

**ПЕПЛОВЫЕ ТУФЫ В ОТЛОЖЕНИЯХ СЫЛВИЦКОЙ СЕРИИ ВЕРХНЕГО ВЕНДА  
(КВАРКУШСКО-КАМЕННОГОРСКИЙ МЕГАНТИКЛИНОРИЙ, СРЕДНИЙ УРАЛ)**

**А.В. Маслов\*, Д.В. Гражданкин\*\*, Ю.Л. Ронкин\*, Г.А. Мизенс\*, Д.И. Матуков\*\*\*,  
М.Т. Крупенин\*, Г.А. Петров\*, А.Ю. Корнилова\*, О.П. Лепихина\*, О.Ю. Попова\***

*\*Институт геологии и геохимии УрО РАН*

*620151, г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7*

*e-mail: maslov@igg.uran.ru*

*\*\*Палеонтологический институт РАН*

*117647, г. Москва, ул. Профсоюзная, 123*

*\*\*\*Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ*

*199106, г. Санкт-Петербург, Средний просп., 74*

*Поступила в редакцию 12 октября 2005 г.*

Впервые приведены сведения о вулканических туфах в отложениях старопечнинской и чернокаменной свит сылвицкой серии верхнего венда Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория (Средний Урал). В обнажении на шоколадно- и вишнево-коричневом фоне аргиллитов выделяются тонкие слабосцементированные прослои мергелистого облика светло-серого цвета с розоватым, кремовым и зеленоватым оттенками. По результатам микроскопического изучения и литогеохимического анализа выяснилось, что прослои являются лито- и витрокластическими туфами основного состава. Обломочная часть на 80-90 % представлена андезитобазальтами и вулканическим стеклом основного состава, большинство обломков которых имеет острые (неокатанные) края и вскрытые поры, что указывает на пирогенную природу прослоев. Микропетрографическое изучение глинистой минеральной части показало, что туфовые прослои представлены смешаннослойным образованием типа смектит-иллит при подчиненной роли хлорита, и по составу резко отличаются от вмещающей толщи туфогенных горизонтов, где доминирует иллит. Присутствие в туфах ощутимой примеси кислой камуфлированной пирокластической лито- и геохимическими методами не обнаружено. U-Pb (SHRIMP II) возраст шести цирконов из пеплового прослоя в нижней части чернокаменной свиты составил  $557 \pm 13$  млн. лет ( $\pm 2\sigma$ , MSWD = 0,18). Полученный возраст сопоставим с U-Pb возрастом  $557 \pm 6$  млн. лет цирконов из поздне- и после-тектонических гранитоидов фундамента Печорской плиты.

Ключевые слова: *Средний Урал, Кваркушско-Каменногорский мегантиклинорий, верхний венд, сылвицкая серия, пепловые туфы, петрография, литогеохимия, SHRIMP II, U-Pb возраст.*

**ASH TUFFS FROM UPPER VENDIAN SYLVITSA GROUP DEPOSITS  
(KVARKUSH-KAMENNOGORSK MEGANTICLINORIUM, MIDDLE URALS)**

**A.V. Maslov\*, D.V. Grazhdankin\*\*, Yu.L. Ronkin\*, G.A. Mizens\*, D.I. Matukov\*\*\*,  
M.T. Krupenin\*, G.A. Petrov\*, A.Yu. Kornilova\*, O.P. Lepikhina\*, O.Yu. Popova\***

*\*Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS*

*\*\*Paleontological Institute RAS*

*\*\*\*Centre of Isotopic Investigations, VSEGEI*

For the first time the knowledge on volcanic tuffs from the Staropechny and Chernokamen Formations, Upper Vendian Sylvitsa Group of the Kvarkush-Kamennogorsk Meganticlinorium (Central Urals), is summarized. In the outcrops the maroon-brown shales contain thin, poorly-cemented, marl-like beds of light-gray colour with purple, creamy or greenish shade. These beds are identified as lithoclastic and vitroclastic basic tuffs, according to microscopic studies and lithogeochemical analyses. Clasts by 80-90 % consist of andesite, basalt and basic volcanic glass fragments, the latter being angular with open pores, suggesting a pyroclastic origin. In micropetrographic studies the pelitic component is

dominated by mixed-layer clays of smectite-illite type, with a minor chlorite, and is distinct in composition from the mostly illite host shales of tuffaceous intervals. A presence of disguised acidic pyroclastic material was not revealed in any significant amount by lithochemical studies. A U-Pb zircon date of  $557 \pm 13$  Ma ( $\pm 2\sigma$ , MSWD = 0,18) for the six grains from a tuff bed in the lowermost Chernokamen Fm is comparable with the U-Pb zircon date of  $557 \pm 6$  Ma from late- to post-tectonic granitoids from the Pechora Basin basement.

Key words: *Central Urals, Kvarkush-Kamennogorsk meganticlinorium, Upper Vendian, Sylvitsa Group, ash beds, petrography, lithochemistry, SHRIMP II, U-Pb age.*

## Введение

Туфогенно-алюмосиликокластические отложения верхнего венда Восточно-Европейской платформы образуют мощную (250-2500 м) седиментационную призму, которая выполняет узкий перикратонный бассейн Мезенской синеклизы перед фронтом Тимано-Печорской складчато-надвиговой зоны, протягивается в Шкапово-Шиханскую впадину на юго-востоке и заполняет обширный внутренний бассейн Московской синеклизы в центральной части платформы. Туфогенные отложения приурочены к нижней тонкозернистой половине верхневендской осадочной последовательности, где в основании мощных регрессивных циклитов разными исследователями указываются пачки шоколадно-коричневых и пестрых аргиллитов, содержащие тонкие многочисленные прослои туфов белого и светло-серого цвета с зеленоватым, розоватым и желтоватым оттенками [Брунс, 1963; Иванова, 1966; Кирсанов, 1968, 1970; Кирсанов, Шибалин, 1970; Островский, 1970; Солонцов и др., 1975; Постникова, 1977; Аксенов, 1967; Аксенов, Волкова, 1969; Аксенов, Иголкина, 1969; Аксенов и др., 1971, 1978; Станковский и др., 1981; Вендская..., 1985; Рифей..., 1987; Борхвардт, Фелицын, 1992; Фелицын, Сочава, 1996; Гражданкин, 2003, и др.]. В Московской синеклизе прослои имеют мощность 0,3-0,5 см, а на северо-востоке их мощность возрастает до 2-7 см. Увеличение мощностей и количества прослоев туфов в направлении к Тиману и Уралу позволяет предполагать, что в этих областях располагались источники вулканизма [Аксенов, Иголкина, 1969; Карга..., 1983]. В верхневендских отложениях платформы выделяются три туфогенных горизонта, которые различаются между собой структурой туфовых прослоев: туфогенный горизонт I содержит прослои кристалло-

литокластических и лито-кристалло-витрокластических туфов, а II и III горизонты содержат витрокластические и реже кристалло-витрокластические туфы [Аксенов, Волкова, 1969].

Туфогенные горизонты играют роль маркирующих, по которым произведены расчленение и корреляция разрезов верхневендских отложений в скважинах. Однако, в обнажениях разновозрастных отложений в Юго-Восточном Беломорье, на Среднем и Южном Урале прослои туфов не изучались, главным образом по причине того, что в большинстве случаев при описании разрезов прослои оставались не замеченными. Так, стратиграфическое положение и возраст исключительно фоссиленосной терригенной толщи, обнажающейся на Зимнем берегу Белого моря, на протяжении 100-летней истории изучения являлись предметом дискуссий и разногласий. Эта проблема разрешилась после того, как в 1994 г. здесь были распознаны прослои туфов [Гражданкин, Бронников, 1997; Martin et al., 2000; Гражданкин, 2003]. В этой связи следует отметить, что туфы, упоминавшиеся здесь ранее [Станковский и др., 1977], помещались на совсем ином уровне и не подтвердились последующими исследованиями [Станковский и др., 1981].

Отложения верхневендского возраста прекрасно обнажены и хорошо изучены на западном склоне Среднего (Кваркушко-Каменногорский мегантиклинорий) и Южного Урала (Башкирский мегантиклинорий), однако туфы и здесь оставались не замеченными, несмотря на присутствие многочисленных пакетов и пачек красно-коричневых аргиллитов, с которыми в прилегающих с запада районах Восточно-Европейской платформы ассоциируют прослои вулканических пеплов и туфов [Младших, Аблизин, 1967; Ключина, Курбацкая, 1970; Ключина, 1963, 1982, 1990, 1991; Беккер, 1980; Стратотип..., 1983; Курбацкая, 1970; Курбацкая

и др., 2001, и др.]. Действительно, туфогенные горизонты известны среди отложений верхнего венда Верхнекамской впадины на северо-востоке Волго-Уральской области [Горбунова, 1963; Лагутенкова, 1963; Саркисян, Лагутенкова, 1963; Кутуков, 1966; Балашова, Ильиных, 1967; Балашова, Морозов, 1973; Карта..., 1983; Аксенов и др., 1999]. В разрезах верещагинской свиты здесь в скважинах выделяются три туфогенных горизонта с прослоями пепловых туфов, К-Аг изотопный возраст которых оценивается в 580 млн. лет [Стратиграфическая..., 2000]. В Шкаповско-Шиханской впадине на юго-востоке Волго-Уральской области в отложениях старопетровской свиты среди пачек аргиллитов красновато-коричневого цвета присутствуют прослои витрокластических и кристалло-литокластических туфов, мощность которых достигает 10-12 см [Лагутенкова, 1963; Саркисян, Лагутенкова, 1963; Алиев и др., 1977; Лагутенкова, Чепикова, 1982]. Прослои сложены серыми, светло- и буровато-серыми или серовато-зелеными плотными, массивными породами с раковистым изломом. В составе витрокластических туфов представлены мелкие (0,01-0,03 мм) причудливой формы обломки основного вулканического стекла, среди которых иногда наблюдаются призматические идиоморфные кристаллики плагиоклаза. Кристалло-литокластические туфы сложены угловатыми обломками (0,08-0,22 мм) кварца и плагиоклазов (до 18-20 %) и порфиринов (до 28-30 %). Последние кальцитизированы, хлоритизированы, как правило не имеют четких границ и почти не отличимы от цемента, роль которого играет хлоритизированное, цеолитизированное или гидрослюдизированное вулканическое стекло. Только отдельные фрагменты порфиринов обнаруживают присутствие идиоморфных микрофенокристаллов плагиоклаза. В подчиненном количестве в туфах наблюдаются остроугольные обломки в различной степени измененного вулканического стекла. Термический анализ тонких фракций туфов указывает на присутствие среди глинистых минералов значительной примеси монтмориллонита.

В предлагаемой статье впервые приводятся полученные нами сведения о туфогенных породах в отложениях сылвицкой серии верхнего венда Среднего Урала и их детальная микропетрографическая и литогеохимическая характеристика.

### **Глинистые породы с аномальной окраской в разрезах сылвицкой серии**

В 2002 г. Д.В. Гражданкиным в толще шоколадно- и вишнево-коричневых неотчетливо тонко- и горизонтальнослоистых аргиллитов верхней части старопечнинской свиты, вскрывающихся в подмыве левого берега р. Сылвица примерно в 1400-1500 м ниже устья руч. Кернос (рис. 1), найдены тонкие (1-3 см) линзовидные прослои глинистых пород голубовато-серого со стальным оттенком цвета, которые были макроскопически определены как пепловые туфы. Из указанных прослоев отобраны образцы 02Syl-11 и 02Syl-12.

В 2003 г. похожие породы (рис. 2) обнаружены на р. Усьва (см. рис. 1Б). Здесь в нижней части чернокаменной свиты в мощной пачке шоколадно-коричневых аргиллитов, обнажающихся на правом берегу реки у северного окончания урочища Вилуха, присутствуют линзовидные прослои (10-70 мм) светло-серых, почти белых со слабым зеленоватым или розоватым оттенком слабосцементированных глинистых пород, которые легко крошатся в руках и в мокром виде превращающихся в глиноподобную омыленную массу [Маслов и др., 2004]. Из указанных прослоев и вмещающих их пород были отобраны образцы 03Us-25, 03Us-26, UsA и 03Us-27, Ch-1, Ch-2 и Ch-3. Примерно в 700 м ниже по течению на противоположном берегу р. Усьвы в хорошо обнаженном ядре сильно сжатой антиклинали, сложенном шоколадно-коричневыми аргиллитами старопечнинской свиты, наблюдаются многочисленные тонкие прослои светлых кремновато-серых аргиллитов (рис. 3). В нашей коллекции эти породы и вмещающие их образования представлены образцами 03Us-29, 03Us-30, 03Us-31, 03Us-32, Sp-1, Sp-2 и Pr-1.

В 2004 г. глинистые породы с аномальной окраской (желтовато-коричневой, желтовато-зеленой, светло-серой со слабым зеленоватым оттенком, светло-коричневой с бежевым оттенком) были встречены и опробованы (образцы Mz-16-6, Mz-18-3 и Mz-20-2) в основании и нижней части чернокаменной свиты по р. Межевая Утка (см. характеристику обнажений 20, 21, 22, 24 и 25 в работе [Маслов и др., 2005]) (см. рис. 1Г).

Собранная коллекция образцов (табл. 1) подверглась комплексному микроскопическому, рентгеноструктурному, лито- и геохимическому

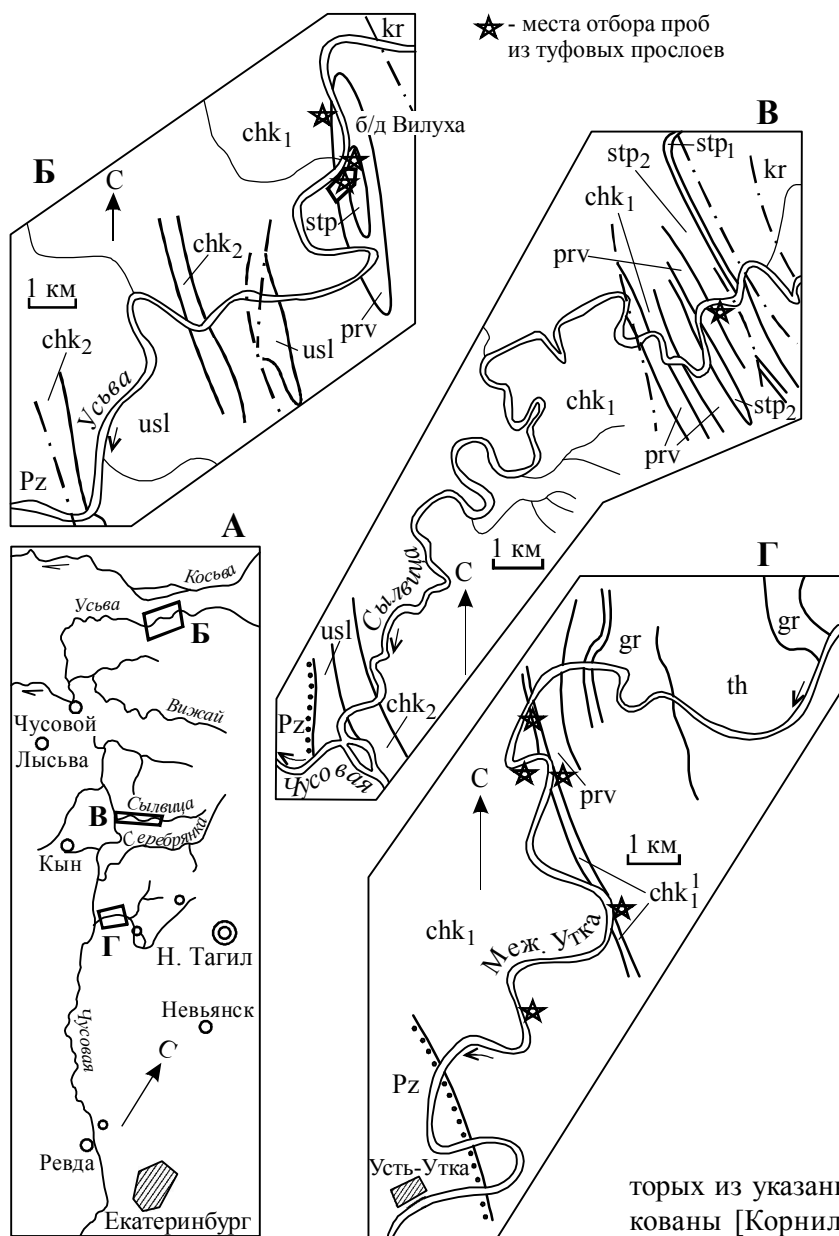


Рис. 1. Схема расположения разрезов (А) и схематические геологические карты участков детальных исследований (Б – среднее течение р. Усьва, В – нижнее течение р. Сыльвица, Г – нижнее течение р. Межевая Утка).

