

УДК 549.0

**МИНЕРАЛОГИЯ ВСКРЫШНЫХ ПОРОД
КОКЛАНОВСКОГО W-Mo МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)**

Е.В. Белогуб, К.А. Новосёлов, Е.Е. Паленова, П.В. Хворов
Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс, bel@mineralogy.ru

**MINERALOGY OF THE OVERBURDEN ROCKS
OF THE KOKLAN W-Mo DEPOSIT (SOUTH URALS)**

E.V. Belogub, K.A. Novoselov, E.E. Palenova, P.V. Khvorov
Institute of Mineralogy UB RAS, Miass, bel@mineralogy.ru

Коклановское W-Mo месторождение перекрыто толщей мезо-кайнозойских пород мощностью 120–140 м, которая может быть разделена на четыре пачки, различающиеся количественными соотношениями между породообразующими минералами – кварцем, гидрослюдами (с примесью глауконита), смектитами, рентгеноаморфным веществом, а также по наличию клиноптилолита и кальцита. В нижней части толщи залегает горизонт оолитовых железных руд. Выдержанный состав выделенных пачек в разрезе отражает стабильные условия формирования осадочной толщи и хорошие перспективы для попутного использования вскрышных пород при эксплуатации Коклановского месторождения.

Илл. 6. Библ. 15.

Ключевые слова: глауконит, клиноптилолит, комплексное использование ресурсов.

The Koklan W-Mo deposit is overlapped by Mesozoic-Cenozoic rocks 120–140 m thick, which may be subdivided in four members on the basis of variable proportions of the rock-forming minerals (quartz, hydromica (with glauconite), smectites and X-ray amorphous phase) and the presence of clinoptilolite and calcite. Mineral composition was identified using an X-ray diffractometry. The horizon of oolitic iron ores occurs at the bottom of sedimentary sequence. The consistent composition of members through the section indicates stable formation conditions of sedimentary sequence and promising use of overburden rocks during exploitation of the deposit.

Figures 6. Referenses 15.

Key words: glauconite, clinoptilolite, comprehensive utilization of resources.

Введение

Коклановское месторождение (Курганская область, южное Зауралье, Россия), будучи в основном специализированным на молибден и вольфрам, является комплексным объектом. Так, в контур его возможной промышленной отработки, наряду с редкометальным оруденением, попадают оксидные железные руды. Вскрышные породы, о которых ниже пойдёт речь, представляют собой ценное нерудное сырьё, и установление их минерального состава и его вариаций в разрезе толщи представляют собой важную прикладную задачу.

В настоящее время слаблитифицированные глинистые породы широко используются в промышленности, в основном за счёт высокой сорбционной и ионообменной ёмкости входящих в их состав цеолитов, глауконита, минералов групп каолинита и смектитов. Среди них особо важное место занимают породы, содержащие цеолиты и глауконит. На Южном Урале проводятся работы по оценке глауконитового сырья. В настоящее время имеются гигиенические заключения и сертификаты соответствия на применение глауконита из месторождений Кунашакского района (Каринское) в качестве кормовой добавки для сельскохозяй-

ственных животных и птицы, калийно-фосфорного бесхлорного удобрения, сорбента радионуклидов, тяжёлых металлов и нефтепродуктов, медицинского препарата, биологически активной пищевой добавки (www.glaukos.ru/site/index/whatis/using/). Цеолитизированные вулканогенные породы известны в Сибайском районе и на Северном Урале, цеолитсодержащие осадочные породы описаны на Западном склоне Урала (Мизенс, 1981) и в Предуральском прогибе (Крупенин и др., 2014), в то время как сведения о цеолитсодержащих терригенных породах на территории восточного склона Южного Урала обрывочны (Ренгартен, 1945; Ситникова, 1968).

Нами цеолит (клиноптилолит) надёжно на количественном уровне был установлен в перекрывающих породах Коклановского месторождения, что послужило толчком для более детального рассмотрения их минерального состава.

Разрез осадочной толщи изучен на представительной коллекции проб, отобранной из керна скважин, пройденных при проведении оценочных работ в 2011–2013 гг. ООО «Уралмедьсоюз». Целью исследований была оценка возможности использования вскрышных пород при отработке месторождения, в задачи входила количественная оценка минерального состава пород и закономерностей его изменения в разрезе.

Краткие сведения о геологии Коклановского месторождения

Коклановское редкометальное месторождение расположено на Улугушском поднятии, приуроченном к сочленению Зауральского мегантиклинория и Восточно-Уральского прогиба (Пумпянский и др., 2003). Поднятие сложено преимущественно метаморфическими породами, условно отнесёнными к алексеевской свите среднего рифея и прорванными многочисленными гранитными интрузиями герцинского цикла развития региона. Собственно Коклановское месторождение приурочено к одному массиву лейкогранитов. Под влиянием интрузии вмещающие метаморфические породы скарнированы, грейзенизированы, карбонатизированы и ороговикованы. С зоной скарнирования ассоциируют магнетитовые руды, не имеющие самостоятельного значения. Промышленное вольфрам-молибденовое штокверковое оруденение охватывает как экзоконтакт, так и эндоконтакт Коклановского массива (Золоев и др., 2004).

