

**ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДЕВОНСКИХ И НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ  
ТЕРРИГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ЮГО-ЗАПАДА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ  
(Вагай-Ишимская и Тобол-Убаганская структуры)**

**Г.А. Мизенс, Л.В. Кокшина**

*Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН,  
620075, Екатеринбург, Почтовый пер., 7, Россия*

Приведены новые данные по вещественному составу терригенных отложений доюрского фундамента Западно-Сибирской плиты, формировавшихся на окраине Казахстанского палеоконтинента. В результате изучения разрезов нескольких скважин, пробуренных на востоке Курганской области, установлено, что континентальные и прибрежно-морские образования среднего—верхнего девона и нижней части нижнего карбона представлены граувакками с высоким содержанием обломков пород и плагиоклазов. Количество зерен кварца не превышает 3—5 %. Обломки пород состоят главным образом из вулканитов основного и среднего составов. Источником обломочного материала рассматриваемых пород, скорее всего, были действующие вулканы краевого пояса. Генетически это преимущественно тейфроиды. Наряду с аллотигенными компонентами песчаников рассматриваются аутигенные минералы, позволяющие оценить уровень постседиментационного преобразования среднедевонских и раннекаменноугольных пород как ранний катагенез. В то же время по замерам отражательной способности витринита нижевизейские песчаники отвечают градациям МК<sub>2</sub> и МК<sub>3</sub> (средний катагенез).

*Петрография, граувакки, песчаники, катагенез, Западная Сибирь, Казахстанский палеоконтинент.*

**PETROGRAPHY OF DEVONIAN AND LOWER CARBONIFEROUS TERRIGENOUS DEPOSITS  
IN THE SOUTHWEST OF THE WEST SIBERIAN PLATE  
(Vagai-Ishim and Tobol-Ubagan structures)**

**G.A. Mizens and L.V. Kokshina**

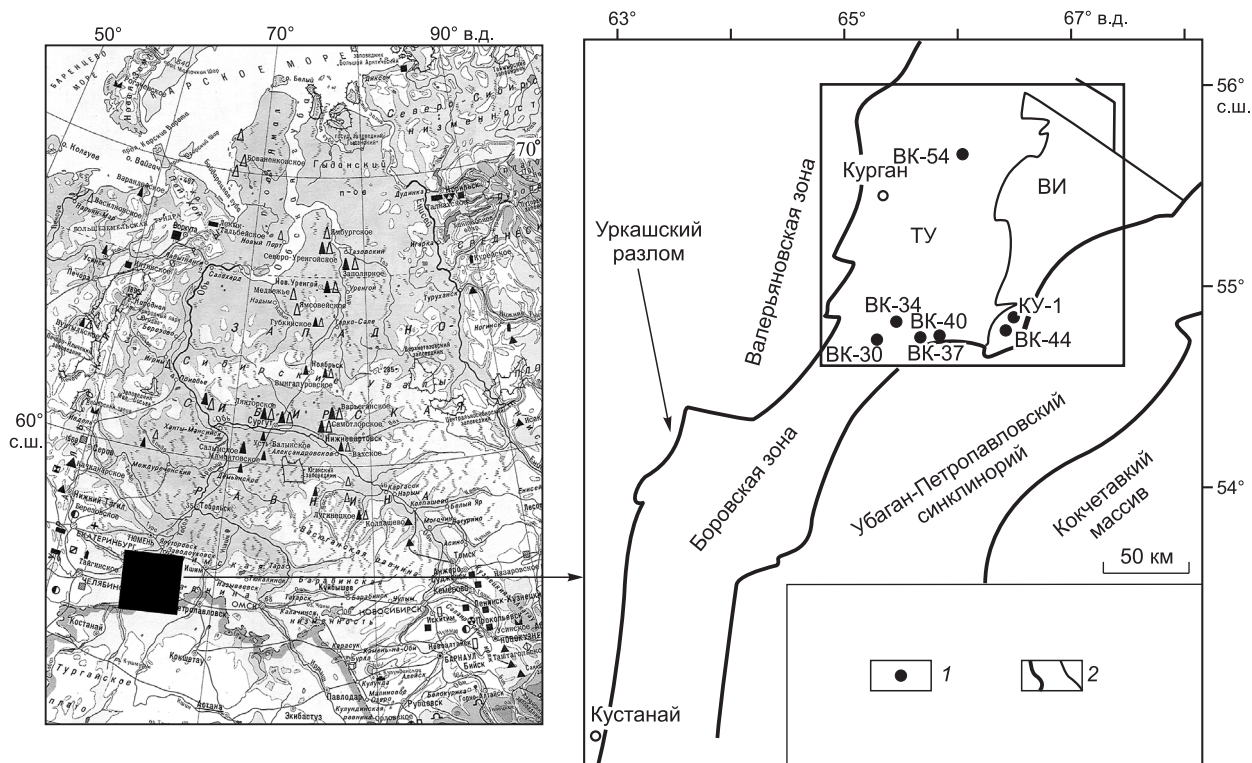
We present new data on the material composition of terrigenous deposits in the pre-Jurassic basement of the West Siberian Plate, which formed on the margin of the Kazakhstan paleocontinent. Studies of the sections of several wells drilled in the east of the Kurgan Region showed that the Middle–Upper Devonian and lower Lower Carboniferous continental and littoral deposits are graywackes rich in rock and plagioclase clastics. Quartz grains amount to no more than 3–5%. The rock clastics are mainly volcanics of basic and normal compositions, which were supplied, most likely, from acting volcanoes of the marginal belt. By genesis, these are predominantly tephroids. Along with allothigenic components of sandstones, we consider authigenic minerals, which permit treating the postsedimentational transformation of the Middle Devonian and Early Carboniferous rocks as early catagenesis. By the vitrinite reflectance, the Lower Visean sandstones correspond to gradations MC<sub>2</sub> and MC<sub>3</sub> (medium catagenesis).

*Petrography, graywacke, sandstone, catagenesis, West Siberia, Kazakhstan paleocontinent*

**ВВЕДЕНИЕ**

Тобол-Убаганское поднятие и Вагай-Ишимская впадина являются структурными элементами северной части Боровской зоны (рис. 1), относящейся к окраине Казахстанского палеоконтинента вблизи зоны сочленения Уральских и Казахстанских структур [Ивлев, 2008]. Согласно схеме структурно-фациального районирования девонских и каменноугольных образований Западной Сибири, указанная площадь входит в состав Уватского района [Решения..., 1999].

На данной территории, как и на большей части Западно-Сибирской плиты, установлены три структурных этажа, различающиеся по возрасту, характеру складчатости и степени метаморфизма [Геологическое строение..., 1971; Бочкарев, Криночкин, 1988; Ивлев, 2008]. Нижний этаж слагают сложно-дислоцированные и метаморфизованные досреднедевонские образования каледонского фундамента. Средний — включает формации среднего и верхнего палеозоя, а также нижнего—среднего триаса, залегающие на каледонском фундаменте с перерывом и угловым несогласием. Верхний этаж слагает плитный чехол Западной Сибири, сформировавшийся после среднего триаса (после анизийского времени) и представленный слаболитифицированными мезозойско-кайнозойскими отложениями.



**Рис. 1. Местоположение изученной площади на юге Западно-Сибирской плиты.**

1 — скважины, 2 — тектонические границы различного масштаба. ВИ — Вагай-Ишимская впадина, ТУ — Тобол-Убаганское поднятие.

С целью уточнения геологического строения данной территории в 2008 г. на юге Вагай-Ишимской впадины была пробурена параметрическая скв. Курган-Успенская-1 (КУ-1). Информация, полученная в результате изучения вскрытого скважиной разреза [Ехлаков и др., 2010; Степанова и др., 2011], и дополнительное опробование керна ряда структурных и поисковых скважин, пробуренных в прежние годы в восточных районах Курганской области, позволили пересмотреть существующие представления о стратиграфии девонских и каменноугольных образований всего района [Мизенс и др., 2011]. В то же время данных по вещественному составу осадочных пород нижнего и среднего этажей рассматриваемой территории очень немного. В единичных публикациях приводятся лишь самые общие сведения. Так, А.М. Пумпянский [1990а, с. 50] отмечает, что средневерхнедевонские красноцветные песчаники «имеют полимиктовый состав, но зерна кварца и полевого шпата преобладают. Присутствует туфогенный материал». Ю.А. Ехлаков с соавторами [2010, с. 49] установили, что нижнекаменноугольные песчаники, изученные по керну скв. КУ-1, «являются вулканотерригенными (и туффитами), в составе которых почти постоянно присутствует пирокластика. Вулканотерригенный материал представлен сильноокисленными, окатанными зернами магматических пород, кремней, кварцитов, известняков, а пирокластический — неокатанными и неокисленными обломками водяно-прозрачных плагиоклазов в количестве 10—12 %. Цемент порово-пленочный — окисленная железистая глина, в основном монтмориллонит». Песчаники, присутствующие в триасовых грабенах, по данным А.М. Пумпянского [1990б, с. 161], характеризуются значительной изменчивостью. Так, в скв. ВК-43 (восточная часть площади) «развиты туфопесчаники, состоящие из обломков основных пород, в меньшей степени кварцевых порфиров и гранит-порфиров». В скважинах ВК-41 и ВК-46 (южная часть) песчаники имеют аркозовый состав. Они сложены преимущественно зернами кварца, полевых шпатов и фрагментами интрузивных пород (гранитов, диоритов).

#### **МАТЕРИАЛ И ЕГО ХАРАКТЕРИСТИКА**

Статья основана на материале, полученном в результате изучения керна параметрической скв. КУ-1 и ряда структурно-поисковых скважин (ВК-34, ВК-37, ВК-54, ВК-40, ВК-44), бурившихся в 60—80-х годах прошлого столетия. Определения органических остатков и расчленение разрезов скважин КУ-1 и

ВК-44 выполнены Т.И. Степановой (фораминиферы), Р.М. Ивановой (водоросли), Л.И. Мизенс и Н.А. Кучевой (брахиоподы), З.А. Толоконниковой (мшанки), Т.В. Стуковой (пыльца) [Степанова и др., 2011; Мизенс и др., 2011]. При корреляции разрезов и для определения возраста толщ, вскрытых скважинами ВК-34, ВК-37, ВК-54, ВК-40, использованы также материалы О.И. Богуш [1985], А.М. Пумпянского [1990а,б, 1992], Ю.А. Ехлакова с соавторами [2010]. Все анализы выполнены в Институте геологии и геохимии УрО РАН: химический (породообразующие оксиды) — рентгеноспектральным флуоресцентным методом на СРМ-18 и EDX-900HS (аналитики Н.П. Горбунова, Л.А. Татарина, В.П. Власов, Г.С. Неупокова), определение редких элементов — методом ISP-MS (аналитики Д.В. Киселева, Н.В. Чередниченко, О.А. Березикова), микронзондовые — на электронно-зондовом микроанализаторе Cameca SX 100 (аналитики В.В. Хиллер, Д.А. Замятин), рентгенометрический анализ — на дифрактометре XRD-7000 (Shimadzu) — аналитики Т.Я. Гуляева и О.Л. Галахова.