Свиты: tn – танинская; gr – гаревская; kr – керноская; stp<sub>1</sub> – нижняя подсвита старопечнинской свиты; stp<sub>2</sub> – верхняя подсвита старопечнинской свиты; stp – старопечнинская нерасчлененная; prgv – перевалокская; chk<sub>1</sub> – нижняя подсвита чернокаменной свиты; chk<sub>1</sub><sup>1</sup> – нижняя толща нижней подсвиты чернокаменной свиты; chk<sub>2</sub> – верхняя подсвита чернокаменной свиты; us1 – усть-сылвицкая; Pz – палеозойские отложения.

торых из указанных образований уже опубликованы [Корнилова и др., 2004; Корнилова, 2005]; в настоящем сообщении рассмотрен весь массив имеющихся у авторов данных.

### Микроскопические особенности пепловых туфов

му изучению. Определение содержаний петрогенных окислов выполнено рентгенфлуоресцентным методом на СРМ-18 (аналитики Н.П. Горбунова, Г.М. Ятлук, Г.С. Неупокоева, В.П. Власов). Определение элементов-примесей проведено методом HR/ICP-MS [Ронкин и др., 2005a]. Рентгеноструктурный анализ выполнен по стандартной методике в Уральском государственном горном университете Н.Г. Сапожниковой. Из образцов 03Us-27 и UsA были выделены цирконы, U-Pb датирование которых осуществлялось с помощью прецизионного вторично-ионного микрозонда высокого разрешения SHRIMP II [Ронкин и др., 2005б]. Предварительные сведения о вещественном составе и геохимических особенностях неко-

Микроскопическое изучение шлифов глинистых пород с аномальной окраской (предположительно туфовых прослоев), отобранных в разрезах чернокаменной свиты в бассейне р. Усьва показало, что все они действительно являются сильно измененными псаммитовыми и алевропсаммитовыми туфами основного или среднего состава. Основу их составляют фрагменты вулканических пород и стекла, размер которых варьирует от 0,02-0,05 до 0,1-0,2 мм, а также обломки кристаллов плагиоклазов (рис. 4). Различаются мелкозернистые



## ПЕПЛОВЫЕ ТУФЫ В ОТЛОЖЕНИЯХ СЫЛВИЦКОЙ СЕРИИ

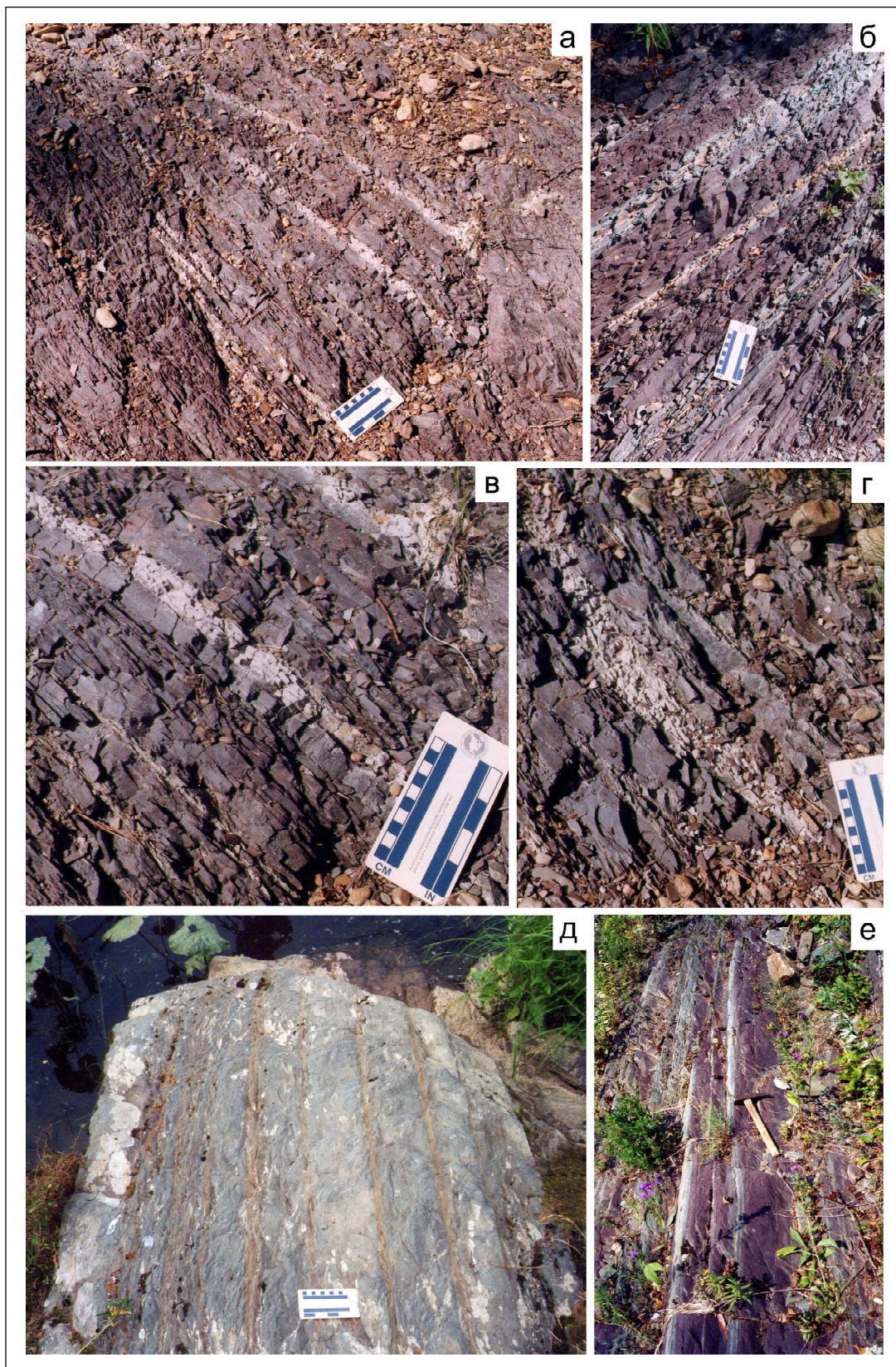


Рис. 2. Прослой и линзы глинистых пород с аномальной окраской среди отложений чернокаменной свиты.

а, б, в, г – фрагмент разреза нижней части чернокаменной свиты в окрестностях урочища Вилуха, бассейн р. Усьва; д, е – фрагменты разрезов нижней части чернокаменной свиты в бассейне р. Межевая Утка ниже устья руч. Перевалок. Фото А.В. Маслова.



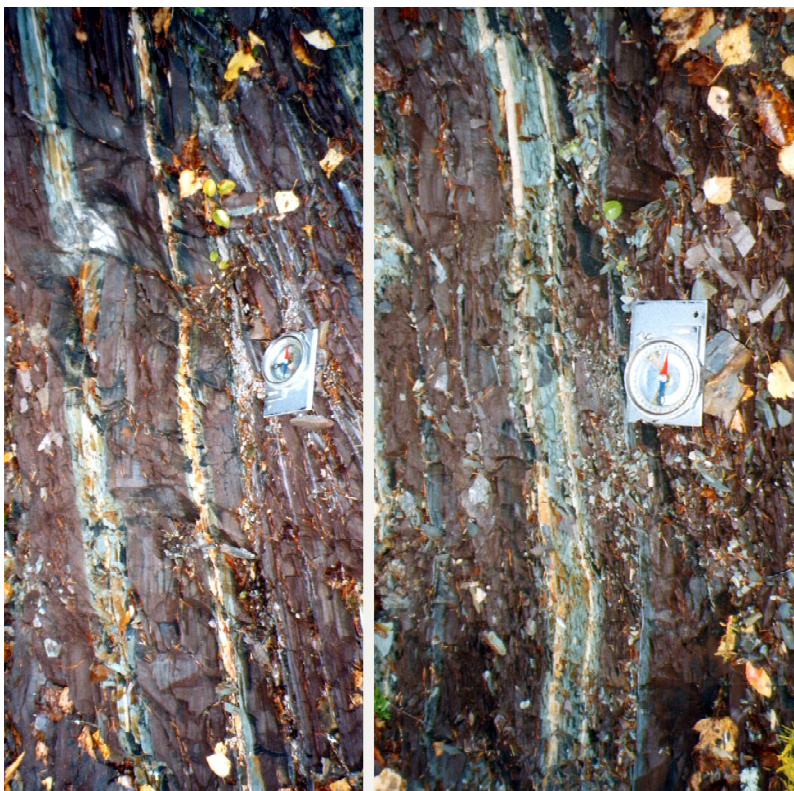


Рис. 3. Прослой глинистых пород с аномальной окраской среди пород верхней части старопечнинской свиты, левый берег р. Усьва в окрестностях урочища Вилуха.

Фото М.Т. Крупенина.

литокластические (витро-кристалло- или кристалло-витро-кластические) и тонкозернистые витрокластические (кристалло- или лито-кристалло-кластические) туфы. Сгруппированность обломочного материала высокая. Форма обломков подверглась значительным изменениям, о чем свидетельствуют следы растворения и инкорпорации, а иногда и микростилолиты на границах обломков. В целом среди изученных пород можно наметить две группы – с вторичным пренитом и без него.

В породах первой группы обломки вулканического стекла и базальтов или андезитобазальтов имеют угловатую или угловато-округленную форму. Обломки вулканических пород характеризуются тонкой микролитовой структурой, которую в большинстве случаев можно определить как гиалиновую (микролиты плагиоклаза рассеяны в аморфной стекловатой массе); наблюдается также интерсервальная структура. Иногда в обломках вулканических пород можно видеть многочисленные мелкие поры. Подавляющее большинство обломков основных вулканических пород почти полностью замещено глинистыми минералами и окислами железа. Присутствующие в породах рассматриваемой группы кристаллы плагиоклазов представлены угловатыми обломками или

имеют идиоморфные очертания. Часто, но не всегда, в них наблюдается полисинтетическое двойникование. Степень изменения плагиоклазов разная: встречаются кристаллы, целиком замещенные вторичными минералами (тонкочешуйчатый серицит, хлорит, пренит, возможен монтмориллонит), но в то же время есть и почти свежие разности. Обломки стекла имеют угловатые или округлые очертания, нередко характеризуются мелкопористым строением. Поры выполнены глинистым веществом, реже агрегатами хлорита или пренита. По краям некоторых фрагментов вулканического стекла в ряде случаев можно наблюдать вскрытые поры с острыми краями. Стекло, как правило, слабо раскристаллизовано (слабое агрегатное двупреломление), цвет его красновато-буроватый. Очень редко во фрагментах вулканического стекла присутствуют тонкие микролиты плагиоклаза. Замещается стекло глинистыми, реже рудными минералами. Наряду с перечисленными выше компонентами, в шлифах встречаются округлые зерна хлорита с агрегатной структурой (вероятно, замещенные обломки) и единичные зерна обломочного кварца. Все указанные выше обломочные компоненты в различной степени замещены глинистыми минералами (беспорядочно ориентированные

ПЕПЛОВЫЕ ТУФЫ В ОТЛОЖЕНИЯХ СЫЛВИЦКОЙ СЕРИИ

Таблица 1

Краткая характеристика глинистых и мергелисто-глинистых пород с аномальной окраской из разрезов сылвицкой серии

№ образца	Породы с аномальной окраской	Вмещающие образования	Место взятия образца	Свита
02Syl-11	Прослой светло-зеленой глинистой породы мощностью до 1 см	Шоколадно-коричневые мелкозернистые алевролиты	р. Сылвица ниже скал Четыре брата	Старопечнинская
03Us-31	Прослой мощностью 1 см глинистой породы светло-кремового цвета, окруженной сверху и снизу светлыми зеленовато-серыми аргиллитовидными сланцами; мощность последних – до 1 см	Неслоистые шоколадно-коричневые мелкозернистые алевролиты	р. Усьва в окрестностях урочища Вилуха	
Sp-1, Sp-2	Прослой аргиллитов светло-кремового цвета мощностью 1-2 см с каемками (3-7 мм) зеленого цвета	Мелкозернистые алевролиты шоколадно-коричневого цвета		
Pr-1	Прослой светлых кремово-серых аргиллитов мощностью 1,5-2 см	Серые тонкоплитчатые неслоистые мелкозернистые алевролиты		Перевалокская
03Us-25, 03Us-27, Ch-1, Ch-2, Ch-3	Прослой мощностью 3-5 см неслоистой алевролитисто-глинистой породы розовато-серого цвета. Материал прослоев при намокании превращается в глиноподобную омыленную массу	Шоколадно-коричневые слабо рассланцованные алевролиты и не размокающие в воде аргиллиты	р. Межевая Утка ниже устья руч. Перевалок	Чернокаменная
Mz-16-6	Повторяющиеся через 10-20 см прослой однородных аргиллитовидных сланцев цвета «кофе с молоком» мощностью 2-3 см	Массивные мелкозернистые зеленовато-серые песчаники		
Mz-18-3	Прослой мощностью до 1 см протяженностью до 2,5 м светло-серой с зеленоватым оттенком аргиллитовидной глинистой породы	Зеленовато-серые аргиллитовидные сланцы		
Mz-20-2	Прослой аргиллитовидной глинистой породы мощностью 1,2 см светлого зелено-серого цвета с реликтами тонкой слоистости	Шоколадно-коричневые глинистые алевролиты с пропластками того же цвета аргиллитов		

удлиненные частицы с низким двупреломлением). В отраженном свете эта масса имеет светло-серую или почти белую окраску, что возможно указывает на существенную роль монтмориллонита в ее составе. Чем тоньше структура породы, тем выше степень замещения обломочных компонентов глинистым веществом. По прерывистым субпараллельным трещинкам, по плагиоклазам и по некоторым порам в вулканическом стекле развит пренит.

