцементирована карбонатно-железистым материалом, который фиксируется и в многочисленных разноориентированных трещинах. Верхняя часть толщи сильно перетерта и выветрена. Продукты выветривания напоминают каолин. Кварцевые зерна в этих песчаниках полностью отсутствуют, чем они резко отличаются от терригенных пород тюлькубашской свиты Большого Каратау. Возрастное положение описываемых пород пока недостаточно ясно. В Каратау вулканические породы среднего состава отсутствуют. Сходные вулканические породы и продукты их разрушения – вулканомиктовые песчаники вскрыты некоторыми скважинами Костанайского опорного профиля Северо-Торгайского ОБ. Здесь они отнесены к басбекской андезит-базальтовой толще нижнего девона. Возможна также параллелизация вулканических песчаников скважины 48-С с карагансайской свитой Приишимья (верхний ордовик) в составе которой преобладают зеленые и розовые туфогенные песчаники, туффиты, диабазовые и андезитовые порфиры. В 1,5 км к северо-востоку от рассмотренной, пробурена скв. 64-С Сакпай, в интервале 1201-1212 м вскрывшая алевропесчаники полимиктовые и аргиллиты серо-зеленые (темно-серые с зеленым оттенком), трещиноватые, раздробленные. Скважиной 65-С, пробуренной к северо-востоку от нее в сводной части южной половины поднятия Бестобе, в интервале 1330-1358 м (забой) вскрыта толща ритмично чередующихся песчаников и аргиллитов, прослоями алевролитов. Аргиллиты коричневые, серо-коричневые, крепкие, слюдястые, окремненные, трещиноватые. Песчаники серые, крепкие до сливных, мелкозернистые до алевролитов, некарбонатные, трещиноватые с тончайшими налетами в виде удлиненных пятен темного рудного вещества. На восточном крыле поднятия Бестобе скв. 7-Г в интервале 1465-1510 м (забой) вскрыта толща аргиллитов темно-вишневых, красно-коричневых, вишнево-красных, прослоями алевролитов, плотных, крепких, участками перемятых (главным образом в верхней секции разреза), брекчированных, дробленных и трещиноватых. Нижняя секция данного разреза характеризуется слабой хлоритизацией и редкими единичными обломками хлорит-серицитовых метаморфических сланцев. На сколах довольно часты плоскости притирания и зеркала скольжения.

Оригинальные редко встречающиеся вулканические породы – трахитовые порфиры вскрыты скв. 36-С на юге Акшабулакской грабен – синклинали (рис. 2, 3). Макроскопически они представляют собой зеленовато-серые породы с розовыми выделениями полевого шпата размером до 5 мм, содержащиеся в количестве около 5%. При микроскопическом описании этой породы выяснилось, что основная масса их сложена мелкими зернами калиевого полевого шпата, имеющих субпараллельную ориентировку и образующих трахитовую структуру. Порфировые выделения представлены вкрапленниками калишпата в виде прямоугольных таблиц и полностью хлоритизированным цветным минералом. Наиболее вероятным их возрастным аналогом являются

трахитовые порфиры и ортофиры, образующие субвулканические тела среди красноцветных континентальных отложений среднего девона (эйфельский ярус) Улытау. Возможна также параллелизация трахитовых порфиров со сходными по химическому составу (но не структурно) сиенит-порфирами северо-западного окончания Каратау, рвущими отложения тюлькубашской свиты среднего - верхнего девона. Возраст этих сиенит-порфиров принят верхнепалеозойским.

В пределах восточного борта северо-западной окраины Арыкумского прогиба скв. 2-Г Майбулак в интервале 2031-2035 м (забой) вскрыты алевролиты серые, зеленовато-серые, плотные, крепкие с тонкими (до нескольких мм) прослоями коричневых аргиллитов (слоистость ориентирована под углом $50-70^{\circ}$ к оси керна) (рис. 3). По напластованию фиксируются зеркала скольжения. Отмечаются субвертикальные трещины длиной до 1,5 см, залеченные кремнистым, реже кремнисто-карбонатным материалом.

На южном погружении Мынбулакской седловины в своде площади Долдабай скв. 50-С под меловыми отложениями в интервале глубин 1133-1152 м (забой) вскрыта толща аргиллитов часто алевритистых, серо-коричневых, темно-коричневых, плотных, крепких, местами и прослойками окремненных, некарбонатных переслаивающихся с алевролитами (рис. 3). Породы трещиноваты. В пределах центральной части западной половины Мынбулакской седловины скв. 9-С под отложениями неокома в интервале глубин 989-1121 м вскрыта толща псаммито-псефитовых образований, по составу обломочного материала распадающаяся на две части: верхнюю (в интервале 989-1034 м) и нижнюю (1034-1121 м, забой скважины) (рис. 3). Верхняя часть представлена гравелитами и конгломератами серо-коричневыми и коричнево-серыми, местами переходящими в крупнозернистые песчаники, разбитыми редкими субвертикальными трещинами, залеченными кальцитом. Обломочный материал сложен кварц-серицитовыми сланцами, гранодиоритами и кремнистыми породами, цемент глинистый, участками глинисто-карбонатный. Аналогичного состава породы под отложениями неокома с глубины 740 м пройдены также скв. 24-С, пробуренной в восточной половине Мынбулакской седловины (рис. 3). Здесь преобладают конгломераты и конгломерат-брекчии темно-бурого и коричневатого-серого цвета, которым свойственен более грубый состав и очень плохая окатанность кластического материала. Иногда обломки имеют остроугольную форму.

Квазиплатформенные отложения вскрыты также несколькими скважинами в пределах Жинишкекумской грабен-синклинали на поднятии Северный Жинишкекум. Так, скв. 4-Г под нижнеюрскими осадками в интервале глубин 2485-2523 м пройдены конгломерат-брекчии, гравелито-конгломераты пестрые (темно-зеленые, красноватые, коричневые) (рис. 3). Данная толща, по аналогии с разрезами скв. 9-С, 24-С и некоторыми обнажениями юга Улытау, с определенной долей условности отнесена также к средне-верхнедевонскому стратиграфическому уровню. Скважиной 6-Г Жинишкекум также под отложениями нижней юры в интервале 1693-1782 м вскрыта толща континентальных красноцветных образований, сложенная переслаивающимися песчаниками серо-коричневыми и аргиллитами темно-коричневыми, а в интервале 1699-1705 м ангидритами (рассланцованными) светло-серыми, крепкими, трещиноватыми, сильно выветрелыми. Напротив, забойная часть разреза данной скважины (интервал 1778-1782 м) представлена туфопесчаниками буровато-серыми с темно-зеленым оттенком, плотными, крепкими, сильно трещиноватыми (рис. 3). Трещины в основном субвертикальные, залечены кремнистым и редко кремнисто-карбонатным материалом.

Отметим, что среди отложений девона выделены следующие литологические типы пород: конгломерат-брекчии, конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, углистые аргиллиты, угли, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфогенные аргиллиты, известняки, ангидриты. Из вулканических пород в южной части Акшабулакской грабен-синклинали скважиной 36-С вскрыты трахитовые порфиры.

Разрез КПК Южно-Торгайского ОБ продолжают карбонатные образования верхнедевонско-нижнекаменноугольного возраста. В его пределах они впервые установлены в разрезе скв. 1-С Арыкум, пробуренной на востоке Нижнесырдарьинского свода (рис. 2, 3). На глубине 758 м его вскрыта толща фаменско-турнейских известняков, массивных, участками тонкослоистых. Слоистость обусловлена наличием тонких прослоев доломитизированных алевритово-глинистых оолитовых и песчаных разностей известняков. До глубины 930 м в известняках отмечались каверны и карстовые полости диаметром от долей до 10 см и более со следами и запахом нефти.

Такие же известняки вскрыты на западном борту Арыскупской грабен-синклинали на площади Дошан (рис. 3). Здесь скв. 5-Г в интервале 2282-2291 под нижнеюрскими отложениями вскрыты известняки серые, участками темно-серые, мелкозернистые, доломитизированные. Подобные известняки, но уже под среднеюрскими отложениями вскрыты скв. 3-Г Дошан на глубине 1384 м.

Известняками серыми, крепкими, трещиноватыми сложена также забойная часть разреза скв. 63-С, которая прошла по ним с глубины 1230 м до 1250 м (рис. 3). Иногда в них наблюдаются слабовыраженные сутурно-стилолитовые швы с вкрапленностью мелких кристаллов пирита и углистых частиц. Скважиной 2-Г Кенлык в интервале 1517-1524 м пройдены турнейско-визейские известняки органогенно-обломочные, серые, крепкие, трещиноватые (рис. 3).

Скв. 28-С Кокбулак на глубине 1400 м так же вскрыты известняки серые, темно-серые, массивные, иногда брекчированные (рис. 3). Известняки разбиты довольно частыми трещинами различной ориентировки шириной от долей до нескольких сантиметров. Прослоями и участками в известняках наблюдаются тонкие трещины и каверны диаметром от долей до 1 см. Они иногда имеют дугообразную форму, возможно, за счёт выщелачивания обломков раковин. Встречаются плохо сохранившиеся остатки микрофауны с размытыми контурами.

Комплекс карбонатных пород вскрыт также скв. 1-П, 2-Г и 3-Г на юге Жинишкекумской грабен-синклинали. Скважиной 1-П Жинишкекум на глубине 3180 м вскрыты перекристаллизованные и неравномерно доломитизированные микро-мелкозернистые турнейско (?) - визейские известняки (рис. 3). В интервале 3196-3201 м ею пройдены буровато-серые мелко-среднезернистые известняки, близкие описанным выше. Подобные комплексы карбонатных пород установлены также в низах разреза скважин 2-Г и 3-Г Жинишкекум. Скважиной 2-Г в интервале 3005-3300 м вскрыты известняки серые, доломитизированные, участками и прослоями окремнённые, скрытокристаллические, сильно трещиноватые. В разрезе скв. 3-Г под нижнеюрскими отложениями с глубины 2870 м и до забоя 3050 м залегают известняки серые, темно-серые с розоватым и зеленоватым оттенком, часто глинистые, интенсивно-дроблённые, перемятые, перетёртые, мелкозернистые, трещиноватые.

В разрезе карбонатных отложений верхнего девона – нижнего карбона выделено 17 литогенетических типов пород: известняки пелитоморфные, известняки пеллетовые, известняки водорослевые, известняки водорослево-биокластовые, известняки водорослево-фораминиферовые, известняки водорослево-мшанковые, известняки органогенные мшанковые, известняки мшанково-криноидные детритусовые, известняки детритусовые, известковистые песчаники (калькарениты), известковистые алевролиты (кальцисилтиты), известняки брекчированные, оолитовые известняки, доломиты, аргиллиты, песчаники, алевролиты.

Анализ имеющихся материалов показывает, что карбонатные породы, установленные во внутренних частях Арыскупского прогиба, в целом занимают центральную зону девонской наложенной мульды Южно-Торгайского ОБ. Широкое распространение они получили лишь на западном борту бассейна в регионе смежном с Нижнесырдарьинским сводом.

Породы более высоких стратиграфических уровней верхнепалеозойского КПК достоверно установлены только в пределах Жинишкекумской грабен-синклинали в разрезе скв. 2-Г (рис. 3). Ею под конгломератами сазымбайской свиты в интервале глубин 2830-3005 м вскрыты породы предположительно среднекаменноугольного возраста. В целом данная толща сложена двумя довольно хорошо наблюдаемыми ритмами, которые представлены ассоциациями красноцветных пород с постепенным переходом сверху-вниз пелитовых разностей в псефитовые. Первый выражен аргиллитами и алевролитами коричневыми с включениями дресвы и галек (преимущественно 1x2 мм) зеленоцветных эффузивных пород, а второй – конгломератами и гравелитами пестрыми с прослоями песчаников. Галечный материал представлен обломками кварца, полевых шпатов, метаморфических сланцев зеленовато-серых и осадочных пород, хорошо окатанных и имеющих размеры 7x10 см. Песчаники коричневые, неравномернозернистые, практически того же состава, но очень слабо сортированы. Цемент глинистый, реже глинисто-карбонатный.

Во вскрытой скважиной части разреза среднего карбона выделено 5 литогенетических типов пород: конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты и аргиллиты. По петрографическому составу аналогичны терригенным породам девонского возраста.

В пределах Жинишкекумской грабен-синклинали в обломочной массе базальных конгломератов нижней юры значительное место принадлежит глинистым известнякам

серпуховского яруса нижнего и московского яруса среднего карбона. Степень окатанности кластического материала невысокая, что указывает на расположение области сноса в непосредственной близости к бассейну осадконакопления.

Необходимо отметить, что в пределах Южно-Тургайского ОБ в дезинтегрированных толщах образований фундамента и отложений квазиplateформенного комплекса палеозоя ряда площадей выявлены залежи углеводородов (месторождения Кызылкия, Приозерное, Кенлык, Дошан и др.). Они связаны с породными ассоциациями различного возраста, обладающими неплохими емкостно-фильтрационными свойствами. Последние в большинстве своем зависят от вещественного состава вмещающих толщ. Наиболее существенно это сказывается на породных ассоциациях фундамента, где резервуарные свойства продуктов гипергенеза и процессов дезинтеграции зависят главным образом от преобладания в их составе кварцево-кремнистых и ряда других минералов, менее подверженных химическому разложению. В этой связи изучение вещественного состава мезозойских образований приобретает особую актуальность и становится основой для выбора в их комплексе первоочередных объектов нефтепоисковых работ.

ЛИТЕРАТУРА

- 1 Парагульгов Х.Х. и др. Геологические модели осадочных бассейнов Восточного Казахстана и перспективы их нефтегазоносности // геология и минерагения Казахстана (доклады к XXXI сессии МГК). Алматы. 2000. С.211-223.
- 2 Парагульгов Х.Х., Ли А.Б., Хайбуллин Р.Р. Литолого-петрографические особенности пород фундамента Южно-Тургайской впадины // Вестник АН Каз.ССР. 1991. №10. С.49-52.
- 3 Шахабаев Р.С., Кульжанов М.К., Парагульгов Х.Х. и др. Тектоническое развитие и нефтегазоносность Южного Торгая // Алматы: НИЦ «Гылым». 2004. 159 с.
- 4 Абдулин А.А. и др. Геология и полезные ископаемые юго-востока Тургайского прогиба и Северного Улытау. Т.1. Геологическое строение. Алма-Ата: Наука. 1984. 232 с.
- 5 Филатова Л.И. К стратиграфии докембрийских образований западной части Центрального Казахстана (Улытау) // Сов. геология. 1956. №52. С.13-17.
- 6 Азербайев Н.А. Геосинклинальные отложения ордовика Байконурского синклинория (состав и условия формирования). Алма-Ата: Наука Каз.ССР, 1978. 168 с.

REFERENCES

- 1 Paragul'gov H.H. i dr. Geologicheskie modeli osadochnykh bassejnov Vostochnogo Kazahstana i perspektivy ih neftegazonosnosti // geologija i mineragenija Kazahstana (doklady k XXXI sessii MGK). Almaty. 2000. S.211-223.
- 2 Paragul'gov H.H., Li A.B., Hajbullin R.R. Litologo-petrograficheskie osobennosti porod fundamenta Juzhno-Turgajskoj vpadiny // Vestnik AN Kaz.SSR. 1991. №10. S.49-52.
- 3 Shahabaev R.S., Kul'zhanov M.K., Paragul'gov H.H. i dr. Tektonicheskoe razvitie i neftegazonosnost' Juzhnogo Torgaja // Almaty: NIC «Fylym». 2004. 159 s.
- 4 Abdulin A.A. i dr. Geologija i poleznye iskopaemye jugo-vostoka Torgajskogo progiba i Severnogo Ulytau. T.1. Geologicheskoe stroenie. Alma-Ata: Nauka. 1984. 232 s.
- 5 Filatova L.I. K stratigrafii dokembrijskih obrazovanij zapadnoj chasti Central'nogo Kazahstana (Ulytau) // Sov. geologija. 1956. №52. S.13-17.
- 6 Azerbaev N.A. Geosinklinal'nye otlozhenija ordovika Bajkonurskogo sinklinorija (sostav i uslovija formirovanija). Alma-Ata: Nauka Kaz.SSR, 1978. 168 s.

Резюме

Т.Х. Парагульгов, Х.Х. Парагульгов, Е.М. Фазылов, Э.С. Мусина

(¹«Batt» корпорациясы; ²Қ.И. Сатпаева атындағы Геологиялық ғылымдар институты, г. Алматы)

ОҢТҮСТІК ТОРҒАЙ ТҮНБА БАССЕЙНІ – ЗАТТЫҚ ҚҰРАМЫ ЖӘНЕ МЕЗОЗОЙҒА ДЕЙІНГІ ҚҰРЫЛУЫНЫҢ МҰНАЙҒАЗДЫЛЫҒЫ

Мұнай мен газдың өндірістік жиналуы мен бұрғылау үдерісінде мұнайгаздың пайда болуының қарқындылығы анықталған жеке аймақтарда іргетастың протерозойлық және төменгі палеозойлық құрылуының заттық құрамы мен Оңтүстік Торғай су алабының жоғарғы палеозойының квазиplateформалық шөгіндісі қарастырылған.

Кілт сөздер: түнба су алабы, литология, заттық құрамы, мұнайгаздылығы.

Summary

T.H. Paragulgov, H.H. Paragulgov, E.M. Fazylov, E.S. Musina

(¹ «Batt» corporation; ² Institute of geological sciences of K.I.Satpayev, Almaty)

**SOUTHERN-TORGAY SEDIMENTARY BASIN - MATERIAL STRUCTURE
AND AN OIL-AND-GAS-BEARING CAPACITY AT THE PRE-MEZOZOIC FORMATIONS**

Is considered a material composition of Proterozoic and Lower Paleozoic fundament formation and quasy-platform deposits of Upper Paleozoic at the South-Torgay basin at his different section are given industrial field of oil and gas and intensive ingress of oil and gas at drilling.

Keywords: sedimentary basins, a lithology, material composition, an oil-and-gas-bearing capacity.

Поступила 22.02.2013 г.

УДК 550.348

А.В. ТИМУШ, А.Б. САДЫКОВА, Н.П. СТЕПАНЕНКО, Г.Я. ХАЧИКЯН

(Институт сейсмологии МОН РК)

СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ КАК ФАКТОР ВАРИАЦИЙ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ В СВЯЗИ С СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТЬЮ НА СЕВЕРНОМ ТЯНЬ-ШАНЕ

Аннотация

Особенности строения литосферы в районе проявления связи параметров сейсмотектонической деформации с вариациями солнечной активности обусловлены наличием в верхней части коры огромных гранитоидных батолитов, а в подкоровом пространстве – активной мантии, исходящей из плюмовых каналов. Вариации механизмов очагов землетрясений могут происходить вследствие того, что относительно хрупкая, расколотаая разломами слоисто-блоковая кора находится на сильно разогретой (1300-1400°С) квазипластичной «подушке», которая подвержена как собственным колебаниям, так и волнообразным движениям подстилающего горячего субстрата мантии в связи с 11-летними вариациями солнечной активности.

Ключевые слова: механизмы очагов землетрясений, коэффициент Люде-Надон, параметры сейсмотектонической деформации, вариации солнечной активности, литосфера, активная мантия, плюмовый канал.

Кілт сөздер: жер сілкіну ошағының механизмі, Люде-Надон коэффициенті, сейсмотектоникалық деформацияның параметрі, күн белсенділігінің вариациясы, литосфера, қарқынды мантия, плюмді канал.

