

УДК 551

ИНДЕКСЫ ХИМИЧЕСКОГО ВЫВЕТРИВАНИЯ И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДЛЯ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ (НА ПРИМЕРЕ РАЗРЕЗА ВЕНДА–НИЖНЕГО КЕМБРИЯ ПОДОЛЬСКОГО ПРИДНЕСТРОВЬЯ)

© 2023 г. А. В. Маслов^а, *, В. Н. Подковыров^б, **

^аГеологический институт РАН,

Пыжжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

^бИнститут геологии и геохронологии докембрия РАН,
наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034 Россия

*e-mail: amas2004@mail.ru

**e-mail: vpodk@mail.ru

Поступила в редакцию 09.11.2021 г.

После доработки 27.12.2021 г.

Принята к публикации 02.11.2022 г.

В статье представлен обзор различных индексов/индикаторов (индексы Фогта, Паркера, ГМ, SA, CIA, CIW, PIA, MIA и др.), используемых при исследовании профилей/кор выветривания и реконструкции палеоклиматических обстановок накопления осадочных последовательностей. Возможности их продемонстрированы на примере терригенных отложений венда–нижнего кембрия Подольского Приднестровья (юго-западный склон Украинского щита). Распределение значений индекса ba_1 в данном разрезе указывает на присутствие наиболее преобразованного процессами химического выветривания материала в составе аргиллитов нагорянской, нижней части даниловской и средней части студеницкой свит. Для аргиллитов даниловско-збручского интервала значения ГМ близки к GM_{PAAS} . Для пород ярышевско-нагорянского интервала значения ГМ несколько выше, а для аргиллитов нижней части ярышевской свиты, сопоставимы с теми, что свойственны континентальным глинам жаркого тропического климата. Среднее значение индекса SA для аргиллитов всего разреза равно 5.6 ± 0.7 . Аргиллиты грушкинско-нагорянского интервала, где $SA < SA_{PAAS}$, сложены более выветрелым материалом. Величины WIP в аргиллитах могилевской и ярышевской свит, а также верхов збручской свиты, отвечают интервалу их значений между PAAS и средним архейским гранитом. Глинистые породы других свит имеют значения $WIP \leq WIP_{PAAS}$. Величина $CIA_{\text{среднее}}$ для аргиллитов равна 71 ± 4 , что практически соответствует ее значению (70), разделяющему отложения холодного/аридного и теплогумидного климата. Вариации индекса CIW по разрезу симбатны вариациям CIA. Подавляющее большинство аргиллитов характеризуется значениями $PIA > PIA_{PAAS}$. Величина $CRA_{\text{среднее}}$ (91 ± 4) принципиально не отличается от той, что характерна PAAS. Приведенные и другие данные показывают, что на основе интерпретации свойств тонкозернистым обломочным породам значений различных индексов химического выветривания, палеоклимат, существовавший в венде–раннем кембрии на территории Подольского Приднестровья, может рассматриваться как умеренный или теплый гумидный. Сопоставление свойств аргиллитам величин CIA с их значениями в тонкой взвеси современных рек дает основание предполагать, что климат венда и раннего кембрия напоминал современные сухой и гумидный субтропический или сухой тропический с элементами гумидного.

Ключевые слова: индикаторы/индексы химического выветривания, глинистые породы, венд, нижний кембрий, Подольское Приднестровье.

DOI: 10.31857/S0024497X22700033, EDN: IFYSEU

Климат является одним из основных факторов, определяющих общий облик осадочных ассоциаций. Климатический тип осадочного процесса в значительной мере контролирует специфику дифференциации вещества на поверхности нашей планеты [Страхов, 1960–1962, 1963, 1968

и др.; Сеницын, 1980; Методы ..., 1985; Ясаманов, 1985; Холодов, 1993; Тимофеев, 1992, 2000; Климат ..., 2004 и др.]. Учет его имеет существенное значение при реконструкции обстановок формирования как фанерозойских, так и докембрийских осадочных последовательностей, однако в послед-

нем случае расшифровка климатических обстановок накопления терригенных и карбонатных осадков сталкивается со значительными трудностями. Большинство исследователей в настоящее время не без основания считают, что для достоверной реконструкции климата докембрия необходимо использование как литологических, так и литогеохимических данных. Краткий обзор основных приемов, подходов и методов реконструкции палеоклимата, его лито- и геохимических индикаторов дан нами в публикации [Маслов и др., 2003].

