

УДК 551.735(470.55)

СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КАМЕНСКОЙ ТОЛЩИ НИЖНЕГО КАРБОНА УЙСКОЙ ШОВНОЙ ЗОНЫ, ЮЖНЫЙ УРАЛ

Ал.В. Тевелев, П.А. Фокин, И.А. Кошелева

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Поступила в редакцию 29.04.13

Каменская толща слагает крупный линзообразный блок в пределах Уйской шовной зоны Южного Урала, разделяющей Магнитогорскую и Восточно-Уральскую мегазоны. Углисто-терригенная часть каменской толщи вмещает месторождения и проявления золота. При среднемасштабных геологических исследованиях получены новые данные о строении толщи и литологических особенностях терригенных пород. Рассматриваются геологическое строение, литология, условия образования и стадии деформаций каменской толщи нижнего карбона.

Ключевые слова: Южный Урал, нижний карбон, углисто-глинистые сланцы, песчаники, палеогеография, деформационные структуры.

Введение

Уйская шовная зона (в ряде работ синоним — Уйско-Новооренбургская зона) разделяет крупнейшие структурные элементы Южного Урала — Магнитогорскую и Восточно-Уральскую мегазоны. Магнитогорская мегазона большинством исследователей рассматривается в качестве палеозойской островной дуги, а Восточно-Уральская — как палеомикроконтинент, имеющий докембрийское метаморфическое основание (Пучков, 2000). Изученный отрезок Уйской шовной зоны расположен в южной части Челябинской области, он протягивается от пос. Сухтелинский на севере до пос. Кваркено на юге. Уйская шовная зона имеет здесь сложное покровно-складчатое строение, обусловленное ее положением между двумя относительно жесткими блоками и транспрессивными условиями формирования (Тевелев, 2012; Bankwitz, Ivanov, 1997). В строении зоны участвуют тектонические блоки самого разного возраста: кремнистые сланцы ордовика, вулканогенные и осадочные комплексы девона и нижнего карбона, а также ордовикские серпентиниты и гипабиссальные гранитоиды раннего и среднего карбона.

В пределах Уйской зоны локализованы Кировское и Каменское золоторудные месторождения и серия золотых проявлений, а также Амурское стратиформное цинковое месторождение. Рудовмещающими для золоторудных месторождений и проявлений служат глинисто-углистые сланцы каменской толщи верхнего визе. Толща обнажена очень слабо, но вскрыта карьерами и профилями поисковых скважин в районах золоторудных месторождений и проявлений. В карьерах обнажаются тонкослоистые полосчатые углистые сланцы, слоистые песчаники, часто углефицированные, темно-серые, мелко-среднезернистые, смятые в мелкие складки, осложненные флексурами, иногда сорванными разрывами. Несмотря на приуроченность

к ней золоторудных объектов, в целом каменская толща изучена слабо. Поэтому мы проявили к ней особый интерес при проведении среднемасштабного геологического изучения территории листа N-40-XXXVI. В 2006 г. на Калининском проявлении золота нами был пройден профиль колонковых скважин, вскрывших фрагмент разреза каменской толщи (бурение проводило ОАО «Магнитогорский металлургический комбинат», начальник отряда А.В. Власов). Изучение керна позволило существенно уточнить характер разреза каменской толщи и литологические особенности слагающих ее пород.

Общая геологическая характеристика

Уйская шовная зона с запада ограничена Малочекинским и, южнее, Браиловским взбросодвижениями, а с востока Западно-Кировским сдвиговзбросом и Калининским сдвигонадвигом (рис. 1). Между Калининским сдвигонадвигом и Западно-Кировским взбросо-сдвигом располагается линзовидный блок — Кировский грабен — шириной до 5 км и длиной около 60 км, практически нацело сложенный каменской толщей, на юге прорванной малыми телами гранодиорит-гранитной раннеколлизийной формации.

Каменская толща выделена В.Л. Алексеевым в 1984 г. (отчет) в пределах Кировского грабена как углисто-терригенно-карбонатная толща средне-верхневизейского возраста. По представлениям В.Л. Алексеева в нижней части толщи залегают грубозернистые терригенные породы мощностью 200–240 м, а выше располагается пачка известняков мощностью до 400 м. Выше известняков залегают углисто-глинисто-известковистые и углисто-глинистые сланцы с прослоями песчаников и известняков. Максимальная общая мощность толщи оценивалась В.Л. Алексеевым в 1800 м.

Каменная толща представлена углеродистыми мраморизованными известняками, углеродисто-глинисто-известковистыми и углеродисто-глинистыми сланцами с прослоями полимиктовых гравелистых и аркозовых песчаников, гравелитов, известняков, углеродисто-известковистых алевролитов и т.п. Нижняя часть разреза наблюдается только южнее Кировского грабена, где ее стратиграфическим аналогом, вероятно, является выделенная В.М. Мосейчуком с коллегами солнечная свита (Тевелев и др., 2012), залегающая с базальными конгломератами на раннекаменноугольных гранитоидах Крыклинского массива. В верхней части разреза толщи отмечаются маломощные прослои лав и туфов кислого состава.

Непосредственно в пределах Кировского грабена каменная толща весьма неравномерно деформирована, ее нижние горизонты не наблюдаются, а видимый разрез начинается с мощной пачки карбонатных пород, обнаженных в экзоконтакте Суундукского массива пермских гранитов в районе пос. Кировск, по левобережью р. Каменки. В этой пачке чередуются пласты серых пелитоморфных, углеродистых и, возможно, глинистых известняков с пластами белых крупнокристаллических мраморов (рис. 2). Такая разница в структурных особенностях пород объясняется их различной реакцией на термическое воздействие при контактовом метаморфизме. Относительно чистые известняки превращены в крупнокристаллические мраморы, а углистые глинистые известняки перекристаллизованы в мелкокристаллический агрегат (рассеянное глинистое вещество мешает росту кристаллов

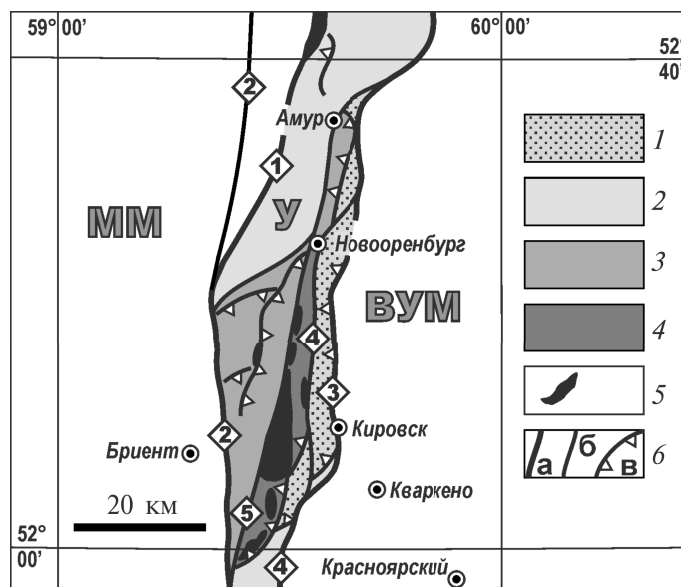


Рис. 1. Схема расположения и строения южной части Уйской шовной зоны:

1, 2 — вулканогенные и осадочные толщи нижнего карбона: 1 — каменная толща, 2 — другие толщи; 3 — вулканогенно-осадочные толщи девона; 4 — кремнистая толща ордовика; 5 — серпентиниты; 6 — разрывы: а — главные сдвиговзбросы, границы Уйской шовной зоны, б — прочие сдвиги и сдвиговзбросы, в — надвиги. Цифры в ромбах — номера разрывов: 1 — Малочекинский взбросовдвиг, 2 — Браиловский сдвиг, 3 — Калининский сдвигонадвиг, 4 — Западно-Кировский взбросовдвиг, 5 — Караганский взбросовдвиг.