Доюрские породы перекрыты мощным чехлом мезо-кайнозойских пород морского происхождения. Мощность чехла минимальна над гранитами и составляет 120–130 м, над сланцами достигает 140 м (рис. 1). Как по данным скважинного каротажа (Конаныхин и др., 1989ф), так и по описанию керна, разрез представлен макроскопически монотонной недислоцированной субгоризонтально залегающей толщей алевропелитов. В его нижней части залегает горизонт оолитовых железных руд аятского типа, играющий маркирующую роль. Мощность горизонта варьирует от 1 до 4.7 м, среднее содержание железа 33.82 мас. % (Конаныхин и др., 1989ф). В основании осадочного разреза иногда наблюдаются полимиктовые конгломерато-брекчии с песчано-известковым цементом. Обломочный материал в них представлен кристаллическими сланцами, лейкократовыми гранитами, жильным кварцем.

Методы исследования

Для изучения осадочного разреза были детально опробованы две скважины. Пробы отобраны точечным способом из интервалов 2–4 м с учётом макроскопических отличий пород (цвет, структура). Всего исследовано 57 проб. Для анализа отобранные пробы массой 200–250 г были издроблены, усреднены, отквартованы и истёрты до состояния пудры. Минеральный состав изучен рентгеноструктурным методом с использованием рентгеновского дифрактометра Shimadzu XRD-6000, Cu-K α излучение с монохроматором. Количественные соотношения оценены методом Петера-Кальмана (корундовых чисел) (Руководство..., 1975). Для кварца, пирита, кальцита, полевого шпата, клиноптилолита, гидрослюды, гётита и смектита использованы корундовые числа, полученные в рентгеновской лаборатории Института минералогии УрО РАН в аналогичном режиме съёмки. Для тридимита взято среднее значение из приведённых в рентгенографической базе данных PDFWIN. Оценка содержания опала проведена по интенсивности уширенного отражения с максимумом ~ 4.10 Å. Использованные характеристические отражения показаны на рис. 2. Для подтверждения диагностики минерального состава применён термогравиметрический метод, использован автоматизированный дериватограф Q-1500. Интерпретация термограмм проводилась по (Термический..., 1974). Оптико-микроскопическим методом изучено 3 шлифа, характеризующие

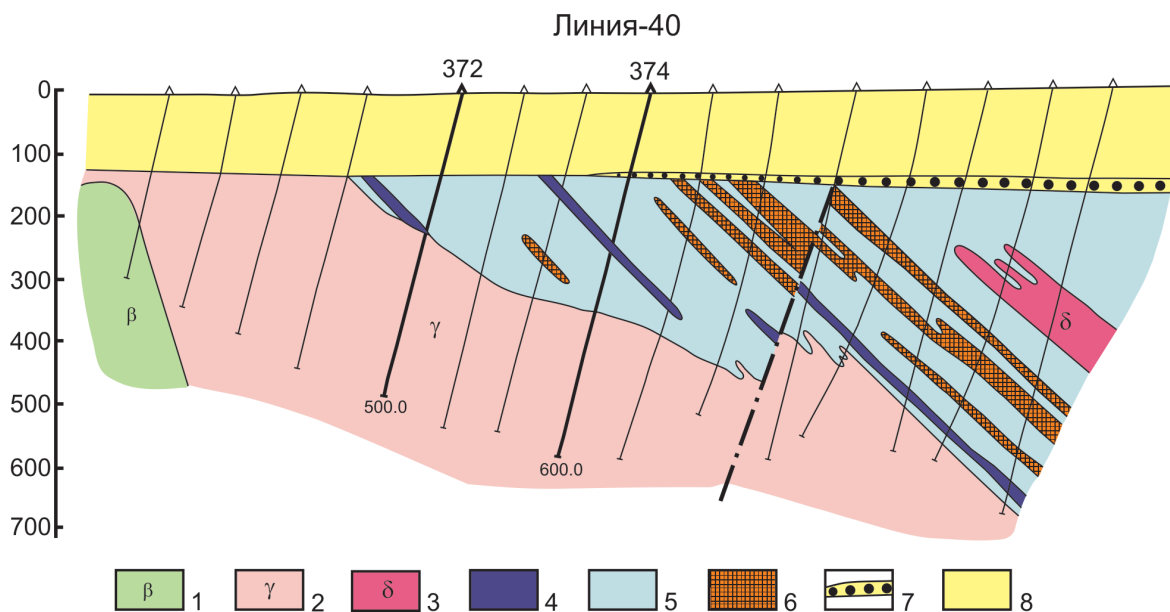


Рис. 1. Геологический разрез Коклановского месторождения (по материалам Конаныхин, 1989ф с упрощениями). 1 – габбро; 2 – лейкограниты; 3 – диориты; 4 – серпентиниты и метасерпентиниты; 5 – кристаллические сланцы; 6 – скарны; 7 – базальные конгломераты; 8 – нерасчленённые мезо-кайнозойские отложения.