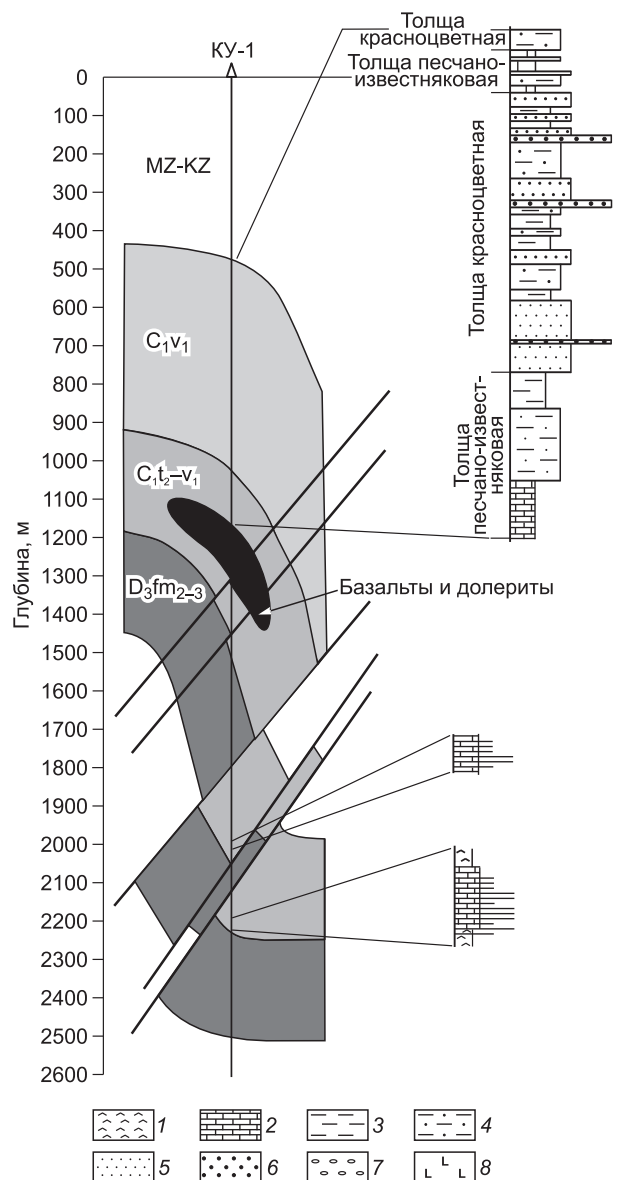
Скважина КУ-1 глубиной 2503 м вскрыла разбитый на блоки разрез фаменских, турнейских и нижневизейских отложений, карбонатные интервалы которого охарактеризованы фораминиферами, водорослями, брахиоподами, мшанками [Степанова и др., 2011] (рис. 2). Фаменская часть этого разреза (интервалы 2216—2503 м, 2050—2116 м, 1450—1794 м) сложена известняками, глинистыми известняками и доломитами видимой мощностью около 300 м. К нижнему турне условно (по положению в разрезе) отнесена карбонатно-сульфатная толща с прослоями (линзами) песчаников и глинистых пород видимой мощностью 70—80 м (2116—2216 м). Верхнетурнейский разрез, вскрытый в интервалах 1794—2050 м и 1318—1450 м, представлен глинистыми известняками с маломощными прослоями аргиллитов, реже песчаников. Видимая мощность 200—230 м. Визейский ярус (нижний подъярус) сложен четырьмя толщами, различающимися по общему составу и строению. Нижняя песчано-известняковая (952—1177 м) состоит из глинистых известняков с примесью песчаного материала, которые кверху постепенно сменяются песчаниками с линзами и прослоями карбонатов. Мощность около 200—210 м. Залегающая выше (561—952 м) толща красноцветных песчаников и аргиллитов имеет вертикальную мощность 391 м, что близко к истинной, так как углы падения очень пологие (0—10°). Вторая песчано-известняковая толща (498—561 м) представлена чередующимися известняками, песчаниками и глинистыми породами. Ее видимая мощность составляет 63 м. Верхняя красноцветная толща (469—498 м) мощностью 29 м сложена чередующимися песчаниками и глинистыми породами. Она, вероятно, имеет послеранневизейский возраст.

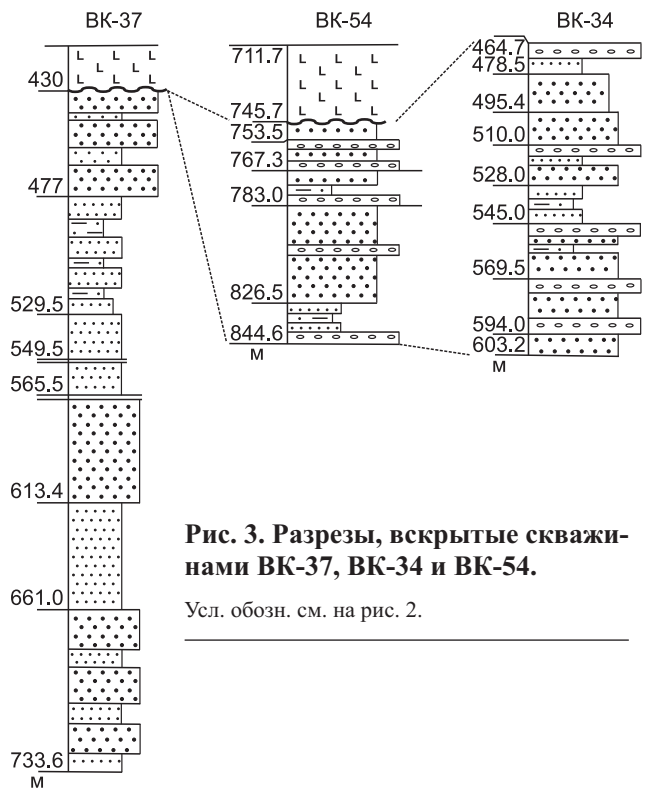
Скважина ВК-37 (рис. 3) вскрыла наиболее древние среди изученных комплексов — досреднедевонские [Мизенс и др., 2011], относящиеся к нижнему структурному этажу. Разрез в интервале 430.0—733.6 м представляет собой толщу метаморфических пород (кварц-серицитовых сланцев) мощностью 100—120 м, прорванную дайками долеритов.

Скважинами ВК-34 и ВК-54 разбурены средневерхнедевонские красноцветы [Мизенс и др., 2011]. Скважина ВК-34 вскрыла чередующиеся грубообломочные (в том числе конгломераты) и относитель-

**Рис. 2. Схематическое строение разреза, вскрытого скв. Курган-Успенская-1.**

В правой верхней части рисунка более детально показан интервал разреза, сложенный терригенными породами. 1 — ангидриты, 2 — известняки и доломиты, 3 — глинистые породы, 4 — песчаные аргиллиты и глинистые песчаники, 5 — песчаники тонко- и мелкозернистые, 6 — песчаники средне-, крупно-, грубозернистые и гравелиты, 7 — конгломераты, 8 — базальты и долериты триаса.





**Рис. 3. Разрезы, вскрытые скважинами ВК-37, ВК-34 и ВК-54.**

Усл. обозн. см. на рис. 2.

тельно тонкозернистые породы общей мощностью около 140 м (464.7—603.2 м). В скв. ВК-54 под толщей триасовых базальтов и долеритов в интервале 745.7—844.6 м залегают красноцветные образования (разнозернистые песчаники, глинистые породы, гравелиты, конгломераты) видимой мощностью 20—25 м.

Скважина ВК-44 пробурена вблизи параметрической скв. КУ-1. В интервале 429.5—541.0 м она вскрыла верхнетурнейскую карбонатную толщу, сложенную известняками и глинистыми известняками с примесью силикатного песчаного материала.

Скважина ВК-40. Разрез сложен терригенными породами и базальтами нижнего—среднего триаса [Пумпянский, 1990б]. Терригенная толща (659.2—700.5 м) представлена чередующимися грубозернистыми песчаниками (до гравелитов) и глинистыми породами.

Формирование девонских и раннекаменноугольных образований происходило в мелководно-морских и континентальных условиях, триасовых — в континентальных [Мизенс и др., 2011].

#### СОСТАВ ПЕСЧАНИКОВ СРЕДНЕВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО СТРУКТУРНОГО ЭТАЖА

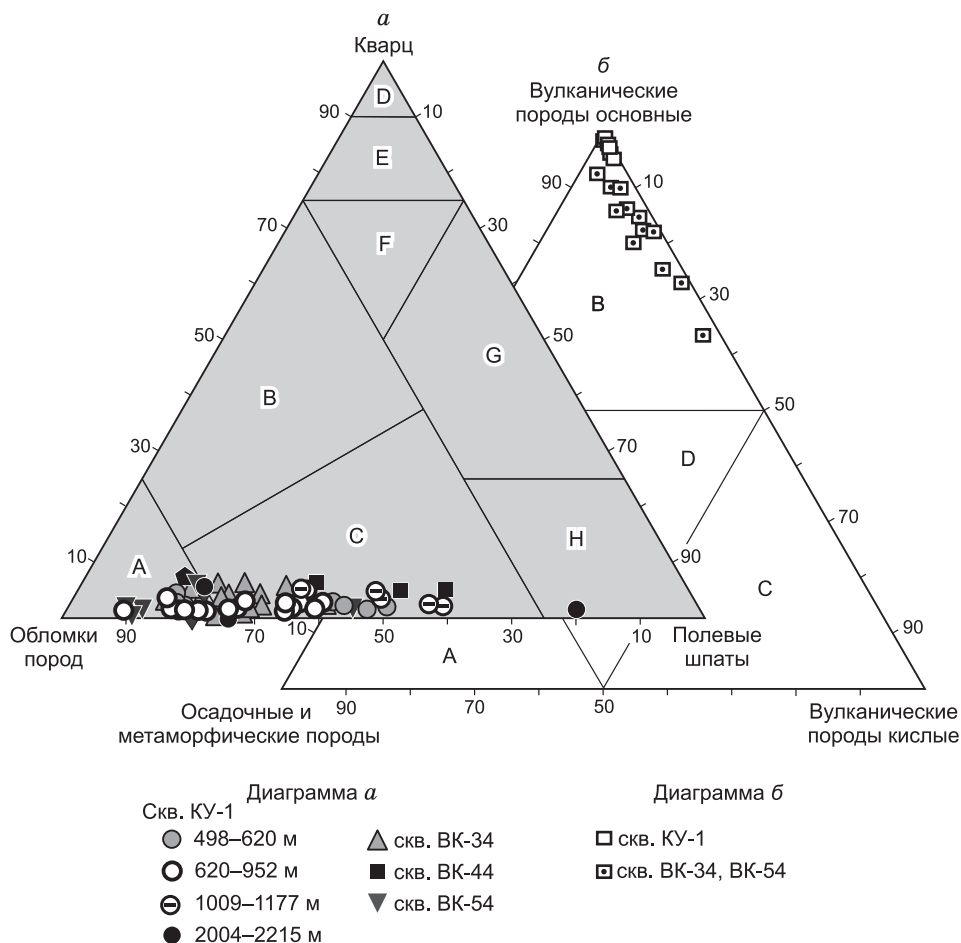
Скважины ВК-34 и ВК-54. Песчаники представлены петрокластическими полевошпатовыми граувакками, реже собственно граувакками (рис. 4). Обломков кварца в их составе, как правило, менее 5 %. Количество зерен плагиоклазов варьирует в пределах 20—30 %, но встречается и до 40 % или 10—15 %. В скв. ВК-54 иногда даже менее 5 %. В единичных случаях присутствуют зерна микроклина. Обломки пород составляют 60—80 %, в некоторых случаях до 90 %. Почти всегда присутствует ожелезненный биотит (до 5 %), иногда единичные пластинки мусковита, кристаллы циркона и апатита.

Кварц, как правило, чистый, с равномерным погасанием, бывает оплавленный, с заливами, с включениями раскристаллизованного стекла, но чаще угловатый и оскольчатый. Плагиоклазы большей частью слабоизмененные, со следами окатанности. По ним развивается кальцит, реже серицит, хлорит. Обломки пород угловатые и полуокатанные, округленные, представлены главным образом вулканитами основного и/или среднего состава (60—80 %) с интерсертальными, гиалопилитовыми, гиалиновыми, редко толеитовыми структурами. В меньшей степени (до 15—25 %) развиты обломки кислых вулканитов и жильных пород с фельзитовыми, микрогранитными, вариолитовыми, редко микропегматитовыми структурами (местами с биотитом, опациitized амфиболом, с оплавленными вкрапленниками кварца). Еще реже можно видеть порфиновые трахириолиты с микрогранитной и трахитовой структурами (в отдельных случаях с опациitized амфиболом), обломки ожелезненного стекла со следами флюидальности, пористые, сложной неправильной формы. Среди них встречаются также (не больше 1—3 %) микрокварциты (кремни?) и кварциты, кварцитовидные песчаники, в том числе иногда с эпидотом, мусковитом. Возможно, часть из этих пород является жильными образованиями. Гальки в гравелите почти исключительно представлены вулканитами основного и/или среднего состава. Это плагиоклазовые порфириты, андезитовые или базальтовые, состоящие на 60—70 % из лейст плагиоклаза, хлоритизированного фемического минерала, ожелезненного биотита и магнетита. Имеется галька гиалопилитового плагиоклазового порфирита с многочисленными (40 %) крупными (до 2—3 мм) порами сложной формы, заполненными песчаным материалом, аналогичным матриксу. Многие гальки содержат (иногда до 10 %) крупные включения ожелезненного биотита (до 0.4 мм).

Цемент поровый, пленочный, базальный. Обычно занимает 10—20 % площади шлифа, иногда до 30—40 % (глинистые песчаники и песчаные аргиллиты). Главными цементирующими компонентами являются гидрогетит и глинистые минералы, иногда кварц в виде небольших гнезд, участками почти всегда присутствует пойкилитовый кальцит. В этом случае цемент может занять до 30—50 % площади.