ММ — Магнитогорская мегазона, У — Уйская шовная зона, ВУМ — Восточно-Уральская мегазона



Рис. 2. Выходы мраморизованных известняков биргильдинской толщи. Чередование крупнокристаллических мраморов по «чистым» известнякам (светло-серое) и мелкокристаллических мраморов по углистым и глинистым известнякам (темно-серое)

кальцита), в котором сохраняются криноидеи и раковины брахиопод (рис. 3), а по плоскостям напластования развивается тремолит (сростки игольчатых кристаллов размером до 3–4 см).

Выше известняков залегают углисто-глинисто-известковистые и углисто-глинистые сланцы с прослоями песчаников и известняков — собственно рудовмещающая пачка. Ее разрез по керну скв. 4959 Кировского месторождения (средний выход керна 90%), приведенный ниже, описан совместно с Э.М. Спиридоновым, изучавшим этот золоторудный объект (рис. 4).

1. Почвенный слой и неструктурированная каолиновая кора выветривания (0–38,5 м).

2. Тонкое чередование сланцев, алевролитов и тонкозернистых песчаников с редкими прожилками кварца (38,5–55,5 м).

3. Светлые сланцы с прожилками кварца, представленные тонкими чешуйками, выветрелые (55,5–75 м).

4. Темно-серые углеродистые аргиллиты и алевролиты в тонком переслаивании (75,0–80,0 м).

5. Серые неслоистые алевролиты с вкрапленностью пирита (80,0–84,0 м).

6. Тонкое переслаивание аргиллитов и алевролитов, близкое к тому, что наблюдается в инт. 75,0–80,0 м, с сет-

кой крутых анкеритовых прожилков, с вкрапленностью пирита (84,0–88,0 м).

7. Переслаивание серых алевролитов с темно-серыми углеродистыми аргиллитами, с прослоями мелкозернистых песчаников с анкеритовым цементом, с вкрапленностью, гнездами и прожилками пирита (88,0–94,0 м).

8. Темно-серые аргиллиты в переслаивании с серыми алевролитами, с маломощными прослоями мелкозернистых, светло-серых слоистых песчаников (угол падения 80°) с редкой вкрапленностью пирита (94,0–107,5 м).

9. Зона дробления по описанным выше породам, встречаются целые обломки интенсивно рассланцованных алевролитов с обильными гнездами пирита (107,5–112,5 м).

10. Тонкое переслаивание алевролитов и аргиллитов (толщина слойков 1–5 мм), слаботектонизированных, с прожилками пирита (112,5–117,0 м).

11. Переслаивание алевролитов и аргиллитов с редкими линзами мелкозернистых светло-серых песчаников с гнездами пирита размером до 3 мм (117,0–126,0 м).

12. Песчаники серые, граувакковые, мелкозернистые, в начале интервала чередуются с алевролитами, на гл. 142,5 м встречен прослой черных филлитизированных аргиллитов мощностью 10 см; в конце интервала появляются среднезернистые полимиктовые песчаники (126,0–145,0 м).

13. Серые песчаники, полимиктовые мелкозернистые; на гл. 147 м прослой тонкого чередования алевролитов и аргиллитов мощностью 15 см (145,0–151,0 м).

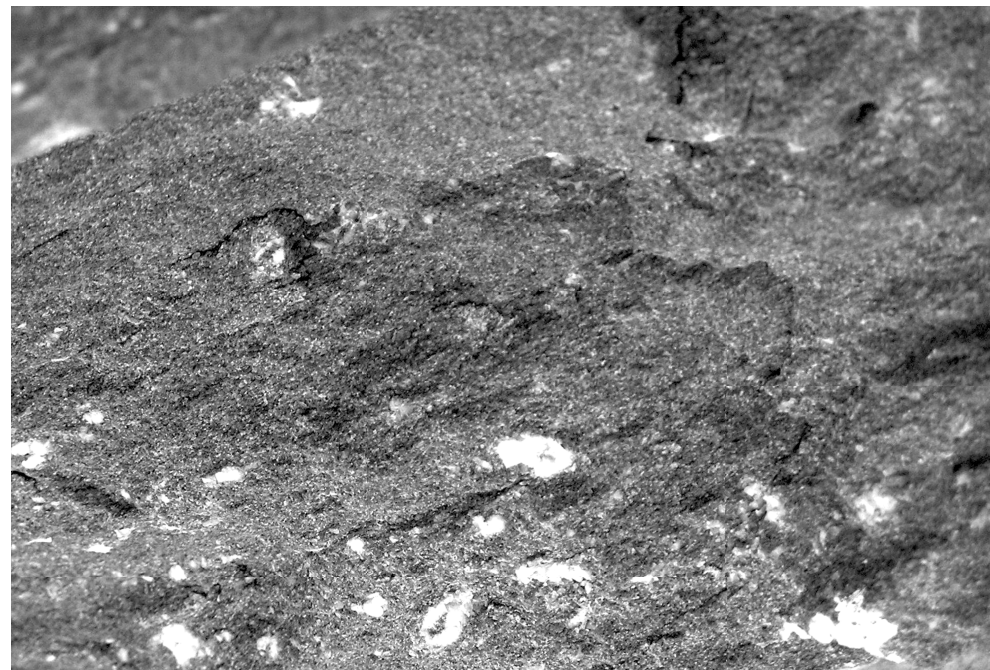
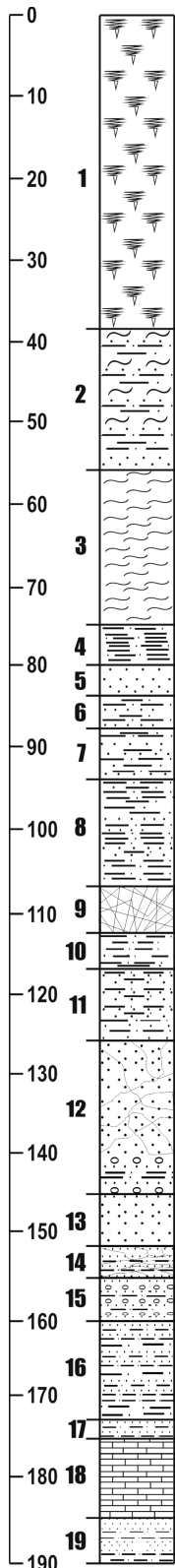


Рис. 3. Мелкокристаллические мраморы с остатками перекристаллизованных криноидей и брахиопод

Рис. 4. Разрез скв. 4959 Кировского месторождения. Описание см. в тексте (номера слоев даны полужирными цифрами)

14. Зона интенсивного смятия и рассланцевания песчаников, алевролитов и аргиллитов; слойки и сланцеватость гофрированы, часты зоны графитовых зеркал (угол падения поверхности зеркал $\angle 80-90^\circ$, штриховки — $\angle 45^\circ$; кинематика — взбросодвиг); песчаники будинированы, зажаты между графитовыми зеркалами; наблюдаются многочисленные прожилки кварца и анкерита (151,0–155,0 м).