Keywords: mechanisms of the centers of earthquakes, coefficient Ljude-Nadon, parameters of seismotectonic deformation, solar activity variations, lithosphere, an active mantle, a plum channel

Введение

В качестве физико-математической модели, характеризующей сейсмическое событие в очаге, выступает *механизм очага землетрясения*, при построении которого используется картина полярности первых вступлений объемных сейсмических волн, записанных станциями региональных сетей [2]. Механизм очага землетрясения отражает пространственную ориентацию осей главных напряжений: растяжения и сжатия, плоскостей разрывов и подвижек геологической среды. В зависимости от ориентации осей напряжений выделяется несколько режимов напряженного состояния среды. При горизонтальном растяжении и вертикальном сжатии создаются условия растяжения, а доминирующим типом смещения геологической среды являются *сбросы*. При горизонтальном положении обеих осей доминирующим типом смещения являются *сдвиги*. При вертикальном растяжении и горизонтальном сжатии наблюдается режим сжатия, при котором доминирующим типом смещения являются *взбросы (надвиги)*. В 60-ые годы 20-го века начал развиваться статистический подход, позволяющий перейти от смещений непосредственно в очаге (по месту разрыва сплошности) к деформации некоторого объема геологической среды [6, 13-15]. Эти работы положили начало надежно установившемуся в настоящее время мнению, что совокупность очаговых подвижек обуславливает результирующую усредненную деформацию среды в регионе, названную *сейсмотектонической деформацией* – СТД. Расчет усредненного тензора деформаций проводится путем суммирования вклада каждого землетрясения, с учетом его сейсмического момента, в общую деформацию элементарного объема осреднения по выражению:

$$\bar{\varepsilon}_{ik} = \frac{1}{2mV} \sum_{n=1}^N M_0^n \varepsilon_{ik}^n,$$

где m – модуль сдвига; V – объем элементарной ячейки; M_0^n – значения сейсмического момента n -го землетрясения; ε_{ik}^n – компоненты единичного вектора фокального механизма; N – число землетрясений в элементарном объеме. В работах [1, 14] в сейсмологическую практику введен коэффициент Лодэ-Надаи, который определяет вид сеймотектонической деформации и выражается через главные значения тензора деформации $\varepsilon_1, \varepsilon_2, \varepsilon_3$, следующим образом: $\mu = 2(\varepsilon_2 - \varepsilon_3) / (\varepsilon_1 - \varepsilon_3) - 1$. Коэффициент Лодэ-Надаи, значения которого находятся в пределах от -1 до $+1$, выступает в качестве статистической характеристики и позволяет количественно выразить связь вида деформации с характером положения осей напряжений, а именно: $-0,3 < \mu < +0,3$ – соответствует деформированному состоянию сдвигового типа (в механическом смысле); $\mu \geq 0,3$ – соответствует одноосному сжатию; $\mu \leq -0,3$ – соответствует одноосному растяжению.

Особенности проявления сеймотектонических деформаций на Северном Тянь-Шане

В предыдущих работах [3-5] были проанализированы механизмы очагов более чем 9000 землетрясений, произошедших на территории Северного Тянь-Шаня за период с 1980 по 2008 гг. Получены усредненные за каждый год значения коэффициента Лодэ-Надаи в ячейках размером $0,5^\circ \times 0,5^\circ$. Анализ этих данных показал, что в центральной части хребтов Заилийский и Кунгей Алатау (оконтурена красной линией на рис. 1) коэффициент Лодэ-Надаи меняется с изменением солнечной активности в 11-летнем солнечном цикле, переходя от одноосного сжатия в годы низкой солнечной активности к одноосному растяжению в годы высокой солнечной активности.

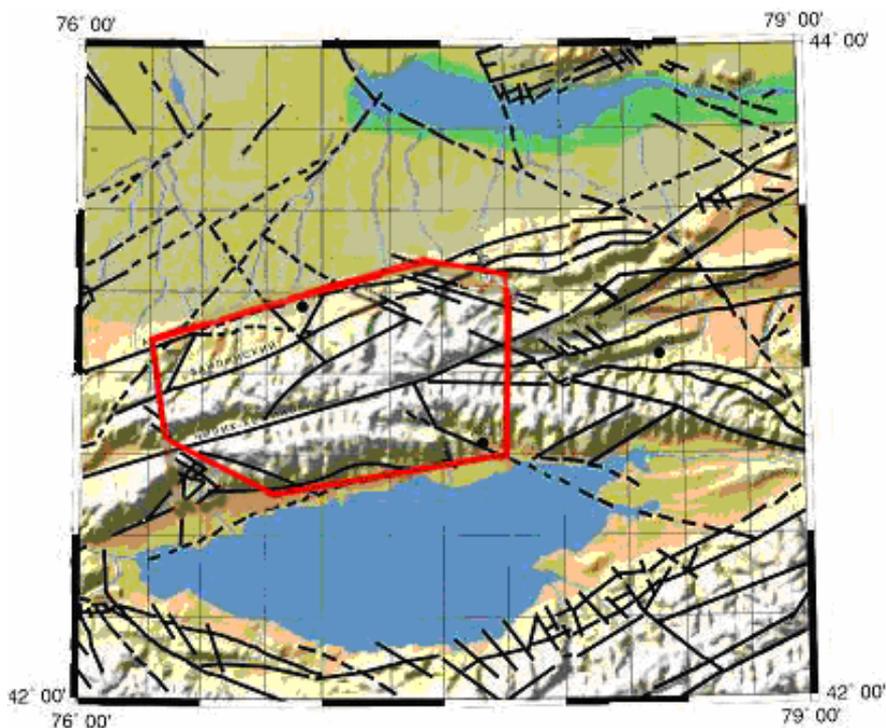
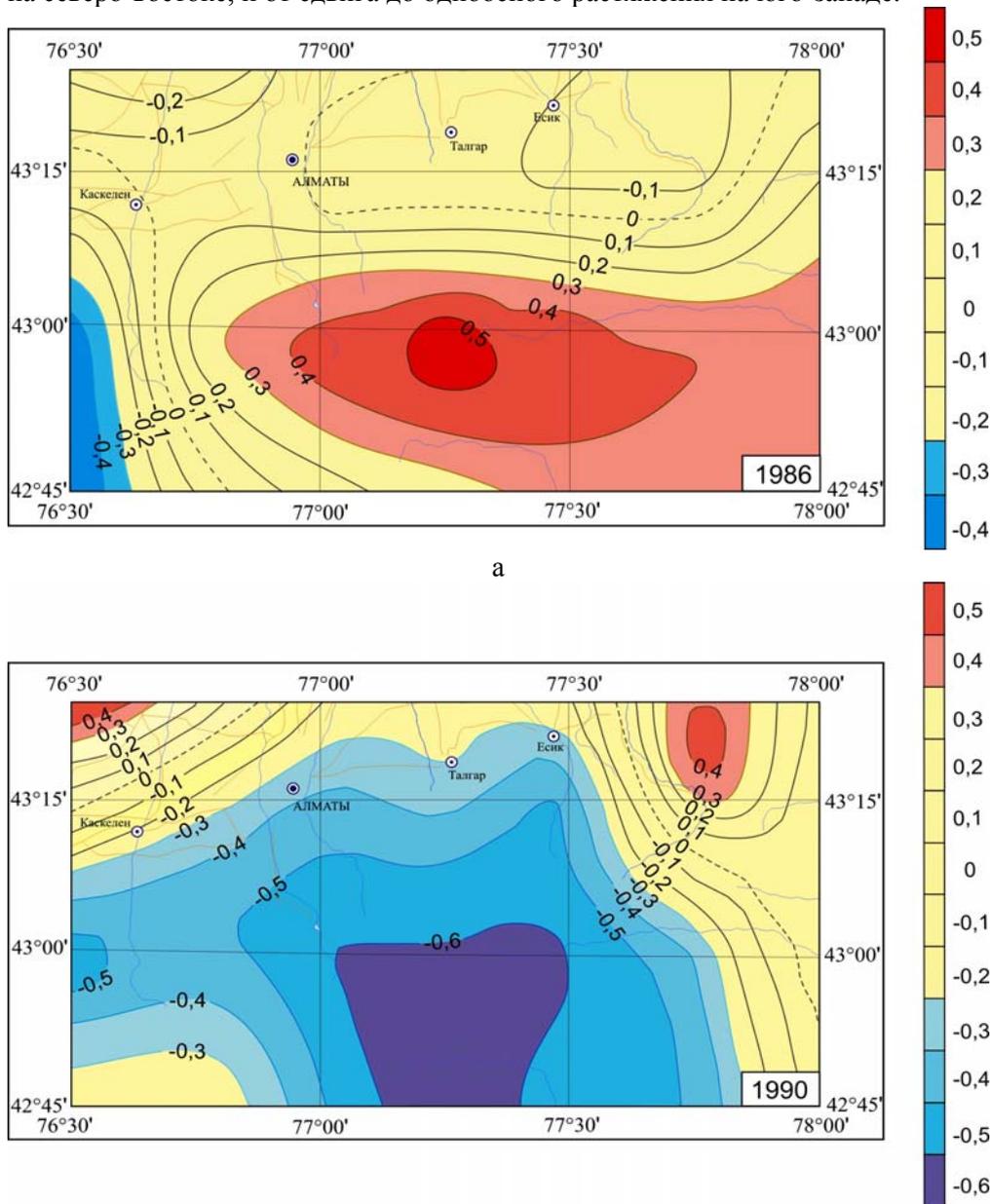


Рисунок – 1. Территория исследования параметров СТД земной коры Северного Тянь-Шаня: красными линиями оконтурена зона отклика СТД на 11 летние вариации солнечной активности [3, 4]

В дополнение к опубликованным ранее графикам сопоставления вариаций во времени коэффициента Лодэ-Надаи и числа солнечных пятен [3-5] проведено исследование площадного распределения коэффициента Лодэ-Надаи на выделенной территории (рис. 2) для года минимума (1986 г.) и года максимума (1990 г.) солнечной активности. Указанные годы солнечного минимума и максимума были выбраны по данным среднегодовых значений числа солнечных пятен (числа Вольфа), представленных в сети интернет на веб-странице (ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR_DATA/SUNSPOT_NUMBERS). Согласно этим данным, число солнечных пятен для 1986 года составляло 13,4, а для 1990 года – 142,6. Красным цветом на рис. 2 указаны зоны деформации

одноосного сжатия ($\mu \geq 0,3$), синим – деформации одноосного растяжения ($\mu \leq -0,3$), а желтым – зоны сдвиговых деформаций ($-0,3 < \mu < +0,3$). Видно, что в год минимума солнечной активности (1986 г.) вся исследуемая территория находится в условиях одноосного сжатия, либо сдвига. В год максимума солнечной активности (1990 г.) тип деформирования изменяется от одноосного сжатия до сдвига на северо-востоке, и от сдвига до одноосного растяжения на юго-западе.



б

Рисунок – 2. Площадное распределение коэффициента Лоде-Надаи на территории 42°45'-43°30'; 76°30'-78°00': (а) - для года минимума солнечной активности (1986 г.); (б) – для года максимума солнечной активности (1990 г.) [5]

Таким образом, проведенным исследованием установлено, что на локальной территории Северного Тянь-Шаня (см. рис. 1, 2) режим сеймотектонической деформации переходит от сжатия в годы низкой солнечной активности к растяжению в годы высокой солнечной активности, а азимут оси напряжения сжатия изменяет направление с северного на южное [3, 4].

Возникает вопрос, какие особенности присущи земной коре и мантии в пределах рассматриваемого района по сравнению с соседними участками Северного Тянь-Шаня, где выявленный феномен не наблюдается?

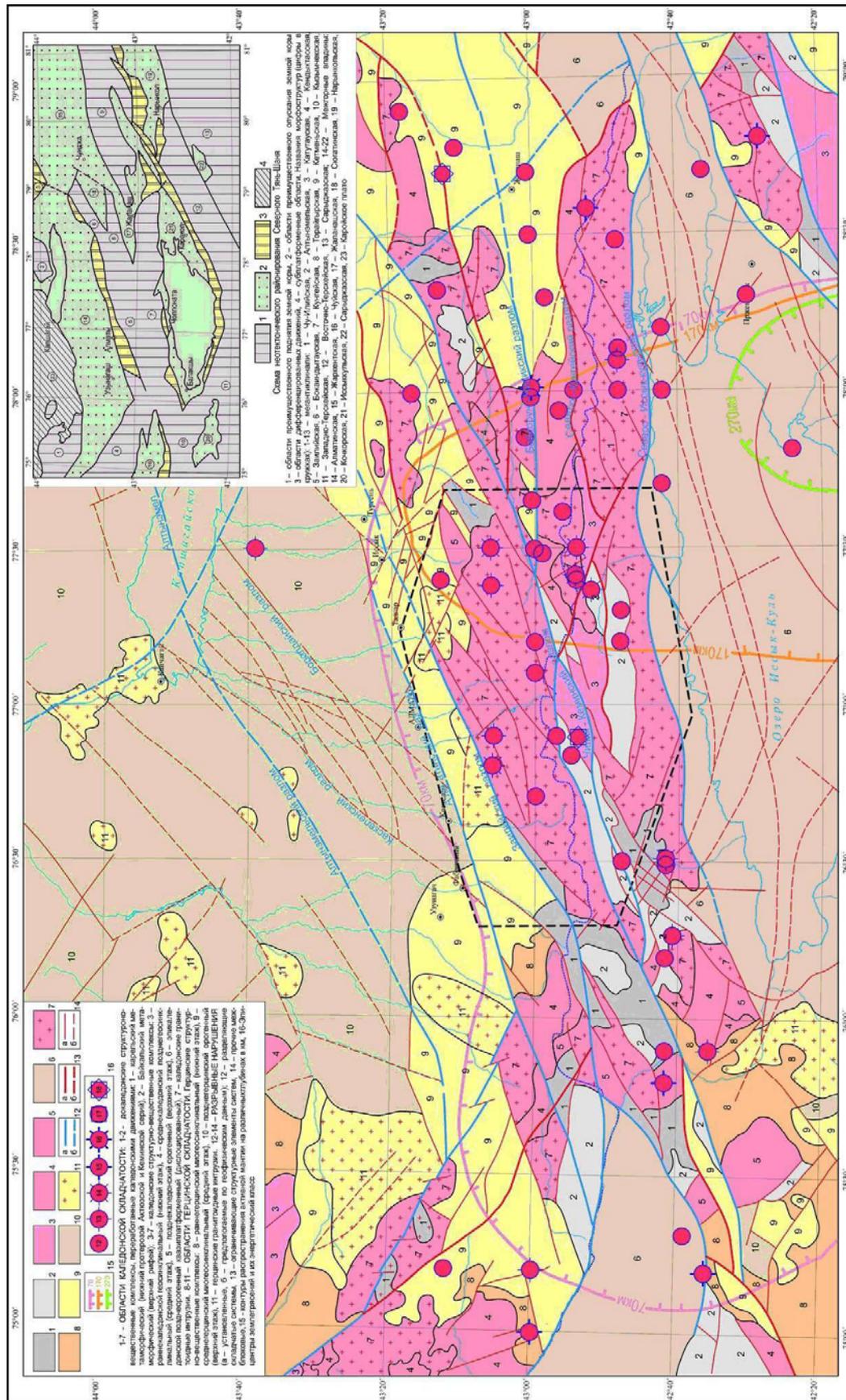
Строение литосферы

Геологическое строение и тектоника Северного Тянь-Шаня (в пределах которого находится исследуемая территория) достаточно детально представлены в монографии [8]. Поэтому ниже охарактеризованы особенности тектоники лишь того участка, на котором выявлена связь вариаций параметров сеймотектонической деформации с вариациями солнечной активности.

Строение верхней части земной коры. Как показано на сеймотектонической карте (рис. 3), огромное распространение в Северном Тянь-Шане имеют гранитоидные массивы, среди которых в роли ксенолитов выступают разных размеров фрагменты каледонских структурно-вещественных комплексов. С севера они обрамляются герцинскими комплексами. Докаледонские структуры представлены высокометаморфизованными, нередко магматизированными кристаллическими сланцами актюзской и амфиболитами кеминской серии. Байкальский этаж (известняки и углистые сланцы ашуайрыкской свиты) сохранился вдоль Чилик-Кеминской разломной зоны и среди гранитов Кунгейского батолита. Ранне- и среднекаледонский комплексы в виде фрагментов изоклинальных складок представлены карбонатно-терригенными отложениями от среднего-верхнего кембрия до позднего карадока и силура. Позднекаледонский комплекс прослеживается в виде мелких выходов девонских вулканитов вдоль разломов. Герцинские комплексы широко распространены за пределами рассматриваемого района. Структурно они образуют три этажа, из которых два нижних соответствуют миогеосинклинальной стадии развития, а верхний отражает интенсивную вулканическую деятельность в течение верхнего палеозоя, которая завершилась внедрением габброидов и гранитоидов.

Еще раз подчеркнем, что в Заилийском и Кунгейском хребтах огромные площади занимают позднеордовикские гранитоиды. Формирование комплекса происходило в три фазы, основной из которых является средняя – гранитоидная, представляющая 95% площади выходов интрузий. Первая фаза представлена телами габбро-диабазов, габбро-диоритов и грано-диоритов, встречающихся в виде ксенолитов в крупных массивах гранитоидов второй фазы. Занимаемые ими площади невелики (до 15 км²). Гранитоиды второй фазы заилийского комплекса слагают громадный Заилийский батолит, разбитый интенсивно проявленной разрывной тектоникой на ряд блоков площадью до сотен квадратных километров. Заилийский батолит занимает почти всю водораздельную часть и южные склоны одноименного хребта. Его контакты с вмещающими породами обычно тектонические. Массивы батолита сложены преимущественно адамеллитами и гранитами, в которых встречаются ксенолиты докембрийских пород в основном кеминской серии протерозоя. Третья фаза заилийского комплекса представлена биотитовыми гранитами, адамеллитами, гранодиоритами и редко диоритами. Они весьма похожи на гранитоиды главной фазы, отличаясь мелкозернистой и среднезернистой структурой. Дайковая фация заилийского комплекса разнообразна по составу. Кунгейский батолит, как и Заилийский, занимает громадную площадь и прослеживается от западного до восточного фланга Кунгейского хребта. Разломами он расчленен на несколько массивов. Сложены они преимущественно серыми и светло-серыми средне-крупнозернистыми гранодиоритами и адамеллитами, розовыми до красных аляскистыми гранитами, а в приконтактных зонах – кварцевыми диоритами.

Кроме описанных выше огромных позднеордовикских гранитных батолитов имеются мелкие тела более древних и позднепалеозойских интрузий. Так, среднепротерозойские серпентиниты (по перидотитам и пироксенитам) расположены среди гнейсов актюзской свиты; интрузии метагаббро залегают в низах кеминской свиты. Нерасчлененные протерозойские гнейсовидные гранитоиды локализуются в осевых частях докембрийских антиклиналей. Мелкие массивы кембрийских ультрабазитов и габброидов приурочены к одновозрастным эффузивно-осадочным толщам. Среднедевонские, среднекарбонные, пермские и позднепалеозойские нерасчлененные интрузии образуют мелкие массивы, многочисленные дайковые и штоковые тела среди различных по возрасту отложений. Комплекс субвулканических интрузий связан с формированием мощных вулканогенных толщ в девоне, карбоне, перми и триасе. Приведенная краткая характеристика интрузивных комплексов свидетельствует о перманентных магматических процессах в рассматриваемом регионе, связанных, по-видимому, с особенностями глубинного строения.



Рисунк — 3. Сеймогектоническая карта Северного Тянь-Шаня

Строение земной коры и верхней мантии. Рассматриваемый район, для которого рассчитаны характеристики сейсмоструктурных деформаций по механизмам очагов землетрясений, пересекается геотраверсами ГСЗ, дополненными данными сейсмической томографии, – Северо-Тянь-Шаньским, Каскеленским, Иссыкским, на основе которых разработана обобщенная геолого-геофизическая модель литосферы Тянь-Шаня примерно по меридиану 77° [11, 12]. На представленном профиле (рис. 4) видно, что консолидированная земная кора, в пределах которой формируется подавляющее большинство очагов сильных землетрясений на Тянь-Шане, подразделяется на верхний сиалический (гранито-гнейсовый) и нижний базифицированный комплексы.