Авторы не впервые обращаются к проблеме палеоклиматических реконструкций. Так, например, в работе [Маслов и др., 2003] выполнено сопоставление палеоклиматических данных, полученных литологическими и литогеохимическими методами для стратотипа рифея. В целом, они имеют достаточно хорошую сходимость, однако, для отдельных уровней названного разреза прямо противоположны. Связано это, скорее всего, с недооценкой процессов рециклинга и некорректным перенесением выводов, полученных для отложений первого цикла (first cycle sediments) на образования с заметной долей переотложенного/литогенного материала (second cycle sediments).

В публикациях [Маслов, 2010а, 2010б] рассмотрены литохимические особенности гляциогенных и связанных с ними осадочных образований различных регионов мира. Сопоставление валового химического состава докембрийских диамиктитов с составом среднего постархейского австралийского глинистого сланца (PAAS, [Taylor, McLennan, 1985]) позволило установить, что они не имеют каких-либо специфических литохимических характеристик, однозначно свидетельствующих в пользу формирования их в условиях холодного климата. Это ведет к предположению, что используемый при различных палеоклиматических реконструкциях индекс химического изменения (CIA, [Nesbitt, Young, 1982]) (см. далее) следует рассматривать как важный, но все же вспомогательный инструмент, так как значения его определяются в основном локальными факторами.

Изучение литохимических характеристик глинистых пород венда Непско-Ботуобинской антеклизы и Лено-Жуинского района Южной Сибири позволило установить, главным образом по присутствию им величинам CIA, что они сформированы за счет продуктов размыва континентальных кор выветривания умеренного и семиаридного климата [Подковыров и др., 2015; Котова и др., 2016 и др.].

В статье [Маслов и др., 2016] проанализированы палеоклиматические особенности формирования глинистых пород верхнего докембрия Южного Урала. Показано, что среди них преоблада-

ют “тектоносиликат-доминирующие” глинистые породы. Это, а также характер изменения средних значений K_2O/Al_2O_3 , не подтверждает гипотезу М. Кеннеди с соавторами [Kennedy et al., 2006], связывающую рост содержания свободного O_2 в атмосфере позднего рифея и венда с активизацией процесса извлечения глинами из биосферы органического углерода. Рассчитанные для глинистых пород средние величины ряда литогеохимических параметров дали основание считать, что в целом интенсивность процессов выветривания на палеоводосборах во время накопления осадочных последовательностей верхнего докембрия Южного Урала была невысокой.

В перечисленных и других публикациях мы в основном оперировали значениями индекса CIA, тогда как в литературе известно значительное число других индексов/индикаторов интенсивности выветривания и палеоклимата. Как правило, они отражают избирательное удаление из кор выветривания растворимых/подвижных элементов и относительное обогащение их элементами неподвижными/нерастворимыми [Yang et al., 2004 и ссылки там]. Наиболее широко в последние десятилетия для палеоклиматических реконструкций используются индексы WIP [Parker, 1970], CIA [Nesbitt, Young, 1982], CIW [Harnois, 1988], PIA [Fedot et al., 1995], а также — α_E и $\alpha_{Al}E$ [Gaillardet et al., 1999; Garzanti et al., 2013]. Однако будучи основанными на валовом химическом составе отложений, они отражают преимущественно интегральную историю выветривания комплексов пород, слагающих конкретный водосбор, а не непосредственно условия выветривания во время эрозии, переноса и осаждения отложений [Shao, Yang, 2012; Guo et al., 2018].

В случаях крупных водосборов, сложенных разнообразными породами-источниками тонкой алюмосиликокластики, даже речные отложения, т.е. фактически накапливающиеся внутри них, представляются преимущественно материалом, минеральный и химический состав которого отражает параметры и современного, и предшествующего выветривания, а также диагенетической (в широком смысле слова) переработки осадков [Gaillardet et al., 1999; Viers et al., 2009; Dellinger et al., 2014; Garzanti, Resentini, 2016; Guo et al., 2018; Dinis et al., 2020 и ссылки там]. Вычленив “финальный” климатический сигнал из последовательной их цепочки — одна из наиболее сложных задач осадочной геохимии [Cox et al., 1995; Gaillardet et al., 1999; Garzanti et al., 2013]. Возможные подходы к решению названной проблемы намечены в публикациях Э. Гарзанти с соавторами, но они все еще нуждаются в верификации. В морских же обстановках климатический сигнал может быть потерян даже в тонкозернистых осадках, так как здесь разделение минералов по размеру,

привнос аллохтонного материала из областей иного климата, а также аутигенное минералообразование заметно меняют состав глинистых осадков [Dinis et al., 2020].