Fig. 1. Geological cross-section of the Koklan deposit, simplified after (Konanykhin, 1989). 1 – gabbro; 2 – leucogranites; 3 – diorites; 4 – serpentinites and metaserpentinites; 5 – schists; 6 – skarns; 7 – conglomerates; 8 – unspecified Mesozoic–Cenozoic sediments.

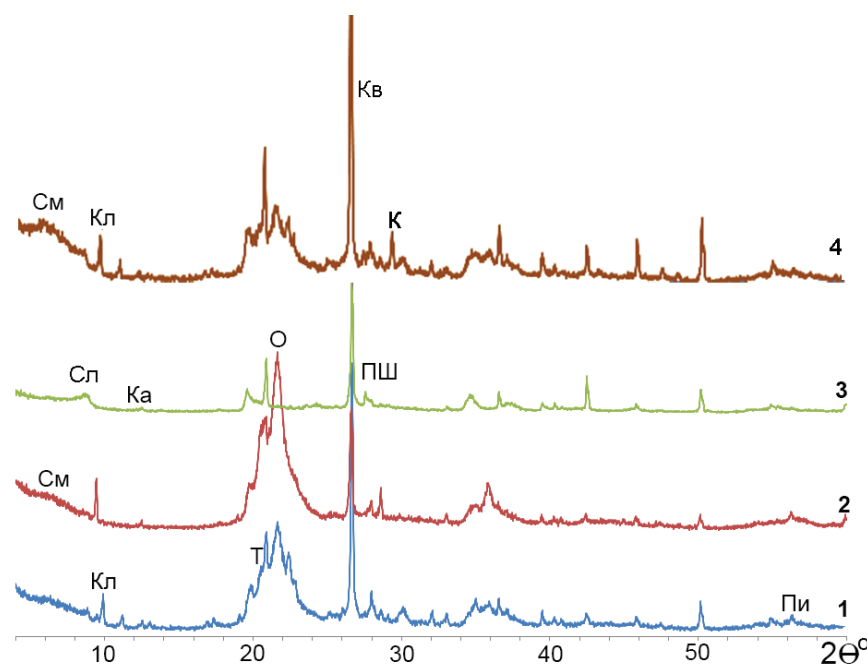


Рис. 2. Типичные для выделенных пачек дифрактограммы проб (№ скважины/интервал, м). Характеристические отражения: СМ – смектит, СЛ – гидрослюда, КА – каолинит, КЛ – клиноптилолит, Т – тридимит, О – опал, КВ – кварц, ПШ – полевоы шпат, К – кальцит, ПИ – пирит.

Минеральный состав (прибл. мас. %):
 1 – проба 372/36.7-41.0: КВ 36, ПШ 4, О 21, СМ 16, КЛ 12, СЛ 5, КА 3, ТР 0.5, ПИ 1;
 2 – проба 372/57.0-60.2: О 44, КВ 23, СМ 16, ТР 7, ПШ 3, СЛ 2, КА 2, ПИ 1, КЛ – следы;
 3 – проба 372/68.4-72.2: КВ 53, СМ+СЛ 28, ПШ 14, КА 2, ПИ 1.8;
 4 – проба 374/98.0-102.0: КВ 34, СМ 28, О 19, КЛ 6, К 5, ПШ 3, СЛ 2, КА 2, ПИ 1.

Fig. 2. Typical diffraction patterns of samples from identified members (№ hole/interval, m). Characteristic reflections: СМ – smectite, СЛ – hydromica, КА – kaolinite, КЛ – clinoptilolite, Т – tridymite, О – opal, КВ – quartz, ПШ – feldspar, К – calcite, ПИ – pyrite. Mineral composition (approx. wt. %):

1 – sample 372/36.7-41.0: КВ 36, ПШ 4, О 21, СМ 16, КЛ 12, СЛ 5, КА 3, ТР 0.5, ПИ 1;
 2 – sample 372/57.0-60.2: О 44, КВ 23, СМ 16, ТР 7, ПШ 3, СЛ 2, КА 2, ПИ 1, КЛ – relic;
 3 – sample 372/68.4-72.2: КВ 53, СМ+СЛ 28, ПШ 14, КА 2, ПИ 1.8;
 4 – sample 374/98.0-102.0: КВ 34, СМ 28, О 19, КЛ 6, К 5, ПШ 3, СЛ 2, КА 2, ПИ 1.