15. Грубое переслаивание мелкозернистых песчаников, серых и черных аргиллитов с мощностью прослоев в первые десятки сантиметров (155,0–160,0 м).

16. Чередование серых, мелкозернистых песчаников и сильно рассланцованных графитизированных алевролитов, аргиллитов с мощностью прослоев от первых сантиметров до 20 см (160,0–172,0 м).

17. Чередование темно-серых песчаников, алевролитов и аргиллитов, часто тонкослоистых (172,0–174,0 м).

18. Прослой темно-серых полосчатых ($\angle 45-60^\circ$) известняков с члениками криноидей размером 2–3 мм (174,0–184 м).

19. Те же песчаники и алевролиты, в конце интервала серые мелко-среднезернистые граувакковые песчаники (184,0–190,0 м).

Взаимоотношения каменной толщи с другими толщами по большей части — тектонические. По находкам фауны в прослоях известняков (данные из отчета В.Л. Алексеева и др., 1984 г.) для каменной толщи был установлен возраст как нижняя часть верхнего визе — куртымский (жуковский) и губашкинский (каменскоуральский) горизонты по присутствию фораминифер *Endothyra similis* Raus. et Reitl., *E. cf. prisca* Raus. et Reitl., *Planoarchaediscus spirilinoides* (Raus.), *Archaediscus convexus* Grozd. et Leb., кораллов *Lithostrotion cf. portlocki* Milne-Edwards et Haime (Стратиграфические схемы..., 1993).

Структура каменной толщи довольно простая: фиксируются пологие крупные линейные складки, вблизи разрывов осложненные мелкой складчатостью и нарушенные серией продольных и косых разрывов (рис. 5, А). Углы наклона пластов, как правило, не превышают $20-30^\circ$. Вместе с тем вблизи Западно-Кировского взброса толща смята в опрокинутые линейные складки восточной вергентности. В зонах разрывов часто наблюдаются существенные изменения пород, вплоть до образования по углистым сланцам графитовых зон с зеркалами скольжения, падающих под углом $60-70^\circ$. На восточном борту грабена, в экзоконтактной зоне Суундукского плутона известняки часто превращены в мраморы, в которых наблюдаются разнообразные складки течения (рейдные), с осями, ориентированными в целом субмеридиально (рис. 5, Б).

Геологическое строение Калининского участка

По профилю скважин, пробуренных (2006) в 8 км к юго-западу от пос. Калининский, установлено строение верхней и, возможно, нижней частей каменной толщи, которая представлена здесь чередованием углистых, глинистых, углисто-глинистых сланцев, алевролитов, песчаников, песчаников с обломками кварца, кремнистых и углистых пород (рис. 6). Известняки каменной толщи скважинами вскрыты в виде отдельных прослоев среди терригенных пород. Залегание пород преимущественно пологое, в керне очень редко встречается крутонаклонная слоистость и сланцеватость. Впечатление об интенсивной складчатости создается вследствие сильного преувеличения вертикального масштаба на рисунке.

В строении Калининского участка выделяются два блока: Западный, опущенный, и Восточный, поднятый,

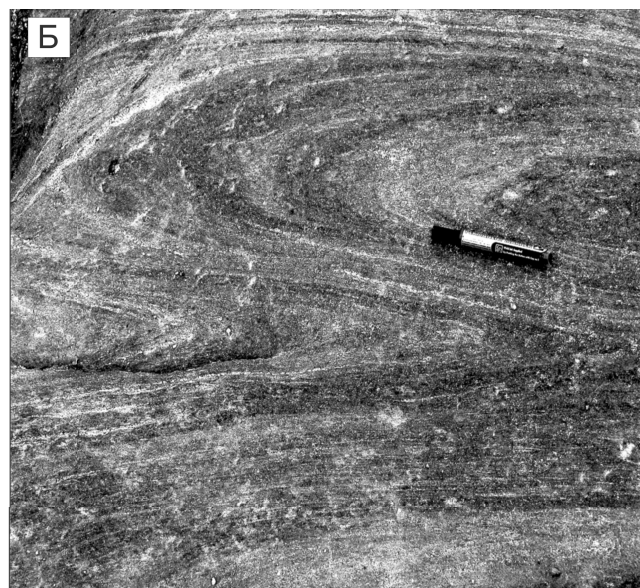
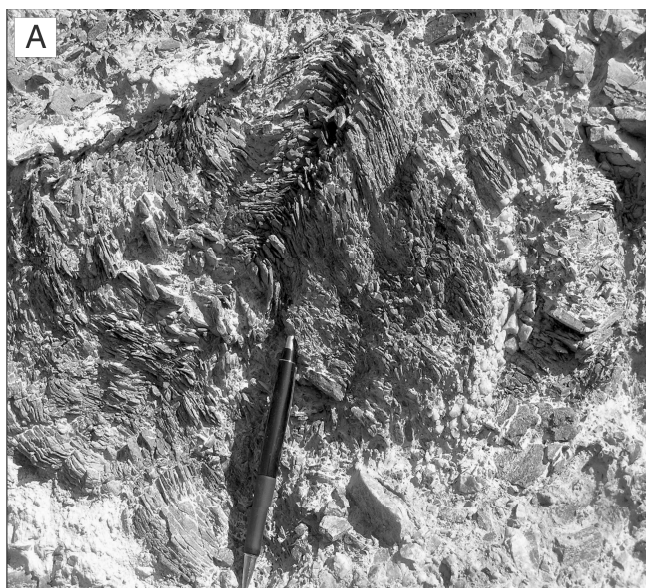


Рис. 5. Типы складок каменной толщи: А — мелкие складки слоистых углистых песчаников и сланцев; Б — рейдные складки мелкокристаллических мраморов