Химический состав рассматриваемых пород отражен в табл. 1 и 2.





**Рис. 4. Диаграммы состава песчаников (на основе классификации [Систематика..., 1998]).**

*a* — основная диаграмма, *б* — диаграмма соотношения обломков пород. Поля на основной диаграмме: А — граувакки, В — кварцевые граувакки, С — полевошпатовые граувакки; песчаники (D — кварцевые, E — олигомиктовые, F — мезомиктовые, G — аркозовые, H — полевошпатовые).

Нижнетурнейские песчаники, слагающие маломощные прослои и линзы в карбонатно-сульфатной толще в скв. КУ-1, представлены мелко- и среднезернистыми петрокластическими полевошпатовыми и собственно граувакками. Главными компонентами в них являются зерна основных вулканитов и плагиоклазов, причем последние во многих случаях замещены кальцитом, ангидритом и каолинитом, что затрудняет количественную оценку. Вероятно, их не больше 20—30 %. Имеются единичные зерна кварца. У обломков вулканитов (вытянутых, изогнутых, иногда угловатых и со сложными контурами) структура гиалопилитовая, гиалиновая, интерсертальная, местами с порфиоровыми вкраплениями плагиоклазов, в единичных случаях — пироксенов, замещенных ангидритом.

Некоторая примесь силикатного песчаного материала наблюдается и в известняках в верхней части турнейского яруса (скв. ВК-44). Наряду с биокластами в них присутствуют зерна вулканитов, плагиоклазов, кварца, реже глауконита, в единичных случаях — пластинки бурого биотита. В некоторых горизонтах эти зерна составляют 30—40 % от общего объема породы, причем количество плагиоклазов больше обломков вулканических пород. Местами наблюдаются прослои песчаников (мелкотонкозернистых полевошпатовых граувак). В их составе количество силикатных зерен превышает 50 % от объема породы, в том числе плагиоклазы (вместе с кварцем) составляют 30—40 %, зерна вулканитов (основных и кислых), неопределимых обломков и редких глауконитов — до 60 %. В нижней части верхнетурнейского подъяруса в скв. КУ-1 на глубине 2008 м среди известняков обнаружены своеобразные полевошпатовые песчаники, сложенные угловатыми и оскольчатыми зернами ортоклаза ( $K_2O = 14.63—16.02$ ,  $Na_2O = 0.03—0.52$ ,  $Al_2O_3 = 17.29—19.72$ ,  $SiO_2 = 63.77—66.86$  мас. %), частично замещенными каолинитом. Присутствуют редкие обломки ожелезненных вулканитов основного состава, единичные зерна микрокварцитов и кварца.

Таблица 1. Содержание породобразующих оксидов (мас. %) в песчаниках и глинистых породах среднего—верхнего девона и нижнего карбона

| Номер скважины                        | Глубина, м (номер образца) | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | MgO  | CaO   | TiO <sub>2</sub> | V <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | MnO   | FeO | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | П.л.п. | SO <sub>3</sub> | BaO  | SrO   | Сумма  | Порода             |  |
|---------------------------------------|----------------------------|------------------|--------------------------------|-------------------------------|-------------------|------------------|------|-------|------------------|-------------------------------|--------------------------------|-------|-----|--------------------------------|--------|-----------------|------|-------|--------|--------------------|--|
| <b>Средний—верхний девон</b>          |                            |                  |                                |                               |                   |                  |      |       |                  |                               |                                |       |     |                                |        |                 |      |       |        |                    |  |
| ВК-34                                 | 469.5                      | 68.03            | 13.78                          | —                             | 1.1               | 2.04             | 1.00 | 0.94  | 0.956            | —                             | 0.026                          | 0.026 | 0.5 | 5.88                           | 5.4    | 0.13            | —    | 0.020 | 99.86  | Песчаник           |  |
| »                                     | 520.5                      | 61.04            | 15.41                          | 0.28                          | 0.7               | 3.22             | 3.18 | 0.84  | 0.970            | 0.015                         | 0.004                          | 0.066 | 0.5 | 7.77                           | 6.0    | —               | —    | 0.027 | 100.02 | Глинистый песчаник |  |
| »                                     | 534.0                      | 62.31            | 14.60                          | 0.25                          | 0.5               | 2.77             | 3.43 | 0.98  | 0.855            | 0.013                         | 0.002                          | 0.080 | 0.7 | 6.85                           | 6.6    | 0.12            | —    | 0.028 | 100.09 | »                  |  |
| »                                     | 584.0                      | 62.10            | 13.03                          | 0.26                          | 0.7               | 4.47             | 2.19 | 3.21  | 0.778            | 0.012                         | 0.001                          | 0.064 | 0.3 | 5.84                           | 7.1    | 0.065           | —    | 0.013 | 100.13 | »                  |  |
| ВК-54                                 | 752.0                      | 42.71            | 19.17                          | —                             | 0.6               | 1.84             | 2.69 | 10.31 | 1.456            | —                             | 0.043                          | 0.367 | 0.4 | 9.94                           | 10.2   | 0.04            | —    | 0.149 | 99.91  | Песчаник           |  |
| »                                     | 823.5                      | 51.73            | 16.08                          | 0.33                          | 0.9               | 2.02             | 4.38 | 7.68  | 0.742            | 0.012                         | 0.003                          | 0.113 | 0.4 | 5.75                           | 9.5    | 0.04            | —    | 0.087 | 99.77  | »                  |  |
| <b>Визейский ярус нижнего карбона</b> |                            |                  |                                |                               |                   |                  |      |       |                  |                               |                                |       |     |                                |        |                 |      |       |        |                    |  |
| КУ-1                                  | (2)                        | 61.73            | 16.08                          | 0.10                          | 0.5               | 3.52             | 4.38 | 0.90  | 0.841            | 0.018                         | —                              | 0.036 | 0.8 | 7.2                            | 3.7    | —               | —    | 0.037 | 99.92  | »                  |  |
| »                                     | (36)                       | 59.06            | 16.05                          | 0.07                          | 1.5               | 2.18             | 3.13 | 2.52  | 0.906            | 0.020                         | —                              | 0.027 | 0.9 | 4                              | 9.9    | 0.31            | —    | 0.044 | 100.7  | »                  |  |
| »                                     | (128)                      | 55.01            | 17.01                          | 0.24                          | 1.6               | 2.64             | 0.26 | 5.85  | 1.259            | 0.051                         | 0.008                          | 0.126 | 1.7 | 7.3                            | 5.4    | 0.18            | 0.94 | —     | 99.75  | »                  |  |
| »                                     | (136)                      | 63.67            | 14.47                          | —                             | 1.8               | 1.26             | 0    | 2.76  | 1.11             | 0                             | 0.018                          | 0.021 | 0.9 | 3.3                            | 9.0    | 1.3             | 0    | 0.096 | 99.80  | »                  |  |
| »                                     | (228)                      | 63.07            | 16.50                          | 0.02                          | 2.2               | 0.25             | 1.87 | 1.56  | 0.664            | 0.015                         | —                              | 0.034 | 0.8 | 3.9                            | 9.8    | —               | —    | 0.040 | 100.76 | »                  |  |
| »                                     | (291)                      | 60.54            | 18.33                          | —                             | 4.4               | 0.96             | 0.07 | 4.15  | 1.772            | —                             | 0.019                          | 0.175 | 0.5 | 4.6                            | 4.1    | 0.18            | —    | —     | 99.84  | »                  |  |
| »                                     | (334)                      | 58.41            | 16.81                          | 0.15                          | 3.5               | 0.88             | 1.27 | 3.05  | 1.097            | 0.026                         | —                              | 0.035 | 0.6 | 7.5                            | 7.1    | 0.13            | —    | 0.079 | 100.65 | »                  |  |
| »                                     | (377)                      | 67.16            | 14.20                          | 0.04                          | 1.4               | 0.44             | 1.52 | 1.18  | 0.744            | 0.024                         | —                              | 0.034 | 0.9 | 4.4                            | 8.1    | 0.17            | 0.56 | 0.051 | 100.04 | Глинистая порода   |  |
| »                                     | (643)                      | 76.32            | 7.72                           | —                             | 0.4               | 1.46             | 0.16 | 2.91  | 0.818            | 0.013                         | —                              | 0.061 | 0.6 | 1.3                            | 7.8    | 0.29            | —    | —     | 99.93  | »                  |  |

Примечание. Анализы выполнены в Институте геологии и геохимии Уро РАН рентгеноспектральным флуоресцентным методом на СРМ-18 и EDX-900HS (аналитики Н.П. Горбунова, Л.А. Татарина, В.П. Власов, Г.С. Неупокова).

Таблица 2. Содержание редких элементов (г/т) в средневерхнедевонских песчаных породах