относительно более плотные глауконитовые песчаники и 2 аншлафа оолитовых железняков, использован поляризационный микроскоп AxioScore A.1.

Результаты исследований

Макроскопически осадочные породы определяются как тонкозернистые алевропелиты с прослоями мелкозернистых песков. Породы серые, зеленоватые разных оттенков, слабо литифицированы, иногда в них наблюдается градационная слоистость. Прослои глауконитовых песков выделяются по зеленоватому оттенку и более грубой размерности зёрен.

В минеральном составе перекрывающих осадков рентгеноструктурным методом определены кварц SiO_2 , гидрослюда, включая иллит $\text{K}_{\sim 0.65}\text{Al}_2(\text{Al}_{\sim 0.65}\text{Si}_{\sim 3.35}\text{O}_{10})(\text{OH})_2$ и глауконит $\text{K}_{\sim 0.3}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_{\sim 0.67}(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_{\sim 1.33}(\text{Al}_{\sim 0.13}\text{Si}_{\sim 3.87}\text{O}_{10})(\text{OH})_2$, тридимит SiO_2 , упорядоченный опал $\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ и повышенное содержание рентге-

ноаморфного вещества, интерпретируемое по повышению фона. В части проб установлены кальцит CaCO_3 и пирит FeS_2 , а также недиагностированные до минерального вида клиноптилолит $(\text{Na}, \text{K})_4(\text{Al}_4\text{Si}_{14}\text{O}_{36}) \cdot 12\text{H}_2\text{O}$, каолинит $\text{Al}_2(\text{Si}_5\text{O}_{10})(\text{OH})_4$, смектиты $(\text{K}, \text{Na}, \text{Ca})_{1-x}\text{Al}_2(\text{Al}, \text{Si})_2\text{Si}(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_{\sim 1.33}(\text{Al}_{\sim 0.13}\text{Si}_{\sim 3.87}\text{O}_{10})(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Формулы смектитов и гидрослюдов приведены в соответствии с текущими требованиями IMA (www.mindat.org) и не учитывают постоянное присутствие в этих образованиях молекулярной воды. При массовом анализе гидрослюды не разделялись, т. к. это не входило в задачи работы и представляет собой отдельную сложную аналитическую проблему.

В составе оолитовых железных руд установлены гётит $\text{FeO}(\text{OH})$, сидерит FeCO_3 и кварц с незначительной примесью пирита и смектитов.

Диагностика основных породообразующих минералов подтверждена данными термического анализа. Типичные дифрактограммы приведены на рис. 2, термограммы – на рис. 3.