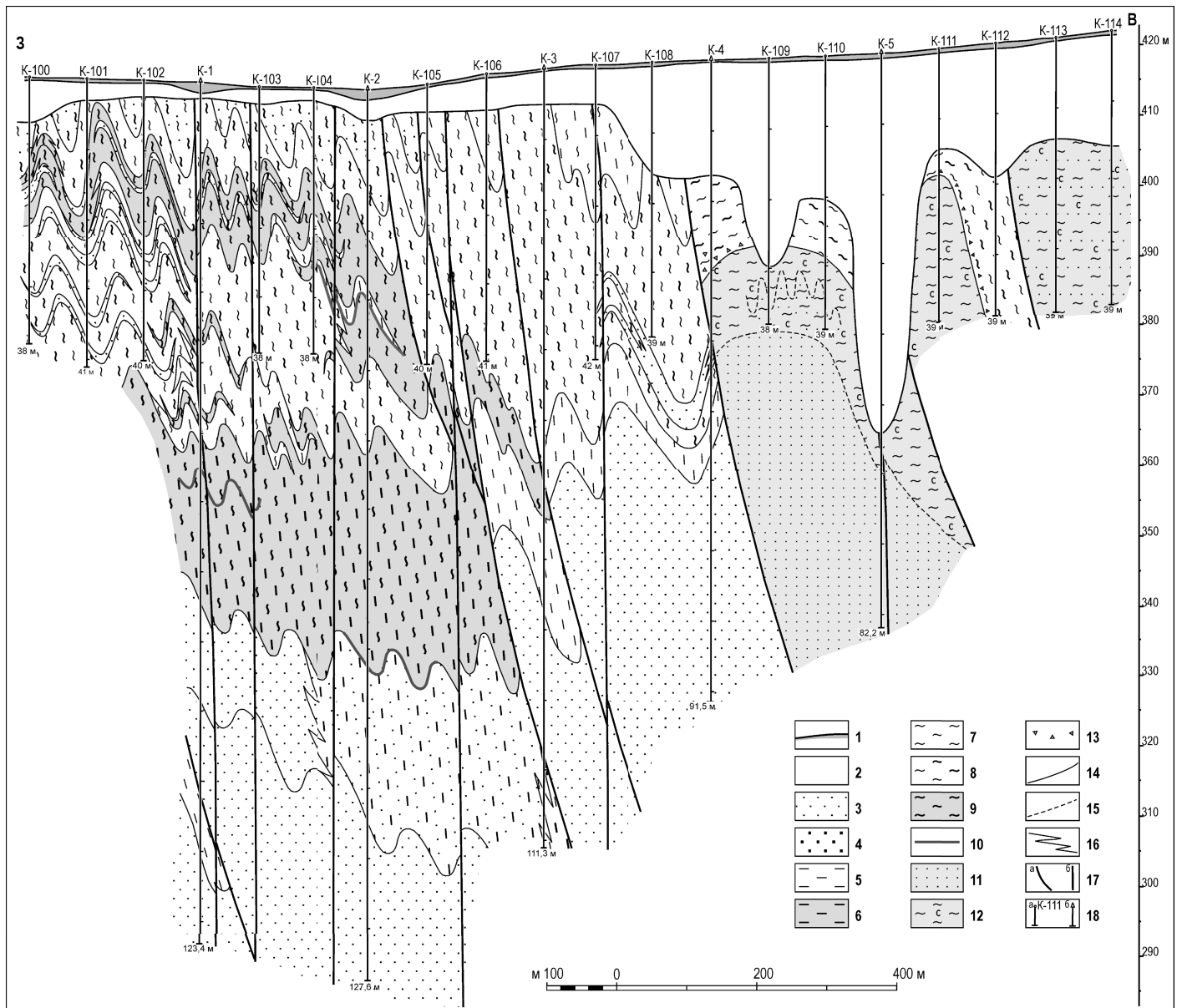


Рис. 6. Строение каменной толщи по профилю буровых скважин на Калининском участке (вертикальный масштаб увеличен в 10 раз): 1 — почвенный слой; 2 — четвертичные отложения; 3–10 — каменная толща: 3 — песчаники, 4 — углистые песчаники, 5 — алевролиты, 6 — углистые алевролиты, 7 — глинистые сланцы, 8 — углисто-глинистые сланцы, 9 — углистые сланцы, 10 — карбонатные прослои; 11, 12 — новооренбургская толща ордовика (?): 11 — кварцито-песчаники, 12 — серицитовые сланцы; 13 — седиментационные (?) брекчии; 14 — границы слоев; 15 — условно проведенные границы слоев; 16 — фациальные границы; 17 — разрывы: а — взрососдвиги, б — сдвиги; 18 — разведочные скважины профиля (а), б — опорные разведочные скважины и их номера

разделенные серией взрососдвигов с общей вертикальной амплитудой не менее 400–500 м. В Восточном блоке под каменной толщей предположительно вскрыты слабометаморфизованные терригенные породы ордовика (серицитовые сланцы и кварцитопесчаники). Западный блок на всю вскрытую глубину сложен слабодислоцированными породами каменной толщи. Породы сильно выветрелы и по большей части представляют структурную кору выветривания, в которой алевролиты и углистые сланцы, превращенные в глины, сохраняют первичную ориентировку слоистости (рис. 7), по большей части — пологую. Мелкозернистые песчаники и алевролиты менее вы-

ветрелы, особенно в нижних частях разреза, на гл. более 70–80 м (рис. 8).

Наиболее глубокие из вскрытых частей разреза каменной толщи сложены углисто-глинистыми сланцами, которые залегают на серицитовых сланцах ордовика. Характер контакта неясен, не исключено, что он тектонический. Углисто-глинистые сланцы сильно выветрелы, превращены в каолиновые глины, в них встречаются обломки песчаников и жильного кварца. В основании глубоко выветрелых углисто-глинистых сланцев присутствуют (в виде реликтов-теней) включения угловатых обломков (базальная или тектоническая брекчия). Мощность пачки углисто-глинистых сланцев более 20 м.



Рис. 7. Фотография ядра скв. 2. Тонкослоистые углеродистые и кварцево-слоистые сланцы с горизонтальной слоистостью (гл. 59,0 м) $\times 2,5$

Выше и, возможно, отчасти фациально замещающая сланцы, залегает пачка песчаников мощностью не более 50 м, вверх по разрезу местами переходящих в углистые песчаники, а далее — в пачку углистых сланцев мощностью около 35 м с единичными прослоями мраморизованных известняков. Завершается вскрытый разрез пачкой чередования глинистых, углисто-глинистых и углистых сланцев, песчаников и единичных прослоев мраморизованных известняков общей мощностью более 60 м.

Литологическая характеристика пород

Далее описаны основные литологические разновидности пород каменной толщи.

Глинистые, углисто-глинистые, углистые сланцы образованы по глинам, от чистых до сильноалевритистых, с различным содержанием углефицированного растительного детрита. Они сложены главным образом агрегатом серицита и кварца, с участием углеродистого вещества, хлорита и альбита, реже актинолита. Кварц часто образует тонкие линзочки и прожилки, параллельные сланцеватости, иногда вместе с углеродистыми частицами. Углеродистое вещество присутствует в виде тонкодисперсной составляющей, окрашивающей породу, и в виде полосочек и тонких линз, вероятно, представляющих собой реликты послойных скоплений углефицированного растительного детрита и остатков углефицированной древесины. Последние иногда подвержены «микробудинажу», с растаскиванием вдоль сланцеватости и заполнением образующихся промежутков хлоритовым микроагрегатом. В редких случаях в сланцах различимы реликты биотурбационных текстур. С углистыми сланцами ассоциируют тонкие прослойки углей, при выветривании превращенных в сажистую массу. Структура сланцев плоскопараллельная, реже флазерная; сланцеватость чаще всего, но не всегда, наследует первичную



Рис. 8. Фотография ядра скв. 2. Тонкослоистые мелкозернистые песчаники и алевролиты с пологой слоистостью (гл. 82,7 м) $\times 3,0$

слоистость. В западной части профиля, в углисто-глинистых и углистых сланцах встречается порфиروبластовая структура (рис. 9, А), с удлиненно-таблитчатыми новообразованными кристаллами и чаще — радиально-лучистыми сростками (0,5–0,8 мм, редко более) андалузита. Длинные оси порфиробластов ориентированы косо или круто к сланцеватости. Вблизи них характерны скопления серицита, с обтекающей порфиробласты сланцеватостью. Присутствие андалузита — характерного минерала зон контактового метаморфизма — говорит о глиноземистости отложений.

Алевролиты участвуют в переслаивании со сланцами и/или песчаниками, имея с ними плавные переходы. В них обычно хорошо различимы первичные седиментационные структуры: тонкая параллельная слоистость и иногда — следы мелкой ряби течений (рис. 9, Б).