| Ком-<br>по-<br>нент | ВК-34      |        |        |        |        | ВК-54  |        |        |        |        |        |        |        |
|---------------------|------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
|                     | Глубина, м |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |
|                     | 469        | 478    | 520    | 534    | 584    | 725    | 744    | 752    | 756    | 768    | 814    | 823    | 831    |
| Li                  | 82.4       | 69.53  | 55.40  | 52.21  | 16.06  | 32.50  | 31.16  | 37.74  | 22.88  | 71.31  | 31.36  | 71.81  | 44.91  |
| Be                  | 1.86       | 2.636  | 2.770  | 1.681  | 1.897  | 1.051  | 1.326  | 1.124  | 0.857  | 0.978  | 2.113  | 1.122  | 1.042  |
| Sc                  | 14.4       | 17.38  | 13.55  | 13.35  | 10.87  | 21.61  | 28.57  | 12.97  | 13.97  | 7.57   | 13.54  | 13.76  | 11.51  |
| Ti                  | 5190       | 4404   | 5270   | 5042   | 5150   | 5060   | 9351   | 5129   | 6785   | 2505   | 5175   | 4705   | 4329   |
| V                   | 82.2       | 70.11  | 96.95  | 57.79  | 74.29  | 201.6  | 269.7  | 95.65  | 176.25 | 24.65  | 111.8  | 94.84  | 68.33  |
| Cr                  | 43.5       | 40.94  | 60.86  | 37.84  | 47.19  | 36.09  | 96.18  | 71.61  | 78.98  | 35.64  | 102.29 | 51.11  | 78.69  |
| Mn                  | 315        | 271.3  | 315.1  | 476.5  | 412.0  | 735.0  | 1990.5 | 1345.2 | 759.1  | 2430.6 | 824.6  | 649.4  | 816.2  |
| Co                  | 17.5       | 14.24  | 10.80  | 14.00  | 9.18   | 46.07  | 43.80  | 23.82  | 22.14  | 31.37  | 18.67  | 17.02  | 17.93  |
| Ni                  | 30.6       | 29.93  | 20.56  | 32.81  | 14.42  | 173.97 | 51.05  | 45.59  | 39.50  | 47.64  | 36.46  | 33.44  | 45.57  |
| Cu                  | 18.7       | 14.63  | 14.40  | 20.49  | 17.84  | 61.91  | 70.11  | 29.31  | 29.91  | 73.49  | 27.87  | 16.58  | 26.32  |
| Zn                  | 65.7       | 53.65  | 70.67  | 69.24  | 40.77  | 112.04 | 100.75 | 77.10  | 78.66  | 76.92  | 75.02  | 73.19  | 59.64  |
| Ga                  | 18.1       | 18.53  | 19.86  | 18.92  | 17.86  | 15.42  | 18.40  | 16.59  | 14.80  | 13.64  | 15.11  | 14.54  | 16.34  |
| Rb                  | 51.9       | 72.79  | 50.87  | 75.58  | 79.44  | 7.26   | 5.81   | 40.13  | 49.60  | 17.67  | 71.22  | 42.54  | 50.29  |
| Sr                  | 97.4       | 60.49  | 104.33 | 140.91 | 63.11  | 917.00 | 513.24 | 440.42 | 483.60 | 370.48 | 177.62 | 380.18 | 211.84 |
| Y                   | 30.3       | 37.99  | 24.22  | 32.11  | 27.74  | 15.03  | 29.01  | 18.28  | 19.99  | 19.41  | 16.87  | 20.29  | 16.19  |
| Zr                  | 241        | 254.4  | 210.5  | 240.1  | 176.3  | 93.80  | 173.4  | 106.2  | 110.2  | 67.00  | 98.25  | 121.0  | 105.3  |
| Nb                  | 21.1       | 16.17  | 17.75  | 17.87  | 15.04  | 8.370  | 10.05  | 8.292  | 10.50  | 4.753  | 8.292  | 10.94  | 7.624  |
| Mo                  | 0.51       | 0.372  | 0.372  | 0.352  | 0.379  | 0.591  | 1.103  | 0.359  | 0.432  | 0.298  | 0.353  | 0.295  | 0.212  |
| Cs                  | 2.58       | 4.302  | 4.721  | 4.148  | 3.768  | 0.221  | 0.476  | 2.058  | 2.518  | 1.507  | 14.66  | 1.675  | 2.554  |
| Ba                  | 309        | 213.21 | 338.18 | 391.89 | 334.72 | 546.18 | 372.20 | 382.68 | 454.52 | 129.68 | 426.21 | 264.63 | 299.00 |
| La                  | 30.6       | 31.11  | 21.52  | 31.75  | 27.38  | 31.67  | 30.79  | 16.23  | 16.43  | 14.97  | 14.15  | 19.42  | 14.43  |
| Ce                  | 81.2       | 85.03  | 40.07  | 72.37  | 48.70  | 74.86  | 70.95  | 34.45  | 35.82  | 31.85  | 30.73  | 44.65  | 33.41  |
| Pr                  | 9.85       | 7.734  | 4.792  | 7.143  | 6.654  | 8.866  | 8.483  | 4.595  | 4.396  | 3.415  | 3.739  | 5.463  | 4.086  |
| Nd                  | 39.5       | 30.94  | 18.52  | 29.22  | 26.92  | 35.75  | 35.61  | 20.40  | 20.00  | 16.09  | 15.52  | 22.61  | 18.25  |
| Sm                  | 7.88       | 6.442  | 3.657  | 5.960  | 5.457  | 5.729  | 6.874  | 4.246  | 4.423  | 2.953  | 3.318  | 4.415  | 3.597  |
| Eu                  | 2.08       | 1.709  | 1.046  | 1.560  | 1.458  | 1.618  | 2.123  | 1.354  | 1.317  | 0.907  | 1.088  | 1.367  | 1.189  |
| Gd                  | 6.56       | 6.587  | 3.764  | 5.787  | 4.846  | 4.142  | 6.251  | 3.792  | 3.891  | 2.984  | 3.052  | 4.246  | 3.287  |
| Tb                  | 0.97       | 1.046  | 0.619  | 0.936  | 0.778  | 0.523  | 0.964  | 0.579  | 0.618  | 0.475  | 0.488  | 0.633  | 0.504  |
| Dy                  | 6.08       | 6.821  | 4.197  | 6.036  | 5.215  | 3.125  | 6.214  | 3.656  | 3.917  | 3.177  | 3.251  | 3.964  | 3.191  |
| Ho                  | 1.21       | 1.404  | 0.905  | 1.285  | 1.065  | 0.620  | 1.217  | 0.738  | 0.778  | 0.684  | 0.650  | 0.787  | 0.650  |
| Er                  | 3.52       | 3.949  | 2.752  | 3.703  | 3.093  | 1.705  | 3.296  | 1.994  | 2.273  | 2.054  | 1.909  | 2.279  | 1.769  |
| Tm                  | 0.54       | 0.578  | 0.420  | 0.549  | 0.448  | 0.244  | 0.465  | 0.293  | 0.319  | 0.317  | 0.281  | 0.350  | 0.273  |
| Yb                  | 3.70       | 3.849  | 2.879  | 3.710  | 3.089  | 1.562  | 3.196  | 1.932  | 2.165  | 2.188  | 2.070  | 2.233  | 1.687  |
| Lu                  | 0.56       | 0.591  | 0.442  | 0.568  | 0.495  | 0.239  | 0.471  | 0.293  | 0.327  | 0.359  | 0.326  | 0.350  | 0.263  |
| Hf                  | 5.60       | 5.092  | 5.160  | 5.814  | 4.810  | 2.095  | 3.902  | 2.875  | 2.870  | 1.794  | 2.666  | 2.917  | 2.896  |
| Ta                  | 1.35       | 1.049  | 1.147  | 1.078  | 0.883  | 0.392  | 0.527  | 0.490  | 0.623  | 0.337  | 0.488  | 0.755  | 0.483  |
| W                   | 1.14       | 1.384  | 2.202  | 1.481  | 0.813  | 0.285  | 0.809  | 0.527  | 0.514  | 0.343  | 1.003  | 0.699  | 0.438  |
| Tl                  | 0.20       | 0.250  | 0.270  | 0.275  | 0.375  | 0.009  | 0.139  | 0.157  | 0.162  | 0.073  | 0.295  | 0.191  | 0.215  |
| Pb                  | 9.58       | 11.42  | 15.61  | 17.82  | 12.70  | 7.340  | 9.367  | 8.102  | 6.782  | 4.985  | 6.854  | 5.988  | 6.032  |
| Bi                  | 0.09       | 0.105  | 0.116  | 0.139  | 0.108  | 0.002  | 0.035  | 0.072  | 0.045  | 0.040  | 0.045  | 0.033  | 0.047  |
| Th                  | 7.60       | 6.948  | 3.859  | 7.527  | 5.761  | 1.108  | 2.706  | 2.720  | 1.947  | 1.827  | 2.288  | 2.741  | 2.837  |
| U                   | 2.49       | 3.052  | 2.809  | 3.200  | 1.655  | 0.354  | 0.817  | 0.907  | 0.943  | 0.783  | 0.907  | 0.808  | 1.072  |

Примечание. Анализы выполнены в Институте геологии и геохимии УрО РАН методом ISP-MS (аналитики Д.В. Киселева, Н.В. Чердниченко, О.А. Березикова).

Обломочные породы занимают существенное место в разрезе отложений нижневизейского подъяруса, вскрытых скв. КУ-1. Как было показано выше, в этом разрезе различаются четыре толщи.

В нижней песчано-известняковой толще распространены песчаники от мелко- до грубозернистых. Это петрокластические полевошпатовые граувакки (см. рис. 4) с содержанием плагиоклазов до 50—60 %, обломков пород 35—50 %, кварца 1—5 %, встречаются пластинки биотита. Среди обломков пород выявлены вулканиды основного и/или среднего состава с гиалопилитовой, реже интерсертальной и пилотакситовой структурами основной массы. Обнаруживаются зерна с фельзитовой и микрогранитной структурами. Обломки вулканидов угловатые и округленные, иногда (основные вулканиды) пористые со сложной формой. Плагиоклазы — угловатые, реже оскольчатые, чистые, слабоизмененные. По ним местами развивается только кальцит. Вулканические породы основного состава в той или иной степени изменены — замещены глинистыми минералами, частично карбонатами, пиритом, гидрооксидами железа. По данным измерений угла максимального симметричного погасания, а также микронзондовых исследований, плагиоклазы в рассматриваемых песчаниках относятся к андезину-лабрадору ( $An_{45-55}$ ). Среди них присутствуют зональные кристаллы.

Наряду с главными породообразующими компонентами в породе содержатся (от 5 до 50 % всех зерен) округлые комочки перемытого, окисленного бледно-зеленого глауконита, иногда слабо-буроватого с агрегатной (чешуйчатой, волокнистой) структурой, встречаются единичные пластинки слюды, замещенные глауконитом. Часто этот минерал выполняет поры мшанок. В песчаниках много фрагментов неравномерно распределенных скелетных остатков: членики криноидей, обрывки разнообразных мшанок, встречаются обломки брахиопод, остракод и зеленых водорослей, растительный детрит.

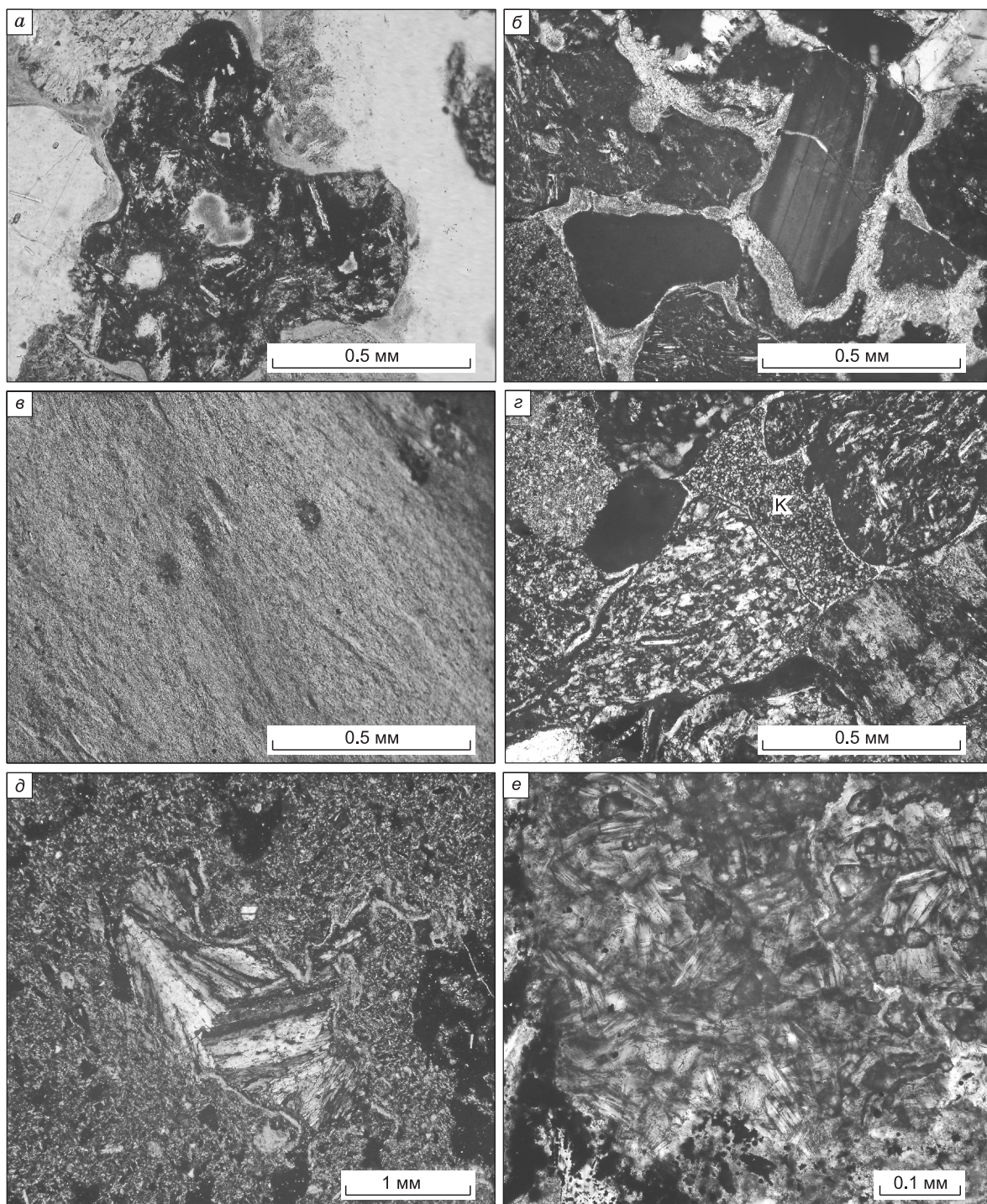
Цемент поровый и пленочный, глинистый (монтмориллонит и каолинит), а также кальцитовый — коррозионный крупномозаичный. Занимает до 20—30 % (кальцитовый иногда до 40 %) площади шлифа.

Толща красноцветных песчаников и аргиллитов сложена неравномерно чередующимися мелко- и тонкозернистыми (реже среднезернистыми) глинистыми песчаниками и песчанистыми аргиллитами. Подчиненное значение имеют грубообломочные породы — крупно- и грубозернистые песчаники и граувакки мощностью до 5—7 м. Песчаники представлены петрокластическими полевошпатовыми граувакками (см. рис. 4) с содержанием обломков пород 65—70 %, плагиоклазов 25—35 %, кварца 1—5 %, а также собственно граувакками с количеством обломков пород до 75—90 %, а плагиоклазов, соответственно, 10—25 %, при том же низком содержании кварца. Обломки пород представлены главным образом вулканидами основного и/или среднего состава с интерсертальной, гиалопилитовой, гиалиновой, иногда пилотакситовой структурами. Среди крупных обломков выявлены разности с миндалекаменной текстурой. Гораздо реже (несколько процентов) содержатся зерна кислых вулканидов. Породы основного состава в разной степени изменены: ожелезнены, реже хлоритизированы, замещены агрегатами пирита, полуокатанные и угловатые, имеются удлиненные и изогнутые разности, иногда с выступами и шипами (рис. 5, а). В единичных случаях встречаются зерна кварц-хлоритовых сланцев с гранобластовой и лепидогранобластовой основной массой. Плагиоклазы чистые, крайне слабоизмененные. Редко по ним развивается карбонат, еще реже — каолинит. По данным микронзондового анализа, плагиоклазы (нередко зональные) представлены андезинами  $An_{40-50}$ . Довольно часто они содержат включения призмочек апатита и пятна раскристаллизованного стекла. Кварц (иногда оплавленный) также относительно чистый, с равномерным погасанием, с включениями минералообразующей среды и нередко раскристаллизованного стекла. Зерна плагиоклаза и кварца угловатые, иногда оскольчатые. Среди обломочных зерен встречаются единичные кристаллы апатита. Характерно, что с уменьшением размера аллотигенных обломков в песчаниках количество зерен полевых шпатов не увеличивается, а часто уменьшается.