Вещественный состав и характер обломков в породах второй группы аналогичен описанному выше. Отличительная особенность пород этой группы – отсутствие аутигенного пренита, градационная сортировка обломочного материала в туфовых слоях, а также переслаивание туфов с прослойками, не содержащими примесь вулканогенного материала; показательно, что в шлифах можно наблюдать как верхнюю, так и нижнюю границы туфовых просло-



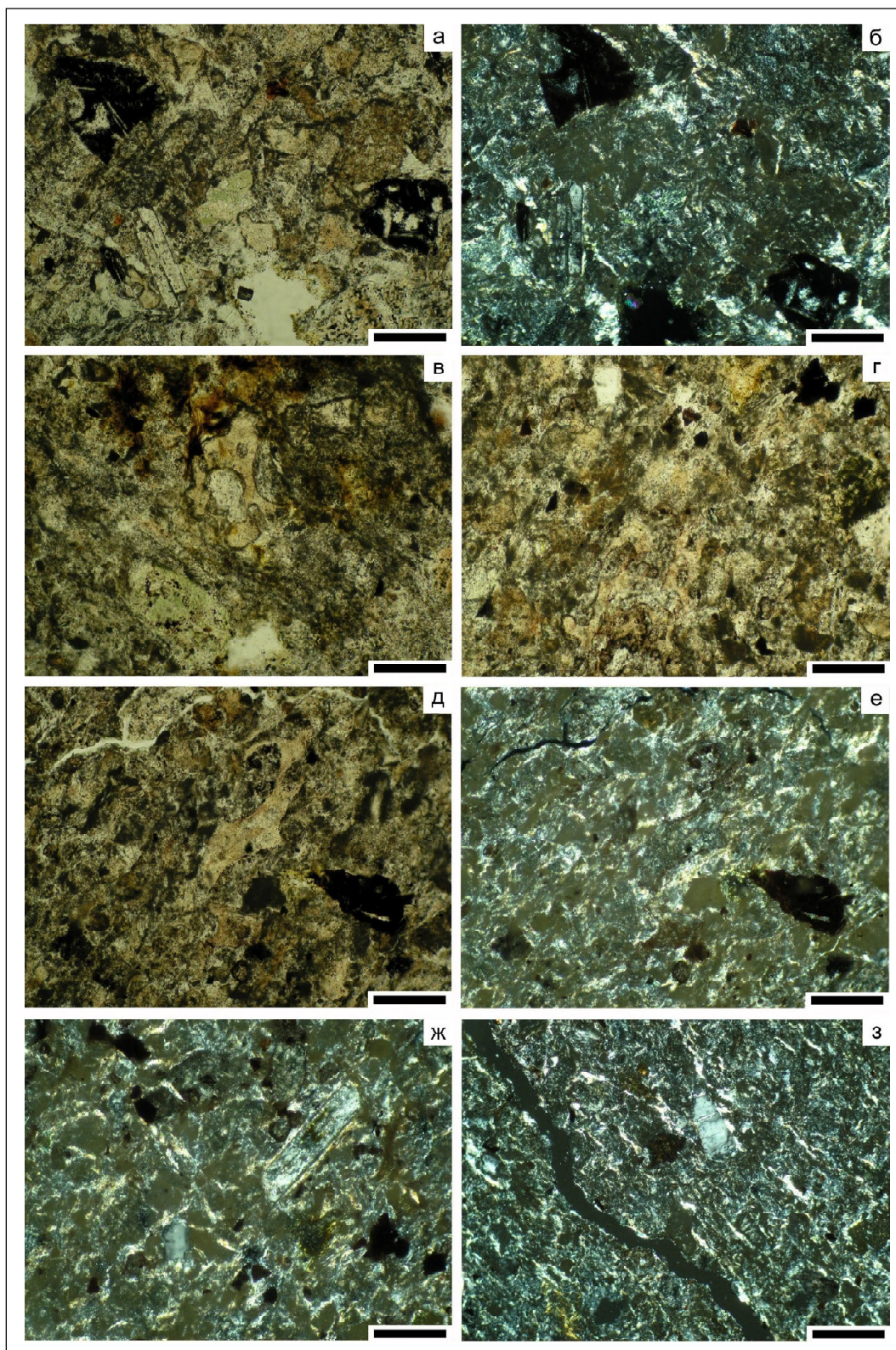


Рис. 4. Микрофотографии шлифов глинистых пород с аномальной окраской.

а – обломки вулканических пород с интерсергальной и гиалиновой структурами, фрагменты плагиоклазов и вулканического стекла, шлиф 03Us-25с, николи ||; б – то же, николи +; в – пористый обломок вулканического стекла, шлиф 03Us-25b, николи ||; г – в нижней части снимка расположен большой пористый обломок вулканического стекла, шлиф 03Us-27а, николи ||; д – пористые обломки вулканического стекла ожелезненной вулканической породы с гиалиновой структурой, шлиф 03Us-27а, николи ||; е – то же, николи +; ж – зерно плагиоклаза, шлиф 03Us-27а, николи +; з – короткие трещинки с пренимом, шлиф 03Us-25а, николи +. Фото Г.А. Мизенса.



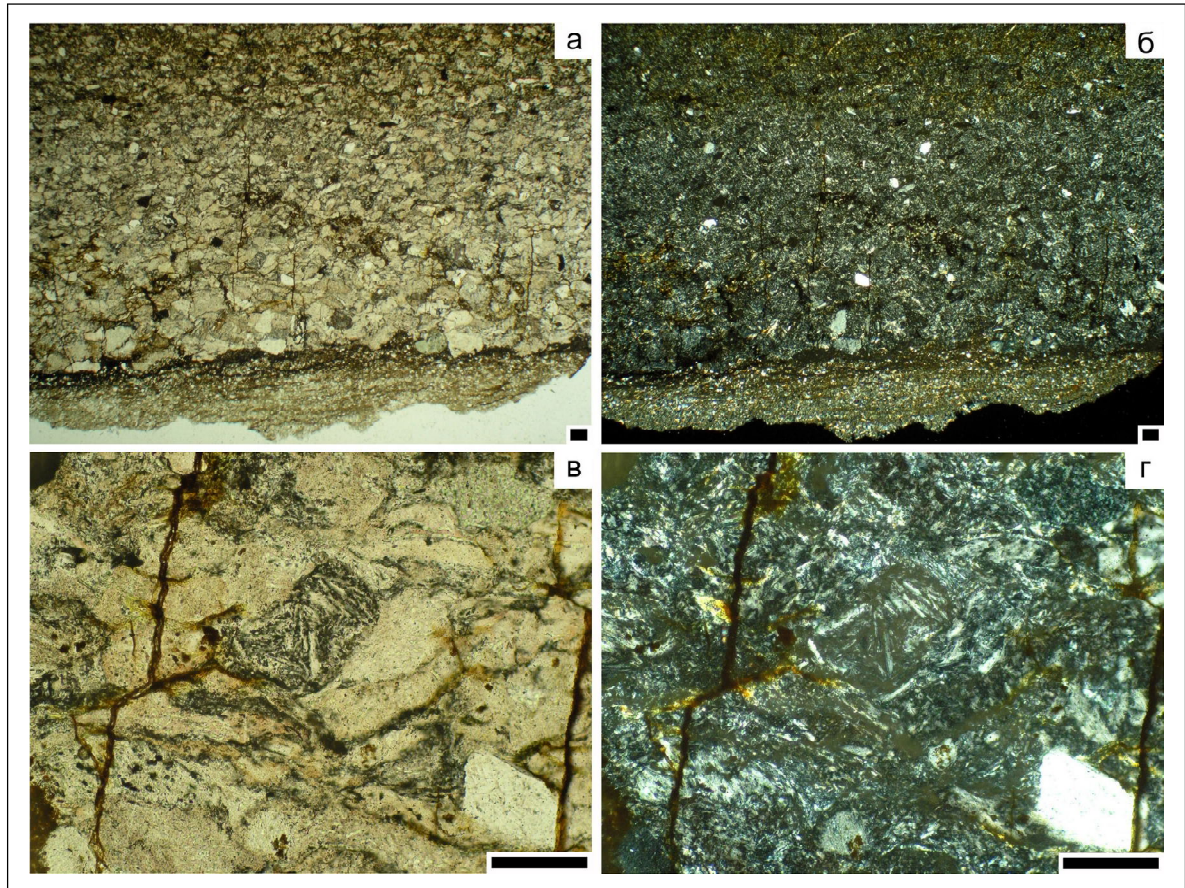


Рис. 5. Микрофотографии шлифов глинистых пород с аномальной окраской и вмещающих их алевроаргиллитов.

а – нижняя часть туфового прослоя с отчетливо видимой градационной сортировкой материала, шлиф 03Us-31а, николи ||; б – то же, николи +; в – обломок вулканической породы с интерсертальной структурой, шлиф 03Us-31а, николи ||; г – то же, николи +. Фото Г.А. Мизенса.

ев, мощность которых составляет менее 1,5-2 см. Один из таких прослоев показан на рис. 5. Хорошо видно, что градационная сортировка обломочного материала в нем весьма постепенная – от 0,1-0,2 мм в основании, до 0,03-0,04 мм в верхней части. Туфовый прослой ложится на подстилающие алевролиты по неровной границе, но без признаков размыва. Наблюдается отжимание и внедрение материала туфового прослоя как вверх, так и вниз; это позволяет предполагать, что вулканогенный материал ложился на поверхность мягкого осадка. В основании описываемого туфового прослоя присутствуют и редкие обломки чуждых пород – метасоматических микрокварцитов или основной массы кислых эффузивов (?). В кровле подобных прослоев наблюдается постепенный переход к тонкозернистым неравномерно микрослоистым аргиллитам.

В ряде случаев туфовые прослои демонстрируют зональность (рис. 6). Микроскопическое изучение показывает, что внешние зоны таких прослоев представлены светло-серым пелитовым материалом с агрегатным или облаковидным погасанием, вмещающим тонкие пропластки и линзы, сложенные мелкоалевритовым обломочным кварцем и плагиоклазом. В пелитовой основной массе наблюдаются тонкие и короткие разноориентированные прожилки пренита. Часто во внешней зоне слабо проявляется мелкосаммитовая или крупноалевритовая обломочная структура. В отличие от внешних зон, срединная зона характеризуется более явно выраженной мелкосаммитовой структурой. Размер обломков, среди которых доминируют кварц и плагиоклазы, составляет около 0,1 мм, форма изометричная, угловатая. Основная масса, имеющая буровато-серую ок-



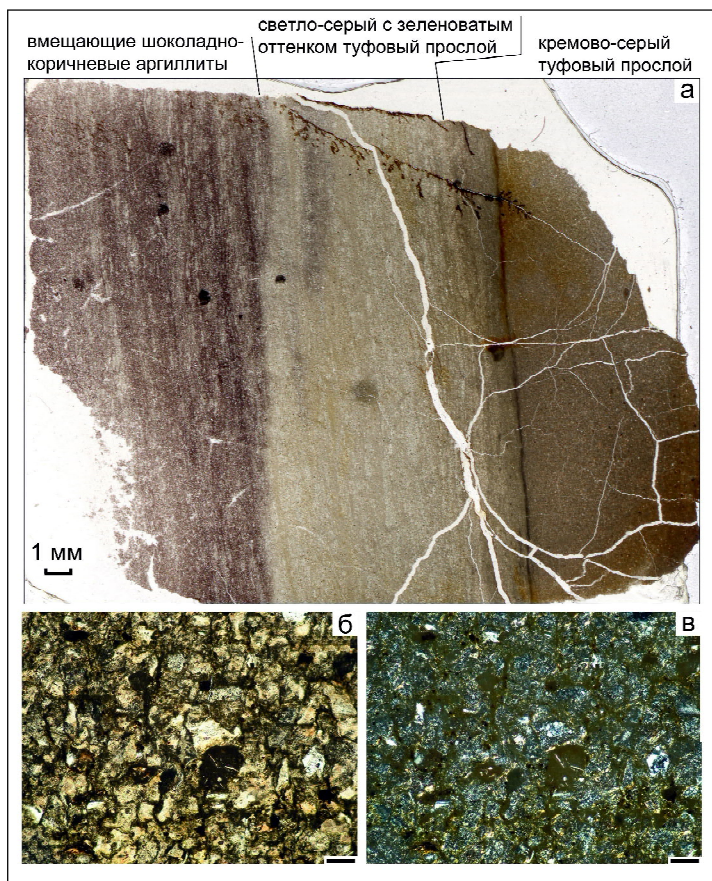


Рис. 6. Соотношение прослоя глинистой породы с аномальной окраской и вмещающих шоколадно-коричневых аргиллитов. Фрагмент разреза старопечнинской свиты на левом берегу р. Усьва в окрестностях урочища Вилуха.

а – общий вид; б – микрофотография участка туфового прослоя кремово-серого цвета, шлиф Sp-1, николи ||; в – то же, николи +. Масштаб линейки там, где это не указано особо, 0,1 мм. Фото М.Т. Крупенина.

раску, представлена тонкочешуйчатым хлоритом, пренитом и монтмориллонитом; здесь же присутствуют включения рудного минерала.

Присутствие среди тонкослоистых аргиллитов прослоев, сложенных на 80-90 % обломками андезито-базальтов и стекла основного состава, а также наличие у многих обломков стекла острых (неокатанных) краев и вскрытых пор недвусмысленно, на наш взгляд, указывает на то, что материал, слагающий эти прослои, осаждался без заметной механической обработки в водной среде и имеет явно пирокластическую природу.