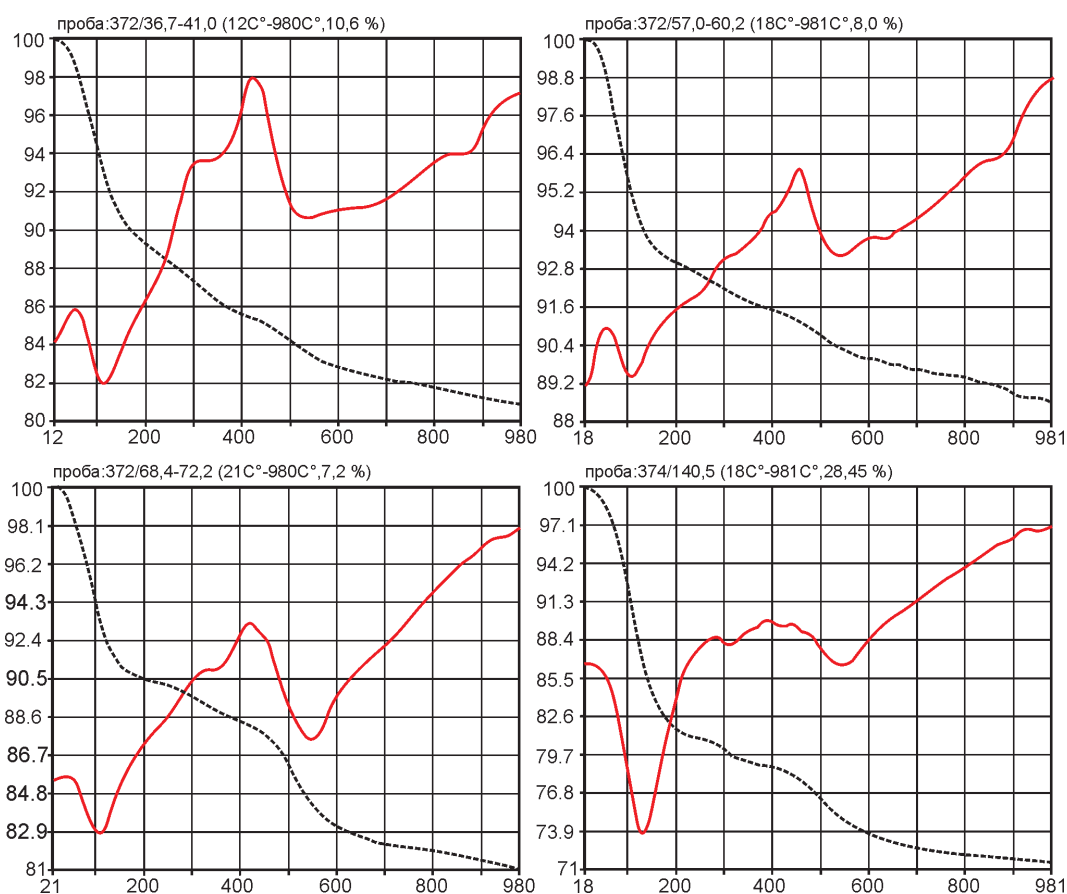


Рис. 3. Термограммы типичных пород выделенных пачек, соответствующие дифрактограммам (см. рис. 2).

Fig. 3. Thermograms of typical rocks of identified members corresponded to diffraction patterns (see. Fig. 2)

Судя по полуширинам отражений, наиболее высокую степень кристалличности в изученных породах имеет кварц, что согласуется с его преимущественно обломочным происхождением. Отражения клиноптилолита и кальцита также хорошо разрешены, несмотря на то, что выделения этих минералов очень тонкие. Обращает на себя внимание различная форма отражений, отвечающих гидрослюдам, которая может быть связана со многими факторами: различиями в тонком минеральном составе, степени слоевой упорядоченности, наличием смесей различных гидрослюдов. Дифрактограмма глауконита, полученная с чисто отобранного материала, соответствует слабо упорядоченной гидрослуде 1 Md с незначительной примесью кварца и минерала группы хлорита (Рентгенография..., 1983).

Основные наблюдаемые термические эффекты связаны: экзотермический (+) при температуре около 50 °С – предположительно упорядочение рентгеноаморфного вещества; эндотермический (–) 120 °С – потеря воды, сорбированной смектитами, гидрослюдами, каолинитом; (–) 210 °С – первая потеря воды клиноптилолита; (+) 300 °С – сгорание неметаморфизованной органики и окисление пирита (?); (–) 350 °С – вода клиноптилолита; (+) 420 °С – преобразование опала и клиноптилолита в оксиды, формирование новых кристаллических фаз; (–) 520 °С – потеря гидроксильной группы (аморфизация) каолинита; (–) 660 °С – потеря гидроксильной группы (аморфизация) триоктаэдрического смектита (?); (–) 880–950 °С – потеря гидроксильной группы (аморфизация) диоктаэдри-

ческого смектита слюдяного типа (Термический..., 1974). Термограммы типичных пород из разных пачек удовлетворительно соответствуют данным рентгеноструктурного анализа (рис. 3). Породы, содержащие клиноптилолит, характеризуются экзотермическими эффектами в низкотемпературной области, вероятно, связанными с упорядочением рентгеноаморфного вещества, сопутствующего клиноптилолиту.

По минеральному составу разрез осадочной толщи в двух скважинах (скв. 372 и скв. 374) в значительной степени повторяется (рис. 4). Толща условно может быть разделена на четыре пачки (рис. 5).

1. *От контакта с четвертичными отложениями до 45.0 и 52.7 м, в С-372 и С-374 соответственно: клиноптилолитсодержащие глинистые породы с опалом.* Около 50 мас. % занимает кристаллический кварц и полевые шпаты, практически всегда присутствует пылевидный пирит (до 3 %). Глинистая составляющая представлена преимущественно смектитами и гидрослудой с незначительным количеством каолинита.

2. *От 45.0–52.7 м до 68.4–70.8 м: существенно кремнистые породы, состоящие на 70–80 % из опала и кристаллического кварца, с постоянным присутствием глинистой составляющей (смектиты и гидрослюды, включая глауконит), с незначительным содержанием полевых шпатов, пирита. Клинноптилолит отсутствует.*

3. *От 68.4–70.2 м до 80.5–86.0 м: кварц-смектитовые породы с гидрослюдами, несколько*