В настоящей работе предпринята попытка суммировать данные о различных индексах выветривания и рассмотреть результаты реконструкции палеоклимата, получаемые с помощью некоторых из них, на примере хорошо литологически изученного разреза венда и нижнего кембрия Подольского Приднестровья¹ (волынская, могилев-подольская, каниловская и балтийская серии).

ИНДЕКСЫ/ИНДИКАТОРЫ ХИМИЧЕСКОГО ВЫВЕТРИВАНИЯ

В публикации [Duzgoren-Aydin et al., 2002] проанализировано более 30 (и это еще не все их количество) различных индексов химического выветривания, а также рассмотрено их поведение в рамках профиля выветривания, сформированного в субтропиках (район Гонконга) на кислых пирокластических породах. Ниже мы частично используем полученные названными специалистами выводы, а также привлекаем информацию из работ [Rocha Filho et al., 1985; Irfan, 1999; Price, Velbel, 2003; Ban et al., 2017; Ceryan, 2018; Nađłonek, Wojakowska, 2018; Marques et al., 2020]. В основном индексы предложены для исследования процессов выветривания пород кислого и (или) среднего состава во влажных, хорошо дренируемых обстановках [Ruxton, 1968; Irfan, 1996]. Для пород основного состава таких индикаторов существенно меньше. Некоторые индексы, например, индекс Паркера [Parker, 1970], считаются применимыми для всех пород. Большинство индексов рассчитывается по молекулярным количествам оксидов; там, где это делается иначе, далее оговорено особо.

“Абсолютные” индексы выветривания (“Absolute” weathering indices: 1) $(A_w C_f)/(A_f C_w) - 100 = \% \text{ потеря}$; 2) $A_f - A_w C_f/C_w$. Здесь А и С – мас. % подвижного и неподвижного компонентов, w – выветрелый образец/материал, f – свежий образец/материал) предложены в публикации [Merrill, 1906]. Для расчета их необходимо знать состав материнских пород [Ruxton, 1968]. Считается [Reiche, 1943; Duzgoren-Aydin et al., 2002], что положенные в основу названных индексов представления необоснованны.

В работе [Narrassowitz, 1926] предложена серия различных индикаторов выветривания – индексы SA, K_g, Ba, ba₁, ba₂, ba₃, B и β. Индекс SA (Silica to Aluminium) имеет вид SiO_2/Al_2O_3 . По представ-

лениям [Ruxton, 1968], он может использоваться для пород среднего состава в гумидных обстановках. Напротив, авторы публикации [Rocha Filho et al., 1985] считают возможным применять его при исследовании пород основного состава, а в работах [Irfan, 1996, 1999] предполагается, что это хороший индикатор химического выветривания вулканических пород и гранитоидов. В то же время, как показано в работе [Duzgoren-Aydin et al., 2002], корреляция между SA и степенью выветривания кислых туфов в гумидном профиле выветривания в Гонконге плохая. При использовании индекса SA следует иметь в виду, что его “обратная форма” – Al_2O_3/SiO_2 в речных осадках часто имеет положительную корреляцию со средним размером зерен и долей глинистой фракции [Guo et al., 2018]. С ростом интенсивности выветривания величина SA снижается, но не линейно (рис. 1а). Индекс K_g (Sesquioxide ratio, $SiO_2/(Al_2O_3 + Fe_2O_3)$), по мнению авторов работы [Rocha Filho et al., 1985], должен применяться при исследовании зрелых остаточных продуктов выветривания с высоким содержанием глин. В публикации [Duzgoren-Aydin et al., 2002] показано, что корреляция между K_g и степенью выветривания кислых туфов плохая. Индекс Ba (Potassium–Sodium–Calcium to Aluminium ratio) имеет вид $(K_2O + Na_2O + CaO)/Al_2O_3$. При исследовании профиля выветривания на кислых туфах Гонконга отмечена хорошая корреляция его со степенью выветривания субстрата (см. рис. 1б). Это же характерно для индексов ba₁ (Potassium–Sodium to Aluminium ratio) – $(K_2O + Na_2O)/Al_2O_3$ и ba₃ (Potassium–Sodium–Magnesium to Aluminium ratio) – $(K_2O + Na_2O + MgO)/Al_2O_3$ (см. рис. 1в). Чем меньше значения указанных индексов, тем более выветрелым является исследуемый субстрат. Индекс ba₂ (Calcium–Magnesium to Aluminium ratio, $(CaO + MgO)/Al_2O_3$), напротив, имеет со степенью изменения субстрата плохую корреляцию. Индекс B (Parent normalized ba ratio, $I_{\text{выветрелый}}/I_{\text{свежий}}$, где $I = (K_2O + Na_2O + CaO)/Al_2O_3$), характеризуется хорошей корреляцией со степенью изменения выветриванием материнских пород [Duzgoren-Aydin et al., 2002]. Индекс β (Lixiviation index, индекс выщелачивания) имеет вид $-I_{\text{выветрелый}}/I_{\text{свежий}}$, где $I = (K_2O + Na_2O)/Al_2O_3$. По мнению авторов публикации [Rocha Filho et al., 1985], данный индикатор целесообразно применять к остаточным продуктам выветривания гранитоидов. В работах [Irfan, 1996, 1999], напротив, обосновывается непригодность индекса β для исследования выветривания гранитов и почв. В то же время, по данным [Duzgoren-Aydin et al., 2002], между степенью изменения кислых туфов и величинами β корреляция хорошая.