#### Микроскопические особенности вмещающих отложений

Вмещающими для туфовых прослоев являются массивные шоколадно-коричневые или зеленовато-серые аргиллитовидные сланцы (образцы 03Us-26, 03Us-28 и др.) и мелкозернистые глинистые алевролиты (03Us-30 и др.). Шоколадно-коричневые сланцы представлены под микроскопом очень тонким глинистым материалом, почти непрозрачным из-за интенсивной пропитки тонкодисперсным гематитом

(рис. 7). В его основной массе присутствуют редкие (< 10 %) неокатанные обломки кварца, размер которых не превышает 0,04 мм, и многочисленные тонкие листочки мусковита, ориентированные субпараллельно напластованию; иногда встречаются пластинки хлоритоида. Наблюдается слабо выраженная полосчатость (вероятно, микрослоистость), подчеркнутая неравномерной окраской слойков, и тонкие пластинки гидрослюды. Ориентированное погасание основной массы выражено слабо и совпадает с полосчатостью (слоистостью). Встречаются также жилки хлорита (толщиной до 0,2 мм), расположенные субпараллельно полосчатости. В зеленовато-серых разностях сланцев содержание мелкоалевритового кварца не превышает 5-7 %. Основная масса пород представлена тонкочешуйчатым хлоритом и гидрослюдой со слабым ориентированным погасанием. Мелкозернистые алевролиты обнаруживают тонкую линзовидно-прерывистую слоистость (толщина слойков от 0,1 до нескольких мм), подчеркнутую чередованием слойков с разным количеством глинистого матрикса и вариациями в степени сгруженности зерен кварца. Обломочные зерна (кварц и, возможно, несдвой-



## ПЕПЛОВЫЕ ТУФЫ В ОТЛОЖЕНИЯХ СЫЛВИЦКОЙ СЕРИИ

никованный плагиоклаз) не окатаны. Очень редко наблюдаются обломки кварца вытянутой (оскольчатой?) формы размером  $0,09 \times 0,01$  мм.

### Результаты рентгенструктурного анализа

В целях более точного определения состава глинистой фракции туфовых прослоев и вмещающих их пород на установке ДРОН-2.0 (условия съемки: медное излучение, Ni фильтр, напряжение 35 кВ, сила тока – 25 мА) по стандартной методике (для исходных образцов диффрактограммы сняты в интервале углов  $70-1^\circ 2\Theta$ , ориентированные и прокаленные при  $600^\circ\text{C}$  препараты проанализированы в интервале углов  $35-1^\circ 2\Theta$ , насыщенные этиленгликолем –  $15-1^\circ 2\Theta$ ) выполнен рентгенструктурный анализ тонкой ( $< 0,001$  мм) фракции.

Во всех проанализированных образцах вмещающих пород присутствуют кварц и плагиоклаз. В образце 03Us-26 зафиксированы отражения гематита ( $2,70 \text{ \AA}$ ), а в образце 03Us-28 – возможно, соответствующие включениям гипса ( $7,65 \text{ \AA}$ ). Глинистая фракция представлена в основном иллитом политипа 1М (широкий пик  $10 \text{ \AA}$ ) с небольшой (?) примесью хлорита (слабые отражения на  $14,7$  и  $7,06 \text{ \AA}$ ). В образце 03Us-30 хлорит и гидрослюда присутствуют примерно в равных соотношениях.

В отличие от вмещающих пород, исходные и ориентированные пробы тонкой ( $< 0,001$  мм) фракции, выделенной из туфовых прослоев, характеризуются очень широким пиком с максимумом  $11 \text{ \AA}$ , который при насыщении этиленгликолем смещается до  $9,82 \text{ \AA}$  (рис. 8). На основе данных, приведенных в работе

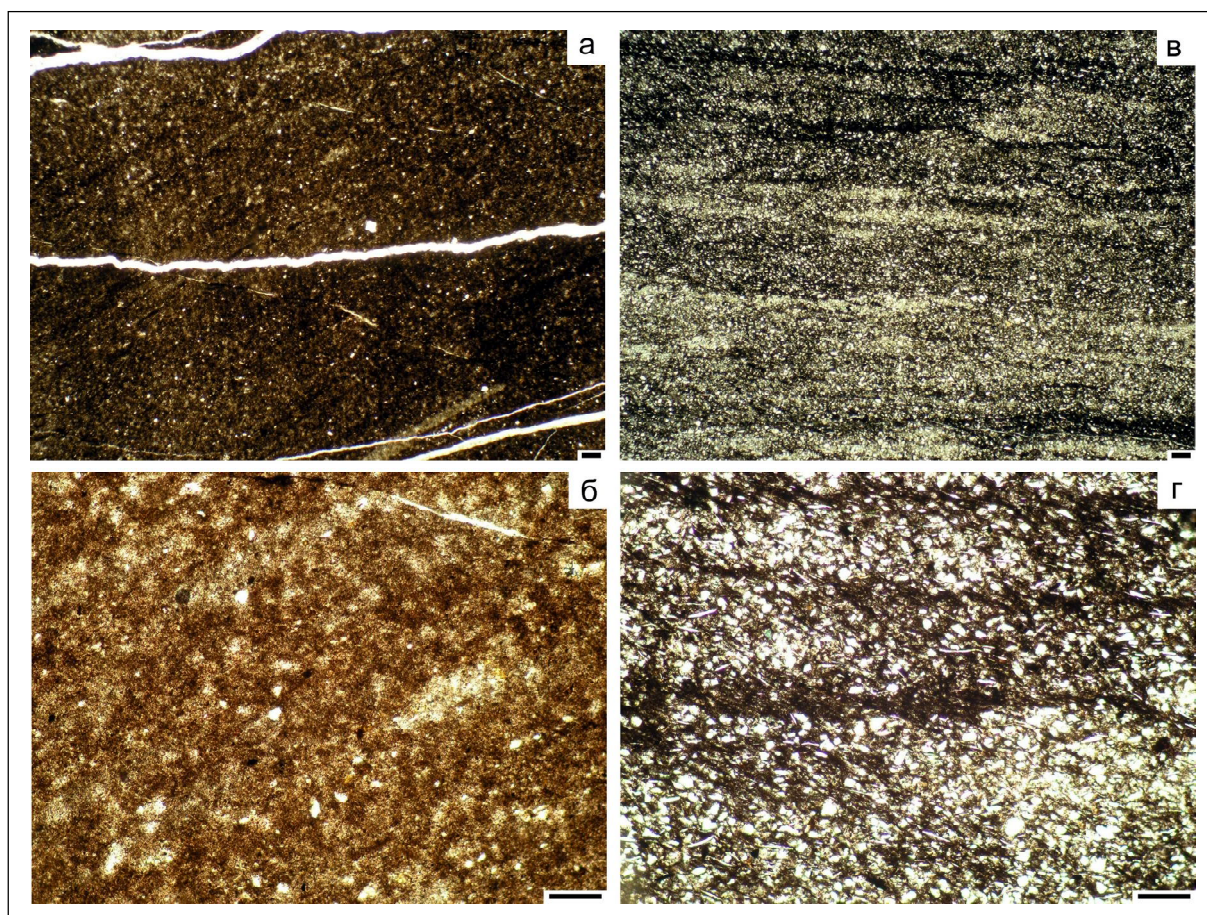


Рис. 7. Микрофотографии шлифов вмещающих туфовые прослои шоколадно-коричневых аргиллитов.

а – неотчетливо тонко-, горизонтальнослоистые алевроаргиллиты, шлиф 03Us-26, николи ||; б – то же, более крупный план, николи ||; в – алевроаргиллиты с тонкой неотчетливо выраженной линзовидной слоистостью, шлиф 03Us-30, николи ||; г – то же, более крупный план, николи ||. Масштаб линейки 0,1 мм. Фото М.Т. Круппенина.

[Дриц, Звягин, 1982], количество разбухающих прослоев в образце можно оценить более чем в 20 %. На дифрактограммах исходных и ориентированных образцов также проявлены пики 5,01, 4,50 и 3,35 Å, свойственные иллиту. Кроме того, на ориентированных образцах имеется слабое отражение 7,08 Å, свойственное хлориту. После прокаливания при 600°C наиболее ярко на дифрактограммах выражены пики 9,98, 4,93 и 4,56 Å. Таким образом, в туфовых прослоях глинистая минеральная часть представлена в основном смешаннослойным образованием типа смектит-иллит при подчиненной

роли хлорита. Наличие, по данным дифрактометрического анализа, разбухающей фазы является существенным отличием туфовых прослоев от вмещающих глинистых аргиллитовидных сланцев.

### Литохимические особенности туфов и вмещающих их образований

Химический состав туфов и вмещающих их образований приведен в табл. 2.

На диаграмме Р. Гаррелса и Ф. Маккензи [1974] фигуративные точки вмещающих

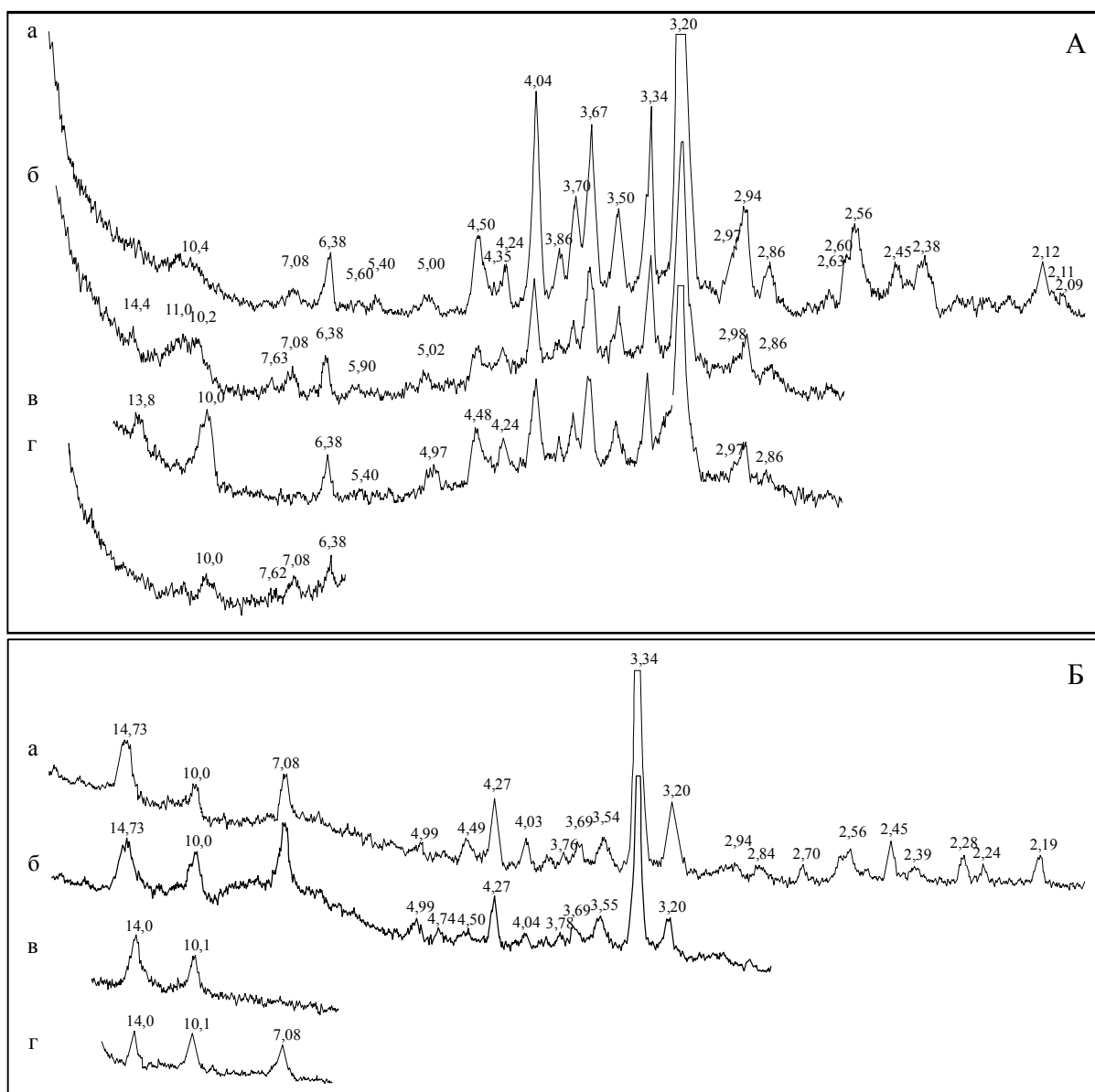


Рис. 8. Дифрактограммы образцов глинистых пород с аномальной окраской (А, образец 03Us-31) и вмещающих их аргиллитов (Б, образец 03Us-30).

а – исходная проба; б – ориентированная проба; в – прокаленная проба; г – насыщенная проба.



ПЕПЛОВЫЕ ТУФЫ В ОТЛОЖЕНИЯХ СЫЛВИЦКОЙ СЕРИИ

Таблица 2

Химический состав (мас. %) представительных проб глинистых пород с аномальной окраской и вмещающих их образований в разрезах сылвицкой серии

Свита	Старопечнинская										Перевалокская			
	Вмещающие аргиллиты					Глинистые породы с аномальной окраской (туфовые прослои)					Вмещающие аргиллиты		Глинистые породы с аномальной окраской (туфовые прослои)	
	937-5	03Us-29	03Us-30	02SyI-11	03Us-31	Sp-1	Sp-2	03Us-33	03Us-34	03Us-35	Pr-1			
№ образца	55,22	60,65	61,57	56,90	59,49	56,54	56,71	61,39	61,52	61,73				
SiO <sub>2</sub>	22,07	15,87	14,86	15,39	18,42	22,14	22,10	15,56	14,90	15,50				
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,25	0,87	0,93	0,75	2,39	2,56	1,98	0,83	0,81	0,83				
TiO <sub>2</sub>	7,41	7,56	8,60	7,30	3,57	3,89	3,97	7,11	7,22	7,21				
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ.	не опр.	0,14	0,10	0,48	0,11	0,09	0,04	0,16	0,14	0,14				
MnO	2,53	2,72	3,02	2,88	1,75	1,60	1,91	2,76	2,82	2,80				
MgO	0,18	0,70	0,37	3,76	0,58	0,70	0,80	0,96	1,13	0,96				
CaO	5,61	3,46	3,27	4,07	2,58	3,40	3,77	3,50	3,17	3,37				
K <sub>2</sub> O	1,70	2,10	2,10	2,55	6,30	4,40	4,90	2,10	2,10	2,10				
Na <sub>2</sub> O	не опр.	0,17	0,09	0,36	0,11	0,11	0,11	0,16	0,15	0,14				
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	4,34	4,30	3,60	6,24	2,90	3,10	3,40	4,50	4,80	4,70				
шпш	100,31	98,54	98,50	100,68	98,20	98,53	99,69	99,02	98,76	99,48				
Сумма														

Окончание таблицы 2

Уровень разреза	Чернокаменская свита										
	Вмещающие аргиллиты					Глинистые породы с аномальной окраской (туфовые прослои)					
	03Us-24	03Us-28	03Us-26	03Us-27	03Us-25	Mz-16-6	Mz-18-3	Mz-20-2	Ск-1	Ск-2	Ск-3
№ образца	61,53	57,13	61,76	54,50	54,27	62,03	62,07	65,55	53,54	54,25	54,73
SiO <sub>2</sub>	16,78	18,45	15,73	23,60	24,14	14,27	14,58	14,03	23,11	23,78	23,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,85	0,94	0,87	1,80	1,86	0,71	1,15	0,67	0,98	1,78	1,80
TiO <sub>2</sub>	6,44	6,84	7,79	3,46	3,39	6,02	7,04	6,48	5,21	3,72	3,61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ.	0,11	0,05	0,30	0,05	0,04	0,14	0,97	0,11	0,03	0,06	0,16
MnO	2,36	2,35	2,32	1,79	1,87	2,11	1,87	2,18	2,44	1,80	1,67
MgO	0,60	0,55	0,53	0,72	1,21	2,97	1,50	1,05	0,54	0,79	0,73
CaO	4,09	5,10	3,99	4,98	4,78	3,47	1,91	2,71	6,86	5,02	4,57
K <sub>2</sub> O	1,90	1,70	2,10	3,90	3,70	2,00	4,60	2,30	1,20	3,90	4,70
Na <sub>2</sub> O	0,18	0,24	0,15	0,12	0,13	0,16	0,15	0,15	0,11	0,13	0,15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	4,00	7,40	4,40	4,30	4,50	5,70	3,40	3,40	5,90	4,40	3,90
шпш	98,84	100,76	99,94	99,22	99,89	99,59	99,24	98,63	99,93	99,63	99,19
Сумма											