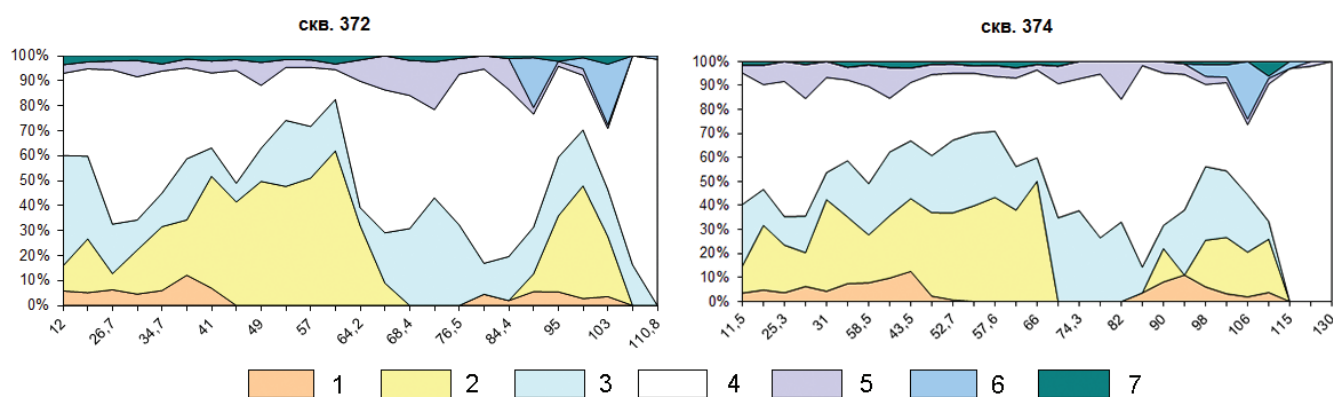


Рис. 4. Изменение минерального состава осадочной толщи в скважинах 372 и 374 в соответствии с глубиной залегания. По вертикали – содержание (мас. %), по горизонтали – глубина (м).

1 – слоистые силикаты; 2 – клиноптилолит; 3 – опал+тридимит; 4 – кварц; 5 – полевой шпат; 6 – пирит; 7 – кальцит.

Fig. 4. Variation in mineral composition of sedimentary sequence in wells 372 and 374 according to the depth. Y-axis – content (wt. %), X-axis – depth (m).

1 – phyllosilicates; 2 – clinoptilolite; 3 – opal+tridymite; 4 – quartz; 5 – feldspar; 6 – pyrite; 7 – calcite.

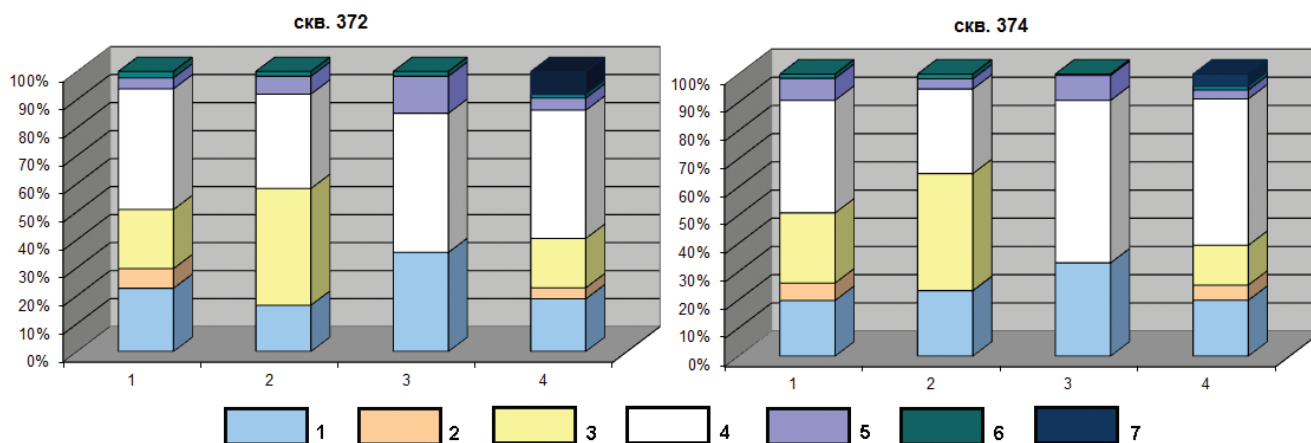


Рис. 5. Минеральный состав выделенных пачек в скважинах 372 и 374.

1 – клиноптилолит; 2 – опал+тридимит; 3 – смектит+гидрослюда; 4 – кварц; 5 – полевого шпат; 6 – кальцит; 7 – пирит.

Fig. 5. Mineral composition of identified members in wells 372 and 374.

1 – clinoptilolite; 2 – opal+tridymite; 3 – smectite+hydromica; 4 – quartz; 5 – feldspar; 6 – calcite; 7 – pyrite.

увеличенным содержанием полевых шпатов и спорадическим присутствием пирита. От предыдущего слоя отличается низким содержанием опала.

4. От 80.5–86.0 м до 105.0–113.0 м: клиноптилолит-опал-глинистые породы, в нижней части этого горизонта появляется кальцит (единичные пробы содержат доломит).