Песчаники обычно плохо и умеренно сортированные, серые и светло-серые, от грубо-среднезернистых до средне-мелкозернистых (рис. 9, В; 10), с реликтовой массивной и тонкой косослоистой текстурой, подчеркиваемой ориентировкой уплощенных зерен и углеродистых частиц растительного детрита. Среди послойно сортированных, мелко- и тонко-мелкозернистых, алевритистых песчаников широко распространены тонкая параллельная и косая слоистость и обогащение растительным детритом (рис. 9, Г). Контакты зерен в песчаниках часто конформные, иногда сутурные. Окатанность обломков в целом неравномерная, плохая до посредственной, по образцам обычно наиболее многочисленна группа полуокатанных частиц (рис. 11).

Мрамор тонкокристаллический (0,02–0,04 мм) образован по углисто-глинистым, слоистым известнякам (рис. 12). Некарбонатная составляющая — 20–30%, первично-глинистое вещество преобразовано в кристаллический агрегат серицита, кварца, хлорита, тремолита, с отчетливой ориентировкой частиц, с примесью тонкодисперсного углеродистого материала. В кальцитовых прожилках, параллельных сланцеватости, размер кристаллов кальцита — 0,1–0,6 мм, редко до 1,5 мм, с деформационным двойникованием,

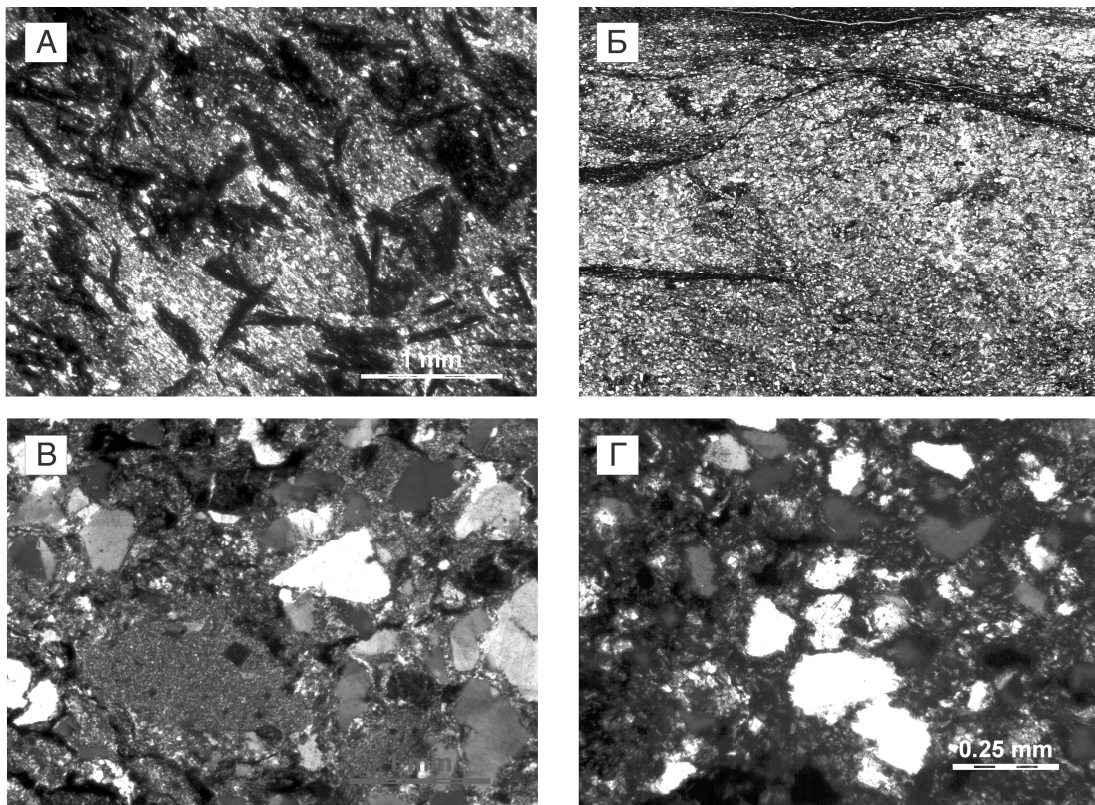


Рис. 9. Микрофотографии пород каменной толщи:

А — углисто-глинистый сланец с порфиробластовой структурой (скв. 1; гл. 42 м). Николи ||; Б — алевролит с тонкой параллельной слойчатостью и рябью течений (скв. 4959; гл. 179 м). Николи ||; В — песчаник средне-мелкозернистый (скв. 4959; гл. 144 м). Левее и ниже центра — обломок кремня. Николи +; Г — алевролитистый песчаник с углеродизированным растительным детритом (скв. 1; гл. 45 м). Николи +

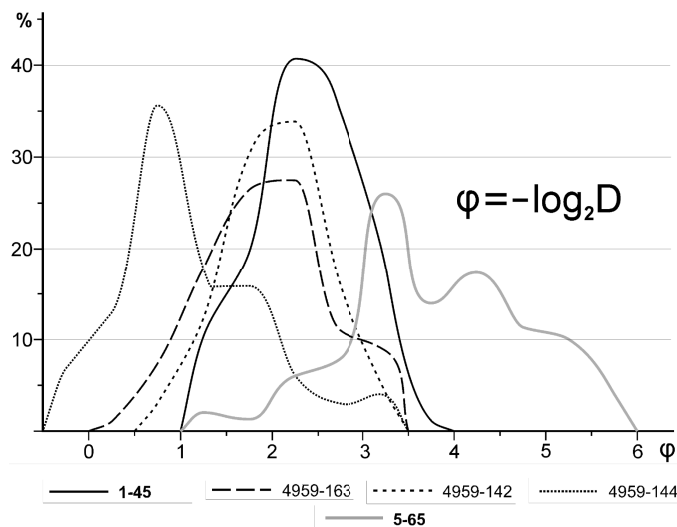


Рис. 10. Гранулометрические кривые песчаников каменной толщи по шкале Аддена–Уэнтурта (Tucker, 1991). D — диаметр частицы

примерно параллельным сланцеватости и включениями небольшого количества (около 7%) округлых зерен (0,1–0,4 мм) новообразованного кварца. Карбонатные породы образуют маломощные, редкие линзы и, возможно, маркирующие горизонты.