Т. Фогт [Vogt, 1927] предложил для оценки зрелости отложений Остаточный индекс, получив-

¹ Мы используем этот термин, так как он широко известен специалистам по монографии [Вендская ..., 1985].

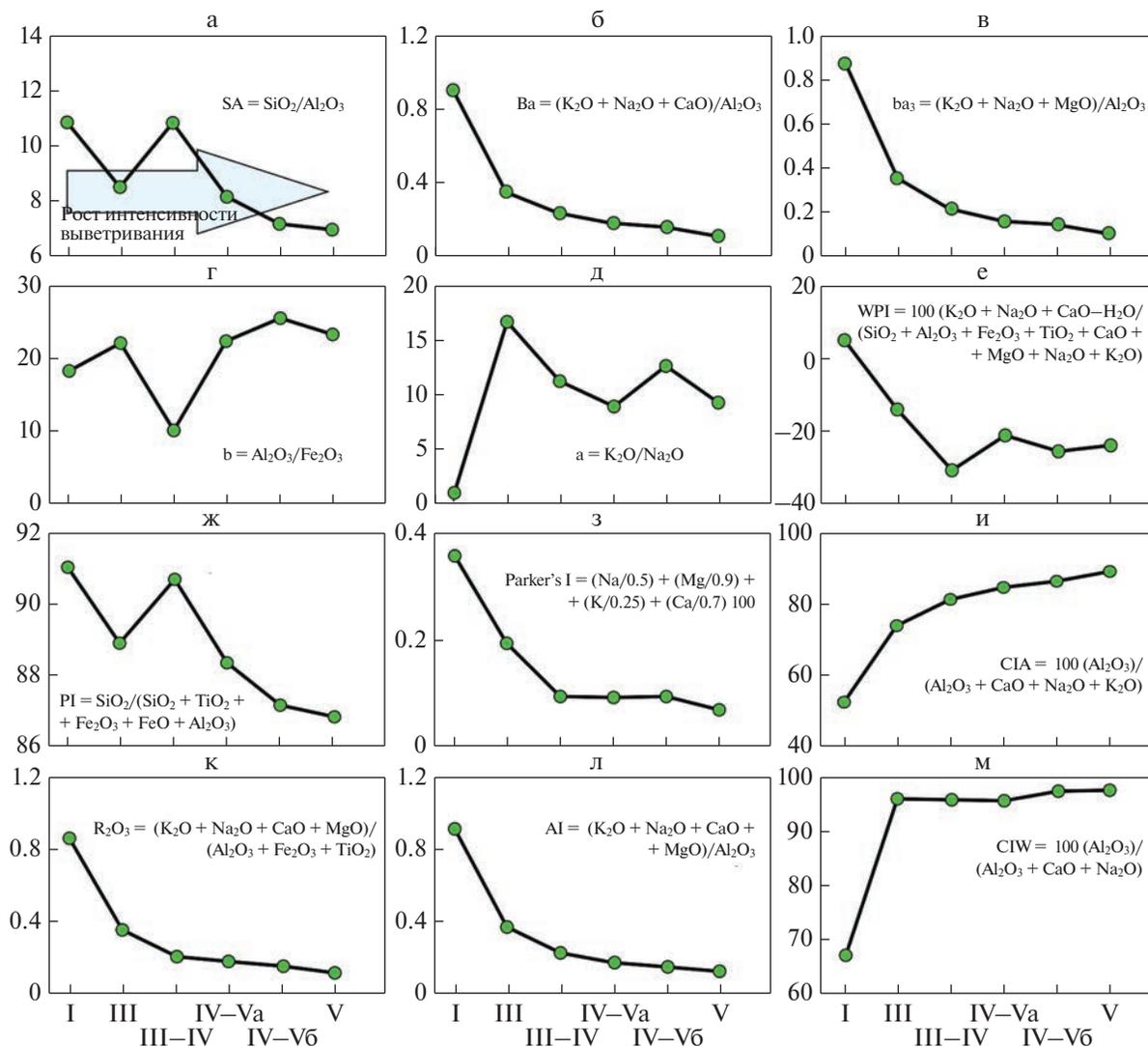


Рис. 1. Вариации значений ряда индексов в коре химического выветривания (мощность ~10 м), образованной по кислым туфам в окрестностях Гонконга, по данным [Duzgoren-Aydin et al., 2002] с некоторыми изменениями. I – невыветрелый/свежий материал; III – умеренно выветрелый материал; III–IV – зона сильно или полностью измененного плагиоклаза; IV–Va – зона сильно или полностью измененных калиевых полевых шпатов; IV–V6 – зона, где очертания первичных компонентов выявляются благодаря неравномерной пропитке гидроксидами железа; V – зона с существенным количеством полуторных оксидов.

ший позднее его имя (Vogt's Residual Index, $V = (Al_2O_3 + K_2O) / (MgO + CaO + Na_2O)$). Предполагается, что содержание калия при выветривании неизменно [Haskins, 2006]. Высокие значения индекса Фогта указывают на сильное выветривание и наоборот.

В публикациях [Jenny, 1931, 1941] использован ряд индикаторов процессов выветривания: индексы a, b, SF, Silica : R_2O_3 , а также Фактор выщелачивания (Leaching factor). Индекс "a" (Potassium to Sodium ratio, K_2O/Na_2O), по мнению [Ruxton, 1968], не отражает происходящих при выветривании изменений. На плохую корреляцию величины индекса "a" и степени изменения субстрата