Цемент глинистый, пленочный и поровый, иногда ярко-зеленый, чешуйчатый (см. рис. 5, б), представленный смесью монтмориллонита, иллита и смешанослойного минерала. Чаще встречаются тонкочешуйчатые (монтмориллонитовые) разности. Имеется также более поздний цемент, представленный оксидами железа, редко коррозионным кальцитом и доломитом. Карбонатный цемент иногда занимает 20—30 % шлифа, в остальных случаях от 5 % (некоторые пленочные) до 15—20 % (пленочные и поровые).

Собственно глинистая порода, чередующаяся с песчаниками, однородная или комковатая (песчаная). Однородный аргиллит с пелитовой структурой сложен тонкими, удлиненными, спутанными чешуйками и волокнами монтмориллонита, причем местами чешуйки ориентированны и придают породе вид монокристалла. Криптозернистый аргиллит, по данным рентгеновского, термического, микронзондового и электронно-микроскопического исследований, представляет собой агрегат монтмориллонита и кварца (см. рис. 5, в). Эта порода (желтовато-бурая в скрещенных николях, буроватая в параллельных) также ведет себя как монокристалл и характеризуется волнистым погасанием, что свидетельствует об одинаковой оптической ориентировке частиц кварца и глинистого минерала. В массе комковатой породы наряду с обломками неизмененного плагиоклаза и кварца просвечивают более темные комки, представляющие собой фрагменты разложенных обломков пород. Состав глинистых минералов здесь такой





**Рис. 5. Фотографии шлифов (скв. КУ-1).**

*a* — форма зерен вулканитов в составе песчаников (нижнее визе, шлиф 128, николи II); *б* — пленочный и поровый цемент в песчанике, представленный смесью монтмориллонита, иллита и смешанослойного минерала (нижнее визе, шлиф 128, николи ×); *в* — глинистая порода — криптозернистый агрегат монтмориллонитового минерала и кварца (нижнее визе, шлиф 643, николи ×); *г* — каолинит (К) в поровом пространстве между зернами вулканитов в песчанике (нижнее визе, шлиф 291, николи ×); *д* — розетки аутигенного целестина в глинистой породе (нижнее визе, шлиф 147, николи ×); *е* — агрегат микрокристаллов клиноптилолита в песчанике (нижнее визе, шлиф 136, николи II).

же, как и в однородной глине. Обычными являются мелкие гнезда микрочешуйчатого каолинита. В некоторых образцах в глинистой породе присутствуют многочисленные микроризоиды, обнаруживаются споры растений.

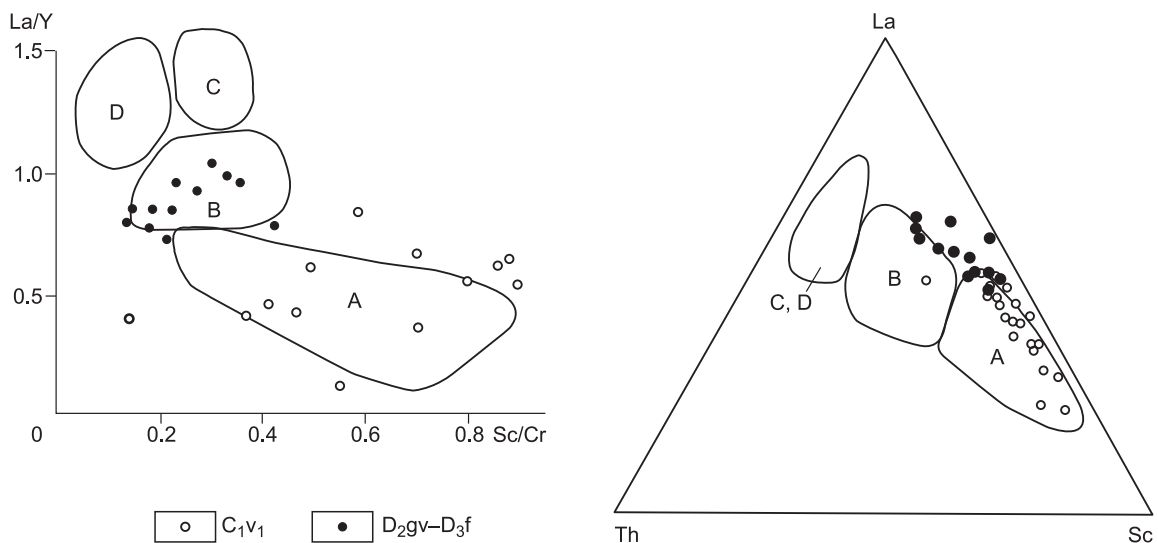
Песчаники верхней песчано-известняковой толщи по петрографическому составу почти не отличаются от красноцветных. Это такие же петрокластические полевошпатовые граувакки (см. рис. 4) с содержанием обломков пород около 60 %, плагиоклазов 35—40 % и очень низким количеством кварца (менее 5 %), а также собственно граувакки с количеством обломков пород до 75—80 и 15—25 % плагиоклазов, при низком содержании кварца. Обломки пород представлены вулканитами основного и/или среднего состава, сильноизмененными (в основном ожелезненными). Имеются редкие обломки с фельзитовыми структурами основной массы (дациты или риолиты). Плагиоклазы и кварц чистые, слабоизмененные, по плагиоклазам развивается большей частью кальцит.

В верхней красноцветной толще песчаники соответствуют петрокластическим грауваккам — обломки пород около 80 %, плагиоклазы 15—20 %, кварц 2—3 %. Обломки пород состоят главным образом из вулканитов основного и/или среднего состава. Они ожелезнены, по ним развивается пирит. Тем не менее нередко просвечивает микролитовая структура. Плагиоклазы большей частью замещены микроагрегатным глинистым минералом, они распознаются по форме и нередко сохранившимся теням трещин спайности. Кварц относительно чистый, с равномерным погасанием. Цемент глинистый, тонкочешуйчатый, пленочный и поровый. Занимает площадь около 15—20 % шлифа. Имеется также более поздний цемент, представленный гидроксидами железа.

Геохимические особенности песчаников, вскрытых скв. КУ-1, отражены в табл. 1, 3.

### МАТЕРИНСКИЕ ПОРОДЫ И ВОЗМОЖНЫЕ ОБЛАСТИ СНОСА

В предыдущем разделе было показано, что состав рассматриваемых петрокластических граувакк сравнительно устойчивый. Основная область сноса, по-видимому, сохранялась на протяжении длительного времени (от живета—франа до раннего визе включительно). Тем не менее материнские породы, конечно, изменялись. Это видно по составу обломков пород (см. рис. 4, б), по результатам химических анализов (см. табл. 1—3), в том числе по концентрации таких малых элементов, как хром, никель, медь, марганец, рубидий, барий и других. Особенно наглядно эти различия прослеживаются по диаграммам М. Бхатия [Интерпретация..., 2001], ориентированных на определение геодинамических обстановок, в которых формировались материнские породы (рис. 6). На этих диаграммах фигуративные точки песчаников образуют обособленные, практически не перекрывающиеся поля, которые указывают на океаническую (карбон) и континентальную (девон) островные дуги в качестве источников обломочного материала. Следует отметить, что для живет-франских песчаников типично более высокое содержание  $K_2O$  (в среднем 2.7 против 1.5 мас. %), а для каменноугольных —  $Na_2O$  (1.9 против 0.75 мас. %), в то время как по общей щелочности ( $Na_2O + K_2O$ ) они не различаются. Относительно высокая концентрация  $K_2O$



**Рис. 6.** Положение фигуративных точек состава песчаников на диаграммах М. Бхатия [Интерпретация..., 2001].

А, В, С, D — поля, характеризующие песчаники из разных геодинамических обстановок: океанические (А) и континентальные (В) островные дуги, активная (С) и пассивная (D) континентальные окраины.



Таблица 3. Содержание редких элементов (г/т) в нижнекаменноугольных песчаных породах (скв. КУ-1)