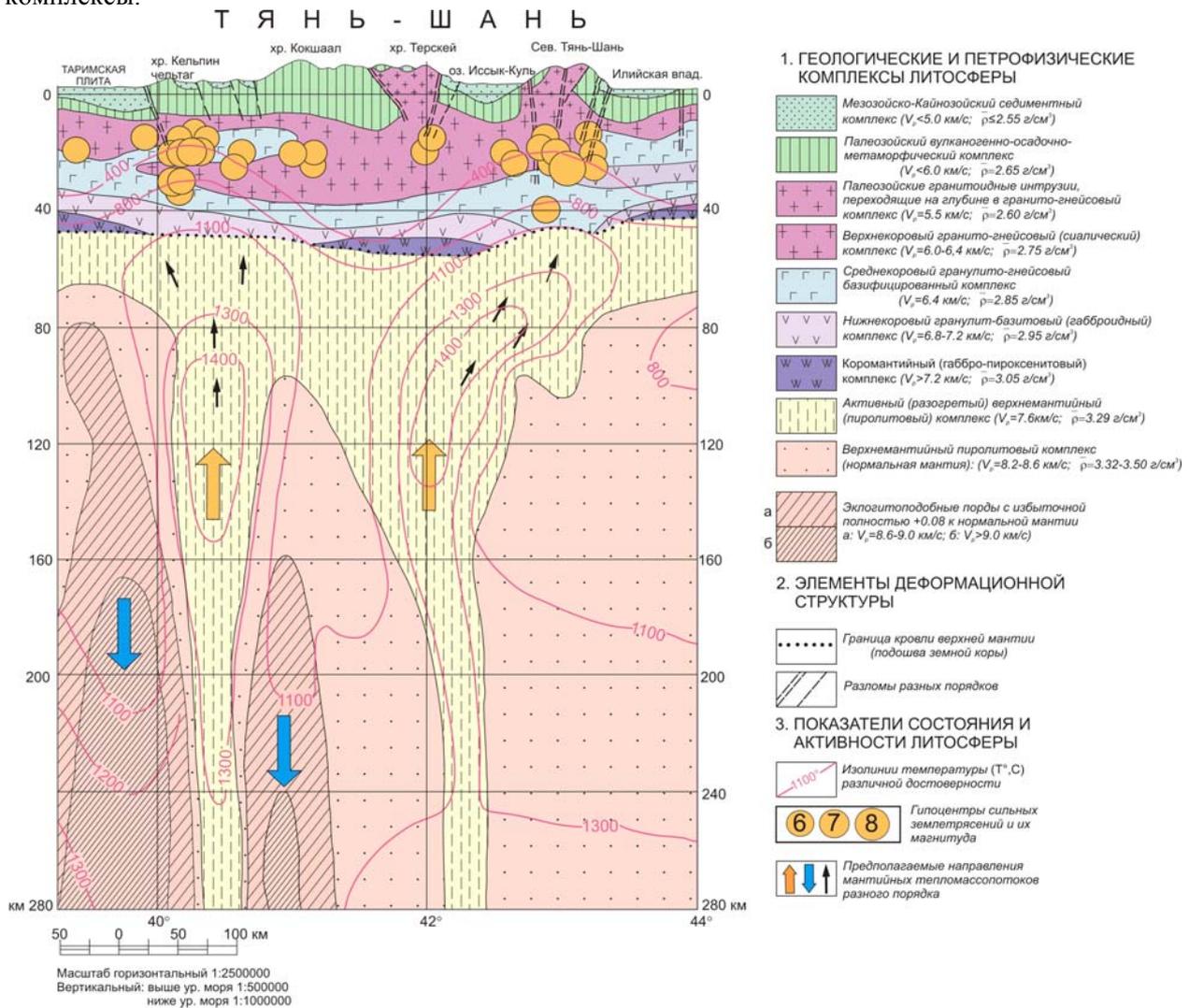


Рисунок – 4. Обобщенная профильная геолого-геофизическая модель литосферы Тянь-Шаня по меридиану 77°

Сиалический комплекс состоит из двух подслоев – верхнего, представленного палеозойскими вулканогенно-осадочными образованиями, и нижнего, сложенного метаморфическими породами докембрия. Верхний подслой характеризуется значениями $V_p = 5,6-6,0$ км/с и $\rho = 2,65$ г/см³, нижний – $V_p = 6,0-6,4$ км/с и $\rho = 2,75$ г/см³. Базифицированный комплекс также представлен двумя подслоями – верхним гранулитогнейсовым со значениями $V_p = 6,4-6,8$ км/с, $\rho = 2,85$ г/см³ и нижним гранулит-базитовым со значениями $V_p = 6,8-7,2$ км/с, $\rho = 2,95$ г/см³. Ниже консолидированной коры подошвы (граница М) фрагментарно выделена коромантийная смесь со значениями $V_p > 7,2$ км/с, $\rho = 3,05$ г/см³ [12].

Консолидированная земная кора орогенов, которые в регионе практически все высокосейсмичны, характеризуется аномально повышенной мощностью верхнего сиалического

комплекса пород и, соответственно, пониженной мощностью нижнего базифицированного комплекса. Скоростные модели верхней мантии от границы Мохоровичича до глубины 500 км показаны в изолиниях абсолютных значений V_p с сечением 0,2 км/с. Представляющий интерес слой аномальной мантии (апикальная часть плюма) между широтами 42°N и 43°N, куда входит изучаемая зона, под границей Мохоровичича является наиболее мощным. Этот объем горячей мантии прослеживается вглубь примерно до 280 км и подходит сюда с глубины более 300 км.

Таким образом, результаты скоростного моделирования литосферы по субширотному Тянь-Шаньскому геотраверсу показывают, что на территории Северного Тянь-Шаня горячий мантийный поток (плюм) подходит снизу как раз в том интервале долгот, где обнаруживается наиболее сильная корреляция коэффициента Лоде-Надаи с вариациями солнечной активности в 11 летнем солнечном цикле (см. рис. 2 и работы [3, 4]). Магнитотеллурическое зондирование на Северном Тянь-Шане, выполненное сотрудниками ИВТРАН (г.Бишкек) показало, что низкоомные (высокопроводящие) объемы совпадают с этими плюмовыми каналами [7].

Новейшая тектоника. Формирование новейших структур (морфоструктур) разного ранга и связанная с ними сейсмичность обусловлены альпийским тектоническим процессом, который следовал за герцинским, но темпы и формы его были различны. В 1987 г. Н.Н. Костенко выделил три этапа: раннеальпийский (продолжительностью 100 млн. лет), среднеальпийский (110 млн. лет) и позднеальпийский (30 млн. лет). С последним отождествляется неотектонический этап, который начался в позднем олигоцене и еще не завершился [8]. С ним связаны наибольшие деформации земной коры и доорогенной поверхности выравнивания, которые создали все контрасты наблюдаемых ныне морфоструктур. Одной из характерных черт тектонических процессов этого этапа являются землетрясения.

При формировании новейшей структуры происходила существенная переработка палеозойского структурного плана, которая выразилась в развитии глубоких прогибов и сопряженных с ними поднятий по направлениям, секущим как палеозойские подвижные зоны, так и относительно устойчивые блоки. Для рассматриваемого региона модель режима новейших движений представляется в виде системы блоков, границами которых служат разломы, многие из которых имеют большую глубину проникновения в земную кору. В течение неотектонического этапа блоки испытали движения разного знака и интенсивности в ходе деструкции эпигерцинской платформы. Ниже приведена краткая характеристика новейших морфоструктур рассматриваемого региона в соответствии с выделенными областями неотектонического режима (врезка на рис. 3) [8].

Заилийская мегантиклиналь простирается почти широтно с некоторым разворотом на северо-восток. С севера она ограничена Заилийским, на юге Чилик-Кеминским разломами, на западе опирается в Чуйскую, а на востоке в Жаркентскую впадины. Кроме названных крупных разломов, морфоструктуру пересекают многочисленные продольные и поперечные (северо-западные) разрывные нарушения. Несмотря на тектоническую нарушенность, общая морфология поверхности складки может быть восстановлена по реликтам пенеплена, которые встречаются на высотах 4500-4600 м, но, в основном, по гипсометрическому положению вершинной поверхности водоразделов различных порядков. На северном крыле Заилийской мегантиклинали древний пенеплен наклонен на север. На южном крыле поверхность выравнивания наклонена на юг к долине р.Чилик на высотах от 4200 до 3100 м. В целом по реконструкции вершинной поверхности Заилийская мегантиклиналь представляет собой асимметрическую морфоструктуру, северо-западное крыло которой осложнено крупными, взбросами и взбросо-надвигами (Алматинским и Заилийским), между которыми расположена предгорная ступень. В её пределах доорогенная поверхность перекрыта неогеновыми и нижнечетвертичными отложениями, что свидетельствует о вовлечении этих блоков в поднятие только в среднечетвертичное время.

Кунгейский мегантиклинорий расположен южнее Заилийского и протягивается субпараллельно последнему, отделяясь от него Чилик-Кеминским разломом. По данным О.К. Чедия [10] Кунгейский антиклинорий как новейшая морфоструктура состоит из четырех мегантиклиналей: Западно-Кунгейской, Чоткал-Агалашской, Центрально-Кунгейской и Восточно-Кунгейской. Три последние мегаструктуры сопряжены в систему правых кулис. Для всех четырех морфоструктур характерна резкая асимметрия: южные крылья относительно пологие с сохранившимися фрагментами пенеплена, а северные – крутые, короткие, оборванные разрывами, по которым

вброшены на сопряженную с севера структуру. Между Центрально- и Восточно-Кунгейскими мегантиклиналями заключен Аксуйский грабен, который в районе села Ананьево сливается с Иссыккульской впадиной. С разломами, ограничивающими грабен, связаны сейсморвы, обвалы, оползни, псевдоморены. Большинство этих сейсмодислокаций образовались в 1911 году во время Кеминского землетрясения. Восточно-Кунгейская мегантиклиналь находится между Иссыккульской впадиной и Чиликским грабеном и имеет простое асимметричное строение. Ее северное крутое крыло оборвано Жаланашским надвигом, классическое обнажение которого находится около пос. Саты, где видно как палеозойский массив надвинут на красноцветы неогена. Заилийский и Кунгейский антиклинории разделяются Чилик-Кеминской зоной разломов, которая представлена серией субпараллельных и кулисно сочленяющихся разрывов. Эта зона проявляла активность в течение всей геологической истории региона. Движения по ней происходили и в альпийскую тектоническую эпоху, оказывая решающее влияние на формирование морфоструктур.

Алматинская впадина вытянута субширотно более чем на 300 км и южным бортом сопряжена с хр. Заилийский Алатау. В поперечном направлении она имеет асимметричное строение. Наибольшее погружение (до 3,2 км) фундамента наблюдается вдоль южного борта в зоне сочленения с предгорной ступенью в районе г. Алматы. Здесь в основании разреза бурением вскрыт палеоген, а выше наслаиваются осадки неогена и квартера. Западнее Алматинского расположен менее глубокий Узынагачский прогиб. Их разделяет Боролдайское поднятие, выраженное на поверхности увалом высотой до 100 м, в пределах которого обнажаются неогеновые и нижнечетвертичные отложения. Появление на поверхности последних свидетельствует о поднятии этого участка во вторую половину квартера. Восточную часть Алматинской впадины от Капчагайского ущелья р. Или до горного устья р. Чилик пересекает прослеживаемый на космоснимке Капчагай-Чиликский линеамент. Южным ограничением Алматинской впадины является одноименный разлом, северная граница определяется разрывными нарушениями разных направлений, образующими извилистую линию.

Иссыккульская впадина расположена между крупнейшими хребтами Тянь-Шаня – Кунгейским и Терскейским и также имеет асимметричное строение. По морфологии, размещению и ориентировке новейших структур она разделяется на северную и южную части, называемые соответственно Предкунгейским и Предтерскейским прогибами. По данным О.К. Чедия [10] Предкунгейский прогиб вытянут вдоль Кунгейского хребта и состоит из двух блоков. Западный – Рыбачинский – характеризуется глубиной фундамента до 500 м, поверхность которого осложнена разрывами северо-восточного и северо-западного простирания. Тюпский блок характеризуется глубиной залегания фундамента от 1000 до 2000 м с погружением на восток, а также моноклиальным падением его поверхности в южных румбах вместе с палеоген-неогеновым покровом. Предтерскейский прогиб также делится Транс-Иссыккульским разломом на западный и восточный блоки. Первый – Тонский – представляет собой центриклинальное замыкание Иссыккульской впадины с глубиной погружения фундамента до 1000 м. Второй – Пржевальский – является максимально опущенной частью (до 3000-4000 м) Иссыккульской впадины. Преобладающее простирание разрывов здесь субширотное и северозападное, причем последние являются секущими.

Важнейшая роль в формировании морфоструктур и рассматриваемого региона принадлежит тектоническим разломам. Важнейшие рельефообразующие разломы показаны на рис. 4. Разрывные нарушения ориентированы на северо-восток ($50-60^\circ$), субширотно ($СВ\ 70-80^\circ$) и на северо-запад ($310-320^\circ$). Первые характерны для восточных флангов Заилийского хребта, Кетменя; вторые – для центральной части Заилийского и Терскейского поднятий; третьи – для хребта Кендыктас и Чу-Илийских гор. Разломы были заложены в каледонское, герцинское время и, возможно, ранее, а в альпийскую эпоху обновлены. Молодые движения по разрывам преимущественно взбросо-сдвиговые, переходящие в крутые надвиги. Сместители взбросо-надвигов падают чаще под углами $70-80^\circ$ под фронтальные крылья мегантиклиналей. Повсеместно региональные и трансрегиональные рельефообразующие взбросо-надвиги сегментируются секущими сдвигами на звенья различных размеров, отражая региональное напряжение субмеридионального тангенциального сжатия.

Анализ верхнекоровых новейших структур, включая системы активных разломов, позволил установить, что важной чертой строения орогенического пояса является вергентность складчато-глыбовых морфоструктур. Они образуют системы, в которых оси структур простираются в субширотном направлении, а сами системы расположены между региональными и трансрегиональными сдвигами северо-западного простирания, вдоль которых происходит латеральное перемещение деформируемых пластин земной коры. Такой парагенез новейших складчатых и разрывных деформаций свидетельствует о его возникновении в условиях субмеридионального тангенциального сжатия. Особенности парагенеза морфоструктур объясняются закономерности сейсмичности, заключающиеся в следующем [8, 10]: 1 – скопление очагов сильных и слабых землетрясений приурочены, в основном, к зонам деструкции взбросо-надвигового типа вдоль крутых крыльев складчато-блоковых вергентных (асимметричных) морфоструктур; 2 – очаги землетрясений имеются также вдоль участков субтрансформных сдвигов, где по разные стороны шва наблюдается противоположная направленность векторов вергентности морфоструктур; 3 – асейсмичными или слабо сейсмичными являются участки субтрансформных сдвигов с однонаправленными векторами вергентности по разные стороны шва, а также участки отсутствия вергентных структур по обе стороны шва, что свидетельствует о затухании телеколлизийных деформаций.

Выводы

Приведенный фактический материал позволяет сформулировать следующие особенности строения литосферы в рассматриваемом «аномальном» районе проявления связи вариаций параметров сеймотектонической деформации с вариациями солнечной активности:

1) Наличие огромных гранитоидных батолитов (Заилийского и Кеминского), которые занимают практически весь район специальных исследований, распространяясь на восток и запад Северного Тянь-Шаня. На глубине гранитоиды сливаются с гранулитогнейсовым слоем, в результате чего общая мощность сиалической части коры достигает 42-45 км.

В связи с этим феноменом необходимо отметить, что в геологической литературе неоднократно на чисто качественной основе обсуждалась концепция всплывания гранитных масс в жидком или твердом виде за счёт проявления архимедовой силы. Исследования, проведённые Е.Х. Турухановым и Ю.А. Зориным [9], показывают реальность такого механизма, когда для конкретных условий всплывания гранитного массива мощностью 6 км (оценка близка к минимальной) и с недостатком плотности $0,22 \text{ г/см}^3$ на верхней границе создается напряжение 130 кг/см^2 . Поскольку это минимальные оценки, то для гранитогнейсовых куполов диаметром в несколько десятков километров и сечением по разрезу коры 15-20 км величина давления будет существенно выше. Таким образом, всплывающий гранитогнейсовый купол или гранитный батолит формирует вокруг себя зону тектонических напряжений, которая на разных глубинных уровнях может быть представлена различными формами. Процесс всплывания в вязкоупругой среде и подтекание вмещающих пород под всплывающий купол создает своеобразную подкупольную тектонику, морфологические формы которой и закономерности в связи с сейсмичностью никем не изучены.

2) Наличие в подкоровом пространстве активной мантии, характеризующейся низкими значениями скорости ($V_p=7,6 \text{ км/с}$) и аномально высокой температурой (1000-1400°C). На глубине 280-160 км тепломассопотоки локализованы в плюмовые каналы, а по мере прослеживания вверх их горизонтальное сечение увеличивается. Непосредственно в подкоровом пространстве они устойчиво контролируют зоны высокой сейсмичности новейших орогенов. В районе наших исследований мощность активной мантии колеблется от 30 до 80 км, увеличиваясь с северо-запада на юго-восток.

Магнитотеллурическое зондирование показало [7], что низкоомные (высокопроводящие) объемы в данном случае совпадают с этими плюмовыми каналами. Структуру этих каналов по вертикали хорошо видно на рис. 3 по контурам глубинных срезов. Территория, где наблюдается связь параметров СТД с вариациями солнечной активности в 11-летнем цикле, находится непосредственно над плюмовым каналом (срез 70 и 170 км) в зоне подкорового латерального «растекания» мантийного субстрата, где его температура достигает 1000-1300°C [11].

3) Новейшая морфоструктура региона представлена системой блоков земной коры, границами которых являются глубинные разломы разной глубины заложения. Реликты эпигерцинской денудационной поверхности подняты на высоту до 5 км, а суммарное ее смещение по отношению к фундаменту Алматинской впадины достигает 8-10 км. Выявленная сеть разломов (взбросов, взбросо-надвигов, сбросов и сдвигов) вместе с сопряжено развивающимися морфоструктурами представляет единый парагенез, отвечающий геодинамической модели субмеридионального тангенциального сжатия земной коры, представляющую хрупкую и подвижную среду.

С учетом изложенного, установленные факты вариаций параметров сейсмотектонической деформации в 11-летнем солнечном цикле ([3-5] и рис. 2), могут быть интерпретированы следующим образом: на территории Северного Тянь-Шаня, в условиях субмеридионального регионального сжатия, обусловленного коллизией Евразийской и Индостанской литосферных плит, вследствие локального увеличения температуры и мощности мантии, происходит относительное уменьшение сил сжатия из-за разуплотнения мантии (повышения текучести). В результате, на локальных территориях, где имеются подстилающие мантийные плюмы, возможно относительное растяжение (уменьшение сжатия), фиксируемое многочисленными землетрясениями со сбросовыми механизмами в очагах, в отличие от большинства взбросовых механизмов в окружающем пространстве. Можно предположить, что механизм влияния реализуется через земные (теллурические) токи, поскольку, как показано сотрудниками ИВТРАН (г.Бишкек), зоны расположения плюмов, поднимающихся из нижней мантии, характеризуются высокой электропроводностью [7].

Другая трактовка этого явления может исходить из того, что относительно «хрупкая», расколота разломами слоисто-блоковая кора находится на сильно разогретой (1300-1400°C) квазипластичной «подушке» [8 и ссылки внутри]. Она (кора) может быть подвержена как собственным колебаниям, так и волнообразным движениям подстилающего горячего пластичного субстрата, которые возможно имеют место в связи с 11-летними вариациями солнечной активности.

Приведенный в работе материал представляет ценность для понимания физики солнечно-земных связей и разработки физического механизма солнечно-литосферных связей.

ЛИТЕРАТУРА

- 1 Гущенко О.И. Кинематический принцип реконструкции направлений главных напряжений (по геологическим и сейсмологическим данным). ДАН СССР. 1975. Т.225. №3. С.557-560.
- 2 Kasahara K. Earthquake mechanics. Cambridge University Press, 1981, (рус. пер. Касахара К. Механика землетрясений. М.: Мир, 1985. 264 с.
- 3 Полешко Н.Н., Садыкова А.Б., Сыдыков А., Тимуш А.В., Хачикян Г.Я., Шацлов В.И. Вариации солнечной активности и коэффициент Лодде-Надаи // Вестник НЯЦ РК. 2009. Вып.1. С.86-92.
- 4 Полешко Н.Н., Садыкова А.Б., Сыдыков А., Тимуш А.В., Хачикян Г.Я., Шацлов В.И. Вариации солнечной активности и азимут оси напряжения сжатия // Вестник НЯЦ РК. 2009. Вып.1. С.93-97.
- 5 Полешко Н.Н., Копничев Ю.Ф., Садыкова А.Б., Хачикян Г.Я., Соколова И.Н. Сейсмотектоническая деформация и добротность среды на Северном Тянь-Шане: связь с вариациями солнечной активности. Тезисы докладов пятого международного симпозиума «Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов» к 75-летию со дня рождения Ю.А. Трапезникова. Бишкек, 2011. Том.1. С.272-275.
- 6 Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии. Избранные труды. М.:Наука. 1985. 406 с.
- 7 Рыбин А.К., Баталев В.Ю., Щелочков Г.Г. и др. На пути к 3D структуре земной коры и верхней мантии Тянь-Шаня: результаты глубинной магнитотеллурики // Геодинамика и геоэкологические проблемы высокогорных регионов (2-й международный симпозиум; тезисы). Бишкек, 2002. С.25-27.
- 8 Тимуш А.В. Сейсмотектоника литосферы Казахстана. Алматы:Luxe Media Group, 2011. 590 с.
- 9 Туруханов Е.Х., Зорин Ю.А. Глубинное строение гранитных плутонов Монголии и Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1978. 55 с.
- 10 Чедия О.К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1986. 314 с.
- 11 Шацлов В.И., Горбунов П.Н. Тимуш А.В. Новые данные о тектоносфере Тянь-Шаня // Доклады НАН РК. 2000. №2. С.50-54.
- 12 Шацлов В.И., Тимуш А.В., Степаненко Н.П., Кайдаш Т.М., Белоусова Н.П. Особенности строения литосферы Тянь-Шаня и прилегающих территорий // Геодинамические, сейсмологические и геофизические основы прогноза землетрясений и оценки сейсмического риска. Доклады Казахстанско-Российской конференции 22-24 июня 2004 г. Алматы, 2005. С.118-129.