Состав и строение песчаников изучались по шлифам образцов из скв. 4959 (Кировское месторожде-

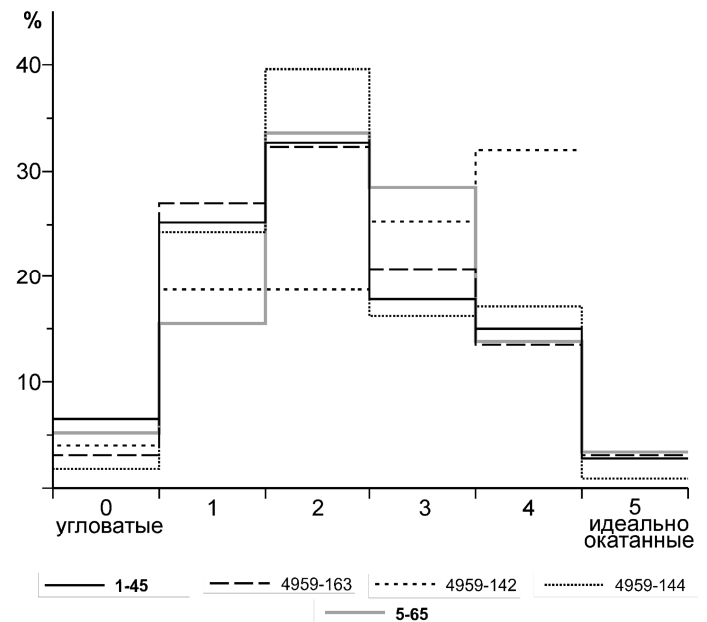


Рис. 11. Диаграмма окатанности частиц песчаников каменной толщи

ние) и скв. 1. Песчаники имеют кварц-полимиктовый состав (рис. 13); роль кварцевых обломков (от 27,0 до 53,9%) не зависит от гранулометрии породы. Содержание полевых шпатов низкое — от 4,2 до 11,1%, но

занижение может быть связано с сильной измененностью пород при метаморфизме и затем — при выветривании. Среди литокластов различимы метаморфические породы (7–25,8%) — кварциты и микрокварциты, слюдисто-кварцевые, кварц-серицитовые сланцы, по реликтам структур различимы немногочисленные обломки вулканических пород разнообразного состава (до 3,9%) и кислые интрузивные породы (4,8–9,5%). Нерегулярно и в небольшом количестве (первые проценты) встречаются обломки осадочных пород: глинистых, глинисто-алевритовых сланцев, кремней. Часть обломков, превращенная при выветривании в сгустки глинистых минералов и гематита и утратившая первичные структуры и текстуры, не идентифицируется.

В восточной части профиля скважинами вскрыты породы иного состава и облика, возможно, ордовикского возраста. Преобладают слабометаморфизованные породы кварц-серицитового состава: сланцы, кварцитосланцы, кварцитопесчаники и бластомилониты по ним, кварцевые и серицит-кварцевые. В последних отмечаются ротационные структуры, связанные с бластопорфиоровыми (?) образованиями, которые представлены «комками» серицита, размером до 0,7 мм (рис. 14). Некоторые «комки» в шлифах имеют угловатые очертания, т.е. серицит, возможно, образует полные псевдоморфозы по кристаллам каких-то иных минералов.

Возможно, из ордовикских отложений происходит и обр. 5-65 (скв. 5, гл. 65 м) — несортированный (рис. 10) кварцевый песчаник с кварцево-каолинитовым цементом, резко отличный от пород собственно каменской толщи. Окатанность обломков в нем очень неравномерная, но в среднем немного лучше, чем в большинстве образцов каменноугольных песчаников (рис. 11): средний индекс окатанности 2,4 против 2,24–2,27 соответственно. Монокристаллический кварц в обломках (88,3%) резко преобладает над поликристаллическим и волнисто-погасающим. Чисто кварцевый состав обломков и каолинитовый цемент предполагают образование песчаника за счет размыва развитой коры выветривания. Субстратом для нее могли быть осадочные терригенные (источник хорошо и редко — идеально окатанных зерен) и кристаллические — плутонические и глубокометаморфизованные — породы (угловатые и слабоокатанные обломки монокристаллического кварца).

Соотношения ордовикских пород и каменской толщи неясны. В разрезах скважин восточной части профиля к их границе приурочены включения угловатых обломков, однако из-за глубокого выветривания пород определить седиментационную или тектоническую природу этих брекчий невозможно.

Рис. 14. Бластомилониты серицит-кварцевого состава с ротационными структурами (скв. 4; гл. 55,5 м). Микрофотография. Николи +

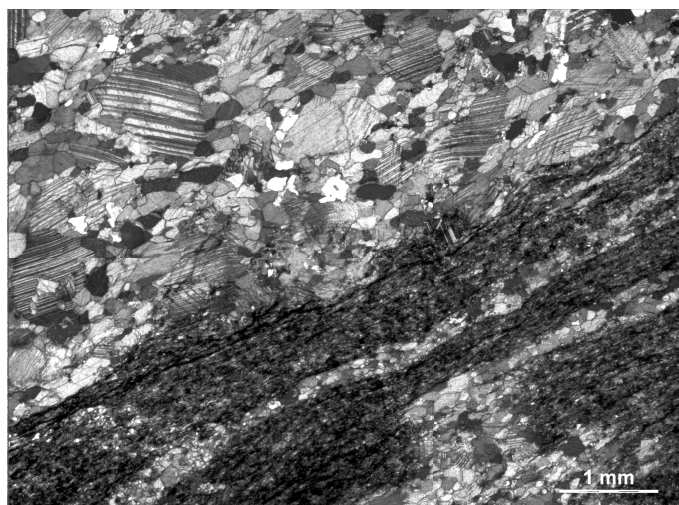


Рис. 12. Мрамор тонкокристаллический, углеродисто-глинистый, слабосланцованный, с прожилками средне-крупнокристаллической структуры (скв. 2; гл. 21 м). Микрофотография. Николи +

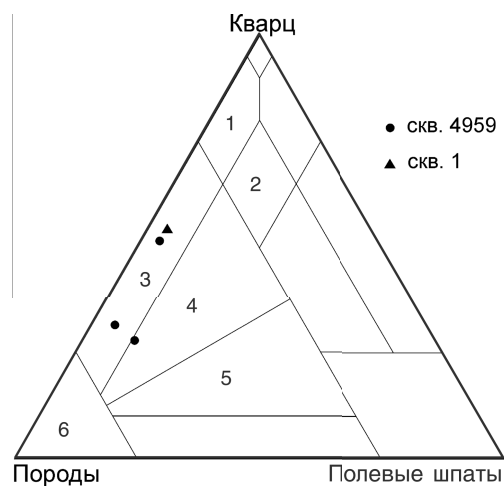
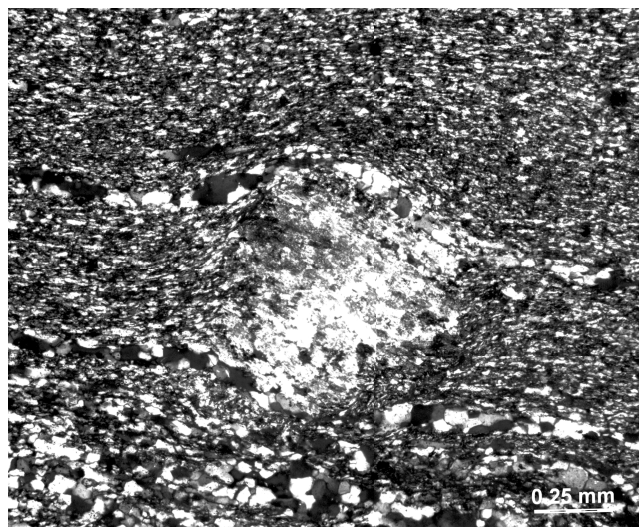


Рис. 13. Составы песчаников на классификационной диаграмме В.Д. Шутова (1967): 1–6 — поля составов песчаников: 1 — олигомиктово-кварцевые, 2 — олигомиктово-аркозовые, 3 — кварц-полимиктовые, 4 — полимиктово-аркозовые, 5 — полевошпат-полимиктовые, 6 — полимиктовые



Условия формирования каменной толщи

Время формирования каменной толщи в середине визейского века приходится на серьезную тектоническую перестройку всей структуры Южного Урала, связанную с судетской фазой тектогенеза (Тевелев и др., 2006; Тевелев, Правикова, 2006). В раннем визе в пределах нынешней Магнитогорской мегазоны располагалась система рифтов, в которых накапливались известняки и вулканические комплексы контрастной серии (Салихов, Яркова, 1992). Восточно-Уральская мегазона представляла собой в это время поднятие с локальными мелководными бассейнами, преимущественно угленосными (Васильева, Могилев, 1998) и локальными рифтами, зародившимися несколько позже магнитогорских (Тевелев и др., 2005). В позднем визе и серпуховском веке на всем этом пространстве уже существовало море с почти исключительно карбонатным осадконакоплением (Тевелев и др., 2012).