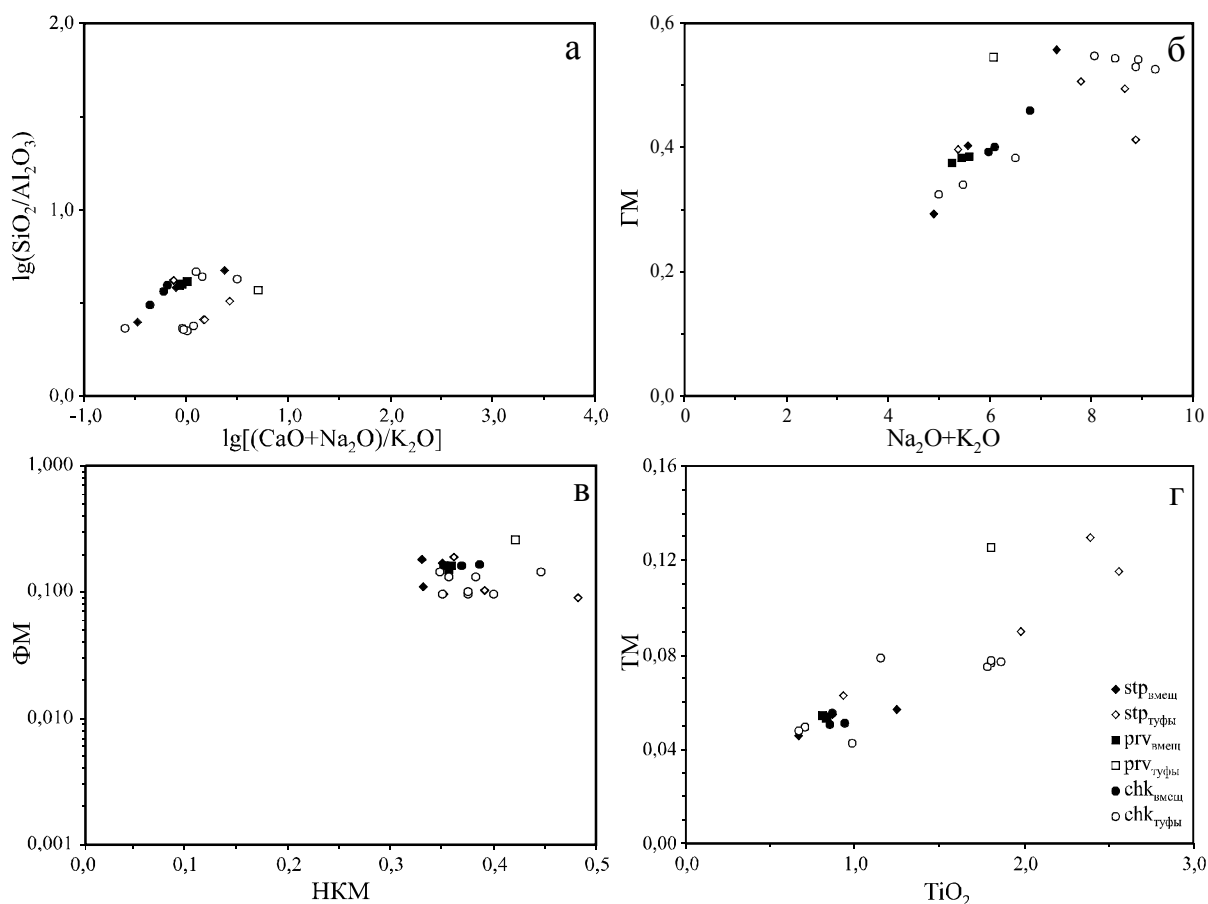


Рис. 9. Положение фигуративных точек составов туфовых прослоев и вмещающих их пород на диаграммах  $\lg[(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})/\text{K}_2\text{O}]-\lg(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$  (а),  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{ГМ}$  (б), НКМ–ФМ (в) и  $\text{TiO}_2-\text{ГМ}$  (г).

Свиты: stp – старопечнинская; prv – перевалокская; chk – чернокаменная.

аргиллитов из отложений старопечнинской, перевалокской и чернокаменной свит, все локализованы в поле нормальных глинистых пород (рис. 9а). На диаграмме выделяется также совокупность фигуративных точек с заметно меньшими значениями величины  $\lg(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$  и, в ряде случаев, более высокими значениями параметра  $\lg[(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})/\text{K}_2\text{O}]$ , которая расположена в целом ниже поля обычных глинистых пород. Эти точки отвечают пепловым туфам, причем, также как и на основе данных микроскопического изучения, можно, на наш взгляд, сделать вывод, что исходная пирокластика имела средний или основной состав.

По литохимическим особенностям представленные в нашей коллекции образцы принадлежат, по классификации Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис [2000], преимущественно нормо- и суперсиаллитам (рис. 9б). Примечательно, что по сравнению с вмещающими породами

ассоциирующие с ними туфовые прослои характеризуются более высокими значениями ГМ и, следовательно, имеют более высокую степень измененности. Так, аргиллиты чернокаменной свиты, не содержащие примесь пирокластического материала, по величине гидрولизатного модуля принадлежат нормосиаллитам (ГМ от 0,39 до 0,46), а большинство присутствующих среди них туфовых прослоев могут быть классифицированы как суперсиаллиты (ГМ от 0,53 до 0,55).

На модульной диаграмме НКМ–ФМ фигуративные точки аргиллитов и локализованных в них туфовых прослоев сосредоточены в поле VI (рис. 9в), отвечающем, по данным Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис [2000], глинистым породам преимущественно гидрослюдянистого состава, имеющим значительную примесь тонкозернистых обломков полевых шпатов.

На диаграмме  $TiO_2$ -ТМ (рис. 9г) точки составов туфовых прослоев, характеризующиеся в большинстве случаев значениями ТМ выше 0,06 и  $TiO_2$  более 1,80, расположены в поле каолининовых глин, тогда как преобладающая часть составов вмещающих их аргиллитов локализована в области перекрытия полей существенно гидрослюдистых и существенно монтмориллонитовых глин.

Для диагностики присутствия в тонкозернистых терригенных породах камуфлированной пирокластики может быть использован ряд литохимических критериев [Юдович и др., 1984, 1986]. Так, породы с существенной примесью кислой пирокластики характеризуются аномально высоким (более 0,4) значением НКМ =  $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$ , величина калиевого модуля (КМ =  $K_2O/Al_2O_3$ ) в них превосходит мусковитовую норму (0,31), величина же титанового модуля (ТМ =  $TiO_2/Al_2O_3$ ) в них, по сравнению с нормальными осадочными породами, резко понижена и т.д. Тонкозернистые терригенные породы с примесью пирокластики основного состава «...легко и надежно диагностируются по признакам повышенной магнезиальности, железистости, титанистости и фемичности ...» [Юдович, Кетрис, 2000, с. 349]. Исходя из названных критериев, можно видеть, что величина КМ ни в одном из проанализированных нами образцов как вмещающих аргиллитов, так и туфовых прослоев, не превышает указанного выше порогового значения. Величина НКМ только в трех образцах (03Us-31, Pr-1 и Mz-18-3) превышает 0,4, что связано с повышенными содержаниями в них  $Na_2O$ , входящего в состав плагиоклазов, количество которых, как мы видели выше, в туфовых прослоях весьма значительно. Все это в целом позволяет сделать вывод, что в изученных нами образцах ошутимая примесь кислой камуфлированной пирокластики отсутствует.

Сравнение химического состава туфовых прослоев с составом вмещающих аргиллитов, выполненное на примере отложений чернокаменной свиты, показывает, что последние характеризуются более высокими значениями ФМ и ЖМ, тогда как титановый модуль в туфовых прослоях заметно выше, чем в аргиллитах, и достигает 0,076-0,078 (рис. 10). Только по одному этому параметру можно с достаточной степенью уверенности считать, что присутствующие в разрезах данного литостратиграфического подразделения глинистые про-

слои с аномальной окраской содержат значительное количество основной пирокластики.

По соотношению  $SiO_2$  и  $Al_2O_3$  вмещающие аргиллиты характеризуются в основном значениями 3,1-4,7. Туфовые прослои (03Us-27, 03Us-25, Ck-1, Ck-2, Ck-3, Sp-1 и Sp-2) характеризуются значениями отношения  $Si/Al = 2,2-2,6$  и сопоставимы по данному параметру с высокоглиноземистыми туфами редкинского горизонта, распространенными на Восточно-Европейской платформе [Борхвардт, Фелицын, 1992].

### Геохимические особенности туфов и вмещающих их образований

Содержания малых элементов в туфах и вмещающих их образованиях приведены в табл. 3.

Величина Th/Co во вмещающих аргиллитах старопечнинской свиты составляет 0,86 (образец 03Us-29), а в прослоях с ярко выраженной аномальной окраской (03Us-30, 03Us-31, Sp-1 и Sp-2) указанное отношение варьирует от 0,11 до 0,47. Величина же отрицательной европиевой аномалии в аномально окрашенных прослоях значительно ниже, чем в нормальных постаршейских осадочных породах и только в образце 03Us-30 она сопоставима с той, что типична для PAAS. Прослой аномально окрашенных аргиллитов из перевалокской свиты характеризуется сходными особенностями (Th/Co = 0,12, Eu/Eu\* = 0,71). Вмещающие аргиллиты чернокаменной свиты (образцы 03Us-28 и 03Us-26) имеют близкую к стандартной для PAAS отрицательную Eu аномалию (0,69-0,70), тогда как в подавляющем большинстве глинистых пород с ярко выраженной аномальной окраской величина Eu/Eu\* варьирует от 0,72 до 0,90, за исключением образца Mz-16-6, где она составляет 0,61. Отношение Th/Co во вмещающих аргиллитах варьирует от 0,27 до 1,14; среди же образцов пород с аномальной окраской присутствуют породы как с более высокими, так и с более низкими значениями данного параметра. Здесь же можно отметить, что высокие (> 0,8-1,0) значения отношения Th/Co и низкая величина Eu/Eu\* (0,40-0,55) обычно указывает на присутствие в аргиллитах существенной доли кислой пирокластики [Фелицын, Сочава, 1996].

Интересные особенности состава прослоев с аномальной окраской выявляются при анализе спектров редкоземельных элементов

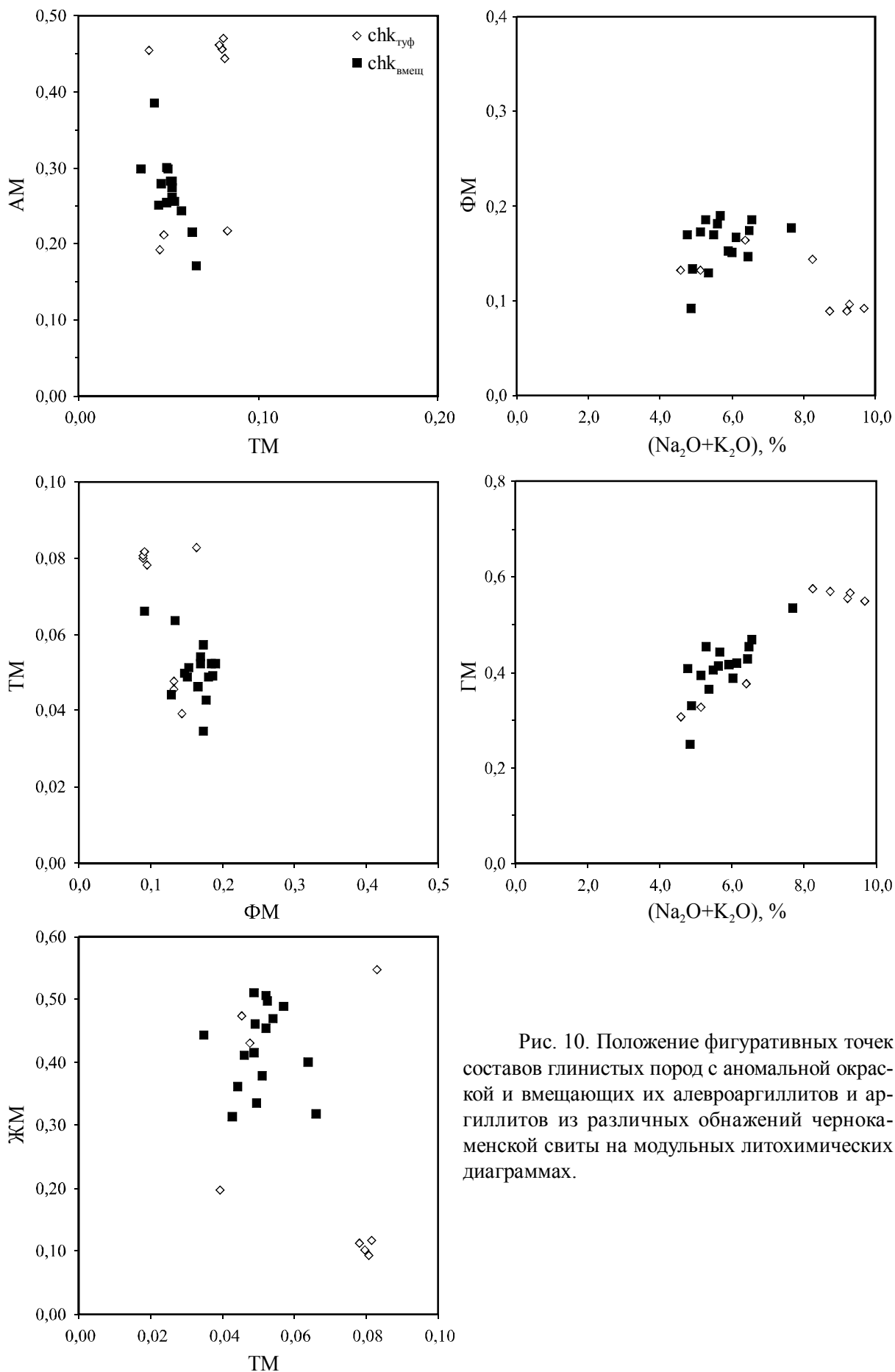


Рис. 10. Положение фигуративных точек составов глинистых пород с аномальной окраской и вмещающих их алевроаргиллитов и аргиллитов из различных обнажений чернокаменской свиты на модульных литохимических диаграммах.