указывают и авторы публикации [Duzgoren-Aydin et al., 2002]. Индекс "b" (Aluminium to Iron ratio, Al_2O_3/Fe_2O_3) как и индекс "a", плохо соотносится со степенью преобразования процессами выветривания кислых туфов Гонконга [Duzgoren-Aydin et al., 2002] (см. рис. 1г, д). Это характерно также для индексов SF (Silica to Iron ratio, SiO_2/Fe_2O_3) и Silica : $R_2O_3 - SiO_2 / (Al_2O_3 + Fe_2O_3 + TiO_2)$. Фактор выщелачивания – $I_{\text{выветрелый}} / I_{\text{свежий}}$, где $I = (K_2O + Na_2O) / SiO_2$, считается хорошо отражающим влияние выветривания на субстрат любой природы [Birkeland, 1984; Duzgoren-Aydin et al., 2002].

В работе [Reiche, 1943] предложены Потенциальный индекс выветривания (Weathering poten-

tial index, WPI, $100 \cdot (K_2O + Na_2O + CaO - H_2O^+) / (SiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3 + TiO_2 + CaO + MgO + Na_2O + K_2O)$) и Индекс продуктивности (Product index, PI, $100 \cdot SiO_2 / (SiO_2 + TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO + Al_2O_3)$). По мнению [Irfan, 1996, 1999], оба индекса – хорошие индикаторы химического выветривания вулканических пород и гранитов. Напротив, по данным [Duzgoren-Aydin et al., 2002], между величинами WPI и PI и степенью преобразования кислых вулканических туфов наблюдается плохая корреляция (см. рис. 1е, ж).