Следует отметить, что к западу от Уйской шовной зоны, в Магнитогорской мегазоне вулканогенные породы сменяются карбонатными постепенно, без существенного перерыва и несогласия, а в Восточно-Уральской мегазоне карбонатный комплекс ложится на подстилающие породы резко несогласно. Особенно четко внутривизейское несогласие проявлено на западе мегазоны. Здесь в нескольких местах (районы д. Новинка, пос. Кваркено) карбонатная толща (биргильдинская свита) с базальной пачкой грубообломочных пород (солнечная свита) перекрывает гранитоиды неплюевского комплекса с изотопным возрастом 340–346 млн лет (Попов и др., 2003). Конглобрекчии солнечной свиты содержат обильную гальку и глыбы гранитоидов, преимущественно — плагиогранитов (Тевелев и др., 2012).

Таким образом, бассейн, в котором формировалась каменная свита, располагался на границе интенсивно размываемого поднятия и открытого моря с карбонатным осадконакоплением. Кварцево-полимиктовый состав песчаников, разнообразие и изменчивость содержания литокластов предполагают снос обломочного материала из области сложного геологического строения. В пользу небольшой дальности переноса свидетельствует неравномерная и в целом невысокая степень окатанности обломков: среди кварцевых зерен преобладают полуугловатые, полуокатанные и умеренно окатанные частицы (рис. 9, В, Г; 11). Присутствие лучше окатанных обломков (до 32,3% в обр. 4959-142) может быть признаком перемыва более древних осадочных толщ. Продукты размыва карбонатных пород представлены обломками кремней.

В качестве возможного источника сноса в первую очередь можно рассматривать расположенное восточнее (в современных координатах) Восточно-Уральское поднятие. В это время интенсивно размывались докембрийские метаморфические породы кусаканской толщи и ордовикские терригенные породы рымник-

ской свиты, подвергались карстованию и размыву турнейские известняки. Кроме того, как уже отмечалось, размывались и массивы раннекаменноугольного неплюевского комплекса, внедрившегося в самом начале визейского века. Глиноземистые продукты выветривания пород области сноса привели к обогащению глинистых отложений каменной свиты алюминием.

Условия накопления описанных отложений, вероятнее всего, дельтовые. Однородные песчаники нижней части разреза могут интерпретироваться как русловые или образования устьевых баров. Залегающие выше тонкослоистые углисто-глинистые и углистые сланцы с прослоями песчано-алевритовых пород и прослойками углей могут интерпретироваться как отложения заболоченной дельтовой низменности, а глинистые сланцы с реликтами биотурбационных текстур и прослои мраморизованных известняков, по-видимому, отмечают эпизоды ее затопления водами лагун и мелкого моря соответственно.

Последовательность деформаций каменной толщи

В изученных шлифах наблюдаются многочисленные разнонаправленные прожилки кварца и анкерита с отчетливыми секущими контактами и деформационными микроструктурами. По классификации Дж. Рэмси и М. Хабера (Ramsay, Huber, 1983) эти жилы относятся к плоскостным планпараллельным. По соотношению прожилков и микроструктур в породах можно приблизительно восстановить не только последовательность их образования, но и последовательность деформаций (Кирмасов, 2011). В результате изучения прожилков выявлена следующая последовательность стадий деформации.

Стадия 1. Наиболее ранними являются тонкие кварцевые прожилки, круто секущие слоистость, т.е. по преимуществу — крутопадающие (1 генерация).

Стадия 2. Прожилки первой генерации секутся преимущественно крутопадающими анкеритовыми и кварц-карбонатными прожилками второй генерации (рис. 15).

Стадия 3. Прожилки двух первых генераций секутся многочисленными кварцевыми (и, возможно, сульфидно-кварцевыми) прожилками третьей генерации, круто и полого ориентированными к слоистости/сланцеватости, которые, вероятно, участвуют в образовании штокверка.

Стадия 4. Эта стадия выражена формированием сланцеватости, которая наблюдается почти по всей массе пород и деформирует все ранее сформированные прожилки. При этом кварцевое выполнение прожилков подвергается бластезу (рис. 16). С этой же стадией связано частичное перераспределение карбонатного вещества в породе. Скорее всего, образование порфиробластов в углистых и углисто-глинистых сланцах либо непосредственно предшествовало де-



Рис. 15. Кварцево-анкеритовые прожилки, секущие кварцевые прожилки первой генерации в тонкослоистом алевропесчанике с углеродистыми включениями (скв. 4959; гл. 173 м). Николи ||

формациям четвертой стадии, либо происходило одновременно с ними.

Стадия 5. К наиболее поздним деформационным структурам, зафиксированным в шлифах, относится тонкое, возможно, неповсеместное кливажирование пород, образование полого к сланцеватости и вдоль нее серии субпараллельных кливажных зон (трещин) с серицит-кварцевым выполнением.

Описанная последовательность образования деформационных микроструктур хорошо увязывается с этапами деформаций всей Уйской шовной зоны (Пчелинцев, 2001; Тевелев, 2012). Первые три стадии являются элементами последовательного нарастания тектонических деформаций, вероятно, связанных с началом формирования зон правосторонней транспрессии и внедрением по локальным зонам растяжения мелких массивов гранитоидов пластовского комплекса на границе раннего и среднего карбона. Именно на этих стадиях формируются кварцево-анкеритовые штокверки, вмещающие золоторудные объекты Кировского грабена.

Четвертая стадия происходила, вероятно, в условиях контактового метаморфизма, связанного с внедрением раннепермского (265–260 млн лет) Суундукского плутона джабыкско-санарского плутонического комплекса (Ронкин и др., 1997; Тевелев и др., 2006). К ней кроме деформации описанных выше микроструктур 1, 2 и 3 стадий относятся и реидные складки в мраморах каменской толщи, часто имеющие выраженную присдвиговую (правостороннюю) кинематику.