ПЕПЛОВЫЕ ТУФЫ В ОТЛОЖЕНИЯХ СЫЛВИЦКОЙ СЕРИИ

Таблица 3

Содержания элементов-примесей (г/т) в представительных пробах глинистых пород с аномальной окраской и вмещающих их образований

Свита	Старопечнинская					Перевалокская	
Порода	Вмещающие аргиллиты		Глинистые породы с аномальной окраской (туфовые прослои)			Вмещающие аргиллиты	Туфовый прослой
№ образца	03Us-29	03Us-30	03Us-31	Sp-1	Sp-2	Mz-15-1	Pr-1
Sc	16,01	16,99	24,05	45,47	38,74	17,27	18,60
V	108,58	113,32	196,87	249,34	220,14	107,04	115,95
Cr	–	–	–	32,48	35,34	179,42	61,72
Co	16,11	23,25	22,42	21,94	16,09	16,99	61,05
Ni	66,81	73,27	22,95	23,86	28,42	87,32	158,75
Cu	16,47	9,72	76,74	62,40	39,59	28,67	138,60
Zn	88,01	92,70	55,44	64,50	64,51	106,03	95,23
Rb	130,93	127,50	14,41	126,75	132,74	151,25	51,26
Sr	65,26	57,76	54,97	113,60	113,62	37,15	142,62
Y	31,64	29,70	16,72	47,33	35,41	33,19	67,44
Zr	196,07	227,22	192,08	235,86	213,02	221,99	186,62
Nb	21,69	23,58	17,15	20,24	19,41	22,78	11,30
Mo	0,33	0,13	0,93	0,45	0,45	0,12	0,60
Cs	5,74	6,19	2,83	4,65	5,92	5,99	2,52
Ba	296,50	251,29	273,33	658,80	902,42	415,73	357,41
La	41,64	43,69	17,32	22,26	22,26	47,00	81,53
Ce	90,01	84,82	36,71	51,96	55,36	100,93	168,49
Pr	10,03	9,01	4,61	7,28	7,08	11,37	22,10
Nd	38,79	33,23	18,64	34,73	30,00	42,98	98,82
Sm	7,58	5,97	4,95	8,53	6,66	7,39	21,97
Eu	1,40	1,18	1,21	2,13	1,69	1,23	4,81
Gd	6,32	5,18	4,24	7,57	6,38	5,61	19,69
Tb	0,95	0,79	0,64	1,17	0,98	0,91	2,53
Dy	5,48	4,82	3,68	7,14	6,12	5,70	12,44
Ho	1,18	1,11	0,80	1,51	1,27	1,24	2,08
Er	3,16	3,12	2,12	4,21	3,56	3,51	4,82
Tm	0,47	0,49	0,31	0,62	0,53	0,55	0,63
Yb	3,06	3,31	1,96	4,03	3,35	3,36	3,59
Lu	0,46	0,50	0,29	0,59	0,50	0,51	0,51
Hf	6,37	5,79	5,46	6,65	6,04	5,37	5,05
Tl	0,74	0,65	0,44	0,60	0,59	0,83	0,41
Pb	16,53	9,38	25,48	36,75	25,81	17,09	133,14
Bi	0,24	0,06	0,21	0,27	0,34	0,21	0,12
Th	13,88	10,85	2,35	5,09	6,11	15,51	7,10
U	2,06	1,38	1,63	3,63	3,31	–	2,24
Ge	0,13	0,11	0,08	0,31	0,28	0,27	0,97
Ag	0,30	0,33	0,65	0,61	0,53	0,48	0,60
Cd	0,14	0,15	0,12	0,16	0,13	0,18	0,24
In	0,08	0,08	0,11	0,14	0,13	0,16	0,13
Th/Co	0,86	0,47	0,11	0,23	0,38	0,91	0,12
Eu/Eu*	0,62	0,65	0,81	0,81	0,79	0,58	0,71
La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	9,18	8,91	5,97	3,73	4,49	9,45	15,35
La <sub>N</sub> /Sm <sub>N</sub>	3,46	4,60	2,20	1,64	2,10	4,00	2,34
Gd <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	1,67	1,27	1,75	1,52	1,54	1,35	4,45

Уровень	Чернокаменская свита							
Порода	Вмещающие аргиллиты		Глинистые породы с аномальной окраской (туфовые прослои)					
№ образца	03Us-28	03Us-26	03Us-27	03Us-25	Mz-16-6	Mz-20-2	Ск-1	Ск-2
Sc	18,24	15,45	17,20	32,79	15,31	13,16	32,43	36,61
V	122,30	147,72	203,02	224,91	88,29	74,57	117,36	213,05
Cr	–	–	–	–	87,68	104,20	6,31	10,98
Co	13,82	22,63	5,48	8,13	12,70	19,56	14,33	10,70
Ni	49,96	56,03	10,61	13,54	43,21	68,24	29,50	18,56
Cu	27,42	48,06	59,72	72,62	24,05	19,13	87,84	79,73
Zn	69,19	70,30	47,52	56,29	72,52	79,85	69,93	57,57
Rb	167,47	57,98	21,62	108,69	157,73	123,12	207,04	145,45
Sr	80,86	60,89	55,73	181,24	46,44	160,46	65,11	140,90
Y	34,54	19,01	17,62	52,23	42,40	30,85	102,10	64,10
Zr	202,47	167,88	299,71	347,38	183,23	251,87	486,97	374,16
Nb	22,98	19,55	15,75	18,01	20,07	21,18	27,36	19,57
Mo	0,27	1,95	0,71	0,83	0,02	0,19	0,55	0,53
Cs	6,45	4,70	2,00	3,05	5,77	5,49	5,69	3,51
Ba	356,40	466,06	152,33	452,12	437,72	2697,91	408,14	405,20
La	49,58	21,78	20,82	46,61	49,06	26,59	70,21	40,78
Ce	103,53	49,03	47,29	99,98	99,76	62,34	151,18	94,70
Pr	12,02	6,28	6,05	12,63	11,67	7,90	19,27	12,45
Nd	44,69	23,91	26,47	54,66	42,61	29,91	78,91	54,96
Sm	8,40	4,64	6,12	12,44	7,88	6,92	17,28	12,57
Eu	1,77	0,99	1,47	2,99	1,53	1,98	3,90	2,91
Gd	7,30	4,01	4,95	10,43	7,45	6,48	15,99	10,92
Tb	1,08	0,61	0,71	1,49	1,10	1,04	2,44	1,55
Dy	6,13	3,74	4,05	9,02	6,21	6,08	15,04	9,30
Ho	1,28	0,82	0,87	1,95	1,31	1,30	3,12	1,95
Er	3,28	2,27	2,27	5,14	3,57	3,63	8,47	5,32
Tm	0,49	0,36	0,33	0,75	0,53	0,53	1,25	0,78
Yb	3,11	2,37	2,14	4,72	3,48	3,32	7,94	4,86
Lu	0,47	0,36	0,31	0,69	0,55	0,50	1,15	0,71
Hf	5,39	4,37	7,62	8,85	5,00	6,98	12,78	9,90
Tl	0,83	0,66	0,54	0,54	0,81	0,63	0,86	0,63
Pb	10,12	18,79	14,86	34,01	14,25	12,09	30,48	35,91
Bi	0,21	0,23	0,35	0,48	0,17	0,38	0,19	0,31
Th	15,80	6,18	4,06	10,49	15,58	12,57	10,80	11,51
U	2,17	1,03	1,24	78,84	3,66	1,80	4,72	3,60
Ge	0,13	0,08	0,07	0,15	0,47	0,40	0,64	0,45
Ag	0,30	0,25	0,54	1,31	0,56	0,75	1,20	0,94
Cd	0,12	0,13	0,16	0,21	0,27	0,22	0,29	0,22
In	0,08	0,09	0,11	0,12	0,12	0,47	0,23	0,15
Th/Co	1,14	0,27	0,74	1,29	1,23	0,64	0,75	1,08
Eu/Eu*	0,69	0,70	0,81	0,80	0,61	0,90	0,72	0,76
La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	10,77	6,21	6,57	6,68	9,54	5,42	5,97	5,67
La <sub>N</sub> /Sm <sub>N</sub>	3,71	2,95	2,14	2,36	3,92	2,42	2,56	2,04
Gd <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	1,90	1,37	1,88	1,79	1,74	1,58	1,63	1,82

## ПЕПЛОВЫЕ ТУФЫ В ОТЛОЖЕНИЯХ СЫЛВИЦКОЙ СЕРИИ

Рис. 11. Спектры РЗЭ в глинистых породах с аномальной окраской и вмещающих их отложениях сылвицкой серии.

Свиты: а – старопечнинская свита; б – перевалокская; в – чернокаменная.

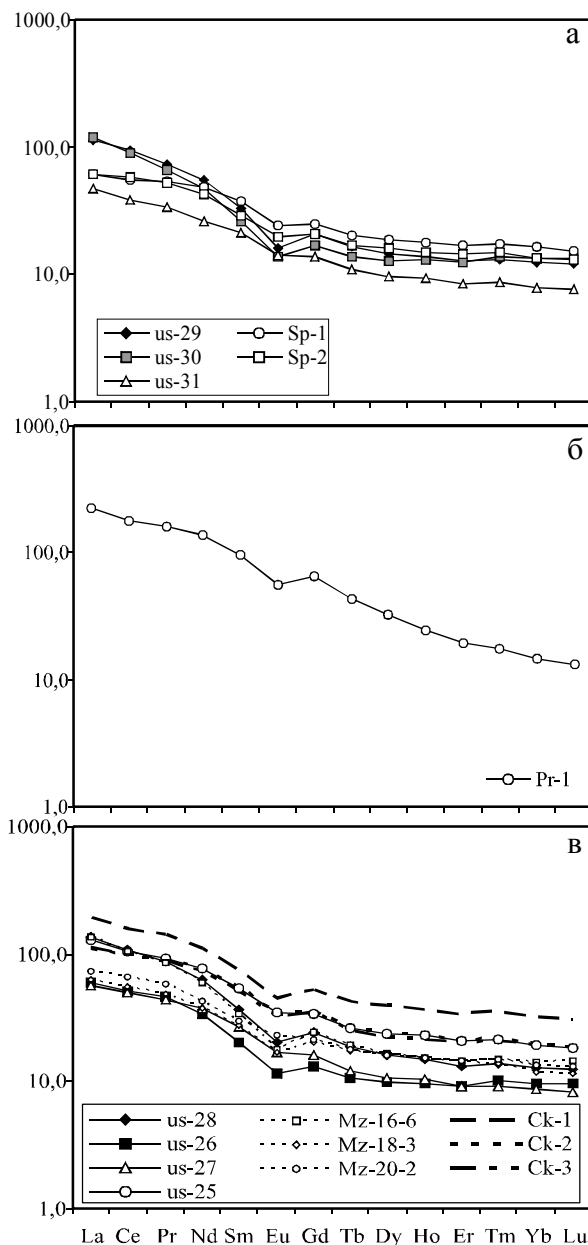
(РЗЭ) (рис. 11). По сравнению с вмещающими аргиллитами большинство их характеризуются существенно более низкими значениями отношения  $La_N/Yb_N$  (3,73-6,68), ярко выраженным деплетированием РЗЭ ( $2,13 < Gd_N/Yb_N < 3,07$ ), меньшим углом наклона левой ветви спектров ( $1,64 < La_N/Sm_N < 2,56$ ) и весьма небольшой величиной отрицательной европиевой аномалии ( $Eu/Eu^* > 0,80$ ) (табл. 4). В целом это указывает на существенно базитовый состав прослоев с аномальной окраской. Таким образом, геохимическими исследованиями также подтверждается присутствие пирокластического материала.

### U-Pb датирование цирконов с помощью SHRIMP II

Нами с помощью SHRIMP II (Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург) произведено «in situ» U-Pb датирование цирконов, выделенных из пепловых прослоев (образец 03Us-272) и вмещающих их осадочных образований (образец UsA) чернокаменной свиты.

Цирконы из образцов пепловых туфов были извлечены после дробления исходных проб путем разноразмерного просеивания, применения концентрационного стола, изодинамического магнитного сепаратора и тяжелых жидкостей. Окончательная выборка целевых цирконов осуществлялась вручную, под биноклем.

«In situ» U-Pb датирование цирконов выполнено с использованием аналитических процедур рассмотренных в работе [Ронкин и др., 2005б]. Выбранные для измерений кристаллы совместно со стандартами SL13, 91500 и TEMORA [Black et al., 2003а, 2003б] были зафиксированы смолой EpoFix в пределах шайбы диаметром около 25 мм, которая шлифовалась абразивом до выведения кристаллов на поверхность. Далее с помощью сканирующего электронного микроскопа были получены катодолюминесцентные изображения имплантированных в шайбу цирконов (рис. 12), позволившие выбрать подходящие, с точки зрения



методологии эксперимента, координаты точек локального микронзондового исследования. Выбор точек осуществлялся путем визуальной навигации по интенсивности катодолюминесцентного свечения. После завершения всех настроек и калибровок производилось измерение изотопного состава свинца и уран-свинцового отношения в стандартном цирконе, которые в дальнейшем использовались в качестве реперных для вычисления U-Pb возраста образца. Для каждого «выстрела» производилась регистрация 5-7 спектров масс-пиков  $^{90}Zr_2O$ ,  $^{204}Pb$ ,  $^{206}Pb$ ,  $^{207}Pb$ ,  $^{208}Pb$ ,  $^{238}U$ ,  $^{232}Th^{16}O$  и  $^{238}U^{16}O$ . Измерение изотопного состава Pb и уран-свинцового отношения в выбранной точке производилось в течение 10-15 минут для достижения

Параметры спектров РЗЭ в глинистых породах с аномальной окраской (туфовых прослоях) и вмещающих их образованиях

Свита	Порода	№ образца	La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	La <sub>N</sub> /Sm <sub>N</sub>	Gd <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	Eu/Eu*
Старопечнинская	Вмещающие аргиллиты	03Us-29	9,18	3,46	2,65	0,62
		03Us-30	8,91	4,60	1,94	0,65
	Туфовые прослои	03Us-31	5,97	2,20	2,71	0,81
		Sp-1	3,73	1,64	2,27	0,81
		Sp-2	4,49	2,10	2,13	0,79
Первалокская		Pr-1	15,35	2,34	6,57	0,71
Чернокаменная	Вмещающие аргиллиты	03Us-28	10,77	3,71	2,90	0,69
		03Us-26	6,21	2,95	2,10	0,70
	Туфовые прослои	03Us-27	6,57	2,14	3,07	0,81
		03Us-25	6,68	2,36	2,83	0,80
		Mz-16-6	9,54	3,92	2,43	0,61
		Mz-18-3	5,34	2,29	2,33	0,72
		Mz-20-2	5,42	2,42	2,24	0,90
		Ck-1	5,97	2,56	2,34	0,72
		Ck-2	5,67	2,04	2,78	0,76
		Ck-3	5,86	2,21	2,65	0,77

необходимой статистической погрешности. Цирконовые стандарты TEMORA, 91500 и SL13 измерялись через каждые 4-5 анализов исследуемых цирконов. Обработка полученной информации произведена с использованием программного обеспечения SQUID и ISO-PLOT/EX [Ludwig, 2000, 2001]. Результаты «in situ» U-Pb датирования цирконов представлены в табл. 5 и на рис. 13.