- 13 Юнга С.Л. О механизме деформирования сейсмоактивного объема земной коры. Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 10, С.14-23.
- 14 Юнга С.Л. Методы и результаты изучения сейсмоструктурных деформаций. М.:Наука, 1990, 191 стр.
- 15 Юнга С.Л. О классификации тензоров сейсмических моментов на основе их изометрического отображения на сферу. Доклады РАН. 1997. Т.352. №2. С.253-255.

REFERENCES

- 1 Gushhenko O.I. Kinematiceskij princip rekonstrukcii napravlenij glavnyh naprjazhenij (po geologicheskim i sejsmologicheskim dannym). DAN SSSR. 1975. T.225. №3. S.557-560.
- 2 Kasahara K. Earthquake mechanics. Cambridge University Press, 1981, (rus. per. Kasahara K. Mehanika zemletrjasenij. M.: Mir, 1985. 264 s.
- 3 Poleshko N.N., Sadykova A.B., Sydykov A., Timush A.V., Hachikjan G.Ja., Shacilov V.I. Variacii solnechnoj aktivnosti i koeficient Lode-Nadai // Vestnik NJaC RK. 2009. Vyp.1. S.86-92.
- 4 Poleshko N.N., Sadykova A.B., Sydykov A., Timush A.V., Hachikjan G.Ja., Shacilov V.I. Variacii solnechnoj aktivnosti i azimut osi naprjazhenija szhatija // Vestnik NJaC RK. 2009. Vyp.1. S.93-97.
- 5 Poleshko N.N., Kopnichev Ju.F., Sadykova A.B., Hachikjan G.Ja., Sokolova I.N. Sejsmotektonicheskaja deformacija i dobrotnost' sredy na Severnom Tjan'-Shane: svjaz' s variacijami solnechnoj aktivnosti. Tezisy dokladov pjatogo mezhdunarodnogo simpoziuma «Sovremennye problemy geodinamiki i geojekologii vnutrikontinental'nyh orogenov» k 75-letiju so dnja rozhdenija Ju.A. Trapeznikova. Bishkek, 2011. Tom.1. S.272-275.
- 6 Riznichenko Ju.V. Problemy sejsmologii. Izbrannye trudy. M.:Nauka. 1985. 406 s.
- 7 Rybin A.K., Batalev V.Ju., Shhelochkov G.G. i dr. Na puti k 3D strukture zemnoj kory i verhnjej mantii Tjan'-Shanja: rezul'taty glubinoj magnitotelluriki // Geodinamika i geojekologicheskie problemy vysokogornyh regionov (2-j mezhdunarodnyj simpozium; tezisy). Bishkek, 2002. S.25-27.
- 8 Timush A.V. Sejsmotektonika litosfery Kazahstana. Almaty:Luxe Media Group, 2011. 590 s.
- 9 Turuhanov E.H., Zorin Ju.A. Glubinnoe stroenie granitnyh plutonov Mongolii i Zabajkal'ja. Novosibirsk: Nauka, 1978. 55 s.
- 10 Chedija O.K. Morfostruktury i novejsij tektoenez Tjan'-Shanja. Frunze: Ilim, 1986. 314 s.
- 11 Shacilov V.I., Gorbunov P.N. Timush A.V. Novye dannye o tektonosfere Tjan'-Shanja // Doklady NAN RK. 2000. №2. S.50-54.
- 12 Shacilov V.I., Timush A.V., Stepanenko N.P., Kajdash T.M., Belousova N.P. Osobennosti stroenija litosfery Tjan'-Shanja i prilagajushhh territorij // Geodinamicheskie, sejsmologicheskie i geofizicheskie osnovy prognoza zemletrjasenij i ocenki sejsmicheskogo riska. Doklady Kazahstansko-Rossijskoj konferencii 22-24 ijunja 2004 g. Almaty, 2005. S.118-129.
- 13 Junga S.L. O mehanizme deformirovanija sejsmoaktivnogo ob#ema zemnoj kory. Izv. AN SSSR. Fizika Zemli. 1979. № 10, S.14-23.
- 14 Junga S.L. Metody i rezul'taty izuchenija sejsmotektonicheskix deformacij. M.:Nauka, 1990, 191 str.
- 15 Junga S.L. O klassifikacii tenzorov sejsmicheskix momentov na osnove ih izometricheskogo otobrazhenija na sferu. Doklady RAN. 1997. T.352. №2. S.253-255.

Резюме

А.В. Тимуш, А.Б. Садықова, Н.П. Степаненко, Г.Я. Хачикян

(Институт сейсмологии МОН РК) **на каз язык**

СОЛТУСТІК ТЯНЬ-ШАНЬДА КҮН БЕЛСЕНДІЛІГІНЕ БАЙЛАНЫСТЫ
СЕЙСМОТЕХТОНИКАЛЫҚ ДЕФОРМАЦИЯНЫҢ
ВАРИАЦИЯ ФАКТОРЫ РЕТІНДЕ ЛИТОСФЕРАНЫҢ ҚҰРЫЛУЫ

Сейсмоструктуралық деформация параметрлерінің күн белсенділігінің вариацияларымен байланысын танытатын ауданның литосфера құрылысының ерекшелігі, жер қыртысының жоғарғы бөлігінде ірі гранитоидтық батолиттердің, ал қыртыстың астындағы кеңістікте – плюмдік каналдардан шығатын белсенді мантияның болуымен себепші болады. Жерсілкіністер ошақтары механизмдерінің вариациялары біршама сынғыш, жарылымдармен бөлінген қатпарлы-блоқты қыртыстың қатты қыздырылған (1300–1400°С), өзіндік тербелістеріне, сонымен қатар 11 жылдық күннің белсенділік вариацияларына байланысты мантияның ыстық субстраттық төсенішінің толқын тәрізді қозғалыстарына ұшыраған квазипластикалық «жастықтың» салдарынан пайда болуы мүмкін.

Кілт сөздер: жер сілкіну ошағының механизмі, Люде-Надон коэффициенті, сейсмоструктуралық деформацияның параметрі, күн белсенділігінің вариациясы, литосфера, қарқынды мантия, плюмді канал.

Summary

A.V. Timush, A.B. Sadykova, N.P. Stepanenko, G.Ya. Hachikyan

(Institute of seismology of MAN of RK)

**A LITHOSPHERE CONSTITUTION AS THE FACTOR OF VARIATIONS
OF SEISMOTECTONIC DEFORMATIONS IN CONNECTION WITH
A SOLAR ACTIVITY ON NORTHERN TYAAN-SHAN**

The features of the structure of the lithosphere in the regions where the manifestations of seismotectonic deformation parameters due to variations of solar activity is observed, may be due to the presence in the upper crust of huge granitoid batholiths, and in the subcrustal space – an active mantle emanating from the plume channels. The variations of earthquake focal mechanisms can occur due to the fact that a relatively fragile, fragmented by fractures the stratified-bloc crust is underlined by strongly heated (1300-1400°C) quasiplastic "cushion", which is subjected to both the natural oscillations, and wave-like movements of the underlying substrate of a hot mantle in connection with the 11-year variations in solar activity.

Keywords: mechanisms of the centers of earthquakes, coefficient Ljude-Nadon, parameters of seismotectonic deformation, solar activity variations, lithosphere, an active mantle, a plum channel.

Поступила 4.02.2013 г.

УДК 539.622

Н.С. БУКТУКОВ, Е.И. РОГОВ, Г.П. МЕТАКСА, Г.Ж. МОЛДАБАЕВА

(Институт Горного дела им. Д.А. Кунаева)

НОВОМУ ТЫСЯЧЕЛЕТИЮ – НОВЫЕ ГЕОТЕХНОЛОГИИ

Аннотация

Дается обоснование для повторного использования существующих месторождений в качестве природных реакторов синтеза заданных полезных ископаемых.

Ключевые слова: геотехнология, минералы, природный реактор, радон, самофокусировка.

Кілт сөздөр: геотехнология, минералдар, табиги реактор, радон, өздігінен фокустану.

Keywords: geotechnology, minerals, a natural reactor, radon, self-focusing.

В Институте горного дела им. Д. А. Кунаева предложена новая идея повторного использования месторождений урана и нефти, цикл реабилитации месторождений предусматривает использование параметров природного залегания в комплексе с инициацией процессов синтеза, ускорение которых достигается путем внешних переменных воздействий через существующие скважины.

Разрабатываемая технология относится к классу энергосберегающих, так как используются природные источники энергии и уже готовые для использования скважины.

В качестве обоснования для проведения нового цикла работ приводится пример естественной генерации радона на озере Иссык-Куль.

Впервые «Слово о рождении металлов от трясения Земли сентября 6 дня 1757 года говоренное» высказано М.В. Ломоносовым [1], т.е. более 250 лет назад. За это время наука существенно продвинулась в термоядерном синтезе всех металлов, в создании нанотехнологий и новых материалов имеющих размеры структурных элементов, присущих молекулярному уровню рассмотрения.

Однако востребованность этого «Слова» проявилась в третьем тысячелетии, когда техногенные воздействия приобрели свойства неуправляемой стихии, особенно в горном деле. Развивающаяся геомеханика потребовала от горняков знания всех процессов накопления и разрядки напряжений для всех уровней рассмотрения – от наноразмеров до макромасштабов реального строения литосферы. Отсюда вытекает необходимость внимательного рассмотрения процессов синтеза некоторых элементов таблицы Менделеева Д.И, происходящих естественным путем.

На территории сейсмогенерирующих районов Киргизии расположено озеро Иссык-Куль, обладающее способностью синтезировать радиоактивный газ радон, концентрация которого является целебной для окружающей его биологической среды (очень крупные плоды растительного мира, благоприятные условия для селекции в животноводстве, большое количество курортов и здравниц для оздоровления человека).

Предгорья этого озера богаты месторождениями мышьяка, сурьмы, ртути, олова, цинка, углерода, редкоземельными металлами (кстати, слово «месторождение» понятийно отражает суть Ломоносовского «Слова»).

По выражению Ломоносова М.В. «... следует показать как металлы в слоях и в жилах родятся; и что трясение земли к точному их воспроизведению способствует...». На языке современной науки мы должны показать спектральный состав процессов внешнего воздействия и отклика многофазной структуры этого озера, т.е. для того чтобы обосновать необходимость постоянного

возобновления и поддержания равновесной концентрации радона, надо искать резонансные условия в системе «воздействие – отклик».

Сфера тяготения планеты Земля имеет свои физические особенности и, соответственно, спектральный состав процессов накопления и разрядки под действием суточных, лунных, годовых и солнечных циклов [2]. Под сферой тяготения планеты понимают область пространства, внутри которой притяжение планеты сильнее притяжения Солнца [3]. Аналитические и численные методы небесной механики могут решать задачи определения периодов для «нулевых спутников», у которых большая полуось орбиты равна радиусу Земли.

Определенный таким образом период составляет 84,4 мин. [3]. Это означает, что для сферы тяготения нашей планеты позволительно пользоваться решениями Кеплеровских задач с радиусами, у которых большая полуось равна или меньше радиуса Земли.

Тогда для основных временных циклов Земли легко определить константу «К» взаимодействия по 3 Закону Кеплера:

$$\frac{R^3}{T^3} = K \quad (1)$$

где R – радиус Земли, ($R = 6378$ км); T – период земных циклов (суточного, лунного, годового, солнечного).

В таблице 1 приведены расчетные значения постоянной K для основных ритмов планеты.

Таблица 1 – Расчетные значения Кеплеровского соотношения для основных ритмов Земли

Наименования цикла	$K, \text{ м}^3/\text{с}^2$
Суточный	$3,477 \cdot 10^{10}$
Лунный	$3,767 \cdot 10^7$
Годовой	$2,6 \cdot 10^5$
Солнечный	$1811 = 1,811 \cdot 10^3$

Расчетные данные свидетельствуют о том, что для каждого цикла этот коэффициент имеет конкретное значение и в зависимости от вида взаимодействия меняется на 2-3 порядка по мере возрастания продолжительности цикла рассмотрения.

При резонансе, чтобы достичь наилучших результатов, важно, чтобы длина каждого элемента проводящей среды была равна одной четвертой длины волны, умноженной на нечетное число n [4]. По этому признаку озеро Иссык-Куль, имеющее длину 182 км, ширину 58 км и максимальную глубину 0,7 км, обладает двойным резонансным соответствием по отношению к длине волны глубинного параметра ($n = 65$ и 21).

Кроме того, выявляются резонансные соответствия с экспериментально-определенным планетным ритмом Н. Тесла (1 час. 45 мин) по главному (орбитальному) признаку, т.е. радиус орбиты для такого периода, рассчитанный по третьему Закону Кеплера равен $R = 5,11 \cdot 10^8$ м, что соответствует 80 радиусам Земли. Физически это определяет границу современной магнитосферы [5], а длины волн такой протяженности обладают громадным энергетическим потенциалом. Это означает, что любое отклонение от равновесия, например, во время магнитной бури, приведет к резонансному отклику в именно этом регионе.

Возникающая реакция на внешнее воздействие вынуждена распространяться, вызывая круговые движения, т.к. геометрическое соотношение длины и ширины озера равно числу π – константе всех видов вращательного движения. Спектральный состав таких откликов для самого глубокого места озера ($h = 702$ м), определенный по третьему Закону Кеплера, находится в следующем диапазоне:

- 1 – для орбитального уровня рассмотрения
($K = 3,36 \cdot 10^{18}$) – $T_0 = 10,1 \cdot 10^{-6}$ с, $v = 99$ кГц
- 2 – для суточного вращения

- $T_c = 9,93 \cdot 10^{-2}$ с, $\nu = 10$ Гц
- 3 – для приливно-отливных лунных циклов
- $T_{л} = 3,68$ с, $\nu = 0,37$ Гц
- 4 – для сезонных циклов земного года
- $T_{год} = 36,32$ с
- 5 – для солнечного года (12 лет)
- $T = 435,2$ с = 7,25 мин

Полученные расчетные данные свидетельствуют о том, что частотно-временной диапазон отклика глубокой части озера находится в области ультразвуковых частот для 1 уровня рассмотрения, в инфразвуковом диапазоне – для 2 и 3 уровней, а для 4 и 5 уровней – в области сейсмогенерируемых волн.

Собственные частоты продольных и поперечных волн в озере приведены в табл. 2.

Таблица 2 – Собственные частоты озера Иссык-Куль, обусловленные геометрией озера ($\nu = V/\lambda$, $\lambda = 1/2 L, B$)

Вид отклика	Для продольных волн		Для поперечных волн	
	период, с	частота, Гц	период, с	частота, Гц
Электромагнитный	$0,3 \cdot 10^{-3}$	$3,27 \cdot 10^3$	$0,097 \cdot 10^{-3}$	$10,34 \cdot 10^3$
Механический - в твердой подложке	14,5	$69 \cdot 10^{-3}$	4,6	0,21
Механический - в воде	60,(6)	$16,5 \cdot 10^{-3}$	19,(3)	0,052

Приведенные данные свидетельствуют о том, что собственные частотно-временные параметры озера находятся в звуковом и инфразвуковом диапазонах, характерном для сейсмоприемников. Условия согласования по резонансному признаку определяются значениями целочисленного ряда геометрических соотношений продольных и поперечных размеров озера по отношению к глубине. Возникают предпосылки для возникновения спиральных завихрений, распространяющихся вглубь со следующими периодами (таблица 3).

Таблица 3 – Частотно-временные параметры откликов на внешнее возмущение для продольных и поперечных волн озера (расчет выполнен по 3 Закону Кеплера)

Уровень рассмотрения	Для продольных волн		Для поперечных волн	
	период, с	частота, Гц	период, с	частота, Гц
Орбитальный	$1,49 \cdot 10^{-2}$	67	$2,67 \cdot 10^{-2}$	37,45
Суточный	146	-	26,2	-
Приливно-отливный	$3,96 \cdot 10^3$	-	$0,7 \cdot 10^3$	-
Земной год	$5,37 \cdot 10^4$	-	$0,96 \cdot 10^4$	-
Солнечный год	$6,43 \cdot 10^5$	-	$1,05 \cdot 10^5$	-

Такова периодичность «дыхания» озера в ответ на внешние воздействия разного уровня. Так, при замерах в различных точках можно фиксировать частоты, близкие к промышленной частоте, а также улавливать ритмы длительностью от 26 секунд до 7,5 суток. В таком резервуаре каждое внешнее воздействие приводит к отклику с громадным потенциалом спирального действия, распределение которого может приводить к непрерывному, но цикличному, воспроизведению радиоактивного газа – радона и не только его. Здесь уместно привести рассуждение М.В. Ломоносова: «... вижу встречающийся вопрос: родятся ли металлы и ныне беспрестанно – или от создания мира с прочими вещами сотворены...». Выполненная работа убедительно показывает, что процесс синтеза радона является постоянным, т.к. этот элемент является газом и поддержание равновесной его концентрации требует систематической подпитки, которая должна происходить за счет протекания естественных процессов синтеза этого элемента. Видимо не случайно, одна из методик прогноза землетрясений основана на определении концентрации радона в некоторых минеральных источниках.

Можно предположить, что для жидких и твердых компонентов рудного тела должны действовать те же закономерности, обосновывающие появление радона в условиях природного залегания. Предлагаются новые способы прогноза нефтегазоносности во многих осадочных бассейнах мира, основанные на геометрических соотношениях особенностей ландшафта [6]. Такой вид прогнозирования полезных ископаемых стал возможным при дистанционном зондировании Земли из космического пространства. Показано, что возникновение полезных ископаемых приурочено к проявлениям ударно-взрывной тектоники для масштабов реальных месторождений.

Данная работа должна доказательно обосновать существование природных реакторов, синтезирующих в соответствии с конкретными условиями залегания разные формы полезных ископаемых.

По современным представлениям для синтеза или разложения устойчивых структур, (например, металлов) необходимы высокие давления и температура, которые обеспечиваются при термоядерном синтезе. В этих условиях, для того чтобы создать в локальной зоне сверхвысокие давления используют известные приемы фокусировки энергетического пучка в определенной точке.

В природных условиях реализуются возможности самофокусировки, обусловленные формой и масштабом конкретной структуры [7].

Интерференционная самофокусировка – это свойство всех сред в природе. Этим свойством обладают и вакуум, и биологические существа, и газы, и жидкости, и плазма, и нуклонная жидкость (при температуре, когда все атомы лишены сил сцепления и все нуклоны имеют свободную подвижность, как атомы в расплавленном металле). Интерференционная самофокусировка распространяема на все лучи. К ним, в частности, относятся звуковые и электромагнитные волны всех диапазонов, тепловые, оптические, рентгеновские лучи и гамма-кванты.

Явление интерференционной самофокусировки позволяет осуществить преобразование всех видов энергии во все ее формы. Рассмотрим это на примере реального месторождения, генерирующего газ радон.

Так озеро Иссык-куль имеет субширотную направленность (182*58*0,7 км), т.е. оно вращается вместе с Землей в суточном ритме со скоростью ~ 340 м/с. Эта скорость в десять раз превышает скорость самого сильного урагана. В этом случае любое поперечное воздействие (ветер, землетрясение, взрыв и т.п.) создает предпосылки для отклика всей этой системы в виде образования кольцевых или спиральных волн, амплитуда которых по мере приближения к центру будет увеличиваться в силу действия эффекта самофокусировки. Таким образом, в некоторых локальных зонах должны возникать условия энергетически близкие по своим параметрам условиям термоядерных реакторов. Таким образом, изучая природные явления с учетом динамических явлений отклика каждого месторождения на внешние воздействия, можно разрабатывать новые геотехнологии, позволяющие многократно использовать существующие природные реакторы, а также моделировать подобные процессы в искусственных условиях с целью получения заданных структур и компонентов.

Выводы:

1. Синтез радиоактивного элемента – радона на озере Иссык-Куль осуществляется естественным путем за счет преобразования внешних воздействий резонансным откликом, обусловленном геометрией озера, в ультразвуковом, инфразвуковом и тектоническом диапазонах.

2. Прогноз Ломоносова М.В. о возникновении металлов при землетрясениях подтверждается данными современной науки, формируя таким образом новое направление развития геомеханики и геотехнологии.

ЛИТЕРАТУРА

- 1 Ломоносов М.В. Слово о рождении металлов от трясения Земли сентября 6 дня 1757 года говоренное //О слоях земных, М., Госгеолитиздат, 1949, 210 с.
- 2 Курскеев А.К. Землетрясения и сейсмическая безопасность Казахстана. Алматы, 2004, 504 с.
- 3 Чеботарев Г.А. Аналитические и численные методы небесной механики. М.-Л., Наука, 1965, 365 с.
- 4 Тесла Н. Научные и технические статьи, 1899, Интернет-публикация, раздел война и землетрясения.

5 Дмитриев А.Н. Огненное пересоздание климата Земли (интернет-публикации) СНС, «Пульс будущего», 2003, <http://pulse.webservis.ru>.

6 Зейлик Б.С. Современные методы регионального прогнозирования нефтегазоносности.//Алматы ,Нефть и газ,№2,2009,с.23-38.