В публикации [Short, 1961] на основе индекса WPI введен Индекс выветривания (Weathering index, WI), рассчитываемый по формуле $I_{\text{выветрелый}} / I_{\text{свежий}}$, где $I = (K_2O + Na_2O + CaO - H_2O^+) / (SiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3 + TiO_2 + CaO + MgO + Na_2O + K_2O)$. Для интенсивно выветрелых образований значения WI составляют от 0.00 до 0.20, для слабо выветрелых – 0.80–1.00. Как указывают авторы обзора [Duzgoren-Aydin et al., 2002] между WI и степенью преобразования кислых туфов Гонконга корреляция плохая.

Индекс Al/Si или Al_2O_3/SiO_2 , как некая мера глинистости, предложен в публикации [Ruxton, 1968]. Позднее он получил название Коэффициент Ракстона (R) [Chittleborough, 1991]. По мнению его автора, индекс R лучше всего подходит для исследования профилей выветривания на однородных породах кислого и среднего состава. Оксид алюминия считается при этом неподвижным. В целом, величина R хорошо коррелирует с потерей общего количества элементов [Price, Velbel, 2003]. Этот индекс широко применяется в работах разных исследователей (см., например, [Retallack et al., 2000; Prochnow et al., 2006; Hamer et al., 2007; Sheldon, Tabor, 2009]), однако его использование имеет ряд ограничений. Одна из основных проблем при использовании коэффициента R состоит в том, что часто трудно оценить добавку к осадкам эолового кремнезема [Sheldon, Tabor, 2009].

Индекс Паркера (Parker's Index, PI), или Индекс выветривания Паркера (Weathering index of Parker, WIP = $100 \times (Na/0.35 + Mg/0.9 + K/0.25 + Ca/0.7)$), предложен в работе [Parker, 1970]. В нем используется соотношение щелочных и щелочноземельных металлов (натрия, калия, магния и кальция) – наиболее подвижных из основных породообразующих компонентов. При применении индекса Паркера отпадает необходимость предполагать, что оксид алюминия является неподвижным/неподвижным. Он также учитывает индивидуальную подвижность элементов исходя из прочности их связи с кислородом. Считается, что индекс WIP может использоваться при исследовании процессов выветривания всех типов магматических пород. Однако его примене-

ние к таким образованиям как осадочные феррикреты и бокситы вряд ли будет успешным [Eswaran et al., 1973; Price, Velbel, 2003]. Так как в формуле WIP присутствуют исключительно подвижные элементы, то его значения могут сильно отличаться от тех, что свойственны материнской породе. В целом индекс выветривания Паркера рассматривается многими специалистами как наиболее приемлемый инструмент для изучения процессов выветривания метаосадочных пород [Price, Velbel, 2003]. По данным [Duzgoren-Aydin et al., 2002], между степенью изменения кислых туфов Гонконга и индексом Паркера наблюдается хорошая корреляция (см. рис. 1з). Как показано в работе [Garzanti et al., 2013], на величину WIP влияет разбавление кварцем. Это ведет к переоценке степени выветривания богатых кварцем отложений.

Абсолютный индекс выветривания (Absolute weathering index) впервые использован в публикации [Nesbitt, 1979] при анализе процессов миграции редкоземельных элементов при выветривании девонских гранодиоритов юго-восточной Австралии. “Процент изменения” (% change) рассчитывается на основе мас. % по формуле $(X_{\text{образец}} / I_{\text{образец}}) / (X_{\text{материнская порода}} / I_{\text{материнская порода}}) - 1 \times 100$, где X – любой элемент, а I – элемент, рассматривающийся как неподвижный, например, Ti [Nesbitt, Young, 1982].

Б. Кронберг и Г. Несбитт [Kronberg, Nesbitt, 1981] предложили применять для оценки степени выветривания диаграмму $(SiO_2 + CaO + Na_2O + K_2O) / (Al_2O_3 + SiO_2 + Na_2O + K_2O) - (CaO + Na_2O + K_2O) / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)$. Величина $(CaO + Na_2O + K_2O) / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)$ отражает изменение полевых шпатов, сопровождающееся появлением иллита, смектита и других глинистых минералов, тогда как значение отношения $(SiO_2 + CaO + Na_2O + K_2O) / (Al_2O_3 + SiO_2 + CaO + Na_2O + K_2O)$ в основном контролируется содержанием “остаточных” оксидов Al и Si, входящих в состав гиббсита или кварца. Отношение $(CaO + Na_2O + K_2O) / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)$ рядом исследователей (см., например, [Минок и др., 2012]) рассматривается как индекс выветривания B.