| Компо-<br>нент | Номер образца |        |        |        |        |        |        |        |         |        |        |        |        |        |        |        |        |
|----------------|---------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|---------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
|                | 36            | 112    | 136    | 201    | 291    | 315    | 315a   | 334    | 377     | 454    | 486    | 552    | 577    | 642    | 643    | 689    | 731    |
| Li             | 72.32         | 12.95  | 10.91  | 9.55   | 10.53  | 11.97  | 12.41  | 242.76 | 17.76   | 10.27  | 16.21  | 25.79  | 15.11  | 37.86  | 47.60  | 23.61  | 61.03  |
| Be             | 1.148         | 1.094  | 1.253  | 1.286  | 0.914  | 0.963  | 1.054  | 0.780  | 0.997   | 1.233  | 1.224  | 1.108  | 1.295  | 0.992  | 0.724  | 1.234  | 1.206  |
| Sc             | 22.04         | 14.80  | 15.20  | 20.96  | 15.97  | 12.64  | 16.12  | 13.55  | 17.0    | 22.05  | 20.24  | 13.41  | 18.67  | 20.55  | 9.32   | 18.39  | 22.16  |
| Ti             | 6026.7        | 3088.8 | 4462.1 | 5545.8 | 7259.5 | 3835.2 | 4614.9 | 2757.3 | 4009.6  | 6177.9 | 4267.3 | 3925.9 | 3703.2 | 7211.0 | 3817.1 | 5097.2 | 5544.4 |
| V              | 93.66         | 65.23  | 73.44  | 169.38 | 133.05 | 78.35  | 89.46  | 34.77  | 147.61  | 139.97 | 49.38  | 129.14 | 37.53  | 140.28 | 111.25 | 120.47 | 103.27 |
| Cr             | 21.09         | 3.91   | 12.84  | 14.78  | 17.45  | 9.99   | 8.95   | 4.81   | 5.30    | 9.30   | 1.88   | 42.54  | 3.15   | 8.18   | 6.63   | 7.17   | 9.85   |
| Mn             | 145.90        | 99.47  | 218.37 | 112.85 | 512.39 | 96.93  | 104.94 | 159.33 | 153.58  | 449.55 | 313.49 | 451.58 | 146.20 | 109.61 | 856.12 | 116.12 | 66.69  |
| Co             | 12.54         | 7.06   | 51.82  | 8.85   | 47.23  | 38.67  | 44.84  | 4.99   | 12.95   | 10.31  | 9.04   | 5.88   | 1.39   | 43.33  | 3.28   | 4.71   | 9.12   |
| Ni             | 11.60         | 13.69  | 21.92  | 5.63   | 9.55   | 10.41  | 11.81  | 2.46   | 4.48    | 4.64   | 3.16   | 5.48   | 0.98   | 16.43  | 2.87   | 3.22   | 4.18   |
| Cu             | 21.83         | 5.24   | 16.31  | 11.19  | 17.91  | 15.43  | 17.11  | 8.71   | 10.72   | 20.06  | 10.70  | 6.67   | 7.16   | 57.20  | 27.38  | 21.74  | 26.56  |
| Zn             | 25.89         | 41.08  | 346.48 | 46.45  | 36.87  | 38.17  | 41.55  | 20.23  | 122.84  | 65.31  | 70.26  | 11.67  | 101.44 | 99.80  | 412.73 | 45.54  | 20.42  |
| Ga             | 20.34         | 17.72  | 15.78  | 21.71  | 22.65  | 16.44  | 16.98  | 12.56  | 17.50   | 17.96  | 21.69  | 17.25  | 20.90  | 19.46  | 10.13  | 23.79  | 18.57  |
| Rb             | 50.38         | 28.43  | 15.99  | 15.99  | 9.93   | 7.53   | 7.65   | 50.04  | 12.11   | 23.16  | 22.33  | 46.01  | 10.32  | 24.09  | 15.39  | 14.99  | 29.42  |
| Sr             | 362.13        | 154.18 | 818.47 | 292.07 | 398.05 | 240.24 | 228.73 | 856.62 | 333.15  | 335.67 | 240.31 | 257.17 | 241.55 | 383.85 | 181.47 | 303.85 | 219.97 |
| Y              | 35.02         | 25.08  | 39.98  | 33.09  | 33.44  | 21.09  | 21.96  | 27.93  | 69.82   | 40.87  | 37.89  | 14.76  | 40.24  | 23.38  | 23.61  | 51.46  | 17.02  |
| Zr             | 162.14        | 172.0  | 112.77 | 162.61 | 127.34 | 140.69 | 152.56 | 164.41 | 183.03  | 153.23 | 232.53 | 64.59  | 249.80 | 158.75 | 78.58  | 279.40 | 150.82 |
| Nb             | 6.051         | 5.608  | 4.598  | 5.694  | 4.437  | 5.351  | 5.746  | 4.973  | 6.574   | 5.381  | 7.399  | 3.222  | 8.288  | 9.229  | 2.882  | 8.933  | 5.808  |
| Mo             | 3.579         | 0.901  | 4.469  | 1.001  | 0.899  | 0.383  | 0.493  | 1.378  | 0.713   | 0.433  | 0.455  | 1.613  | 0.321  | 10.108 | 0.692  | 0.243  | 0.781  |
| Cs             | 2.447         | 2.272  | 0.631  | 1.296  | 0.445  | 0.588  | 0.637  | 3.256  | 1.228   | 4.449  | 2.384  | 1.288  | 0.585  | 0.585  | 0.496  | 0.871  | 0.848  |
| Ba             | 113.35        | 67.78  | 627.35 | 173.48 | 178.21 | 75.80  | 80.89  | 153.79 | 2270.26 | 589.64 | 41.23  | 61.06  | 30.83  | 80.95  | 40.95  | 41.37  | 76.29  |
| La             | 16.48         | 16.09  | 17.17  | 16.60  | 13.95  | 12.90  | 14.80  | 13.20  | 20.85   | 22.21  | 16.56  | 5.93   | 6.58   | 12.64  | 2.91   | 12.87  | 10.70  |
| Ce             | 46.04         | 38.87  | 42.14  | 38.63  | 35.03  | 36.19  | 40.55  | 29.11  | 55.69   | 52.19  | 40.86  | 13.49  | 15.67  | 30.44  | 6.87   | 33.59  | 26.380 |
| Pr             | 6.489         | 5.142  | 5.951  | 4.918  | 5.516  | 4.163  | 4.592  | 3.919  | 6.920   | 7.439  | 5.598  | 1.962  | 2.251  | 4.033  | 1.011  | 4.692  | 3.172  |
| Nd             | 30.47         | 22.02  | 27.94  | 21.24  | 27.03  | 18.57  | 20.15  | 17.08  | 31.90   | 34.72  | 24.82  | 9.60   | 9.89   | 17.25  | 4.92   | 21.40  | 13.72  |
| Sm             | 7.503         | 4.793  | 6.838  | 4.803  | 7.255  | 4.532  | 4.853  | 4.074  | 8.238   | 9.080  | 5.877  | 2.540  | 2.924  | 3.726  | 1.646  | 5.716  | 3.226  |
| Eu             | 2.231         | 1.217  | 2.125  | 1.311  | 2.317  | 1.159  | 1.333  | 1.159  | 2.127   | 2.436  | 1.476  | 0.830  | 0.922  | 1.095  | 0.775  | 1.579  | 1.012  |
| Gd             | 7.358         | 4.387  | 7.450  | 5.137  | 7.195  | 4.471  | 4.804  | 4.297  | 10.321  | 9.457  | 5.751  | 2.805  | 4.611  | 3.459  | 2.666  | 7.145  | 3.056  |
| Tb             | 1.131         | 0.698  | 1.138  | 0.867  | 1.113  | 0.682  | 0.718  | 0.705  | 1.734   | 1.358  | 0.982  | 0.407  | 0.958  | 0.636  | 0.493  | 1.288  | 0.521  |
| Dy             | 7.260         | 4.707  | 7.223  | 6.057  | 6.787  | 4.189  | 4.540  | 4.942  | 11.858  | 8.057  | 6.935  | 2.598  | 7.329  | 4.634  | 3.656  | 9.301  | 3.618  |
| Ho             | 1.464         | 0.975  | 1.490  | 1.337  | 1.399  | 0.860  | 0.906  | 1.098  | 2.628   | 1.549  | 1.536  | 0.522  | 1.631  | 1.020  | 0.831  | 2.094  | 0.754  |
| Er             | 4.120         | 2.836  | 3.977  | 3.850  | 3.756  | 2.396  | 2.637  | 3.352  | 7.402   | 4.247  | 4.596  | 1.476  | 4.874  | 2.924  | 2.428  | 5.937  | 2.227  |

| Компонент | Номер образца |       |        |       |        |       |       |       |       |        |       |       |       |        |       |       |       |
|-----------|---------------|-------|--------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|
|           | 36            | 112   | 136    | 201   | 291    | 315   | 315а  | 334   | 377   | 454    | 486   | 552   | 577   | 642    | 643   | 689   | 731   |
| Tm        | 0.592         | 0.438 | 0.560  | 0.599 | 0.531  | 0.367 | 0.398 | 0.539 | 1.063 | 0.598  | 0.711 | 0.215 | 0.765 | 0.449  | 0.370 | 0.928 | 0.351 |
| Yb        | 3.725         | 2.945 | 3.755  | 4.054 | 3.479  | 2.460 | 2.659 | 3.871 | 7.147 | 3.867  | 4.893 | 1.387 | 5.422 | 2.987  | 2.601 | 6.309 | 2.449 |
| Lu        | 0.546         | 0.474 | 0.551  | 0.650 | 0.512  | 0.367 | 0.399 | 0.624 | 1.146 | 0.583  | 0.743 | 0.204 | 0.872 | 0.466  | 0.402 | 0.948 | 0.368 |
| Hf        | 4.107         | 4.902 | 3.215  | 4.495 | 3.380  | 3.813 | 4.045 | 4.066 | 4.879 | 4.099  | 6.162 | 2.164 | 6.659 | 4.337  | 2.042 | 7.391 | 4.011 |
| Ta        | 0.360         | 0.673 | 0.450  | 0.602 | 0.373  | 0.547 | 0.357 | 0.338 | 0.679 | 0.369  | 0.821 | 0.171 | 0.838 | 2.343  | 0.268 | 0.864 | 0.352 |
| W         | 0.504         | 0.362 | 0.379  | 0.492 | 0.268  | 0.312 | 0.330 | 0.283 | 0.801 | 0.307  | 0.314 | 0.414 | 0.505 | 1.164  | 0.787 | 0.508 | 0.161 |
| Tl        | 0.140         | 0.082 | 1.057  | 0.059 | 0.155  | 0.048 | 0.058 | 0.126 | 0.081 | 0.052  | 0.047 | 0.092 | 0.028 | 0.872  | 0.132 | 0.048 | 0.089 |
| Pb        | 6.515         | 3.556 | 44.006 | 3.854 | 14.887 | 4.906 | 5.300 | 4.323 | 9.847 | 10.051 | 6.296 | 2.152 | 4.500 | 37.674 | 6.194 | 6.768 | 5.352 |
| Bi        | 0.038         | 0.067 | 0.056  | 0.061 | 0.045  | 0.036 | 0.052 | 0.056 | 0.098 | 0.029  | 0.057 | 0.027 | 0.072 | 0.064  | 0.040 | 0.182 | 0.083 |
| Th        | 2.710         | 2.559 | 1.923  | 3.060 | 1.682  | 2.578 | 2.762 | 2.168 | 3.134 | 2.399  | 3.362 | 1.143 | 3.310 | 1.989  | 1.078 | 3.050 | 2.537 |
| U         | 2.127         | 0.572 | 9.460  | 0.863 | 1.146  | 1.098 | 1.193 | 1.006 | 2.874 | 0.977  | 0.906 | 4.164 | 1.185 | 0.748  | 0.335 | 1.209 | 3.438 |

Примечание. Анализы выполнены в Институте геологии и геохимии УрО РАН методом ICP-MS (аналитики Д.В. Киселева, Н.В. Чередищенко, О.А. Березикова).

в девонских песчаниках определяется присутствием биотита, глинистых минералов (иллита) и микрозернистой массы кислых вулканитов. Кроме того, калий может концентрироваться в стекловатой массе обломков основных вулканитов, так как для субшелочных базальтов и андезибазальтов зрелых островных дуг (предполагаемый источник материала) повышенная концентрация калия как раз характерна [Бочкарев, Язева, 2000].

Исследователи, изучавшие рассматриваемые породы ранее [Пумпянский, 1990а; Ехлаков и др., 2010], пришли к выводу об их формировании в результате размыва вулканогенных комплексов (измененные и округленные обломки вулканитов) при участии пирокластического материала (свежие плагиоклазы). В общих чертах такой вывод справедлив. Некоторые структурные особенности песчаников, однако, заставляют предположить, что пирокластическую природу имеют не только таблички плагиоклазов, но и значительная часть литокластов (обломки основных/средних вулканитов). Тем не менее весь этот обломочный материал переотложенный, поскольку на нем видны следы окатанности, хотя и слабые. Следовательно, рассматриваемые породы, особенно каменноугольного возраста, являются тефроидами, их основу слагает переотложенная тефра. Более высокая степень изменения зерен вулканических пород (ожелезнение, хлоритизация, карбонатизация, замещение глинистыми минералами), скорее всего, обусловлена высоким содержанием стекла в основной массе, неустойчивого в процессе диагенеза и катагенеза. Если бы плагиоклазы перемещались воздушным путем, а обломки пород водными потоками, они бы относились к различным гранулометрическим фракциям и характеризовались бы различной степенью сортировки, чего, однако, не наблюдается. Изменение гранулометрического состава тех и других происходит синхронно. Многие обломки вулканических пород пористые, у них сложная форма с характерными выступами, заливами, изгибами (см. рис. 5, а), что тоже предполагает их первичную пирокластическую природу.

Терригенный материал тем не менее присутствует (хотя и в подчиненном количестве) и больше всего в составе средневерхнедевонских красноцветов. В первую очередь это обломки кислых вулканитов и кварца, встречаются также субвулканические (полнокристаллические) разности, единичные зерна микроклина, иногда обломки микрокварцитов и кварцитов, кварцитовидных песчаников. В составе псаммитов каменноугольного возраста количество зерен кислых вулканитов значительно меньше (не более первых процентов), встречены лишь единичные фрагменты кварц-хлоритовых сланцев. Кремни, о которых пишет Ю.А. Ехлаков с соавторами [2010], выявлены лишь в отдельных (причем сомнительных) случаях.

Обломки метаморфических и субвулканических пород, возможно, представляют собой резургентный материал, а постоянное, но неравномерное присутствие кислых вулканитов, вероятнее всего, объясняется

размывом вулканических комплексов. К тому же среди них нет зерен, которые по морфологическим характеристикам могли бы быть отнесены к пирокластике, а кристаллы полевых шпатов практически все отвечают андезину-лабрадору. Лишь в составе девонских красноцветов, где можно предположить присутствие заметного количества терригенных обломков, встречаются микроклины. В этом (девонском) интервале разреза некоторая часть обломков основных вулканитов, по-видимому, также представляет собой терригенное вещество, но оценить его количество не представляется возможным.

Обилие свежего однообразного вулканогенного материала предполагает наличие источника вулканического происхождения, в пределах которого были действующие с различной активностью вулканы. Вряд ли источником такого материала мог служить древний Казахстанский континент, как это предполагал А.М. Пумпянский [1990а]. В девоне им, скорее всего, был краевой вулканический пояс, его фрагменты сохранились южнее, в пределах Боровской зоны (казанбасская свита среднего девона и франского яруса верхнего девона, сложенная, по А.И. Ивлеву [2008], субщелочными вулканитами основного и среднего составов). Такое происхождение упомянутых пород подтверждают и диаграммы М. Бхатия [Интерпретация..., 2001] (см. рис. 6), согласно которым источником девонских песчаников была континентальная островная дуга, а также повышенное содержание  $K_2O$  в этих породах. Подобные вулканиты известны и в Валерьяновской зоне, из чего А.И. Ивлев [2008] делает вывод, что островодужный геодинамический режим на месте Валерьяновского синклинория в неразвитом виде существовал уже с живетского времени. Этот вулканический пояс, по данным А.М. Курчавова [2001], прослеживался далеко на север вдоль окраины Казахстанского палеоконтинента.