7 Явление самофокусировки. Открытие № 32 ОТ 9845 от 16.01.1978.

REFERENCES

1 Lomonosov M.V. Slovo o rozhdenii metallov ot trjasenija Zemli sentjabrja 6 dnja 1757 goda govorennoe //O slojah zemnyh, M., Gosgeolitizdat, 1949, 210 s.

2 Kurskeev A.K. Zemletrjasenija i sejsmicheskaja bezopasnost' Kazahstana. Almaty, 2004, 504 s.

3 Chebotarev G.A. Analiticheskie i chislennye metody nebesnoj mehaniki. M.-L., Nauka, 1965, 365 s.

4 Tesla N. Nauchnye i tehnicheckie stat'i, 1899, Internet-publikacija, razdel vojna i zemletrjasenija.

5 Dmitriev A.N. Ognennoe peresozdanie klimata Zemli (internet-publikacii) SNS, «Pul's budushhego», 2003, <http://pulse.webservis.ru>.

6 Zejlik B.S. Sovremennye metody regional'nogo prognozirovanija neftegazonosnosti.//Almaty ,Neff' i gaz,№2,2009,s.23-38.

7 Javlenie samofokusirovki. Otkrytie № 32 OT 9845 ot 16.01.1978.

Резюме

Н.С. Бутуков, Е.И. Рогов, Г.П. Метакса, Г.Ж. Молдабаева

(Д.А. атындағы Тау-кен ісі институты, Алматы қ.)

ЖАҢА МЫҢЖЫЛДЫҚҚА – ЖАҢА ГЕОТЕХНОЛОГИЯЛАР

Бар кенорындарын белгіленген пайдалы қазындылардың табиғи реакторлары ретінде қайтадан қолдану үшін дәлелдер келтірілген.

Кілт сөздер: геотехнология, минералдар, табиғи реактор, радон, өздігінен фокустану.

Summary

(Mining institute of D.A.Kunayev)

Buktukov N.S., E.I. horns, G.P. Metaksa, G.Zh. Moldabaeva

FOR A NEW MILLENIUM - NEW TECHNOLOGIES

In work justification for a reuse of existing fields as natural reactors of synthesis of the set useful minerals is given.

Keywords: geotechnology, minerals, a natural reactor, radon, self-focusing.

Поступила 06.02.2013 г.

Л.М. ФИЛИНСКИЙ

(Институт геологических наук им. К.И. Сатпаева)

«ХИМИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ»

(О матричной систематике минеральных видов и молекулярных структур)

Аннотация

Метод матричной систематики, обоснование и принципы которого изложены в наших предыдущих публикациях, иллюстрируется построением макетов Системы минеральных видов и Системы молекулярных структур с учетом их позиции и связей в общем геонимическом ансамбле природных Систем.

Ключевые слова: Системные исследования, матричная систематика, матрица «Уникласс», хемоформации, минеральные виды, молекулярные структуры.

Кілт сөздер: жүйелік, зерттеулер, матрикалық жүйелеу, «Уникласс» матрицасы, хемоформациялар, минерал түрлері, молекулалық құрылымдар.

Keywords: a system researches, a matrix systematic methodic, a “Uniclass” matrix, a matrix systematic of mineral species and molecular structures.

Владимир Иванович Вернадский, 150-летний юбилей которого отмечает мировая научная общественность, будучи ученым-энциклопедистом, определил направления научных исследований не только в ряде отдельных отраслей – в геохимии, генетической минералогии, биохимии, радиологии и др., – но и акцентировал внимание на интеграции научного знания. Результатом такой интеграции явилась его идея о Ноосфере, которая, к сожалению, пока еще не нашла дальнейшего развития. В своей «Геохимии» Владимир Иванович писал: «...никогда в истории человеческой мысли идея и чувство единого целого, причинной связи всех природных явлений не имели той глубины, остроты и ясности, какой они достигли в XX столетии. Изучение изменения, происшедшего и происходящего в идеях и понятиях, заставляет нас думать, что мы еще очень далеки от конечного результата...» [1, с.11]. Именно с именем В.И.Вернадского связано генетическое направление в минералогии, именно им дано определение: «Минералогия представляет химию земной коры. Она имеет своей задачей изучение как продуктов природных химических процессов, так и самих процессов». Настоящая работа и посвящена рассмотрению не только генетических аспектов, но и всего комплекса системообразующих факторов не только минералообразования, но и фундаментальных Систем хемоформаций и молекулярных структур.

В тематической серии авторских публикаций [2–12] представлен широкомасштабный опыт внедрения системной методологии в анализ актуальных проблем геотектоники, геодинамики, магматизма и металлогении, а также при решении конкретных задач моделирования для классификационной идентификации реальных и прогноза вероятных рудных объектов. Основанием для этого явилась разработанная специально для решения прогнозных задач – и не только геологических – унифицированная классификационно-системная матрица «Уникласс», апробированная на ряде фундаментальных примеров. Матрица «Уникласс», отражая внутри- и межсистемные связи, а также общий алгоритм существования и функционирования всех фундаментальных Систем* – *прямую и обращенную периодичность* внутрисистемных функциональных свойств, – являет собой методологический фундамент системных исследований и концепции «нового униформизма» [5].

В своих конкретных приложениях матрица «Уникласс» представляет геометрическую интерпретацию теории исследуемых реальных и вероятных событий и инструмент для их эффективного

* Контекстовое примечание. О различии понятий «фундаментальная Система» и «формальная система» см. [7].

ретроспективного анализа и прогноза. Метод матричной систематики (ММС) объединяет все известные методы познания – и генетический, и кондионалистский, и сравнительно-исторический, и рангово-структурно-морфологический, и функциональный – в единый комплекс с учетом дискурсивности системообразующих факторов-координат, роль которых играют философские категории: *причина–условие, время–пространство, следствие*.

Ниже ММС иллюстрируется построением макетов *Системы минеральных видов* и *Системы молекулярных структур* с учетом их позиции и связей в общем геонимическом ансамбле природных Систем. Прежде, чем дать описание макетов этих Систем, проиллюстрируем их позицию в общем ансамбле. В таком ансамбле межсистемные связи имеют различные варианты: эти связи могут быть выражены общими *причинной* и *временной* координатами (вариант *полной матричной суперпозиции*), общими *пространственно-временными* координатами при полярных причинных основаниях (вариант *матричной эквипозиционности*), либо отражают различные уровни иерархической субординации Систем (вариант *матричной субпозиции*). Перечисленные варианты межсистемных структурных связей с учетом законов симметрии являются необходимым и достаточным условием построения общего графа ансамбля фундаментальных природных Систем. Представленный граф (*рис. 1*) построен на основе системных соотношений зеркальной и инверсионной видов симметрии и отражает как родовую, так и *уровневую октавную* структуру окружающего макромира и микромира. Именно благодаря построенному графу, отражающему межсистемные связи, возможно объективное определение ведущих системообразующих факторов-координат – *причинного основания* и *режимно-временной характеристики* матричных классификаций конкретных Систем. По методологическому принципу общей теории систем, при анализе любой Системы необходим учет ее структурной позиции и связей в общем ансамбле. Такой мировоззренческий подход и называется «системным».

Генеральная структура графа отражает единство «статических» и «динамических» фундаментальных природных Систем, их родовую и уровневую композицию с реальными и «мнимыми» состояниями. Динамические Системы группируются по квадрантам графа, разделенным осями симметрии: верхние («макромир») и нижние («микромир») квадранты отделены осью *инверсионной симметрии* пространственно-временных состояний, а левые («реальные» Системы) и правые («мнимые» Системы) – осью *зеркальной симметрии* каузальных состояний. С учетом родовой и уровневой структуры графа выделяются *композиционные, суперпозиционные, эквипозиционные и субпозиционные Системы*. И макромир, и микромир характеризуются *уровневой структурой*: число уровней (ступеней) подчиняется «**закону октав**», а каждому уровню соответствует определенный вид парных физических взаимодействий. Именно эти факты и должны быть положены в основу их **единой теории**. Таким образом, посредством представленного графа рассмотрена вся цепь видов физических взаимодействий в этом ансамбле [12]. Системы физико-географического и геологического родов, характеризуясь одноуровневой суперпозицией, совместно образуют сложные природные комплексы, анализ и интерпретация которых – без дифференциального их рассмотрения – весьма затруднена. (Для иллюстрации этого положения достаточно привести пример «непримиримой борьбы» плейст-тектонической и геосинклинально-платформенной концепций в современной геотектонике). Именно факт «наложения» физико-географических и геологических процессов определяет необходимость их изучения как в дифференциальном, так и в интегральном аспектах. Самостоятельные ряды Систем физико-географического и геологического родов, в свою очередь, характеризуются ранговой иерархией, отражающей последовательность их структурных уровней – это ряды субпозиционных («вложенных») Систем (*таблица 1*). Причинное основание матричной классификации каждой Системы вытекает из характеристики *условия* иерархически вышестоящей Системы. Так, причинное основание *Системы минеральных видов* вытекает из *условий* композиционной Системы «геохимии ландшафтов», в полной мере определяющих характер процессов концентрации и рассеяния вещества. В свою очередь, причинным основанием *Системы молекулярных структур* являются *типы химических связей*, характеризующие фактор *условия* в Системе химических элементов. Впрочем, процессы дифференциации, концентрации и рассеяния различных веществ (а также атомно-молекулярные связи) в той или иной мере присущи всем природным процессам, что дает основание выделить *Систему минеральных видов* и *Систему молекулярных структур* в качестве *суперфундаментальных*.

«Всегда возникает чувство глубокого уважения к мощи законов симметрии» Ч. Янг «Природа организует материю не только по роду, но и по ступеням» И. Кант

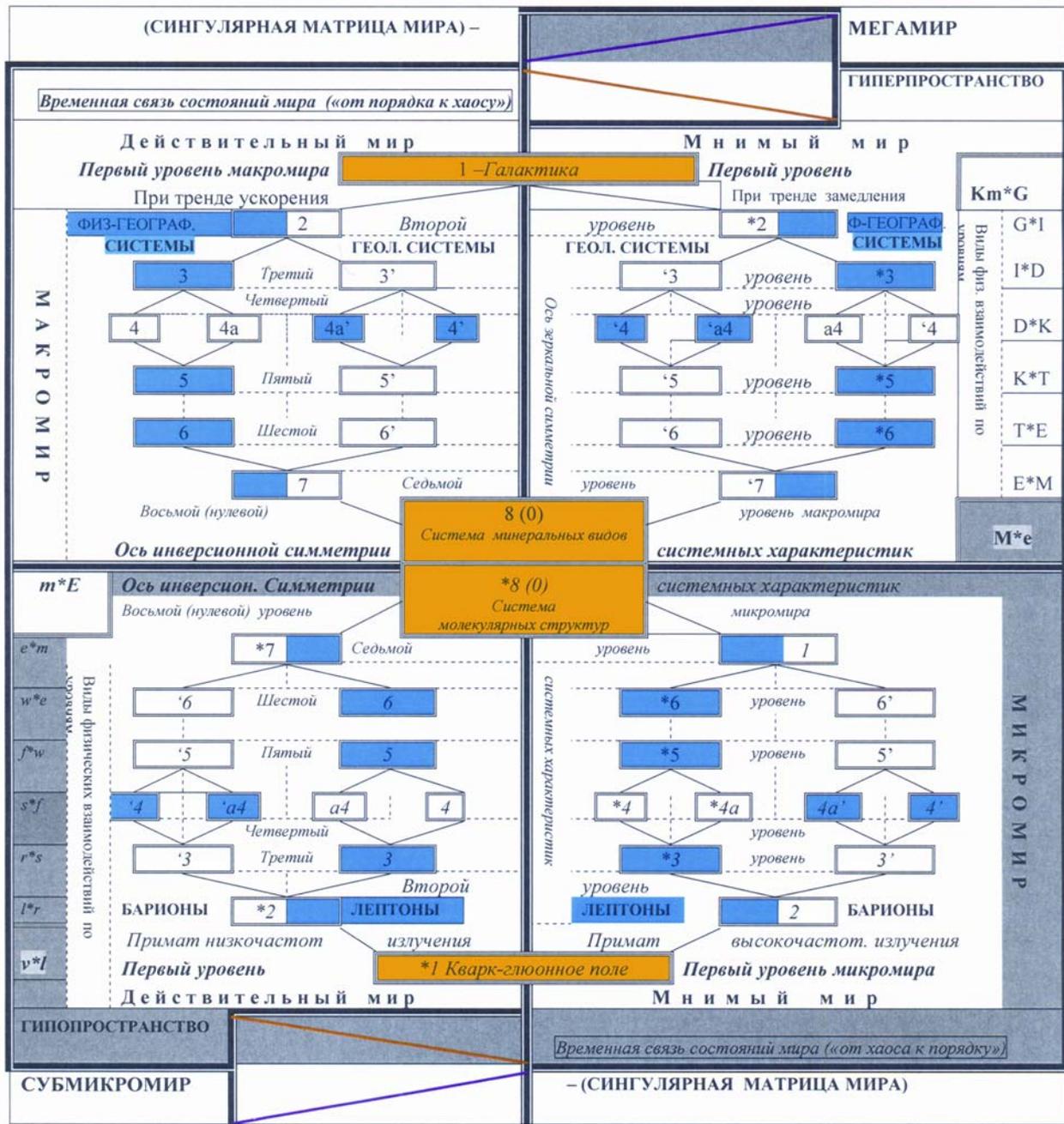


Рисунок 1 – Граф межсистемных связей и видов физических взаимодействий в геономическом ансамбле позиционных природных Систем (при отрицательном значении общего космологического фактора – «от порядка к хаосу») (Условные обозначения в таблице 1)

Детальное описание структуры графа изложено в ряде авторских публикаций [2–12]. Ниже в табличной форме дан краткий перечень «статических» и «динамических» Систем макромира (жирным шрифтом выделены «статические» Системы).

Таблица 1 – «Статические» и динамические фундаментальные Системы макромира

1–Галактическая Система («Наша Галактика»)			
Фундаментальные динамические Системы 2–Исходная композиционная Система сейсмотектонических событий			
Физико-географические Системы		Геологические Системы	
3 –Система литосферных плит (террейнов)		3 ^г –Система тектоносферных тектоногенов	
4 – Эквипозиционные системы:			
4– Вулканизм	4а–Тафро-орогенез	4 ^г –Кластогенные ф.	4а ^с –Хемогенные ф.
5–Гидрологическая Система		5 ^г –Система магматических формаций	
6–Система климатических зон		6 ^г –Система рудных формаций	
7–Результативная композиционная Система «Геохимия ландшафтов»			
8(0)– Система минеральных видов			

Внимание еще раз акцентируется на эффекте наложения эквипозиционных физико-географических систем – вулканизма рифтогенной и коллизионной природы и тафро-орогенеза – с симметричными им эквипозиционными геологическими системами – *кластогенными и хемогенными формациями*. Эти одноуровневые связи позволяют, в частности, дать объективную генетическую интерпретацию хемогенным (сульфатно-галлоидным, сульфатным, фосфатным, карбонатным, кремнистым, углеродисто-кремнистым, а также и *углеводородным*) формациям, происхождение которых обязано *горизонтальным движениям* и, соответственно, *вулканическим процессам* (главным образом, *подводным*). Примечателен и характер эквипозиционности кластогенного и хемогенного литогенеза: кластогенные псефитовые формации (молассы) коррелируются с галогенными формациями, а пелитовые – с углеводородными. Здесь же необходимо отметить различные соотношения диалектических категорий *сущности и явления*: вулканические и тафро-орогенические процессы как *физико-географические явления* характеризуются, тем не менее, *геологической сущностью* своей природы, тогда как *сущность* природы формирования литолого-стратиграфических комплексов как *геологических явлений – физико-географическая*.

Этими перекрестными соотношениями *сущности и явления* отражается единое причинное основание Систем физико-географического и геологического ансамблей, представленное общей для них Системой сейсмотектонических событий. В авторской публикации [8] изложена конкретная характеристика *тотальных* и *локальных* системообразующих факторов-координат эквипозиционных Систем кластогенных и хемогенных формаций: *причины-условия, времени-пространства, следствия*, дано определение соответствующих классификационных таксонов хемоформаций, а именно: *хемогенераций энсиматической и энсиалической серий, контрахемных и конхемных рядов, групп по геодинамическим фазам и стадиям рифтогенно-седиментогенного и коллизионно-складчатого режимов, структурно-морфологических классов* с их относительной ранговой оценкой, и, наконец, *солевых и углеводородных геохимических типов* хемоформаций, являющихся, в свою очередь, основанием гносеологической матричной классификации. Последняя классификация выявляет генерализованную *причинную связь* всех пространственно-временных состояний – генетические серии (*энсиматические – энсиалические*), тогда как первая – *следственную связь* этих же состояний: *генерализованное соотношение между солевыми и углеводородными хемоформациями в виде инверсионного креста*, выделенного по диагоналям онтологической матрицы. Это соотношение и является *функциональным свойством* Системы хемоформаций. Более корректно это соотношение следовало бы соотнести к неорганическим и «органическим» хемоформациям, причем, к последним относится и вода. Также – в связи с наличием различных вещественных фаз (и твердых, и жидких, и газообразных) – систему хемогенных «литоформаций» более корректно детерминировать как «Систему хемоформаций. Таким образом, в представленной Системе внутрисистемные свойства выражаются прямой и обращенной периодичностью неорганических и «органических» хемоформаций, подчеркивая инерционно-динамический и кинетический характер режимов хемогенеза, а, соответственно, и процессов рифтогенного и коллизионного вулканизма. Именно эта особенность внутрисистемных свойств определяет ретроспективно-аналитическую и прогнозную функции

классификационных матриц. Специфической особенностью хеоморфаций является активное участие в их формировании «живой материи». Эта специфика дает основание охарактеризовать Систему хеоморфаций как мост с двусторонним движением, перекинутый природой между «царствами» минералов, флоры и фауны. Тем не менее, изложенная систематика хеоморфаций отражает их глубинное происхождение. Это – серьезная заявка в поддержку и более углубленную разработку «современных» идей о «нафтидогенезе и галогенезе» (Конищев, 2007, Лурье, Шмидт, 2008). Дальнейшая их разработка представляет собой отдельный предмет обсуждения, памятуя, что всякое «новое» – хорошо забытое старое.

Система минеральных видов, как и Система Нашей Галактики, является «статической», но завершающей уровни макромира – подобно «статической» *Системе молекулярных структур* микромира. В отличие от динамических, «статические» фундаментальные Системы нанизаны непосредственно на ось каузальной симметрии общего графа (на рис.1 – желтым цветом), являясь «сквозными» - т.е., **постоянными** для всех царств окружающего мира, включая и ноосферу (антропосферу + техносферу). В дальнейшее развитие идей В.И.Вернадского о ноосфере и цельности окружающего мира, полный граф всех «царств» топологически может быть представлен в форме объемной «снежинки», иллюстрируя их единство.

Общей чертой внутрисистемных функциональных свойств для всех фундаментальных Систем без исключения является их *прямая и обращенная периодичность* в соответствующих циклах, что и отражает **природный алгоритм** организации и функционирования этих Систем [2–8 и др.] – в полном соответствии с полярными свойствами причинного действия и противодействия. Макет генетической и функциональной матричных классификаций минеральных видов построен в общесистемных координатах, роль которых играют философские категории: **причина-условие, время-пространство, следствии**, конкретизированные для процессов минерогенеза. Макет систематики минеральных видов, подобный макетам [4], позволяет более корректно определить каузальные, пространственно-временные и функциональные таксоны Системы минеральных видов, а также (по данным анализа симметричного макета) и Системы молекулярных структур. Все координатные характеристики матричных классификаций достаточно четко поляризованы. Статистическая сущность выделения функционально-минералогических серий определяет и вероятностный характер их границ, что и подтверждается всем опытом минералогических исследований.

Для *Системы минеральных видов* общесистемные координаты классификационных матриц наполнены следующим конкретным содержанием:

ПРИЧИНА – фактор минералообразования, определяющий полный спектр значений **химического потенциала** простых веществ и, соответственно, процессов их концентрации и рассеяния – от агрегативных форм до акцессорных. По статистическим группам значений причинной характеристики выделяются следующие **парагенезы** (генетические колонны) минеральных видов:

Парагенезы концентрации:

- агрегативные,
- жильные,
- вкрапленно-жильные;

Парагенезы рассеяния:

- акцессорные,
- тонкодисперсные,
- прожилково-вкрапленные.

В генерализованном виде минеральные парагенезы подразделяются на *концентрационные* и *дисперсные* – именно такая генерализация *причинных таксонов* устанавливается гносеологической (функциональной) классификацией в форме диагонального инверсионного креста.