Извлеченные из пепловых прослоев цирконы оказались гетерогенными по минералогическим особенностям и могут быть сгруппированы в два сообщества. Первое из них представлено идиоморфными и субидиоморфными кристаллами с коэффициентами удлинения до 2,8, второе – изометричными индивидами, как с включениями, так и без них. В составе обоих сообществ присутствуют цирконы имеющие как гомогенные, так и неоднородные катодолюминесцентные свечения. Отдельные кристаллы демонстрируют четкую зональность. Содержания U составляют 43-359 г/т.

Положение фигуративных точек в координатах  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  позволяет провести дискордию через SHRIMP II данные шести кратеров цирконов (Us272.1.1, Us272.5.1, Us272.2.1, Us272.3.1, Us272.7.1 и Us272.8.1). Верхнее пресечение дискордии с конкордией

определяет возраст  $557 \pm 13$  млн. лет ( $\pm 2\sigma$ , MSWD = 0,18, probability 0,95), тогда как нижнее в пределах погрешности соответствует нулевому значению. «Перекрывающиеся» эллипсы, соответствующие U-Pb SHRIMP II данным кратеров Us272.7.1 и Us272.8.1, позволяют вычислить конкордантное значение  $557 \pm 10$  млн. лет ( $\pm 2\sigma$ , MSWD = 0,0031, probability 0,96). Остальные фигуративные точки (Us272.10.1, Us272.9.1, Us272.11.1, Us272.6.1 и Us272.4.1) определяют три возрастных кластера с  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  значениями существенно более древними, вплоть до  $1864 \pm 46$  млн. лет.

Для установления природы более древних U-Pb данных нами были датированы цирконы, выделенные из вмещающих туфовые прослои шоколадно-коричневых аргиллитов (UsA). Полученные в результате данные хорошо согласуются с тремя довендскими возрастными кластерами кристаллов цирконов из туфовых прослоев.

Рассматривая полученные с помощью SHRIMP II результаты, можно сделать заключение, что U-Pb данные по цирконам Us272.1.1, Us272.5.1, Us272.2.1, Us272.3.1, Us272.7.1, Us272.8.1 дают линию регрессии с возрастом  $557 \pm 13$  млн. лет ( $\pm 2\sigma$ , MSWD = 0,18), что согласуется с геологическими данными. Пред-



## ПЕПЛОВЫЕ ТУФЫ В ОТЛОЖЕНИЯХ СЫЛВИЦКОЙ СЕРИИ

ставляется весьма вероятной и корреляция полученного нами U-Pb возраста вулканогенных цирконов из основания чернокаменной свиты с возрастом гранитоидов из фундамента Печорской плиты ( $557 \pm 6$  млн. лет), внедрение которых произошло на заключительном этапе Тиманского орогенеза на северо-восточной окраине палеоконтинента Балтика [Pease et al., 2004]. Остальные проанализированные кристаллы цирконов являются унаследованными и определяют возраст пород в области(ях) сноса. Среди образуемых ими возрастных кластеров наблюдаются как дорифейские, связанные с поступлением в осадок (или мобилизацией в момент извержения) цирконов из пород фундамента Восточно-Европейской платформы, так и более молодые, отражающие присутствие на палеоводосборах среднерифейских, а также позднерифейских образований. Учитывая, что

в Кваркушко-Каменногорском мегантиклинории широко развиты позднерифейско-ранневендские магматические комплексы [Петров и др., 2005], можно предполагать, что цирконы с возрастными  $\sim 680$  млн. лет поступали в осадок в том числе и за счет размыва локальных источников сноса.

### Заключение

Распознавание прослоев пепловых туфов в полевых условиях не требует специальных знаний и опыта, однако универсального подхода также не существует. Результаты микропетрографического и литогеохимического исследования показывают, что аномальная окраска прослоев не может служить однозначным критерием при распознавании туфов в полевых условиях. При описании разрезов нами были

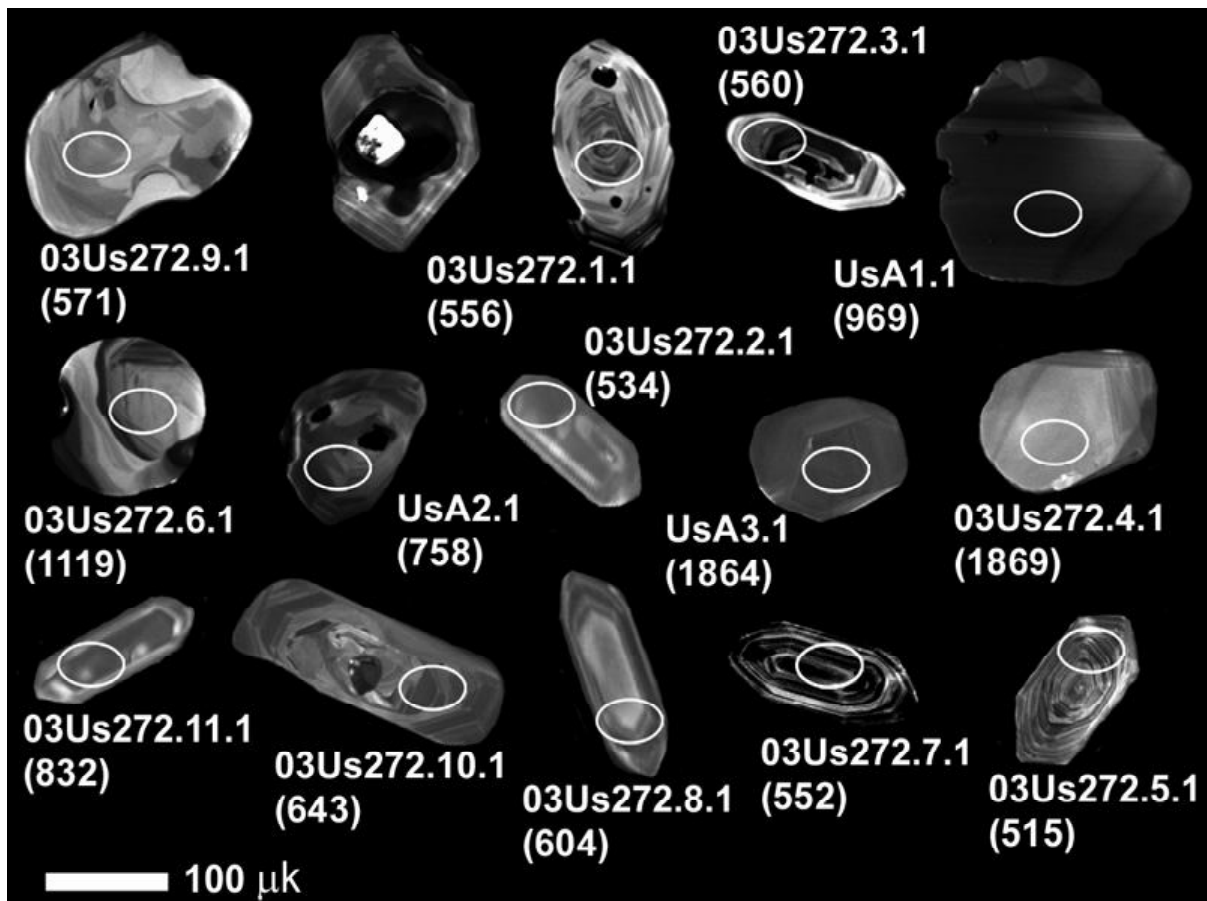


Рис. 12. Катодолюминесцентные изображения цирконов, выделенных из пеплового прослоя в основании чернокаменной свиты (образец 03Us-27) и вмещающих аргиллитов (образец UsA).

Разрез по правому берегу р. Усьва несколько выше урочища Вилуха. Белый контур эллипса, демонстрирует локализацию кратера в пределах кристалла. Цифры в круглых скобках соответствуют возрасту в млн. лет, вычисленному по  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ .

Таблица 5

«In situ» U-Pb SHRIMP II данные для цирконов из прослов пелловых туфов и вмещающих их аргиллитов чернокаменной свиты сыльицкой серии

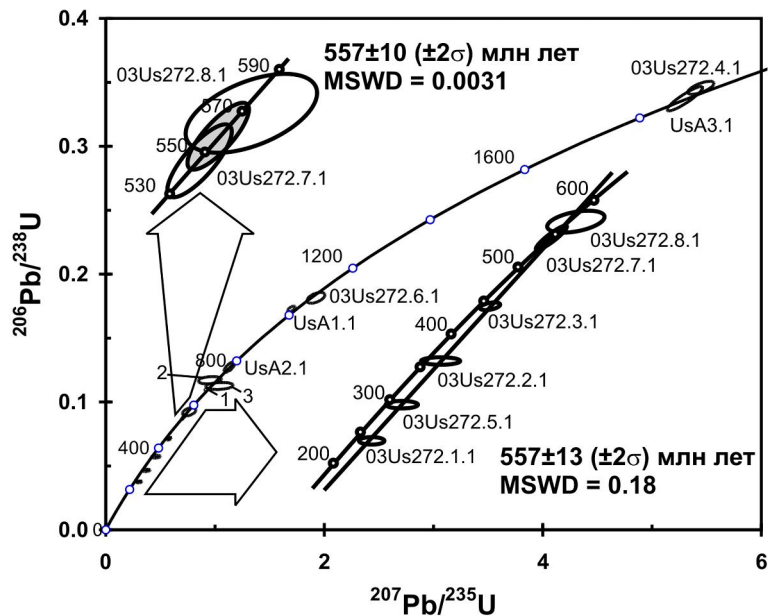
Кристалл, кратер	$^{206}\text{Pb}/\text{Pb}_c$ %	U ppm	Th ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$ ppm	# $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ ±%	# $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ ±%	# $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ ±%	Rho	# $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ млн. лет ±%	# $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ млн. лет ±%	# $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ млн. лет ±%	D %
03Us272.1.1	—	154	135	0,91	4,91	0,0587 7,4	0,303 7,6	0,03745 1,5	0,20	237 3,6	556 161	253 ±11	135
03Us272.5.1	0,47	128	105	0,85	5,14	0,0576 8,3	0,369 8,5	0,04642 1,5	0,18	293 4,5	515 182	311 ±15	76
03Us272.2.1	0,23	94	65	0,71	4,64	0,0581 7,6	0,458 7,8	0,05721 1,6	0,21	359 5,9	534 166	394 ±20	49
03Us272.3.1	—	154	153	1,03	9,41	0,0588 3,0	0,576 3,0	0,07115 1,2	0,40	443 5,5	560 65	462 ±10	26
03Us272.7.1	0,37	240	102	0,44	18,3	0,0586 3,4	0,714 3,4	0,0884 2,8	0,83	546 16	552 74	517 ±19	1
03Us272.8.1	3,26	114	52	0,48	9,31	0,0600 6,5	0,763 6,6	0,0923 2,8	0,43	569 17	604 141	526 ±43	6
03Us272.10.1	—	169	291	1,78	16,0	0,0611 2,0	0,925 2,3	0,1099 1,1	0,55	672 7,8	643 43	673 ±11	-4
03Us272.9.1	1,82	53	71	1,38	5,44	0,0591 9,0	0,953 9,2	0,1170 2,0	0,22	713 15	571 196	710 ±29	-20
03Us272.11.1	0,01	56	69	1,26	5,45	0,0668 9,8	1,040 10	0,1125 2,0	0,20	687 14	832 204	711 ±37	21
03Us272.6.1	—	43	30	0,71	6,69	0,0769 3,0	1,924 3,5	0,1815 1,9	0,63	1075 22	1119 60	1145 ±36	4
03Us272.4.1	0,12	91	40	0,46	26,9	0,1143 1,3	5,447 1,8	0,3457 1,2	0,92	1914 27	1869 23	1912 ±45	-2
UsA.2.1	0,26	131	50	0,39	14,4	0,0645 3,6	1,132 3,6	0,1273 2,6	0,72	772 21	758 76	772 ±29	-2
UsA.1.1	0,1	359	108	0,31	53,4	0,0714 1,7	1,699 1,7	0,1727 1,1	0,65	1027 12	969 35	1037 ±22	-6
UsA.3.1	0,11	129	64	0,51	37,5	0,1140 2,5	5,300 2,5	0,3371 2,3	0,91	1873 50	1864 46	1847 ±49	-0,5

Примечание. Погрешности  $\pm 2\sigma$ ;  $\text{Pb}_c$  и  $\text{Pb}^*$  – общий и радиогенный свинцы, соответственно. Погрешности калибровки относительно стандартов 0,4 %. # – коррекция с использованием  $^{204}\text{Pb}$ . Rho – коэффициент корреляции. D – дискордантность.

## ПЕПЛОВЫЕ ТУФЫ В ОТЛОЖЕНИЯХ СЫЛВИЦКОЙ СЕРИИ

Рис. 13. Полученные с помощью SHRIMP II U-Pb данные для цирконов из пеплового прослоя в основании чернокаменной свиты (образец 03Us-27) и вмещающих его аргиллитов (образец UsA).

Эллипсы 1, 2, 3 – кратеры 03Us272.10.1, 03Us272.9.1 и 03Us272.11.1 соответственно.



выделены два типа anomalно окрашенных прослоев: 1) светло-серые с розоватым, кремовым, зеленоватым или стальным оттенком глинистые породы; 2) глинистые сланцы светло-коричневого цвета с бежевым оттенком. Прослои первого типа действительно оказались пепловыми туфами, тогда как в прослоях второго типа явные признаки (как видимые под микроскопом, так и реконструируемые по химическому составу) присутствия туфогенного материала не обнаружены. Показательно, что большинство составов глинистых пород из прослоев второго типа попали на диаграмме  $\lg[\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}]/\text{K}_2\text{O}-\lg(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$  в поле терригенных глин. По величине гидролизатного модуля эти породы также практически не отличимы от вмещающих их глинистых пород. Таким образом, полевые наблюдения обязательно должны подтверждаться комплексным микропетрографическим и литохимическим исследованием образцов из прослоев с anomalной окраской. Кроме того, оказалось, что выдержанность мощности прослоев пепловых туфов по простиранию также не является обязательным условием. В изученных нами обнажениях выявлены линзовидные прослои туфов и наблюдалось выклинивание слоев. Очевидно, что эта особенность туфовых прослоев снижает их корреляционное значение.

В результате проведенных исследований получена детальная микропетрографическая и литогеохимическая характеристика прослоев лито- и витрокластических пепловых туфов, выявленных нами в 2002-2004 гг. среди отложений старопечнинской и чернокаменной свит

сылвицкой серии верхнего венда Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория.