Как известно [Пумпянский, 1992, 1999], активная вулканическая деятельность на территории Валерьяновской зоны после некоторого затишья возобновилась во второй половине раннего визе, что в точности сопоставляется с появлением обильного, хотя и переотложенного пирокластического материала в разрезе, вскрытого в скв. КУ-1. В работах [Зоненшайн и др., 1984; Тевелев и др., 2005] рассматриваются визейские вулканиты как элементы активной окраины андского типа Казахстанского палеоконтинента. Согласно этой модели, Валерьяновская дуга формировалась за счет субдукции океанической коры (коры остаточного океанического бассейна). С такой ситуацией согласуется и положение фигуративных точек нижневизейских песчаников на поле океанической островной дуги диаграммы М. Бхатия (см. рис. 6).

Если принять вулканы Валерьяновской зоны в качестве источника материала при формировании девонских и раннекаменноугольных образований Боровской зоны, то надо признать, что граница между уралоидами и казахстаноидами проходит не по Уркашскому разлому [Пучков, 2000; Ивлев, 2008], а западнее, что в какой-то степени подтверждается и геофизическими данными [Дьяконова и др., 2008]. Именно так эту границу проводят авторы работ [Зоненшайн и др., 1984; Тевелев и др., 2005] и некоторые другие исследователи.

Вариант с Валерьяновской зоной в качестве источника вулканогенного материала выглядит предпочтительнее, потому что изученные осадочные и вулканогенно-осадочные толщи, по всей видимости, образовались в непосредственной близости от действующих вулканов. При этом у подножия вулканической дуги создавались покровы тефры, которая перемывалась временными и постоянными водотоками и частично сбрасывалась в море.

Исключением из описанной закономерности является прослой полевошпатового песчаника в верхней части турнейского яруса, сложенный осколками кристаллов ортоклаза (см. раздел «Состав песчаников...»). Эта порода, скорее всего, является туфом, обломочный материал неокатанный, непереотложенный, кроме того, отличается по составу от подстилающих и перекрывающих песчаников.

#### **АУТИГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ**

В цементе девонских и каменноугольных песчаников, как и в ассоциирующих с ними глинистых породах, присутствует характерный комплекс глинистых минералов. В его составе преобладают смектиты (монтмориллониты) и смешанослойные образования с участием монтмориллонитовых слоев, присутствует иллит (особенно в средневерхнедевонских красноцветах). Распространены также смешанослойные фазы монтмориллонит-иллита (20—35 %, в некоторых образцах до 40—45 % от общего количества глинистых минералов). В единичных случаях отмечается небольшое количество железистого хлорита. Обычным является каолинит, который кристаллизуется в порах (см. рис. 5, з), в том числе в полостях скелетных остатков раковин, иногда замещает полевые шпаты, в виде небольших рассеянных пятен тонкоагрегатного строения присутствует в глинистой массе.

Ассоциацию глинистых минералов в рассматриваемых песчаниках, скорее всего, можно отнести к каолинит-гидрослюдистой, по Г.В. Карповой [1972]. Неизменной составляющей этой ассоциации является монтмориллонит. Хлорит присутствует в виде незначительной примеси. По представлениям мно-



гих авторов [Дриц, Коссовская, 1984; Котельников и др., 2009], эволюция монтмориллонитов может идти двумя путями. При наличии в растворе необходимого количества катионов  $\text{Fe}^{++}$  и  $\text{Mg}^{++}$  монтмориллонит через смешанослойные фазы переходит в хлорит. При наличии катионов  $\text{K}^+$  преобразование идет до иллитов. Отсутствие хлоритов может быть связано также и со средой осадконакопления (см. ниже). Как известно [Котельников и др., 2009], хлориты кристаллизуются в относительно закрытой среде в восстановительной обстановке. Повышение кислотности и развитие окислительной обстановки приводит к разложению исходных фаз на оксиды ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и др.). Вероятно, именно с этим процессом и связано незначительное присутствие хлоритов в красноцветных песчаниках девона и карбона, несмотря на базальтовый (тефрогенный) состав обломочного материала.

В глинистых породах нижнего визе монтмориллониты нередко встречаются в виде мелкочешуйчатых агрегатов совместно с криптокристаллическим кварцем (см. раздел «Состав песчаников ...»), что характерно для бентонитов и, следовательно, тоже подтверждают наличие пирокластического материала. По данным рентгенофазового анализа, монтмориллонит здесь представлен кальциево-магниевого разновидности ( $d_{(001)} = 14.0\text{—}14.4 \text{ \AA}$ ), указывающей на основной состав субстрата [Попов, 1991]. Содержание  $\text{SiO}_2$  в этих породах от 67 до 76 мас. %, что заметно выше, чем во вмещающих песчаниках (55—63 мас. %). Порода со значительным количеством такого кварца ведет себя как монокристалл с волнистым погасанием, свидетельствующим об одинаковой оптической ориентировке частиц кварца и глинистого минерала. Наряду с существенно монтмориллонитовым составом бентонитов в некоторых образцах, по данным рентгенофазового анализа, присутствуют иллиты. К сожалению, «чистый» химический состав глинистых минералов получить не удалось, так как при проведении микронзондового анализа чешуйки глинистой фазы быстро выгорали, и под ними вскрывались выделения кварца. В связи с этим количество кремнезема оказывалось несколько завышенным. В то же время надежно фиксировалось соотношение щелочей, показывающее, что количество  $\text{K}_2\text{O}$  в полтора раза больше суммы  $\text{CaO}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$ , хотя иллиты имеют второстепенное значение. По-видимому, часть калия входит в состав смешанослойных образований типа монтмориллонит-иллит.

Наряду с глинистыми минералами в изученных песчаниках широко распространены аутигенные кварц, кальцит, доломит, пирит, гидроксиды и оксиды железа (гетит и гематит), в меньшей степени сидерит, в отдельных случаях развиты цеолиты, ангидрит, барит, целестин, местами сфалерит и халькопирит.

Гидроксиды и оксиды железа представляют собой главное цементирующее вещество в средневерхнедевонских песчаниках, а также (хотя и в меньшей степени) в красноцветных породах нижнего визе. Они развиваются в том числе по обломкам вулканических пород, биотиту, глинистому веществу, пириту. Карбонатные минералы, особенно кальцит, распространены неравномерно, но повсеместно. Кальцит часто кристаллизуется в виде различных по размерам и форме выделений по плагиоклазам, по обломкам вулканических пород, по глинистому цементу, иногда слагает крупные пойкилитовые кристаллы, цементирующие обломочные зерна, а также выполняет трещины в породе и заполняет пустоты. В нижнем карбоне этот минерал слагает до 30—40 % породы и часто представлен железистой разновидностью ( $\text{FeO} = 1.46\text{—}2.62$  мас. %). Местами по вулканитам и в порах развивается анкерит ( $\text{FeO} = 3.50\text{—}12.87$ ,  $\text{MgO} = 3.01\text{—}10.32$ ,  $\text{CaO} = 31.50\text{—}39.90$  мас. %) и высокожелезистый анкерит ( $\text{FeO} = 38.37\text{—}47.65$ ,  $\text{MgO} = 3.16\text{—}9.89$ ,  $\text{CaO} = 2.59\text{—}2.71$ ,  $\text{MnO} = 0.66\text{—}14.67$  мас. %), встречаются доломит и сидерит — небольшие (0.05 мм и менее) зерна и скопления зерен, иногда выполняющие мелкие трещины. В песчаниках визейского возраста можно наблюдать почти полностью замещенные кальцитом зерна плагиоклазов. Для кварца характерны отдельные выделения в породе, цементирующие обломочные зерна, в пустотах он образует совместные с кальцитом гранобластовые агрегаты (скв. ВК-34), кристаллизуется на стенках некоторых пор, в миндалинах обломков основных вулканитов, а также в трещинах.

Особое место среди аутигенных минералов занимает пирит, неравномерно рассеянный по породе, тонкодисперсный и в виде многочисленных стяжений (тонко- и микрокристаллических) неправильной формы, редко встречаются кубические кристаллы, еще реже фрамбоиды. Пирит развивается по обломкам вулканитов, в цементе, в пустотах, очень часто непосредственно связан с выделениями битумного вещества в порах, по стилолитовым и парастилолитовым швам. Агрегатами пирита сопровождаются и растительные остатки — обломки стеблей и обрывки листьев, ризоиды.

Некоторые аутигенные минералы имеют локальное развитие. Так, по плагиоклазам и зернам основных вулканитов иногда развивается ангидрит. В небольшом количестве этот минерал был обнаружен в составе девонских красноцветов. Гораздо больше его в нижнем турне, где он присутствует в виде рассеянных в глинистой массе зерен, табличек, в том числе по плагиоклазам, а также в виде неправильных бесформенных выделений, приуроченных к слоям, которые образованы неориентированными чешуйками глинистого вещества. В красноцветных песчаниках и аргиллитах нижнего визе гипс и ангидрит местами кристаллизуется в центральных частях пор и микрожеод, так же как и в нижнем турне выполняет разномасштабные трещины. По данным электронного микронзондового анализа, ангидрит характеризуется некоторой примесью стронция (0.82—1.06 мас. %) и в отдельных случаях  $\text{BaO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,

MgO. В составе песчаников каменноугольного возраста встречаются барит и целестин, особенно в толще красноцветных пород, где эти минералы присутствуют в виде розеток и отдельных кристаллов (см. рис. 5, *д*), в том числе в порах и жеодах. Целестин выполняет крупные (10 мм) трещины в интервале разреза 710.0—718.8 м. Барит иногда образует пойкилитовые кристаллы, включающие ангидрит. Выделения барита содержат заметное количество стронция (1.34—3.27 мас. %), а также небольшую примесь СаО, иногда MnO. Рассчитанная формула барита с глубины 875.2 м имеет вид, близкий к идеальному:  $(\text{Ba}_{0.93}\text{Sr}_{0.03-0.07})_{1.00}[\text{S}_{1.00-1.02}\text{O}_4]$ . Цеолиты (клиноптилолиты) обнаружены только в интервале 625.6—633.7 м в виде многочисленных агрегатов прозрачных ярко-красных табличек, ориентированных беспорядочно или образующих розетки (см. рис. 5, *е*). Сумма щелочей ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) у этого минерала выше, чем содержание СаО, соответственно 2.81—5.54 и 1.29—1.76 мас. %, отношение  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 = 4.86—5.38$  (5.6). Типична высокая концентрация оксидного железа (2.50—4.36 мас. %), что придает минералу красный цвет. В этом же образце в порах присутствуют единичные выделения другого цеолита, который по своим характеристикам близок к натролиту. Содержание  $\text{Na}_2\text{O}$  в нем порядка 11 мас. %, а СаО всего 0.32—0.42 мас. %. В отдельных случаях (в ассоциации с цеолитом) можно встретить крупные (до 0.7 мм) кристаллы сфалерита. По данным рентгенофазового анализа, иногда предполагается небольшая примесь цеолита и в составе девонских глинистых пород.

Состав и особенности аутигенных компонентов зауральских песчаников свидетельствуют об активном участии флюидов в их формировании. В первую очередь это относится к карбонатам и каолиниту, а также [Юдович, Кетрис, 2008] к присутствию жильного кварца, сульфатов, локальным выделениям клиноптилолитов и натролитов, барита и целестина. Каолинит не теряет своей значимости даже в сильно измененных (до стадии метагенеза) породах каледонского фундамента (скв. ВК-37), в то время как количество минералов смешанослойных фаз здесь снижается практически вдвое по сравнению с породами катагенетической зоны. Об образовании каолинита уже после изменения пород до стадии метагенеза свидетельствует отсутствие признаков диккита.

Как известно [Розин, Сердюк, 1970], кристаллизация каолинита и кальцита взаимосвязана и происходит под влиянием углекислого газа, содержащегося в подземных водах. Этот газ может иметь как глубинное происхождение, так и образовываться за счет растворения подстилающих карбонатных толщ.