УСЛОВИЕ – термодинамическая характеристика среды минералообразования (прежде всего, значения концентрации, давления и температуры) относительно химического потенциала источника. По этой сравнительной характеристике выделяются следующие **парагенетические ряды** классов минеральных видов:

- *ковариантный ряд* - с адекватной термодинамической характеристикой среды и очага,
- *переходный ряд* - с доминирующей ролью ковариантных свойств,
- *переходный ряд* - с доминирующей ролью полярных свойств,
- *контравариантный ряд* - с полярной характеристикой среды.

В функционально-минералогической классификации парагенетические ряды минеральных видов определяются соотношениями значений давления и температуры среды минералообразования:

- ряд с высокими значениями химического потенциала,
- переходный ряд с доминантой высоких значений химического потенциала,
- переходный – с доминантой низких значений химического потенциала,
- ряд с пониженными значениями химического потенциала.

Важно отметить, что генетически однозначные (ковариантные или контравариантные) ряды полярных генераций – концентрационных и рассеянных – имеют и полярные соотношения термодинамических рядов, иллюстрируя зеркальную симметрию условия в генетической классификации и его инверсионную симметрию – в функциональной.

ВРЕМЕННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА – стадии минералообразования, характеризующие степень участия ассоциаций петрогенных и рудообразующих химических элементов. Эти стадии определяют степень интенсивности магнитного и электростатического полей, а также их уровневую структуру и *геохимическую зональность* колонн и рядов минеральных парагенезисов с чередующимся *ковариантным* и *контравариантным* характером термодинамического процесса минералообразования в общем цикле его развития. По этой характеристике выделяются **мегакомплексы** минеральных видов, каждый из которых представляет соответствующую *геохимическую ассоциацию*:

- | | |
|---|--------------------------------------|
| Ранние («верхние») мегакомплексы: | Поздние («нижние») мегакомплексы: |
| – минералы ведущих петрогенных элементов, | – минералы ведущих рудных элементов, |
| – минералы рядовых петрогенных элементов, | – минералы рядовых рудных элементов, |
| – минералы «малых» петрогенных элементов. | – минералы редких рудных элементов |

Мегакомплексы минеральных видов характеризуют соответствующие уровни парагенетических колонн – как концентрационных, так и дисперсных, подчеркивая существенно магнитный режим верхних уровней и существенно электростатический – нижних.

ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ учитывают следующие факторы минералообразования:

- 1) степень изолированности или, напротив, открытости очагов минералообразования,
- 2) структурные взаимоотношения генерируемого минерального вида с минеральными видами вмещающей среды.

По этим характеристикам выделяются следующие классы минеральных видов, определяющие их конкретные **комплексы**:

- открытые эпигенетические (наложенные) – *гипергенные*,
- полуоткрытые эпигенетические – *метасоматические*,
- квазизамкнутые сингенетические – *метаморфогенные*,
- экранированные сингенетические – *гипогенные*.

В классификационных матрицах иллюстрируются наиболее тесные парагенезисы данных комплексов: *гипергенные* и *гипогенные*. Дополнительно – по композиции пространственных и временных характеристик – учитываются 3) тенденции объемных изменений минеральных видов, которые имеют противоположные векторы в правой и левой частях классификационных матриц (согласно соотношениям процессов концентрации и рассеяния, т.е., *действия* и *противодействия*).

Наконец, СЛЕДСТВИЕ отражает не только возможное число классов минеральных видов в Системе, но и их *связь* посредством генерализованных соотношений классов породообразующих и рудообразующих минеральных видов. Как указывалось выше, эта связь отражает весь спектр геохимических соотношений между ассоциациями породообразующих и рудообразующих химических элементов и интерпретируется в генетической классификации в виде диагонального инверсионного креста: верхний левый и правый нижний углы матрицы иллюстрируют позицию классов существенно породообразующих минеральных видов, а левый нижний и правый верхний – существенно рудообразующих. Предлагаемая генетическая (онтологическая) классификация отражает процессы геохимической эволюции минеральных видов в рамках петрометаллогенетического цикла: прямую периодичность минеральных видов (*от породных к*

рудным) концентрационных парагенезов и обращенную (от рудных к породным) – для дисперсных. Именно поэтому генетическая матричная классификация минеральных видов может и должна служить инструментом прогнозно-ретроспективного анализа при минералогических исследованиях различных руд и вмещающих их породных комплексов.

Если в генетической классификации классы минеральных видов представлены в генерализованном виде, то в функционально-минералогической классификации, где играют роль ее основания, они характеризуются полным спектром статистических групп (**серий**):

<u>серии породообразующих минеральных видов:</u>	<u>рудные серии минеральных видов:</u>
– ведущие породообразующие,	– ведущие рудные,
– существенно породообразующие,	– существенно рудообразующие,
– гетерофункциональные («рудно-породные»)	– гетерофункциональные («породно-рудные»)

В свою очередь, для **Системы молекулярных структур** общесистемные координаты классификационных матриц, по мнению автора, должны быть наполнены следующим конкретным содержанием:

ПРИЧИНА – фактор минералообразования, определяющий полный спектр *типов химических связей* – от ковалентных до сильно поляризованных (ионных). По статистическим группам значений причинной характеристики выделяются следующие **парагенезы** (генетические колонны) молекулярных структур:

Ковалентные парагенезы:	Поляризованные парагенезы:
– ковалентные,	– ионные,
– донорно-акцепторные,	– ковалентно-полярные,
– «водородные»;	– «металлические».

В генерализованном виде молекулярные парагенезы подразделяются на *ковалентные* и *поляризованные* – именно такая генерализация *причинных таксонов* устанавливается гносеологической (функциональной) классификацией в форме диагонального инверсионного креста.

УСЛОВИЕ – химическая характеристика среды минералообразования (прежде всего, значения водородного показателя рН) относительно типа химической связи молекулярной структуры. По этой сравнительной характеристике выделяются следующие **парагенетические ряды** классов молекулярных структур:

- *ковариантный ряд* - с адекватной химической характеристикой *причины и условия*,
- *переходный ряд* - с доминирующей ролью ковариантных свойств,
- *переходный ряд* - с доминирующей ролью полярных свойств,
- *контравариантный ряд* - с полярной характеристикой среды.

В функционально-химической классификации парагенетические ряды молекулярных структур определяются значениями рН, характеризующими *степень кислотности–основности* среды минералообразования:

- *ряд с высокими значениями рН (1-4)*,
- *средний ряд с доминантой высоких значений рН (5-7)*,
- *средний – с доминантой низких значений рН (7-9)*,
- *ряд с пониженными значениями рН (10-14)*.

Таким образом, по химическим характеристикам *кислотность* ковариантна с поляризованным (ионным) типом связи и контравариантна – с ковалентным, тогда как *основность*, напротив, ковариантна с ковалентным типом связи и контравариантна – с ионным.

ВРЕМЕННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА – стадии химических процессов, характеризующие степень участия ассоциаций химических элементов, характеризующихся всем спектром их окислительно-восстановительных свойств. Эти стадии определяют степень интенсивности этих свойств, характеризующиеся соответствующими значениями окислительно-восстановительного потенциала Eh, а также магнитного и электрического полей, а также их уровневую структуру и конкретный характер рядов редокса (рН*Eh) минеральных парагенезисов с чередующимся *ковариантным* и *контравариантным* характером химического процесса минералообразования в общем цикле его

развития. По этой характеристике выделяются **мегакомплексы** химических соединений, каждый из которых представляет соответствующую *химическую ассоциацию*:

Ранние («верхние») мегакомплексы:	Поздние («нижние») мегакомплексы:
– соединения суперокислителей,	– соединения супервосстановителей,
– соединения рядовых окислителей,	– соединения рядовых восстановителей,
– соединения амфотеров	– соединения амфотеров
(с доминантой окислительных свойств)	(с доминантой восстановительных свойств)

Мегакомплексы молекулярных структур характеризуют соответствующие уровни парагенетических колонн – как ковалентных, так и поляризованных, подчеркивая существенно окислительный режим верхних уровней и существенно восстановительный – нижних. Композиция причинных и временных таксонов уточняет понятие «**профиля редокса**», включая в его содержание – кроме pH^*Eh – и **тип химической связи**.

ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ учитывают следующие факторы минералообразования:

- 1) степень изолированности или, напротив, открытости химических процессов,
- 2) структурные взаимоотношения генерируемого химического соединения с молекулярными структурами вмещающей среды (эпитаксия – синтаксия).

По этим характеристикам выделяются следующие фазы молекулярных структур:

- открытая эпитаксия – *газовые*,
- полуоткрытая эпитаксия – *жидкие (растворы)*,
- квазизамкнутая синтаксия – *твердые растворы*,
- экранированная синтаксия – *кристаллы*.

В классификационных матрицах иллюстрируются наиболее тесные парагенезисы указанных фаз: *ксеноморфная* (газовая и жидкая фазы), характеризующаяся *эпитаксией* и идиоморфная (твердые растворы и кристаллы), характеризующаяся *синтаксией*.

Дополнительно – по композиции пространственных и временных характеристик – учитываются 3) тенденции объемных изменений молекулярных структур, которые имеют противоположные векторы в правой и левой частях классификационных матриц (согласно соотношениям ковалентных и ионных связей, т.е., *действия и противодействия*).

СЛЕДСТВИЕ отражает не только возможное число классов молекулярных структур в Системе, но и их **связь** посредством генерализованных соотношений классов неорганических и органических химических соединений. Как указывалось выше, эта связь отражает весь спектр химических соотношений между ассоциациями окислителей и восстановителей и интерпретируется в генетической классификации в виде диагонального инверсионного креста: верхний левый и правый нижний углы матрицы иллюстрируют позицию существенно неорганических химических соединений, а левый нижний и правый верхний – существенно органических (углеводородных). Предлагаемая генетическая (онтологическая) классификация отражает процессы химической эволюции минералов: прямую зональность молекулярных структур (*от неорганических к «органическим»*) ковалентных парагенезисов и обращенную (*от «органических» к неорганическим*) – для поляризованных.

Если в генетической классификации классы молекулярных структур представлены в генерализованном виде, то в функционально-химической классификации, где играют роль ее основания, они характеризуются полным спектром статистических групп (**серий**):

<u>Серии неорганических молекулярных структур:</u>	<u>«органические» серии:</u>
– окислы,	– гидридные,
– соли кислородсодержащих кислот,	– углеводородные,
– соли безкислородных кислот	– углеродистые

Матричная систематика молекулярных структур осложняется связью с *номенклатурой неорганических и органических соединений*, что требует более углубленного анализа всех представленных классификационных таксонов. В этом свете, предложенные автором классификационные таксоны, безусловно, требуют уточнения. Тем не менее, следует считать

твердо установленным факт двойственности содержания курса минералогии: наличие макросистемы минеральных видов и Системы, представленной молекулярными структурами, завершающей уровни микромира. Именно композиция рассмотренных фундаментальных Систем макромира и микромира определяет чрезвычайную сложность минералогических исследований и, прежде всего, вопросов систематики минералов.

Такова схема общей картины «химии земной коры».

ЛИТЕРАТУРА

1. Вернадский В.И. Избранные сочинения. Т.1. Изд-во АН СССР. М., 1954.
2. Ракишев Б.М., Филинский Л.М. О методе матричной систематики // Известия НАН РК. Серия геол. 2003. №6. С.54–65.
3. Ракишев Б.М., Филинский Л.М. Геонимический ансамбль позиционных природных систем // Там же. 2004. N3/4. С.17–29.
4. Ракишев Б.М., Филинский Л.М. Рудноформационная матричная систематика // Там же. 2004. №6. С. 60–83.
5. Ракишев Б.М., Филинский Л.М. Геотектоника, геодинамика, магматизм, металлогения в свете концепции «нового униформизма» / Сб. докладов «Геология Казахстана», посвященный международному геол. конгрессу. – А., 2007. С. 73–79.
6. Ракишев Б.М., Филинский Л.М. Геохимия ландшафта: природный и техногенный аспекты //Материалы международной научно-практической конференции, посвященной 70-летию Института географии: «Географические проблемы устойчивого развития: теория и практика».– Алматы, Казахстан. 27-29 августа 2008. С.666–672
- 7.Филинский Л.М. О методологии системных исследований (к общей теории систем) // Известия НАН РК. Сер. геол. 2008. № 2. С. 75–84.
- 8.Филинский Л.М. Литоформации в свете методологии системных исследований // «Отечественная геология».2009, № 4. С.89–96.
- 9.Филинский Л.М. Унифицированный классификационный макет на базе обобщенной модели системы / Тезисы докладов на Всесоюзном совещании «Рудные формации структур зоны перехода континент – океан»– Магадан, 1988. Т.1. С. 149.
- 10.Филинский Л.М. Теория и практика систематики / Доклад на III-ей Всесоюзной конференции «Системный подход в геологии». Материалы конференции – М., 1989.
- 11.Филинский Л.М. Актуальные проблемы Науки о Земле (о методологии системных исследований) /Материалы 7–го Казахстанско-Китайского международного симпозиума.-А., 2010. С.105–106.
- 12.Филинский Л.М. Азбука естествознания (полемика геолога с физиками-теоретиками). К 300-летию со дня рождения М.В. Ломоносова / Известия НАН РК. Серия геологии и технических наук. 2011. № 4. С. 60 – 73.

REFERENCES

1. Vernadskij V.I. Izbrannye sochinenija. T.1. Izd-vo AN SSSR. M., 1954.
2. Rakishev B.M., Filinskij L.M. O metode matrichnoj sistematiki // Izvestija NAN RK. Serija geol. 2003. №6. S.54–65.
3. Rakishev B.M., Filinskij L.M. Geonimicheskij ansamb' pozicionnyh prirodnyh sistem // Tam zhe. 2004. N3/4. S.17–29.
4. Rakishev B.M., Filinskij L.M. Rudnoformacionnaja matrichnaja sistematika // Tam zhe. 2004. №6. S. 60–83.
5. Rakishev B.M., Filinskij L.M. Geotektonika, geodinamika, magmatizm, metallogenija v svete koncepcii «novogo uniformizma» / Sb. dokladov «Geologija Kazahstana», posvjashhenyj mezhdunarodnomu geol. kongressu. – A., 2007. S. 73–79.
6. Rakishev B.M., Filinskij L.M. Geohimija landshafta: prirodnyj i tehnogenyj aspekty //Materialy mezhdunarodnoj nauchno-prakticheskoj konferencii, posvjashhennoj 70-letiju Instituta geografii: «Geograficheskie problemy ustojchivogo razvitija: teorija i praktika».– Almaty, Kazahstan. 27-29 avgusta 2008. S.666–672
- 7.Filinskij L.M. O metodologii sistemnyh issledovanij (k obshej teorii sistem) // Izvestija NAN RK. Ser. geol. 2008. № 2. S. 75–84.
- 8.Filinskij L.M. Litoformacii v svete metodologii sistemnyh issledovanij // «Otechestvennaja geologija».2009, № 4. S.89–96.
- 9.Filinskij L.M. Unificirovannyj klassifikacionnyj maket na baze obobshhennoj modeli sistemy / Tezisy dokladov na Vsesojuznom soveshhanii «Rudnye formacii struktur zony perehoda kontinent – okean»– Magadan, 1988. T.1. S. 149.
- 10.Filinskij L.M. Teorija i praktika sistematiki / Doklad na III-ej Vsesojuznoj konferencii «Sistemnyj podhod v geologii». Materialy konferencii – M., 1989.
- 11.Filinskij L.M. Aktual'nye problemy Nauk o Zemle (o metodologii sistemnyh issledovanij) /Materialy 7–го Kazahstansko-Kitajskogo mezhdunarodnogo simpoziuma.-A., 2010. S.105–106.
- 12.Filinskij L.M. Azbuka estestvoznanija (polemika geologa s fizikami-teoretikami). K 300-letiju so dnja rozhdenija M.V. Lomonosova / Izvestija NAN RK. Serija geologii i tehniceskikh nauk. 2011. № 4. S. 60 – 73.

Резюме

Л.М. Филинский

(Қ.И. Сәтбаев атындағы Геология ғылымдары институты)

«ЖЕР ҚЫРТЫСЫ ХИМИЯСЫ»

(Минералдар түрлері мен молекулалық құрылымның матрикалық жүйеленуі туралы)

Матрикалық жүйелену әдісі, біздің алдыңғы жарияланымда келтірілгендерге негіздеу мен қағидалар, олардың позициясын ескере отырып минералдар түрлерінің Жүйесі мен молекулалық құрылым Жүйесінің макетін құру және табиғи Жүйесінің жалпы геоникалық ансамбліндегі байланыстар көрсетілді.

Кілт сөздер: жүйелік зерттеулер, матрикалық жүйелеу, «уникласс» матрицасы, хемоформациялар, минерал түрлері, молекулалық құрылымдар.

Summary

L.M. Filinsky

(Institute of geological sciences of K.I.Satpayev, Almaty)

«CHEMISTRY OF A CRUST OF EARTH»

(About matrix systematisation of mineral kinds and molecular patterns).

The method of matrix's systematizes, founded in our previous publications, is illustrating here for construction of the System of minerals in accordance with its position and connections in geonomical ensemble of natural Systems.

Keywords: a system researches, a matrix systematic methodic, a "Uniclass" matrix, a matrix systematic of mineral species and molecular structures.

Поступила 18.01.2013 г.

ХАЛЕЛ АБДУЛХАКОВИЧ БЕСПАЕВ

(к 80-летию со дня рождения)



Горный инженер-геолог, доктор геолого-минералогических наук, профессор, академик Международной академии минеральных ресурсов Республики Казахстан, член-корреспондент Национальной инженерной академии РК, лауреат Государственной премии Республики Казахстан, премии им. К.И. Сатпаева, премии им. Ш.Е. Есенова и обладатель самой почетной для геолога награды - звания первооткрывателя.

Х.А. Беспаяев родился 15 февраля 1933 года в селе Кокпекты Кокпектинского района Семипалатинской области. После окончания в 1950 году казахской средней школы он поступает в Казахский горно-металлургический институт, который окончил в 1955 году по специальности горный инженер-геолог. Трудовая деятельность его началась с должности участкового геолога рудника Ленинск рудоуправления «Казолово» в Курчумском районе ВКО, в 1956-1957 гг. он работает старшим геологом рудоуправления «Казолово» в с. Палатцы Самарского района ВКО. В 1957 го-ду с переходом Х.А. Беспаяева в Алтайский Горно-металлургический институт АН РК начинается его

научная деятельность, которой он посвятил все последующие десятилетия, оставаясь верным служителем геологической науки до настоящего времени.

С 1964 по 1969 гг. он работает в аппарате Президиума Академии наук Казахской ССР, где занимал должности ученого секретаря Совета по изучению производительных сил, заместителя Председателя Совета по координации научно-исследовательских работ Президиума АН КазССР, заместителя академика-секретаря Президиума АН КазССР.

Стремясь полностью посвятить себя научным исследованиям, в 1969 г. по конкурсу стал заведующим лаборатории минералогии и геохимии Института геологических наук им. К.И. Сатпаева, где и работает до настоящего времени.

Говоря о профессиональной деятельности Х.А. Беспаяева следует, прежде всего, подчеркнуть его недюжинные организаторские способности. Поэтому-то, несмотря на наличие конкурентов, в 1994 именно он был избран директором Института геологических наук им. К.И. Сатпаева. Стать приемником таких директоров, как К.И. Сатпаев, Р.А. Борукаев, Ш.Е. Есенов, А.А. Абдулин было очень ответственно, но он решительно взялся за эту работу. 1994-2000 г.г., когда, Х.А. Беспаяев возглавлял ИГН им. К.И. Сатпаева, были годами его выживания. И то, что Институт устоял, не рухнул подобно многим организациям в те времена, несомненно, заслуга Х.А. Беспаяева.

Именно в эти годы он поддержав инициативы ряда сотрудников, организовал и сумел добиться финансирования на составление и издание 30 томов справочников по всем рудным и нерудным месторождениям Казахстана, которые оказались очень своевременными и актуальными, так как экономика страны нуждалась в финансовых влияниях инвесторов, многие из которых открыли для себя возможности Казахстана лишь благодаря им.

Весьма важным для коллектива ИГН оказалось решение Х.А. Беспаяева принять на работу сильнейших геологов Казахстана - Б.А. Досанову, В.Я. Кошкина, В.Н. и Л.Д. Любецких, А.Н. Бугайца, В.А. Глобу, Н.И. Степаненко и других. Усиление коллектива незамедлительно отразилось как на работе института в целом, так и на творческой деятельности самого Х.А. Беспаяева. В эти годы им в соавторстве опубликованы такие фундаментальные работы как: «Геология и металлогения Юго-западного Алтая» (в пределах территории Казахстана и Китая), «Условия образования месторождений меди, свинца, цинка и железа Казахстана, «Колчеданно-полиметаллические месторождения Приыртгышского района», «Большой Алтай (геология и металлогения)» в трех томах, «Атлас моделей месторождений полезных ископаемых Казахстана», «Золоторудные пояса Казахстана (глубинное строение, геодинамика развития, глубинные факторы локализации оруденения)». В эти же годы он участвует в составлении и является членом редколлегии

«Международной тектонической карты Каспийского региона» и «Геологической карты Казахстана» м-ба 1:1000000.