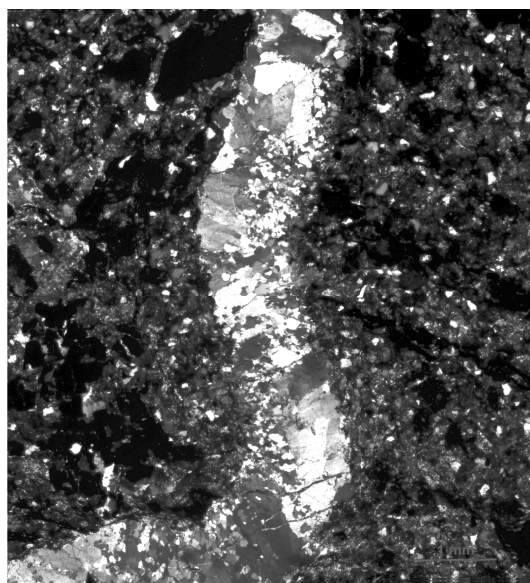


Рис. 16. Сланцеватая текстура, сопровождающаяся деформацией ранних кварцевых прожилков и бластезом кварца (скв. 4959; гл. 163 м). Николи +

Пятая стадия является завершающей, связанной уже с триасовой правосторонней транспрессией. Кроме микроструктурных элементов (рис. 12) об этом же говорят и мезоструктуры в карбонатной части разреза каменской толщи. Так, на контактах углеродистых известняков и крупнокристаллических мраморов, т.е. на границе пород с существенно различной реологией, обычно наблюдаются маломощные зоны рассланцевания, сформированные уже после образования реидных складок (рис. 17). К этой стадии деформаций может относиться и пологое смятие поверхностей сланцеватости, образование зон дробления и альпийских кварцевых жил.

Выводы

Накопление отложений каменской толщи происходило в обстановках аллювиальной дельты. Песчаники нижних частей разрезов образованы русловыми телами или устьевыми барами, а сланцы верхних частей представлены отложениями заболоченной дельтовой низменности, иногда затоплявшейся водами окраинной части моря.

Источником сноса для формирования терригенных пород каменской толщи служили комплексы, слагающие Восточно-Уральское поднятие: докембрийские и раннепалеозойские метаморфиты, турнейские известняки, гранитоиды раннего визе и т.д.

В складчатой структуре каменской толщи сочетаются самые разнообразные элементы: пологие крупные складки в терригенных породах; мелкие осложняющие складки (гофрировка) вплоть до дисгармоничных; реидные складки в мраморах. Складчатая структура осложнена серией разрывов преимущественно взбросо-сдвиговой кинематики, сопровождающихся зеркалами скольжения.



Рис. 17. Зона расщепления на контакте крупнокристаллических мраморов и мелкокристаллических углистых и глинистых мраморизованных известняков

Выделено пять стадий образования микродеформационных структур в породах каменной толщи, кото-

рые хорошо увязываются с этапностью деформаций, определенной ранее по мезоструктурным элементам.

ЛИТЕРАТУРА

Васильева Г.Н., Могилёв А.Е. Флористические ассоциации и комплексы угленосного нижнего карбона Урала и их стратиграфическое значение // Геология угльных месторождений. Екатеринбург: УГГГА, 1998. С. 122–141.

Кирмасов А.Б. Основы структурного анализа. М.: Научный мир, 2011. 384 с.

Попов В.С., Тевелёв Ал. В., Беляцкий Б.В. и др. Изотопный Rb–Sr-возраст Неплюевского плутона и близлежащих интрузивных тел (Южный Урал) // Докл. АН. 2003. Т. 391, № 1. С. 89–94.

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

Пчелинцев С.В. Структурные парагенезисы и этапы деформаций Сугомакско-Кацбахской сдвиговой зоны на широте г. Миасс (Южный Урал) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 2001. № 2. С. 20–25.

Ронкин Ю.Л., Иванов К.С., Банквитц П., Банквитц Е. К истории формирования Джабыкского гранитного плутона: изотопные и структурные данные // Гранитоидные вулканоплутонические ассоциации. Сыктывкар, 1997. С. 43–44.

Салихов Д.Н., Яркова А.В. Нижнекаменноугольный вулканизм Магнитогорского мегасинклиниория. Уфа: БНЦ УрО РАН, 1992. 138 с.

Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург. 1993. 152 л.

Тевелёв Ал.В. Особенности кинематики шовных зон Южного Урала как причина формирования конвергентной структуры Восточно-Уральской мегазоны // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 2012. № 3. С. 17–26.

Тевелёв Ал.В., Кашина Л.В., Кошелева И.А. и др. Стратиграфическое положение и условия формирования карбонатной толщи нижнего карбона восточного склона Южного Урала // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2012. Т. 87, вып. 3. С. 32–42.

Тевелёв Ал.В., Кошелева И. А. Геологическое строение и история развития Южного Урала (Восточно-Уральское поднятие и Зауралье) // Тр. Лаборатории складчатых поясов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2002. 124 с.

Тевелёв А.В., Кошелева И.А., Попов В.С. и др. Палеозоиды зоны сочленения Восточного Урала и Зауралья // Тр. Лаборатории геологии складчатых поясов. Вып. 4. М.: Геологический ф-т МГУ, 2006. 300 с.

Тевелёв Ал.В., Правикова Н.В. Судетский тектогенез на Южном Урале: масштабы и роль в формировании структуры Восточно-Уральской мегазоны // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли. Мат-лы XXXIX Тектонич. совещ. Т. 2. М.: ГЕОС, 2006. С. 290–294.

Тевелёв Ал.В., Тихомиров П.Л., Дегтярёв К.Е. и др. Геодинамические обстановки формирования каменноугольных вулканических комплексов Южного Урала и Зауралья // Очерки по региональной тектонике. Т. 1. Южный Урал. Тр. ГИН РАН. Вып. 561. М.: Наука, 2005. С. 213–247.

Шутов В.Д. Классификация песчаников // Литол. и полез. ископ. 1967. № 5. С. 86–106.

Bankwitz P., Ivanov K.S. The shear belt of the Eastern Urals — evidence for oblique collision of the South Urals // Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала. Тез. докл. VI Уральского петрограф. совещ. Ч. 1. Екатеринбург, 1997. С. 54–58.

Ramsay J.G., Huber M.I. The techniques of modern structural geology. Vol. 1. Strain Analysis. London, New York: Academic Press, 1983. 307 p.

Tucker M.E. Sedimentary petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks. 2nd ed. London: Blackwell Science. 1991. 260 p.

STRUCTURE AND ORIGIN CIRCUMSTANCES OF LOWER CARBONIFEROUS KAMENKA SEQUENCE IN UY SUTURE ZONE, SOUTHERN URALS

Al. V. Tevelev, P.A. Fokin, I. A. Kosheleva

The Kamenka Sequence builds up a large lens-like block within the Uy suture zone, which separates the Magnitogorsk and East-Uralian megazones of the Southern Urals. The terrigenous carbonaceous part of the sequence contains gold fields. The new data on the structure and composition of the terrigenous part of the sequence were obtained during the medium-scale geologic explorations. Geologic structure, lithologic composition, origin circumstances and deformational stages of the Kamenka Sequence are observed in this paper.

Key words: Southern Urals, Lower Carboniferous, clayey carbonaceous shales, sandstones, palaeogeography, deformational structures.

Сведения об авторах: *Тевелев Александр Вениаминович* — докт. геол.-минерал. наук, вед. науч. сотр. геологического ф-та МГУ имени М.В. Ломоносова; *e-mail:* atevelev@rambler.ru; *Фокин Павел Анатольевич* — канд. геол.-минерал. наук, доц. геологического ф-та МГУ имени М.В. Ломоносова; *e-mail:* fokin@geol.msu.ru; *Коселева Ирина Алексеевна* — канд. геол.-минерал. наук, вед. инж. геологического ф-та МГУ имени М.В. Ломоносова; *e-mail:* foxalbit@rambler.ru