Считается, что цеолиты являются типичными индикаторами присутствия пирокластиков, но в составе рассматриваемых пород они практически отсутствуют. Лишь в редких случаях рентгенофазовый анализ улавливает следы этой группы минералов, и только в одном образце песчаника было зафиксировано присутствие клиноптилолита в виде многочисленных агрегатов красноватых кристаллов, вероятно, связанных с процессами флюидного катагенеза [Кокшина, Мизенс, 2011]. Отсутствие цеолитов, возможно, связано с наличием каолинита. Предполагается [Ghent, Miller, 1974; Юдович, Кетрис, 2008], что эти две группы минералов являются антагонистами, они формируются в различных условиях. Для того чтобы кристаллизовались цеолиты, необходима щелочная среда, каолинитам, напротив, требуется кислая. Такой вывод подтверждается и крайне низким содержанием хлоритов в составе глинистых минералов. Как известно [Котельников и др., 2009], хлориты кристаллизуются в относительно закрытой среде в восстановительной обстановке. Повышение кислотности и развитие окислительной обстановки приводит к разложению исходных фаз на оксиды ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , MgO,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и др.).

Очевидно, не являются редкими точечные включения гидротермальных сульфидов, хотя в шлифах их не всегда удается диагностировать. О присутствии названных компонентов можно догадаться по ураганным содержаниям в некоторых пробах таких элементов, как цинк, кадмий, свинец, уран, молибден, таллий, тантал, германий, медь, кобальт (см. табл. 3). Неправильное зерно сфалерита было зафиксировано и с помощью микронзондового анализа в образце доломита с глубины 2438 м. Местами наблюдается также исключительно высокая концентрация стронция и лития, что, возможно, связано с присутствием гнезд целестина.

На основании присутствия тех или иных минералов-индикаторов можно сделать вывод, что степень преобразования средневерхнедевонских и нижнекаменноугольных песчаников в основном соответствует стадии начального катагенеза. Для уточнения уровня вторичных изменений в образцах, содержащих обугленные растительные остатки, была определена отражательная способность витринита (анализы выполнены в Испытательном центре ФГУП «ВУХИН», г. Екатеринбург, аналитик Д.Д. Журавлева). Полученные данные свидетельствуют, что в некоторых случаях степень катагенеза витринита может увеличиваться по локальным причинам, например, по проявлениям тектонического стресса в каких-то зонах, и не отражать общее состояние. Так, в нижневизейских отложениях в скв. КУ-1 по пяти образцам фиксируется уровень градации  $\text{MK}_2$  ( $R_{\text{Vt}}^0 = 0.60—0.75$  %). В то же время два образца из этой же скважины преобразованы до уровня  $\text{MK}_3$  и даже  $\text{AK}_1$  ( $R_{\text{Vt}}^0 = 1.11$  и  $2.10$  %), что уже соответствует позднему катагенезу (и раннему метагенезу) по минеральным индикаторам. Значение 2.04 % отмечено А.Н. Фоминым [2008] в рядом расположенной скв. ВК-44. Изменчивые величины отражательной способности получены и по фаменским известнякам из скв. ВК-30, пробуренной несколько западнее, на Тобол-Убаган

ском поднятии. А.Н. Фомин относит их к зоне АК<sub>1</sub> ( $R_{Vt}^0 = 2.4 \%$ ). Наши измерения дали уровень МК<sub>2</sub> и МК<sub>4</sub> ( $R_{Vt}^0$  — 0.66, 0.6 и 1.29 %).

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основу среднего структурного этажа Боровской зоны составляют формации среднего и верхнего палеозоя, залегающие на каледонском фундаменте. В их составе значительную роль играют глинисто-песчаные породы среднего—верхнего девона (предположительно живета—франа) и нижнего карбона (нижнего визе). Те и другие представлены петрокластическими полевошпатовыми граувакками, реже собственно граувакками. Каменноугольные песчаники более однородны по набору аллотигенных компонентов, живет-франские породы наряду с обломками вулканитов основного состава содержат до 15—20 % кислых вулканитов, определяющих более высокую концентрацию К<sub>2</sub>О. Особенно наглядно эти различия прослеживаются по диаграммам М. Бхатия [Интерпретация..., 2001]. Фигуративные точки состава образуют на них обособленные, практически не перекрывающиеся поля, которые указывают на океанические (карбон) и континентальные (девон) островные дуги в качестве источников обломочного материала. Анализ структурных особенностей песчаников, морфологии зерен, петрографического и химического состава, а также наличие прослоев бентонитоподобных глин позволяет сделать вывод, что основу рассматриваемых пород (главным образом визейских) составляет переотложенная тефра. В составе живет-франских отложений существенную роль играет также терригенный материал, представленный, прежде всего, обломками кислых вулканитов и метаморфических пород. Область сноса на протяжении всего рассматриваемого интервала времени располагалась в пределах современной Валерьяновской зоны. В девоне это был краевой вулканический пояс, в карбоне (в раннем визе) — вулканическая островная дуга на континентальной окраине андского типа.

Степень постседиментационного преобразования глинисто-песчаных пород (по ассоциациям аутигенных минералов и отражательной способности витринита) соответствует начальному катагенезу.

Обращает на себя внимание, что в составе песчаников и глинистых пород распространены минералы, свидетельствующие о широкой миграции флюидов, как глубинных, так и местных. Наибольший интерес среди них представляет каолинит, который в ассоциации с кальцитом кристаллизуется под влиянием углекислого газа, содержащегося в подземных водах [Розин, Сердюк, 1970].

Считается, что индикаторами пирокластики являются цеолиты, но в составе рассматриваемых пород они присутствуют лишь в редких случаях, что, возможно, связано с наличием каолинита. Предполагается [Юдович, Кетрис, 2008], что эти две группы минералов являются антагонистами, они кристаллизуются в различных условиях. Наличием кислой среды можно объяснить и незначительную роль хлорита в составе глинистых минералов [Котельников и др., 2009]. Щелочная среда, подходящая для кристаллизации цеолита, могла быть создана под влиянием гидротермальных флюидов. Об этом свидетельствует один из образцов визейских песчаников, где были обнаружены многочисленные агрегаты клиноптилолита в ассоциации с кристаллами сфалерита.

Сведения о вещественном составе песчано-глинистых пород получены в ходе выполнения исследований по Госконтракту 8/08 в восточных районах Курганской области.

### ЛИТЕРАТУРА

- Богущ О.И.** Фораминиферы и стратиграфия нижнего карбона Западно-Сибирской плиты // Био-стратиграфия палеозоя Западной Сибири. Новосибирск, Наука, 1985, с. 49—68.
- Бочкарев В.С., Криночкин В.Г.** Докембрийские и палеозойские формации Западной Сибири // Тектоника платформенных областей. М., Наука, 1988, с. 80—104.
- Бочкарев В.В., Язева Р.Г.** Субщелочной магматизм Урала. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2000, 255 с.
- Геологическое** строение фундамента Западно-Сибирской плиты (по геологическим и геофизическим данным) / Под ред. Э.Э. Фотиади, В.С. Суркова. Л., Недра, 1971, 208 с.
- Дриц В.А., Коссовская А.Г.** Слоистые силикаты в земной коре. Сообщение 1. Классификация. Группы каолинит-серпентина и тальк-пирофиллита // Литология и полезные ископаемые, 1984, № 6, с. 3—23.
- Дьяконова А.Г., Иванов К.С., Сурина О.В., Астафьев П.В., Вишнев В.С., Коноплин А.Д.** Строение тектонозоны Урала и Западно-Сибирской платформы по электромагнитным данным // Докл. РАН, 2008, т. 423, № 5, с. 685—688.
- Ехлаков Ю.А., Угрюмов А.Н., Санфирова С.С.** Новые данные о геологическом строении палеозойского фундамента юга Курганской области (по данным изучения Курган-Успенской параметрической скважины) // Горные ведомости, 2010, № 5, с. 34—51.

**Зоненшайн Л.П., Кориневский В.Г., Казьмин В.Г., Сорохтин О.Г., Коротеев В.А., Маслов В.А., Зайков В.В., Кашинцев Г.Л., Матвеевков В.В., Хаин В.Е., Зайкова Е.В., Кабанова Л.Я.** Структура и развитие Южного Урала с точки зрения теории литосферных плит // История развития Уральского палеоокеана. М., Наука, 1984, с. 6—56.

**Ивлев А.И.** Магматизм и геодинамика области сочленения Урала и Казахстана. Рудный-Костанай, СКФ АМР РК, 2008, 500 с.

**Интерпретация** геохимических данных / Ред. Е.В. Скляр. М., Интернет Инжиниринг, 2001, 287 с.

**Карпова Г.В.** Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях. М., Недра, 1972, 174 с.

**Кокшина Л.В., Мизенс Г.А.** Некоторые особенности катагенеза палеозойских петрокластических граувак востока Южного Урала и Зауралья // Минеральные индикаторы литогенеза. Материалы Российского совещания с международным участием. Сыктывкар, Геопринт, 2011, с. 205—207.

**Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н., Жухлистов А.П.** Кристаллохимические и морфолого-генетические особенности хлоритов в осадочном чехле земной коры. Статья 1. Источники образования и идентификация разновидностей хлорита // Изв. вузов. Геология и разведка, 2009, № 4, с. 9—19.

**Курчавов А.М.** Геодинамическая обстановка проявления девонского континентального магматизма Казахстана и юга Западной Сибири // Геология Казахстана и проблемы Урало-Монгольского складчатого пояса (к 50-летию Центрально-Казахстанской экспедиции геологического факультета МГУ и 70-летию профессора Ю.А. Зайцева). М., Изд-во Моск. ун-та, 2001, с. 65—72.

**Мизенс Г.А., Кучева Н.А., Степанова Т.И., Мизенс Л.И., Толоконникова З.А., Иванова Р.М., Рыльков С.А.** Стратиграфия и условия образования девонских и каменноугольных отложений Тобол-Убаганского поднятия и Вагай-Ишимской впадины (юго-западная окраина Западной Сибири) // Литосфера, 2011, № 4, с. 20—44.

**Попов В.Е.** Генезис вулканогенно-осадочных месторождений и их прогнозная оценка. Л., Недра, 1991, 287 с.

**Пумпянский А.М.** Девонские отложения доюрского фундамента южной части Западно-Сибирской плиты // Новые данные по геологии Урала, Западной Сибири и Казахстана. Информационные материалы. Свердловск, УрО АН СССР, 1990а, с. 49—58.

**Пумпянский А.М.** Триас Тоболо-Ишимского междуречья юга Западно-Сибирской плиты // Новые данные по геологии Урала, Западной Сибири и Казахстана. Информационные материалы. Свердловск, УрО АН СССР, 1990б, с. 159—165.

**Пумпянский А.М.** Стратиграфия каменноугольных отложений северной части Тюменско-Кустанайского прогиба // Топорковские чтения. Вып. I. Рудный, Рудненский индустр. ин-т, 1992, с. 25—32.

**Пумпянский А.М.** Каменноугольные отложения Курганского Зауралья // Топорковские чтения. Вып. IV. Рудный, Рудненский индустр. ин-т, 1999, с. 55—62.

**Пучков В.Н.** Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа, Даурия, 2000, 146 с.

**Решения** Межведомственного совещания по рассмотрению и принятию региональной стратиграфической схемы палеозойских образований Западно-Сибирской равнины / Ред. В.И. Краснов. Новосибирск, СНИИГГиМС, 1999, 80 с.

**Розин А.А., Сердюк З.Я.** Преобразование состава подземных вод и пород Западно-Сибирской плиты под воздействием глубинного углекислого газа // Литология и полезные ископаемые, 1970, № 4, с. 102—113.

**Систематика** и классификация осадочных пород и их аналогов / Ред. В.Н. Шванов. СПб., Недра, 1998, 351 с.

**Степанова Т.И., Кучева Н.А., Мизенс Г.А., Иванова Р.М., Мизенс Л.И., Толоконникова З.А., Рыльков С.А.** Стратиграфия палеозойского разреза, вскрытого параметрической скважиной Курган-Успенская-1 (юго-западная окраина Западной Сибири) // Литосфера, 2011, № 3, с. 3—21.

**Тевелев А.В., Дегтярев К.Е., Тихомиров П.Л., Кошелева И.А., Мосейчук В.М., Правикова Н.В., Сурин Т.Н.** Геодинамические обстановки формирования каменноугольных вулканических комплексов Южного Урала и Зауралья // Очерки по региональной тектонике. Т. 1. Южный Урал. М., Наука, 2005, с. 213—247.

**Фомин А.Н.** Катагенез органического вещества и перспективы нефтегазоносности палеозойских отложений на юго-западе Западной Сибири // Горные ведомости, 2008, № 5, с. 18—23.

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

**Ghent E.D., Miller B.E.** Zeolite and clay-carbonate assemblages in the Blairmore Group (Cretaceous) Southern Alberta Foothills, Canada // Contr. Miner. Petrol., 1974, v. 44, № 4, p. 313—329.