В целом Х.А. Беспаяев является автором и соавтором 10 монографий и, свыше 160 научных статей.

Наряду с основной научной работой Х.А. Беспаяев неоднократно представлял казахстанскую науку за рубежом в качестве исполнителя международных программ, докладчика, члена оргкомитета на международных конференциях и симпозиумах. Активно участвовал в выполнении тематики по международным программам со специалистами Института энергетики и наук о Земле при университете штата ЮТА (США), с японскими специалистами из университета Васеда, с геологами университета Китая. Выступал с докладами на международных геологических конгрессах в Пекине, Канаде, Италии.

Он является председателем комитета Казахстана по программе ЮНЕСКО «Международная программа геологической корреляции» (МПКГ). Под его руководством и непосредственном участии проведена большая работа по подготовке и проведению 100-летнего юбилея К.И. Сатпаева при ЮНЕСКО в Париже. Все это позволяет считать его всемирно известным геологом-металлогенистом.

Более чем полувековая научная деятельность Х.А. Беспаяева не прошла незаметной для руководства Республики. За разработку научных принципов прогнозирования методов поисков и разведки, создание на этой основе надежной минерально-сырьевой базы благородных металлов Республики Казахстан» ему присуждена Государственная премия РК (1995 г.). За открытие и разведку дополнительных запасов золота месторождения Риддер-Сокольное присуждено звание «Первооткрыватель месторождений Республики Казахстан» в 1997 году, он награжден дипломом и нагрудным знаком «Почетный разведчик Республики Казахстан», «За большие заслуги в геологии». Награжден многими Почетными грамотами Академии наук, Министерства образования и науки, Комитета геологии и недропользования.

В настоящее время его профессиональные и деловые качества успешно реализуются в лаборатории благородных металлов. Возглавляемый Халелом Абдулхаковичем коллектив завершил разработку интегральных геодинамических моделей формирования месторождений благородных металлов, а также двух тем по заказу Комитета геологии и недропользования - «Оценка прогнозных ресурсов благородных металлов (золото, серебро, платина)», «Моделирование основных промышленных типов месторождений полезных ископаемых в целях управления минерально-сырьевой базой РК. Сейчас он с коллективом приступил к разработке новых фундаментально-прикладных и международных проектов по дальнейшему укреплению минерально-сырьевой базы Республики Казахстан.

Несмотря на юбилейные годы Х.А. Беспаяев продолжает оставаться одним из наиболее активных научных руководителей ИГН, выезжая в поле, организуя Международные геологические экскурсии, выполняя с иностранцами Международные программы, участвуя в работе Академии минеральных ресурсов РК, Комитета геологии и недропользования, Министерства индустрии и новых технологий РК, оставаясь бесценным советником дирекции ИГН им. К.И. Сатпаева.

По случаю столь серьезной и торжественно жизненной вехи Х.А. Беспаяева остается пожелать ему оставаться еще долгие годы «на коне», а соответственно быть здоровым, таким же активным и востребованным, успешным и плодотворным.

Коллектив Института желает, счастья и радостей Юбиляру и всем его близким.

Редколлегия

УДК 550.2

Ж. СЫДЫКОВ

ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ УЧЕНИЯ АКАДЕМИКА В.И. ВЕРНАДСКОГО О ПРИРОДНЫХ ВОДАХ

12 марта 2013г. исполняется 150-летие со дня рождения великого ученого с мировым именем, академика Владимира Ивановича Вернадского - основателя геохимии, минералогии, биогеохимии, радиогеологии и ряда других научных знаний.

Владимир Иванович Вернадский - выдающийся ученый-естество-испытатель с весьма широким кругом и необычайной глубиной научного мышления, дал научному миру много блестящих работ в самых различных областях человеческого знания. Среди них видное место занимают труды по природным водам. В этой области им опубликовано много крупных научных обобщений, в том числе такое классическое произведение, опубликованное в 1933-1936 гг под названием «История природных вод», входящее в состав «История минералов земной коры».

При создании своих основных трудов по природным водам В.И. Вернадский как никто другой до него, лучше и полнее использовал весь громадный материал и весь предшествовавший опыт науки в данной и в смежных областях, включая установленные законы, подтвержденные практикой и теорией. Его чрезвычайно богатый ум, большая сила научной логики и интуиции, необычайно высоко развитая фантазия, да и оригинальный подход к изучаемому предмету позволили ему с новых позиций дать интерпретации уже известным фактам и явлениям, обнаружить в них новые и оригинальные закономерности, выявить новых аспектов природных явлений и процессов, в том числе в области учения о природных водах.

Изучая научные труды В.И. Вернадского о природных водах, невольно удивляешься глубине его мысли и становится очевидным, что для освоения тех сокровищ знаний даже в этой, сравнительно «узкой», области, которые оставил наш незабвенный учитель, потребуется достаточно длительное время, и рассмотрения широкого круга научных и философских вопросов. Ввиду этого, в настоящем кратком сообщении мы ограничиваемся освещением лишь некоторых научных аспектов только по трем основным, между собой взаимосвязанным проблемам природных вод, из многочисленных рассмотренных В.И. Вернадским: 1. Об единстве всех природных (или земных) вод, 2. О круговороте воды и связанное с ним происхождение подземных вод, 3. Об энергетике природных вод.

1. Эпиграфом при рассмотрении первой проблемы могут служить замечательные слова В.И. Вернадского: «Все природные воды, где бы они ни находились, теснейшим образом связаны между собой и представляют единое целое» [1, с. 592].

В учении В.И. Вернадского о природных водах первым и главным положением, как он сам неоднократно подчеркивал, является их внутреннее единство. При рассмотрении и тщательном обосновании этого положения Вернадский исходил из всеобщего материалистического принципа единства мира и считал, что единство природных вод является лишь частным проявлением этого всеобщего, характерного для всей окружающей живой и неживой природы. Поэтому он рассматривал эти воды не применительно к каким либо отдельным земным сферам (атмосфера, гидросфера, литосфера), к одной природной обстановке (поверхностная, коровая и глубинная) или к одному их физическому состоянию (жидкое, газообразное, твердое), а в целом в масштабе планеты, во всем их многообразии и состоянии, в динамическом равновесии. При этом он особо подчеркивал, что в истории Земли природная вода среди всех других земных тел стоит «особняком», что «нет природного тела, которое могло бы сравниться с ней по влиянию на ход основных, самых грандиозных геологических процессов» [1, с. 16].

В.И. Вернадский показал, что единство природных вод обусловлено прежде всего их «вездесущностью». Он писал: «Мы не знаем в природе ни одного твердого тела, которое не заключало бы в своем составе воды» [1, с. 160]. Даже такие, казалось бы, плотные минералы, как кварц и исландский шпат и те заключают определенное количество воды. В общей массе таких монолитных образований, как базальты, слагающих глубокую зону земной коры и «обезвоженных» под действием весьма высокой температуры и давления, содержится до 4-5% воды. Массу воды в магме В.И. Вернадский считал, в среднем равной 5-6%, а так называемых водоносных (или гигроскопических и пленочных) вод земной коры «сравнимой, по меньшей мере, с массой воды океана» [1, с. 109].

Единство природных вод В.И. Вернадский видел, кроме того, в исключительном разнообразии их видов, состояний и в чрезвычайной легкости перехода из одного физического состояния в другое, а также в том, что вода легко и непрерывно входит во взаимодействие с другими телами, их растворяя (частиц твердых веществ), осваиваясь в них (в живых организмах) или перестраивая внутреннюю структуру этих других тел (например, минералов), или же образуя с ними определенные агрегаты. В результате этих взаимодействий создаются условия для постоянного перемещения воды из одной обстановки или среды в другую, как самостоятельно, так и вместе с этими взаимодействующими телами. Эти взаимодействия особенно сильно проявляются и усиливаются по мере углубления в недра Земли под действием направленных, все более осложняющихся термодинамических условий. Тем самым, ученый, фундаментально обосновав идею единства природных вод, новыми достижениями в этой области подтвердил всеобщий закон о взаимосвязи и взаимообусловленности всех природных явлений.

Особо выделяя в освещаемой проблеме огромную заслугу этого великого мыслителя, нельзя, однако, не сказать, что вся история, в частности, гидрогеологической науки есть история раскрытия разнообразных природных связей и взаимозависимостей, в которых находится подземная вода. В многообразии этих связей на каждом этапе своего развития гидрогеология ставила и раскрывала разные формы этих связей. Так, в первый период ее становления (до первой половины XIX в.) были раскрыты, в качестве важных элементов, механические и физические взаимосвязи подземных вод с окружающими их геологическими образованиями, климатом, растительностью, почвой и поверхностным стоком. Затем были вскрыты молекулярно-физические связи подземных вод с подземной атмосферой и с молекулярными силами частиц пород. В еще более позднее время были выявлены и обоснованы химические взаимосвязи между подземными растворами и горными породами.

Никто до В.И. Вернадского так глубоко, полнее и шире чем он, не обосновал, применительно не только к подземным, но и вообще к природным водам в масштабе планеты - Земли весь комплекс сложнейших взаимодействий и взаимопереходов в системе: «вода - окружающие тела», и действующие в них сложные химические, физико-химические, термодинамические и тем более биогеохимические процессы. При этом он находил связь и единство в явлениях природных водах там, где другие их не замечали, и различия там, где другие видели только тождество. В частности, В.И. Вернадский в наиболее простой, давно известной, механической форме перехода воды из атмосферы и поверхностной гидросферы в литосферу и магмосферу обнаружил глубокие физико-химические и химико-биологические процессы, связывающие между собой поверхностные, подземные и глубинные воды Земли. В этой связи он видел не только активное воздействие пород в недрах Земли на изменение состава и состояния подземных вод, но и, в отличие от своих предшественников, другую сторону этого воздействия - изменение, метаморфизацию самих пород под влиянием этих вод, как природных растворов, переменного действующих на них в зависимости от изменения своего состава.

В.И. Вернадский в своих трудах ясно показал и глубоко обосновал многообразие типов и форм взаимосвязей земных вод с окружающей их природой. В «Истории природных вод» он выделил и подробно описал 540 видов природных вод и предполагал существование 500-1000 других их видов. Выделяя и описывая столь большие многообразия видов природных вод, он нисколько не допускал в них хаос, а обнаружил в них строгую закономерность, тесную взаимосвязь, взаимопереходы и тем самым в этих многообразиях видел единство всех видов природных вод. По этому поводу он писал, что природная вода «представляет единое целое, непрерывно связанная в своем поражающем нас разнообразии... Свойства этого единого тела - природных растворов - резко иные на поверхности - в биосфере, на границе газом - с тропосферой, и в подземных скоплениях - стратосфере, и в литосфере, вообще на границе с твердыми телами» [1, с. 18].

Описывая природные воды как минералы в системе других минералов В.И. Вернадский среди них прежде всего выделил три природные группы - «царства»: наземные, подземные и глубинные воды. Они в свою очередь по физическому состоянию делятся на три подгруппы: твердые, жидкие и газообразные. При дальнейшем рассмотрении выделенных им групп природных вод в них он вскрыл внутреннюю взаимозависимость, направленность взаимопереходов и взаимодействие между собой и с окружающей воду средой. Он указал на следующие виды взаимодействия воды с другими телами: 1) растворение - переход в воду компонентов других веществ без разрушения ее молекул; 2) гидратация - присоединение молекул воды к другому веществу без потери связи между атомами - H_2 и O_2 3) дегидратация - отщепление воды или ее молекул от молекул других соединений; 4) распад воды с коренным изменением структуры ее молекул, когда составные части воды - H_2 и O_2 , могут входить в другие соединения и 5) синтез воды - образование ее молекул как за счет свободных атомов H_2 и O_2 , так и в результате распада сложных кислородных и водородных соединений. Эти «частные вопросы» в широком круге по геохимии природных вод, ученый рассматривал в ряде своих работ [1,2,3,4,5, и др.]. Часть этих вопросов, касающаяся классификации природных вод, рассмотрена также в одной из наших работ [12].

Благодаря существованию рассмотренных непрерывных взаимодействий между водой и окружающей средой, вода самостоятельно или вместе с взаимодействующими телами приводится в постоянное движение и изменяется. Раскрывая специфические закономерности движения материи в конкретной области - в сфере природных вод, ученый вскрыл всю сущность происходящих в них глубоких изменений, движения и развития. Только в сфере газообразных и капельножидких вод в зависимости от их фазового состояния В.И. Вернадский выделил 14 различных видов движения, а в них, в свою очередь, 5 типов и 23 подтипа отдельных, относительно устойчивых, моментов равновесия.

В.И. Вернадский рассматривал процессы формирования природных, прежде всего природных вод в историческом аспекте вскрыв их большую действенную роль в геологической истории Земли. При этом он впервые обратил внимание на другую сторону этого влияния: в ходе исторического развития Земли не только подземные и глубинные воды оказывают большое влияние на историю земной коры, но и вещества земной коры оставляют свои следы в истории формирования этих вод. Тем самым он положил начало исторической гидрогеологии, указав при этом на наличие цикличности в истории природных вод в связи с развитием геологических процессов в истории земной коры.

Рассматривая историю эволюции гидросферы только за определенный период развития Земли, т.е. в послепалеозойское, фанерозойское время, уже после появления органической жизни, В.И. Вернадский отметил, что «... в течение всего геологического времени оставалось неизменной и исключительное значение воды в истории нашей планеты» [1, с. 26]. Ссылаясь на эти слова, некоторые специалисты считали его сторонником идей о неизменности, постоянства состояния и состава природных вод в истории Земли. Это, конечно, неверно. Н.Н. Славянов - крупный ученый - гидрогеолог, много лет работавший вместе с В.И. Вернадским, писал: «Положение В.И. Вернадского о неизменности состава природных вод Земли нужно понимать в общем среднем смысле. Периодические колебания в течение геологического времени ... в свою очередь вызывают колебания в составе вод. Но это происходит в длительное время ... и это может быть прослежено на истории природных вод в связи с историей земной коры» [10, с.23]. По этому поводу сам В.И. Вернадский четко различал две стороны в развитии природных вод: изменяющиеся во времени и постоянные в течение довольно длительного геологического времени. По этому поводу он писал: «Мы наблюдаем в течение геологического времени в ее истории периодические колебания, но не какой-нибудь однозначный процесс ... Некоторая часть природных вод совсем или почти совсем не меняется и количественно, ... не меняется и их валовый химический состав» [1, с. 46] и далее он отмечает: «Мы имеем несомненное указание на то, что геологически могут быть минеральные виды природных вод, которые не повторяются ...» [1, с. 52].

По мнению ученого, в истории Земли, так же как и в истории природных вод, имеет место как повторяемость, цикличность, так и необратимость развития. Он утверждал, что эта необратимость абсолютна, а повторяемость, цикличность - относительна и является одной из форм развития необратимости, т.е. поступательного движения, развития геологических явлений. Однако В.И. Вернадский считал, что нельзя абсолютизировать ни один из этих двух моментов движения материи. Ему принадлежат следующие слова: «Не в противоречии между этими двумя аспектами природы, а в их синтезе надо искать правильного решения» [1, с.314].

В конкретном случае, в области природных вод, относительную устойчивость в абсолютном движении В.И. Вернадский видел в «водных равновесиях». Каждый из выделенных им типов и подтипов «водных равновесий» он рассматривал как момент относительной устойчивости в абсолютном движении.

Понимание движения у Вернадского связано также с диалектическим принципом отрицания. Придерживаясь закона отрицания он характеризует движение и развитие с двух сторон. С одной стороны, раскрывает направленность и в целом необратимость процесса, а с другой - указывает на преемственность, взаимосвязь и взаимопереходы противоречивых сторон процессов в природных водах с окружающей средой. Он считал, что для каждого природного явления и процесса имеется свой особый вид отрицания, в результате которого осуществляется развитие. И это происходит так, что «... старое не разрушается, но исчезает, расплывается, благодаря созданию нового, и часть этого нового оказывается сущее в старом, хотя она и не была в нем видна» [4, с.85]. Этот глубоко материалистический вывод он всесторонне подтверждал в своих трудах по природным водам.

П. О круговороте воды. Сама идея природных вод, многообразие их связей, видов и форм взаимопереходов внутри их, между ними и окружающей средой, столь обстоятельно обоснованные в трудах В.И. Вернадского, непременно приводит к идее круговорота воды, как части более общего природного явления – круговорота веществ. Он ясно показал, что в природе постоянно происходят передвижки больших водных масс с различной интенсивностью «непрерывно в бесчисленных круговоротах» [1, с.394].

В данном случае использование термина «круговорот» создает впечатление чего-то замкнутого, движение по кругу, т.е. как-будто отвечает метафизической концепции развития. Однако В.И. Вернадский обосновал, что круговороты в геологии, в частности, в природных водах не являются замкнутыми, что в них каждый новый цикл не повторяет предыдущий, природа не остается неизменной.

В общем круговороте природных вод В.И. Вернадский выделял четыре основных звенья - «равновесия» [1, с.627]. Первое звено - это так называемое «равновесие Галлея», которое связывает в единое целое - в определенный круговорот - метеорные осадки тропосферы с водой Океана, поверхностными водами суши, почв и с верховодками - верхними горизонтами пластовых вод. Второе звено, или равновесие, названное В.И. Вернадским именем А.Ф. Лебедева, связывает верховодки, почвенные и подпочвенные воды суши с подземными водяными парами и через них с более глубокими горизонтами пластовых вод. Третье звено круговорота связывает все компоненты океанических, морских и подземных пластовых вод между собой. Наконец, четвертое звено круговорота - «магматическое равновесие» связывает область горячих и перегретых паров глубинных вод с водами первых трех звеньев круговорота.

Обосновывая эти основные звенья - относительно равновесные узлы общего круговорота природных вод, В.И. Вернадский считал, что каждое из них представляет собой прерыв непрерывности, а узлы их взаимосвязей и взаимопереходов как отдельные моменты перехода одних видов медленных изменений веществ в другие через скачки. В этом процессе скачок он считал решающим поворотом.

В.И. Вернадский важным звеном общего круговорота природных вод считал подземные воды и поэтому выяснению их происхождения уделял большое внимание. Подземные воды по генезису им разделены на три группы: метеорного происхождения, погребенные реликтовые и глубинные, поднимающиеся снизу. Здесь нет необходимости останавливаться на деталях каждой из этих генетических разностей подземных вод, поскольку это - вопрос специально научный, который всесторонне рассмотрен им, после него многими другими исследователями.

Следует несколько подробнее остановиться только на одном вопросе, которому многие гидрогеологи в настоящее время не уделяют должного внимания. Это вопрос о первоисточниках формирования подземных вод, как части гидросферы Земли в целом. В.И. Вернадский специально не рассматривал этот вопрос, очевидно, потому что к тому времени не было для этого необходимых научных фактов. Оно освещалось позже, исходя из теорий происхождения планет О.Ю. Шмидта (1946), А.П. Виноградовым (1959, 1962), Ф.А. Макаренко (1948), В.Ф. Дерпгольцем (1962), Ж.С. Сыдыковым (1973) и другими - в СССР, Дж. Калпом (1957), Ф. Кюненом (1957), А. Полдервартом (1957), В. Руби (1957) и другими - за рубежом. Все эти исследователи возникновение земных вод и наземной гидросферы связывают с образованием самой Земли.

Аналогичного мнения, но гораздо раньше их, придерживался В.И. Вернадский, который образование основной массы гидросферы (подземной и наземной) связывал с ранним этапом формирования Земли, процессами выноса воды из ее глубин. Им даже определена масса воды, образовавшаяся таким путем во всей земной коре, которая оценена величиной такого же порядка как и масса воды в океане, а также общая масса воды, вынесенная из глубин Земли, которую он считал равной $1,8-2 \times 10^7$ т, или $1,8-2$ млрд. км³. После выноса такого огромного количества воды из глубин Земли в раннюю стадию ее образования, вынос ее в последующее геологическое время, по его мнению, почти прекратился, в результате чего как на поверхности, так и в земной коре количество свободной воды оставалось неизменным в течение геологического времени.

Однако он не отрицал постоянного поступления глубинной воды из зоны горячих паров подземной атмосферы в земную кору и биосферу, в том числе в виде минеральных источников и вулканических излияний, т.е. в виде так называемых «ювенильных вод», по Э.Зюссу. Но это количество воды он считал ничтожно малым, по сравнению с той ее массой, которая вынесена из глубин в раннюю (догеологическую) стадию образования Земли.

Следует, однако, отметить, что когда В.И. Вернадский говорил о неизменности валового химического состава гидросферы за геологическую историю Земли (т.е. в послепалеозойское время), он все же допустил определенную неточность.