Подошва осадочного чехла в изученных скважинах представлена кварцевыми аргиллитами с незначительной примесью полевых шпатов и небольшими концентрациями гидрослюд. В нижней части рассматриваемой толщи (скв. 374) присутствует маломощный (113–115.8 м) прослой, обогащённый гидроксидно-железистыми оолитами, размер которых достигает 0.5 мм, цементирующая масса силикатная. Среди минералов железа преобладает гётит, встречается сидерит. Нерудная составляющая представлена кварцем, полевым шпатом, рентгеноаморфным кремнисто-глинозёмистым веществом. Редкие выделения пирита представлены фрамбоидами, иногда кристаллическими зёрнами. По данным (Конаныхин и др., 1989ф), руды содержат повышенные концентрации фосфора, цинка, мышьяка, ванадия, свинца. Нашими работами минералы-концентраторы этих элементов не выявлены.

Микроскопическое изучение прослоев глауконитовых песков показало, что литологически они относятся к мелкозернистым песчаникам, обломочная часть которых состоит преимущественно из зёрен глауконита, обломков кварца, полевых шпатов, диатомовых организмов, а также разнообраз-

ных терригенных минералов. Цемент базальный, глинистый с субмикронной примесью цеолитов (рис. 6).

Обсуждение и выводы

Формирование осадочного бассейна связано с меловой трансгрессией. Основание разреза осадочных пород датируется сантон-кампанским временем верхнего мела (Конаныхин и др., 1989ф). Присутствие опала, тридимита и клиноптилолита указывает на образование толщи в близнейтральных – щелочных условиях в результате размыва и разложения преимущественно вулканокластических пород (Мизенс, 1981; Юдович, Кетрис, 2008). Условия образования глауконитовых песков суммированы Ф.Дж. Петтиджоном (1981). Глауконит образуется в морской воде нормальной солёности в слабовосстановительной обстановке, на что в изученном нами случае указывает присутствие морской фауны и аутигенного пирита. Образованию глауконита также способствует наличие органического вещества. Глауконит формируется только на участках с небольшой скоростью осадконакопления и, главным образом, при диагенезе тёмных слюд, пироксенов, вулканокластиков или донных илов, обогащённых железом. Аутигенные цеолиты, как и смектиты, образуются преимущественно в щелочных условиях; в качестве свидетельства этого можно рассматривать также появление кальцита в изученных пачках (Мизенс, 1981; Юдович, Кетрис, 2008). Формирование

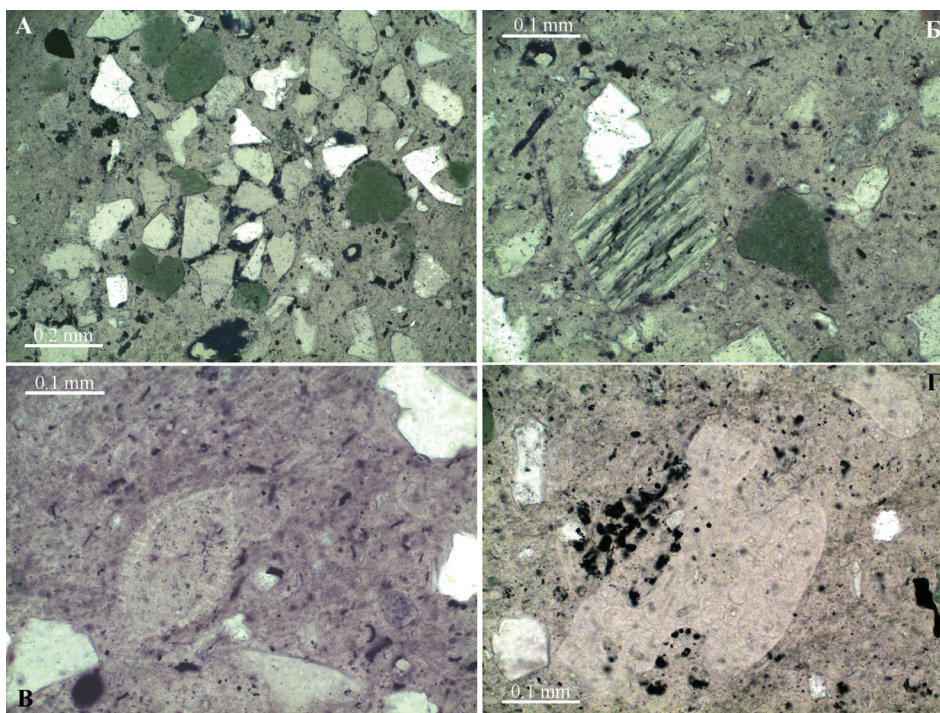


Рис. 6. Микрофотографии глауконитовых песчаников: а – обломки кварца и зёрна глауконита в песчанике; б – глауконит – зёрна и плёнки по трещинам в обломке полевого шпата; в – раковина ископаемого организма; г – фрагмент сообщества ископаемых организмов. Проходящий свет, без анализатора.