Установлено, что в составе туфов доминируют обломки вулканических пород (базальтов или андезито-базальтов) и кристаллов плагиоклазов, а также фрагменты вулканического стекла. По соотношению указанных компонентов туфы классифицируются как витро-кристалло- или кристалло-витро-кластические, а также кристалло- или лито-кристалло-кластические. Многие обломки стекла пористые, причем у вскрытых пор сохранились острые края, что нами рассматривается как свидетельство их пирокластического происхождения, исключаящее существенную переработку осадка в водной среде.

Данные дифрактометрических исследований тонкой ( $< 0,001$  мм) фракции из туфовых прослоев, указывают на присутствие в ней существенного (более 20 %) количества смешаннослойных образований типа смектит-иллит. Во вмещающих туфовые прослои аргиллитах разбухающая фаза отсутствует.

По сравнению с вмещающими аргиллитами, туфовые прослои характеризуются заметно меньшими значениями  $\lg(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$  и, иногда, более высокими величинами  $\lg[\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}]/\text{K}_2\text{O}$ ; это, также как и данные микропетрографических наблюдений, показывает, что в составе туфов преобладает пирокластическая основная или среднего состава. Данный вывод подтверждается результатами анализа значений и соотношений в туфовых прослоях и вмещающих их образованиях ряда литохимических модулей (НКМ, КМ, ТМ, НКМ, ФМ и ЖМ).

В отличие от вмещающих аргиллитов туфы в большинстве случаев характеризуются существенно более низкими значениями отношения  $La_N/Yb_N$ , ярко выраженным деплетированием тяжелых РЗЭ и меньшим, чем в обычных осадочных образованиях (РААС и т.п.), деплетированием легких РЗЭ. Вкупе с весьма небольшой величиной отрицательной европиевой аномалии это опять-таки указывает на преимущественно базитовый состав пирокластического компонента в туфовых прослоях и хорошо согласуется с данными микропетрографических и литохимических исследований.

U-Pb SHRIMP II датирование цирконов из туфового прослоя позволило впервые установить возраст вмещающих их отложений нижней части чернокаменной свиты в разрезе по р. Межевой Утке, составивший  $557 \pm 13$  млн. лет ( $\pm 2\sigma$ , MSWD = 0,18). Представляется весьма вероятной корреляция полученного нами U-Pb возраста цирконов с возрастом гранитоидов из фундамента Печорской впадины ( $557 \pm 6$  млн. лет), маркирующих, по данным [Pease et al., 2004], кадомскую островную дугу на северо-востоке палеоконтинента Балтика. Наличие в разрезе сылвицкой серии туфовых прослоев является дополнительным аргументом в пользу корреляции названной серии с верхневендскими отложениями Верхнекамской впадины (ласьвинский комплекс) и Мезенской впадины (лямицкая, верховская, зимнегорская и ергинская свиты), среди которых, как отмечалось выше, туфовые (пепловые) прослои и пачки достаточно многочисленны.

Авторы искренне признательны за помощь в проведении микрофотосъемки образцов Е.С. Шагалову, а также Н.Г. Сапожниковой, Н.П. Горбуновой, Г.М. Ятлук, Г.С. Неупкоевой и В.П. Власову за выполнение комплекса аналитических работ.

*Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант 03-05-64121), NERC (грант NER/A/2001/01049) и Программы № 8 Отделения наук о Земле РАН.*

### Список литературы

Алиев М.М., Морозов С.Г., Постникова И.Е. и др. Геология и нефтегазоносность рифейских и вендских отложений Волго-Уральской провинции. М.: Недра, 1977. 157 с.

Аксенов Е.М. О вендском комплексе на востоке Русской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 9. С. 81-91.

Аксенов Е.М., Баранов В.В., Диденко А.Н. и др. Стратиграфия и основные этапы развития верхнепротерозойских палеобассейнов Волго-Уральской провинции // Стратиграфия, палеонтология и перспективы нефтегазоносности рифея и венда восточной части Восточно-Европейской платформы. Уфа: УНЦ РАН, 1999. С. 3-12.

Аксенов Е.М., Власов В.В., Волкова С.А. К палеогеографии валдайской серии северо-востока Волго-Камского края // Новые данные по геологии и нефтеносности Волго-Камского края. Казань: ГИ Мингео СССР, 1971. С. 346-353.

Аксенов Е.М., Волкова С.А. Вулканогенно-осадочные горизонты редкинской свиты валдайской серии // Докл. АН СССР. 1969. Т. 188. № 3. С. 635-638.

Аксенов Е.М., Иголкина И.С. О выделении редкинской свиты валдайской серии на севере Русской платформы // Изв. вузов. Геология и разведка. 1969. № 8. С. 22-25.

Аксенов Е.М., Келлер Б.М., Соколов Б.С. и др. Общая схема стратиграфии верхнего докембрия Русской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 12. С. 17-34.

Балашова М.М., Ильиных А.П. Стратиграфическое положение вендских отложений Пермского Прикамья в региональной корреляционной схеме верхнего докембрия // Геология и нефтегазоносность Пермского Прикамья. Пермь: Пермское кн. изд-во, 1967. С. 156-161.

Балашова М.М., Морозов С.Г. Особенности геологического строения и перспективы нефтегазоносности рифейских и вендских отложений востока Русской платформы // Геология и нефтегазоносность севера Урало-Поволжья. Пермь: Пермкнигоиздат, 1973. С. 141-150.

Беккер Ю.Р. Обоснование выделения венда на Урале // Доордовикская история Урала. Вып. 2. Стратиграфия. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 33-47.

Борхвардт Д.В., Фелицын С.Б. Геохимия вулканических туфов редкинского горизонта верхнего венда Русской платформы // Вулканология и сейсмология. 1992. № 1. С. 33-45.

Брунс Е.П. Северо-западные, центральные и северные районы // Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 22-46.

Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы / Отв. ред. Б.С. Соколов, М.А. Федонкин. М.: Наука, 1985. 237 с.

Гаррелс Р., Маккензи Ф. Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974. 272 с.

Гражданкин Д.В. Строение и условия осадконакопления вендского комплекса в Юго-Восточном Беломорье // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 4. С. 3-34.

## ПЕПЛОВЫЕ ТУФЫ В ОТЛОЖЕНИЯХ СЫЛВИЦКОЙ СЕРИИ

- Гражданкин Д.В., Бронников А.А.* Новое местонахождение остатков поздневендских мягкотелых организмов на Онежском полуострове // Доклады АН. 1997. Т. 357. № 6. С. 792-796.
- Горбунова Л.И.* Новые данные о вулканогенных породах в бавлинской свите Русской платформы // Докл. АН СССР. 1963. Т. 149. № 2. С. 385-387.
- Дриц В.А., Звягин Б.Б.* О содержании понятия серицит // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 5. С. 69-87.
- Иванова З.П.* Сопоставление додевонских отложений восточных и центральных областей Русской платформы // Стратиграфия, литология, фауны и фауна верхнего протерозоя и палеозоя Волго-Уральской нефтегазоносной области. М.: Недра, 1966. С. 6-13.
- Карта докембрийских формаций Русской платформы и ее складчатого обрамления (со снятыми фанерозойскими отложениями). М-б 1 : 2500 000. Объяснительная записка / Отв. ред. Ю.Р. Беккер. Л.: ВСЕГЕИ, 1983. 172 с.
- Кирсанов В.В.* Вендские отложения Центральных районов Русской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 12. С. 55-65.
- Кирсанов В.В.* К вопросу о стратиграфии и корреляции отложений вендского комплекса на восточной окраине Русской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1968. № 6. С. 86-103.
- Кирсанов В.В., Шибалин А.И.* Геохимические особенности отложений валдайской серии верхнего венда Московской синеклизы // Геология нефти и газа. 1970. № 12. С. 21-25.
- Клюжина М.Л.* Вендская система на Урале: региональные стратоны и характер границ // Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Уфа: ИГ БНЦ УрО АН СССР, 1990. С. 62-64.
- Клюжина М.Л.* Вендская система Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 60 с.
- Клюжина М.Л.* К стратиграфии верхней части ашинской свиты Среднего Урала по данным литологического изучения // Стратиграфия и фауна палеозоя Урала. Сборник по вопросам стратиграфии № 7. Свердловск: УФАН СССР, 1963. С. 31-51.
- Клюжина М.Л.* Этапы осадконакопления докембрийской и раннепалеозойской истории Урала // Стратиграфия и литология докембрийских и раннепалеозойских отложений Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. С. 9-22.
- Клюжина М.Л., Курбацкая Ф.А.* Состав и условия образования ашинской серии Среднего Урала // Литология и полезные ископаемые. 1970. № 3. С. 74-86.
- Корнилова А.Ю.* Геохимические особенности кристалло-кластических туфов сылвицкой серии венда в бассейне р. Усьва (Средний Урал) // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Т. I. Тез. докл. 38 тектонического совещ. М.: ГЕОС, 2005. С. 316-319.
- Корнилова А.Ю., Бушарина С.В., Сапожникова Н.Г.* О составе «пепловых» прослоев из отложений сылвицкой серии в бассейне р. Усьва (Средний Урал) // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей. Мат-лы междунар. конф. «Х Чтения А.Н. Заварицкого». Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2004. С. 471-476.
- Курбацкая Ф.А.* К вопросу о сопоставлении немых толщ западного склона Среднего и Северного Урала // Геология и петрография западного Урала. Пермь: Изд-во Пермского госуниверситета, 1970. С. 135-138.
- Курбацкая Ф.А., Рыбальченко Т.М., Савченко С.В.* Атлас микрофотографий терригенных и эксплозивно-инъекционных пород западного склона Северного и Среднего Урала. Пермь: Изд-во ОГУП Соликамская типография, 2001. 124 с.
- Кутуков А.В.* К вопросу дробного стратиграфического расчленения досреднедевонских отложений Пермского Приуралья в связи с их нефтеносностью // Новые данные о геологическом строении и нефтегазоносности Пермского Прикамья. Пермь: Пермское кн. изд-во, 1966. С. 212-224.
- Лагутенкова Н.С.* Следы вулканической деятельности в отложениях верхнебавлинской серии Пермской области и Башкирской АССР // Докл. АН СССР. 1963. Т. 150. № 6. С. 1352-1355.
- Лагутенкова Н.С., Чепикова И.К.* Верхнедокембрийские отложения Волго-Уральской области и перспективы их нефтегазоносности. М.: Наука, 1982. 110 с.
- Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Крупенин М.Т.* Чернокаменная свита бассейна р. Усьва на Среднем Урале (особенности строения, седиментология, условия формирования) // Ежегодник-2003. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2004. С. 65-86.
- Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Крупенин М.Т., Корнилова А.Ю.* Строение разрезов и фациальные особенности отложений венда в бассейне р. Межевая Утка (западный склон Среднего Урала) // Ежегодник-2004. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2005. С. 73-87.
- Младших С.В., Аблизин Б.Д.* Стратиграфия верхнего докембрия западного склона Среднего Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 2. С. 67-80.
- Островский М.И.* Основные этапы формирования и перспективы нефтегазоносности центральных областей Русской платформы // Геология и перспективы нефтегазоносности центральных областей Русской платформы. М.: ВНИГНИ, 1970. С. 3-124.
- Петров Г.А., Маслов А.В., Ронкин Ю.Л.* Допалеозойские магматические комплексы Кваркушко-Каменногорского антиклинория (Средний Урал): новые данные по геохимии и геодинамике // Литосфера. 2005. № 4. С. 42-69.
- Постникова И.Е.* Верхний докембрий Русской плиты и его нефтеносность. М.: Недра, 1977. 222 с.

- Рифей и венд Европейского Севера СССР / В.Г. Гецен, В.А. Дедеев, Г.Н. Акимова и др. Сыктывкар: Коми ФАН СССР, 1987. 124 с.
- Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П., Голик С.В. и др. Мультиэлементный анализ геологических образцов кислотным разложением и окончанием на HR ICP-MS Element2 // Ежегодник-2004. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2005а. С. 423-433.
- Ронкин Ю.Л., Матуков Д.И., Пресняков С.Л. и др. «In situ» U-Pb SHRIMP датирование цирконов нефелиновых сиенитов Бердяшского массива (Южный Урал) // Литосфера. 2005б. № 1. С. 135-142.
- Саркисян С.Г., Лагутенкова Н.С. Минералого-петрографическая характеристика досреднедевонских отложений Пермской области // Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 146-158.
- Солонцов Л.Ф., Хоментовский В.В., Аксенов Е.М. Основные черты стратиграфии верхнего докембрия Восточно-Европейской платформы и его возможные аналоги на Сибирской платформе // Аналоги вендского комплекса в Сибири. М.: Наука, 1975. С. 207-224.
- Станковский А.Ф., Веричев Е.М., Гриб В.П., Добейко И.П. Венд юго-восточного Беломорья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 2. С. 78-87.
- Станковский А.Ф., Веричев Е.М., Константинов Ю.Г. и др. Первая находка эффузивов среди ронкинских отложений венда на севере Русской платформы // Доклады АН СССР. 1977. Т. 234. № 3. С. 661-664.
- Стратиграфическая схема рифейских и вендских отложений Волго-Уральской области. Объяснительная записка. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2000. 81 с.
- Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология / Отв. ред. Б.М. Келлер, Н.М. Чумаков М.: Наука, 1983. 184 с.
- Фелицын С.Б., Сочава А.В. Eu/Eu\* в аргиллитах верхнего венда Русской платформы // Докл. АН. 1996. Т. 351. № 4. С. 521-524.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Мерц А.В., Беляев А.А. Петрохимическая диагностика вулканогенных продуктов в черносланцевых отложениях Пай-Хоя // Геохимия. 1984. № 6. С. 868-882.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Шулепова А.Н., Лавренко Н.С. Геохимическая диагностика вулканогенного материала в черносланцевых отложениях Лемвинской зоны Урала // Геохимия. 1986. № 10. С. 1464-1476.
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M. et al. TEMORA 1: a new zircon standard for U-Pb geochronology // Chem. Geol. 2003a. V. 200. P. 155-170.
- Black L.P., Kamo S.L., Williams I.S. et al. The application of SHRIMP to Phanerozoic geochronology: a critical appraisal of four zircon standards // Chem. Geol. 2003b. V. 200. P. 171-188.
- Ludwig K.R. Isoplot/Ex ver. 2.49. Berkeley Geochronology Center. Spec. Publ. 2001. № 1a. 55 p.
- Ludwig K.R. SQUID 1.00. A User's Manual. Berkeley Geochronology Center. Spec. Publ. 2000. № 2. 22 p.
- Martin M.W., Grahdankin D.V., Bowring S.A. et al. Age of Neoproterozoic bilaterian body and trace fossils, White Sea, Russia: Implications for Metazoan evolution // Science. 2000. V. 288. P. 841-845.
- Pease V., Dovshikova E., Belyakova L., Gee D.G. Late Neoproterozoic granitoid magmatism in the Pechora Basin basement, NW Russia: geochemical constraints indicate westward subduction beneath NE Baltica // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. London Geol. Soc., Memoirs. 2004. V. 30. P. 75-85.

Рецензент доктор геол.-мин. наук С.Б. Фелицын