Дело в том, что первичная, материнская вода Земли так называемого «магматического равновесия» была, как это считал сам В.И. Вернадский, очень кислой. Она оставалась такой и при входе в земную кору, в т.ч. в верхние ее слои. Она была кислой и даже при выходе на земную поверхность, поскольку в раннюю стадию образования Земли, до появления жизни, на ее поверхности при отсутствии в атмосфере свободного кислорода, преобладании углекислоты и водородистых соединений азота, углерода и др., обстановка была явно восстановительной. Только затем, после появления и последующего развития живых организмов, особенно растительности и соответственно развития процесса фотосинтеза, продуцирующего кислород и очищающего атмосферу от углекислоты, за геологическое время происходили коренные изменения. В результате этого среда, окружающая гидросферу, стала вначале восстановительно-окислительной, а затем и окислительной. Поскольку, история эволюции гидросферы тесно связана с историей развития земной коры и жизни, то эти глобальные изменения на поверхности Земли не могли не отразиться в количестве и особенно в химическом составе гидросферы и вообще природных вод. Не оставались они неизменными и в ходе геологического времени, при громадных изменениях лика Земли и происходящих в ее недрах процессов. Например, в эпоху грандиозных базальтовых излияний в пермский период, с которыми не выдерживают никакого сравнения современные вулканические процессы, безусловно могли образоваться такие типы наземных и особенно подземных вод, которых, может быть, уже нет на Земле и в ее недрах. Как есть

вымершие виды живых организмов, так, очевидно, есть и «вымершие», ныне необнаруживаемые, типы природных вод.

Поэтому, касаясь мнения В.И. Вернадского о неизменности химического состава природных вод за геологическое время, можно допускать эту мысль лишь относительно и с определенной оговоркой.

В.И. Вернадский в круг вопроса о происхождении природных, в т.ч. подземных вод, включил также и влияние хозяйственной деятельности человека. Он с каждым годом все больше и больше оказывает воздействие на все виды природных вод, все шире и во всевозрастающем количестве используя их в хозяйственный оборот и резко нарушая их естественное состояние и режим. Под этим влиянием почти на всей планете образуется громадная масса так называемой «культурной воды», как один из важных элементов выделенного им деятельного слоя земной коры - ноосферы.

III. Об энергетике природных вод. Этой проблеме В.И. Вернадский придавал особое значение. Он писал: «Вся масса воды ... переполнена действенной энергией, сама вечно меняется и меняет все окружающее. Картина видимой природы определяется водой» [1, с. 614]. Этот свой вывод он подтверждал многими научными фактами, описывая различные энергетические свойства природных вод: механическую силу рек, моря, дождя, процессов денудации, в связи с переносом теплых и холодных масс в моря и океаны, при переходе воды из одного состояния в другое, при участии ее в термодинамике атмосферы, в отложениях органических пород, в процессах растворения и цементации, обосновывая их громадную роль решительно во всех земных процессах. Он указал, в частности, на громадную роль переноса подземными водами тепловой энергии из глубинных слоев земной коры, в стратосферу и биосферу. В современной науке оценена непрерывно возобновляющаяся тепловая энергия воды земной коры которая составляет до 3ЛЮ^{37} кал., что в тысячи раз превышает потенциальную энергию всех возможных запасов горючих ископаемых недр [8, с.59].

Особенно велика роль энергии воды в тех грандиозных процессах на поверхности Земли и в биосфере, в результате которых возникла жизнь. В.И. Вернадский писал: «Природная вода как бы предназначена для жизни, и с жизнью связана она одна из всех химических соединений» [1, с.75]. Он в своих трудах подтверждал идею Д.И.Менделеева, высказанную им еще раньше, об абиогенном образовании углеводов, составляющих материальную основу жизни, при действии воды на карбиды.

На основе представления о глубокой связи живого вещества с его средой, в частности, с природной водой, В.И. Вернадский углубил представление об эволюционном процессе живой материи и развил эволюционную теорию дальше. Включив живое вещество в круг материально-энергетического круговорота, автор вместе с другими передовыми учеными выступил против реакционной теории тепловой смерти Вселенной. Он писал: «Обыкновенно в земной коре в результате жизни и всех ее проявлений происходит увеличение действенной энергии» [2, с.220]. В.И. Вернадский кратко указывал, что в результате материально-энергетического обмена между телами происходит лишь переход энергии из одной формы в другую. Он отметил, что: «Энергетические проявления научно связаны с законом сохранения энергии, т.к. они ему подчинены» [3, с.158-159].

В.И. Вернадский, рассматривая этот вопрос, в то же время решительно выступал против энергетизма и его основателя В.Оствальда, который попытался заменить научную атомистику «учением» о чистой энергетике, сводить материю объективной реальности. Критикуя энергетизм, В.И. Вернадский указывал, что энергия, в том числе и энергия природных вод, представляет собой особый вид материи, который «может проявлять массу, так же как и материю» [4, с.58], что «проявления энергии теснейшим образом связаны с материальными излучениями».

Такова вкратце, по нашему представлению, научная сущность некоторых основных положений учения В.И. Вернадского о природных водах нашей планеты. Как явствует из изложенного, в основе всех этих положений лежит неизменная идея об единстве всех природных явлений и природных вод Земли, в том числе в многообразии их связей с другими земными веществами. Весь круг водных сфер, рассмотренных им в своих трудах, не охватывается в отдельности никакими ныне существующими отраслями наук: ни гидрологией, ни гидрогеологией, ни океанологией и ни тем более другими отраслями наук. Тем самым он, заложив прочную основу нового учения о природных водах вообще, никем до него (да и после него) столь глубоко и разностороннее не обоснованного, дал веский довод о возникновении совершенно новой отрасли науки. Название этой отрасли им было предложено геонимией.

Заключая приведенное изложение, нам хотелось закончить словами одного из учеников В.И. Вернадского академика А.А. Саукова: «Так гениально заглядывать в будущее науки, как это делал В.И. Вернадский, дано далеко не многим. Поэтому к его выводам ... следует относиться с большим вниманием... Прошедшие после смерти В.И. Вернадского годы бурного развития науки, связанного с коренной ломкой многих привычных ее основ, не разрушили созданных им научных представлений, а лишь еще более подтвердили их справедливость» [9, с.107-110].

ЛИТЕРАТУРА

- 1 Вернадский В.И. Избранные сочинения. Т.IV, книга вторая. М., 1960. - 653с.
- 2 Вернадский В.И. Избранные сочинения. Т. 1. М, 1954. - 696с.
- 3 Вернадский В.И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М, 1965. - 374с.
- 4 Вернадский В.И. Проблемы биогеохимии, вып. 3. Л. 1954.
- 5 Вернадский В.И. Химическое классификация природных водных растворов. В избранном сочинении автора. Т.4. М., 1960.
- 6 Вернадский В.И. О геохимии воды (1929-1933). Там же
- 7 Вернадский В.И. Опыт гидрохимии вод Земли (1939). Там же
- 8 Макаренко Ф.А. Водные процессы распределения и выноса глубинного тепла и формирование термоаномалий. В книге Гидротермические исследования и использование тепла Земли. М., 1966.
- 9 Сауков А.А. Владимир Иванович Вернадский. Бюлл. МОНП, отдел геол., 1970.
- 10 Славянов Н.Н. Учение В.И. Вернадского о природных водах и его значение. М., 1948.
- 11 Сыдыков Ж.С. Глубинные воды - первоисточник гидросферы. Изв. АН КазССР, серия геол., 1973, №1
- 12 Сыдыков Ж.С., Давлетгалиева К.М. Гидрохимические классификации и графики. Алма-ата, 1974.

REFERENCES

- 1 Vernadskij V.I. Izbrannye sochinenija. T.IV, kniga vtoraja. M., 1960. - 653s.
- 2 Vernadskij V.I. Izbrannye sochinenija. T. 1. M, 1954. - 696s.
- 3 Vernadskij V. I. Himicheskoe stroenie biosfery Zemli i ee okruzenija. M, 1965. - 374s.
- 4 Vernadskij V.I. Problemy biogeohimii, vyp. 3. L. 1954.
- 5 Vernadskij V.I. Himicheskoe klassifikacija prirodnyh vodnyh rastvorov. V izbrannom sochinenii avtora. T.4. M., 1960.
- 6 Vernadskij V.I. O geohimii vody (1929-1933). Tam zhe
- 7 Vernadskij V.I. Opyt gidrohimii vod Zemli (1939). Tam zhe
- 8 Makarenko F.A. Vodnye processy raspredelenija i vynosa glubinnogo tepla i formirovanie termoanomalij. V knige Gidrotermicheskie issledovanija i ispol'zovanie tepla Zemli. M., 1966.
- 9 Saukov A.A. Vladimir Ivanovich Vernadskij. Bjull. MONP, otdel geol., 1970.
- 10 Slavjanov N.N. Uchenie V.I. Vernadskogo o prirodnyh vodah i ego znachenie. M., 1948.
- 11 Sydykov Zh.S. Glubinnie vody - pervoistochnik gidrosfery. Izv. AN KazSSR, serija geol., 1973, №1
- 12 Sydykov Zh.S, Davletgalieva K.M. Gidrohimicheskie klassifikacii i grafiki. Alma-ata, 1974.

МАЗМҰНЫ

Аймақтық геология

Сейәтов Н., Сейәтова Ш.Н. Қазақстан аумағы жер қыртысының ерекшеліктері.....3

Минерагения, болжамдар, перспективалар

Өмірсеріков М.Ш., Исаева Л.Д. Сирекметалды кенпайда болуының қалыптасу үдерісіне жылу өрісінің әсері (Сырымбет кенорны мысалында).....9

Рафаилович М.С. Орталық Азияның алтын-скарнды формациясының кенорны: геологиялық позициясы, заттық құрамы, келешегі.....16

Минералогия

Степанов А.В., Байсалова А.О., Тұрсынұлы Е., Стеблевская Е.В., Бекенова Г.К. Жоғарғыеспі кенорнындағы кальцийқұрамды эльпидиттің түрлері (Шығыс Қазақстан).....36

Мұнай және газ

Парагульгов Т.Х., Парагульгов Х.Х., Фазылов Е.М., Мусина Э.С. Оңтүстік Торғайлы тұнба бассейні – заттық құрамы және мезозойға дейінгі құрылуының мұнайгаздылығы.....44

Сейсмология

Тимуш А.В., Садықова А.Б., Степаненко Н.П., Хачикян Г.Я. Солтүстік Тянь-Шаньда күнн белсенділігіне байланысты сейсотехникалық деформацияның вариация факторы ретінде литосфераның құрылуы.....55

Әдістеме және технология

Бүктіков Н.С., Рогов Е. И., Метакса Г.П., Молдабаева Г.Ж. Жаңа мыңжылдыққа – жаңа геотехнологиялар.....67

Пікірсайыс

Филинский Л.М. «Жер қыртысы химиясы» (Минералдар түрлері мен молекулалық құрылымның матрикалық жүйеленуі туралы).....72

Мерейтойлар

Халел Абулхақұлы Беспаев (туғанына 80 жыл толуына арналған)82

Ғалымды еске алу

Сыдықов Ж. Табиғи сулар туралы академик В. И. Вернадский ілімінің негізгі ойлары.....84

Авторларға арналған ереже.....92

СОДЕРЖАНИЕ

Региональная геология

Сеитов Н., Сеитова Ш.Н. Особенности земной коры территории Казахстана.....3

Минералогия, прогнозы, перспективы

Омирсериков М.Ш., Исаева Л.Д. Влияние теплового поля редкометалльного рудообразования (на примере месторождения Сарымбет).....9

Рафаилович М.С. Месторождения золото-скарновой формации Центральной Азии: геологическая позиция, вещественный состав, перспективы.....16

Минералогия

Степанов А.В., Байсалова А.О., Турсунулы Е., Стеблевская Е.В., Бекенова Г.К. Кальцийсодержащие разновидности эльпидита из верхнеэспинского месторождения (Восточный Казахстан).....36

Нефть и газ

Парагульгов Т.Х., Парагульгов Х.Х., Фазылов Е.М., Мусина Э.С. Южно-Торгайский осадочный бассейн – вещественный состав и нефтегазоносность домезозойских образований.....44

Сейсмология

Тимуш А.В., Садыкова А.Б., Степаненко Н.П., Хачикян Г.Я. Строение литосферы как фактор вариаций сейсмотектонических деформаций в связи с солнечной активностью на северном Тянь-Шане.....55

Методика и технология

Буктуков Н.С., Рогов Е.И., Метакса Г.П., Молдабаева Г.Ж. Новому тысячелетию – новые технологии.....67

Дискуссии

Филинский Л.М. «Химия земной коры» (О матричной систематике минеральных видов и молекулярных структур).....72

Юбилейные даты

Халел Абдулхакович Беспаев (к 80-летию со дня рождения).....82

Памяти ученого

Сыдыков Ж. Основные положения учения Академика В. И. Вернадского о природных водах.....84

Правила для авторов.....92

CONTENT

Regional geology

Seitov N., Seitova S. N. Features of the crust of earth at the Kazakhstan territory.....3

Minerageny, prognosis, perspectives

Omirsirikov M. Sh., Isaeva L. D. Influence of a thermal field for rare-metal ore-generating (for example Sarymbet-field)....9

Rafailovich M. S. Fields of a gold-skarn formation at the Central Asia: a geologic position, material composition, perspectives.....16

Mineralogy

Stepanov A. B., Baisalova A. O., Tursunuly E., Steblevskaya E. B., Bekenova G. K. The calcium-bearing varieties of elpidite from Upperepsinskoe fields (East Kazakhstan).....36

Oil and gas

Paragulgov T. H., Paragulgov H. H., Fazylov E. M., Musina E.S. Southern-Torgay sedimentary basin - material structure and an oil-and-gas-bearing capacity at the Pre-Mezozoic formations.....44

Seismology

Timush A. V., Sadykov A. B., Stepanenko N. P., Hachikyan G. Ya. A lithosphere constitution as the factor of variations of seismotectonic deformations in connection with a solar activity on northern Tyaan-Shan.....55

The method of application and technology

Buktukov N. S., horns E. H., Metaksa G. P., Moldabaeva G. Zh. For a new millenium - new technologies.....67

Discussions

Filinsky L. M. «Chemistry of a crust of Earth» (About matrix systematisation of mineral kinds and molecular patterns).....72

Anniversary dates

Khalel Abdulkhkovich Bespaev (To the 80 anniversary from the date of birth).....82

Memories of the scientist

Sydykov Zh. A basic proposition of academician V. I. Vernadsky's study about natural waters.....84

The reles for authors.....92

ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ ЖУРНАЛОВ НАН РК

В журналах публикуются научные статьи и заметки, экспресс-сообщения о результатах исследований в различных областях естественно-технических и общественных наук.

Журналы публикуют сообщения академиков НАН РК, а также статьи других ученых, **представленные** действительными членами НАН РК (академиками НАН РК), несущими ответственность за достоверность и значимость научных результатов и актуальность научного содержания рекомендуемых работ.

Представленные для опубликования материалы должны удовлетворять следующим требованиям:

1. Содержать результаты оригинальных научных исследований по актуальным проблемам в области физики, математики, механики, информатики, биологии, медицины, геологии, химии, экологии, общественных и гуманитарных наук, ранее не опубликованные и не предназначенные к публикации в других изданиях. Статья сопровождается разрешением на опубликование от учреждения, в котором выполнено исследование и **представлением** от академика НАН РК.

2. Статья представляется в одном экземпляре. Размер статьи не должен превышать 5-7 страниц (статьи обзорного характера – до 15 стр.), включая аннотацию в начале статьи перед основным текстом, которая должна отражать цель работы, метод или методологию проведения работы, результаты работы, область применения результатов, выводы (**аннотация** не менее 1/3 стр. через 1 компьютерный интервал, 12 пт), таблицы, рисунки, список литературы (12 пт через 1 компьютерный интервал), напечатанных в редакторе Word 2003, шрифтом Times New Roman 14 пт, с пробелом между строк 1,5 компьютерных интервала, поля – верхнее и нижнее 2 см, левое 3 см, правое 1,5 см. Количество рисунков – не более пяти. В начале статьи вверху слева следует указать индекс УДК. Далее посередине страницы прописными буквами (курсивом) – инициалы и фамилии авторов, должность, степень, затем посередине строчными буквами – название организации(ий), в которой выполнена работа и город, ниже также посередине заглавными буквами (полужирным шрифтом) – название статьи; Аннотация на языке статьи, **ключевые слова**. В конце статьи даются резюме на двух языках (русском (казахском), английском, перевод названия статьи, также на 3-х языках данные автора). Последняя страница подписывается всеми авторами. Прилагается электронный вариант на CD-диске.

3. Статьи публикуются на русском, казахском, английском языках. К статье необходимо приложить на отдельной странице Ф.И.О. авторов, название статьи, наименование организации, город, аннотации на двух языках (на казахском и английском, или русском и английском, или казахском и русском), а также сведения об авторах (уч.степень и звание, адрес, место работы, тел., факс, e-mail).

4. Ссылки на литературные источники даются цифрами в прямых скобках по мере упоминания. Список литературы оформляется следующим образом:

1 *Адамов А.А.* Процессы протаивания грунта // Доклады НАН РК. 2007. №1. С. 16-19.

2 *Чудновский А.Ф.* Теплообмен в дисперсных средах. М.: Гостехиздат, 1994. 444 с.

В случае переработки статьи по просьбе редакционной коллегии журнала датой поступления считается дата получения редакцией окончательного варианта. Если статья отклонена, редакция сохраняет за собой право не вести дискуссию по мотивам отклонения.

ВНИМАНИЕ!!!

С 1 июля 2011 года вводятся следующие дополнения к Правилам:

После списка литературы приводится список литературы в романском алфавите (References) для SCOPUS и других БАЗ ДАННЫХ полностью отдельным блоком, повторяя список литературы к русскоязычной части, независимо от того, имеются или нет в нем иностранные источники. Если в списке есть ссылки на иностранные публикации, они полностью повторяются в списке, готовящемся в романском алфавите (латиница).

В References не используются разделительные знаки («//» и «-»). Название источника и выходные данные отделяются от авторов типом шрифта, чаще всего курсивом, точкой или запятой.

Структура библиографической ссылки: авторы (транслитерация), название источника (транслитерация), выходные данные, указание на язык статьи в скобках.

Пример ссылки на статью из российского переводного журнала:

Gromov S.P., Fedorova O.A., Ushakov E.N., Stanislavskii O.B., Lednev I.K., Alfimov M.V. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, 1991, 317, 1134-1139 (in Russ.).

На сайте <http://www.translit.ru/> можно бесплатно воспользоваться программой транслитерации русского текста в латиницу, используя различные системы. Программа очень простая, ее легко использовать для

готовых ссылок. К примеру, выбрав вариант системы Библиотеки Конгресса США (LC), мы получаем изображение всех буквенных соответствий. Вставляем в специальное поле весь текст библиографии на русском языке и нажимаем кнопку «в транслит».

Преобразуем транслитерированную ссылку:

- 1) убираем транслитерацию заглавия статьи;
- 2) убираем специальные разделители между полями (“/”, “-”);
- 3) выделяем курсивом название источника;
- 4) выделяем год полужирным шрифтом;
- 5) указываем язык статьи (in Russ.).

Просьба к авторам статей представлять весь материал в одном документе (одном файле) и точно следовать Правилам при оформлении начала статьи: посередине страницы прописными буквами (курсивом) – фамилии и инициалы авторов, затем посередине строчными буквами – название организации (ий), в которой выполнена работа, и город, ниже также посередине заглавными буквами (полужирным шрифтом) – название статьи. Затем следует аннотация, ключевые слова на 3-х языках и далее текст статьи.

Точно в такой же последовательности следует представлять резюме на двух других языках в том же файле только на отдельной странице (Ф.И.О. авторов, название статьи с переводов на 2 других языка, наименование организации, город, резюме). Далее в том же файле на отдельной странице представляются сведения об авторах.

Тел. Редакции 272-13-19

Оплата:

ТОО Исследовательский центр НАН РК

Алматинский филиал АО БТА Банк

KZ 44319A010000460573

БИН 060540019019, РНН 600900571703

КБЕ 17, КНП 859, БИК АВКЗКЗКХ

За публикацию в журнале 1. Доклады НАН РК, Вестник НАН РК, Известия НАН РК. Серия _____ 5000 тенге

Сайт НАН РК:<http://akademiyanauk.kz/>

Редакторы: *Ж.М. Нургожина, М.С. Ахметова,*
Верстка *А.М. Кульгинбаевой*

Подписано в печать 20.02.2013.
Формат 70x881/8. Бумага офсетная. Печать – ризограф.
5,8с п.л. Тираж 3000. Заказ 1.

Национальная академия наук РК
050010, Алматы, ул. Шевченко 28, т. 272-13-19, 272-13-18