Fig. 6. Photomicrographs of glauconite sandstone: a – fragments of quartz and glauconite grains in sandstone; б – grains and films of glauconite along the fractures in the feldspar clast; в – fossil shell; г – a fragment of fossil organism community. Transmitted light, || nicols.

прослая гидроксидно-железистых оолитов свидетельствует о кратковременном увеличении Eh.

Цеолиты в морских отложениях восточного склона Урала впервые были описаны Н.В. Ренгартен (1945); на основании оптических и химических исследований цеолит ею был определён как морденит. З.И. Ситниковой (1968) цеолиты из меловых отложений южного Зауралья, включая западную часть Курганской области, где расположено Коклановское месторождение, были рассмотрены более детально. На основании данных оптической микроскопии, термогравиметрического анализа и дебаеграмм предполагалась смесь как минимум двух цеолитовых минералов с преобладанием клиноптилолита и резко подчинённым распространением филлипсита, что согласуется с результатами наших исследований. По мнению З.И. Ситниковой (1968), цеолитсодержащие отложения являются осадками мелководной части сравнительно тёплого бассейна. Образование цеолитов происходило в стадию раннего диагенеза в результате взаимодействия алюмосиликатного терригенного материала с иловой водой. Однако ранее А.Г. Коссов-

ской (1975) высказано аргументированное мнение о том, что ключевым моментом для массового развития клиноптилолита является наличие тонкого пирокластического материала, поступающего в морской бассейн. Таким образом, по совокупности признаков изученные породы представляют собой отложения мелководного морского бассейна; среди источников обломочного материала в котором присутствовал вулканогенный материал.

Выдержанный состав выделенных пачек в осадочном разрезе показывает относительно стабильные условия его формирования и хорошие перспективы для попутного использования вскрышных пород при эксплуатации Коклановского месторождения. Ассоциация глауконита, опала, смектитовых минералов и клиноптилолита позволяет рассматривать эти породы как перспективный природный сорбент.

Авторы благодарят рецензентов к.г.-м.н. Е.П. Щербакову (ИГЗ УрО РАН) и М.Т. Крупенина (ИГГ УрО РАН) за критическое рассмотрение статьи и ценные замечания, учтённые авторами.

Литература

Золоев К.К., Левин В.Я., Мормиль С.И., Шардакова Г.Ю. Минерагения и месторождения редких металлов, молибдена, вольфрама Урала. Екатеринбург: МПР РФ, ГУПР по Свердловской обл., ИГГ УрО РАН, 2004. 336 с.

Конаныхин А.С., Бирючева В.В., Семёнов А.Л. и др. Отчёт о поисковых работах на вольфрам-молибденовые руды в пределах Улугушской площади в 1987–89 гг. Т. 1. Курганская геологоразведочная партия. Уральское производственное геологическое объединение. Госгеолфонд, 1989ф. 145 с.

Коссовская А.Г. Генетические типы цеолитов стратифицированных формаций // Литология и полезные ископаемые. 1975. № 2. С. 23–44.

Крупенин М.Т., Гуляева Т.Я., Петрищева В.Г., Мизенс Г.А. Минеральный состав аргиллитов верхнего палеозоя Предуральяского прогиба по данным дифрактометрического и термического анализов // Ежегодник–2013. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2014. С. 270–273.

Мизенс Г.А. Анальцит в нижнепермских терригенных отложениях западного склона Среднего Урала // Литология и условия образования докембрийских и палеозойских отложений Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 71–78.

Петтиджон Ф.Дж. Осадочные породы. М.: Недра, 1981. 751 с.

Пумпянский А.М., Горбачёв Ю.Н., Тараканов Ф.Ф. Геологическое строение и металлогения Улугушского блокового поднятия Зауральского мегасинклинория // Уральский геологический журнал. 2003. № 3 (33). С. 45–72.

Ренгартен Н.В. Цеолит из группы морденита в верхнемеловых и палеогеновых морских отложениях восточного склона Урала // Доклады АН СССР. 1945. Т. 486. № 8.

Рентгенография основных типов породообразующих минералов / Под ред. В.А. Франк-Каменецкого. Л.: Недра, 1983. 360 с.

Руководство по рентгеновскому исследованию минералов / Под ред. В.А. Франк-Каменецкого. Л.: Недра, 1975. 399 с.

Ситникова З.И. Аутигенные цеолиты из меловых отложений южного Зауралья // Минералы месторождений полезных ископаемых Урала. Минералогический сборник № 8. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1968. С. 87–94.

Термический анализ минералов и горных пород / В.П. Иванова, Б.К. Касатов, Т.Н. Красавина, Е.Л. Розина. Л.: Недра, 1974. 399 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Минеральные индикаторы литогенеза. Сыктывкар: Геопринт, 2008. 564 с.

www.glaukos.ru/site/index/whatis/using Сайт ООО «Глауконит».

www.mindat.org Сайт международной минералогической ассоциации.

Поступила в редакцию 19 августа 2014 г.