Химический индекс изменения (Chemical index of alteration, CIA = $100 \times Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)$) предложен в публикации [Nesbitt, Young, 1982] (CaO^* – здесь оксид кальция, содержащийся в силикатной фракции породы. В случае отсутствия данных о содержании в исследуемых породах CO_2 , поправка на карбонатный Ca делается в соответствии с предположением о том, что молекулярное отношение CaO/Na_2O в силикатном материале, не содержащем карбонатов, не превышает 1 [McLennan, 1993]). Индекс дает ко-

личественную оценку степени выветривания калиевых полевых шпатов и плагиоклазов, соотнося накапливающийся в остаточных продуктах выветривания Al с количеством удаляемых из профилей выветривания Na, Ca и K. Значения CIA от 45 до 55 указывают на практически полное отсутствие выветривания, тогда как значение 100 — результат интенсивного выветривания с полным удалением щелочных и щелочноземельных элементов [McLennan, 1993; Sheldon, Tabor, 2009; Li, Yang, 2010] (см. рис. 1и). Однако, как показано в исследовании [Price, Velbel, 2003], не испытывавшие влияния процессов выветривания высокометаморфизованные породы южных Аппалачей имеют значения CIA ~65–88, и, соответственно, продукты их эрозии будут характеризоваться высокими величинами CIA даже без дополнительного химического выветривания на путях транзита. Многократно переотложенные/рециклированные образования могут иметь значения CIA 60–70; выветривание ведет к еще более высоким величинам данного индекса. Вкупе с диаграммой A–CN–K индекс CIA дает возможность оценить тренды выветривания различных минералов и горных пород [Nesbitt, Young, 1984; Nesbitt, 1992; Babechuk et al., 2014]. Указанная диаграмма позволяет установить накопление K в профилях выветривания, а также добавление K в результате метасоматоза и предметаморфических трансформаций [Fedo et al., 1995]. Индекс CIA широко используется для оценки химического выветривания пород различных водосборных бассейнов [McLennan, 1993; Kalm et al., 1996; Ehrmann, 1998; Hong et al., 2007; Liu et al., 2014; Hessler et al., 2017; Dinis et al., 2020 и др.]. В то же время, он неэффективен при оценке изменений на поздних стадиях выветривания, так как во время латеритизации доминирует вынос кремнезема, а в формуле CIA SiO₂ отсутствует [Babechuk et al., 2014]. Влияние пород-источников сноса на CIA можно оценить по корреляции его с отношениями Sc/Th или Ti/Al, широко используемыми для установления состава пород питающих провинций [Taylor, McLennan, 1985; Passchier, Erukanure, 2010; Chetelat et al., 2013; Guo et al., 2018]. Для минимизации влияния на величину CIA гранулометрического состава пород, при ее расчете часто используются только данные о валовом химическом составе тонкозернистых обломочных/глинистых пород.

Индекс “Bases : alumina ratio” = $(K_2O + Na_2O + CaO + MgO)/Al_2O_3$ предложен в статье [Colman, 1982] для исследования основных и ультраосновных пород. При исследовании метасоматически измененных палеопочв или отложений он потенциально подвержен тем же проблемам, что и CIA. Однако если признаков таких изменений нет, то считается, что данный индекс может использоваться успешно [Sheldon, Tabor, 2009]. С. Колма-

ном предложен и индекс “Bases : R₂O₃ ratio” = $(K_2O + Na_2O + CaO + MgO)/(Al_2O_3 + Fe_2O_3 + TiO_2)$. В работе [Duzgoren-Aydin et al., 2002] показано, что между степенью изменения кислых туфов и обоими индексами существует достаточно хорошая корреляция (см. рис. 1к, л).

В работе [Rocha Filho et al., 1985] описан индекс K ($I_{\text{выветрелый материал}}/X_{\text{неизмененный материал}}$, где $I = SiO_2/Al_2O_3$, $X = (K_2O + Na_2O + CaO)/Al_2O_3$). В этой же публикации как индекс выветривания (индекс b₁) использовано отношение Al₂O₃/TiO₂. Авторами исследования [Duzgoren-Aydin et al., 2002] установлено, что между степенью изменения выветриванием кислых туфов Гонконга и индексами K и b₁ корреляция плохая.

Индекс LOI (= H₂O (как H₂O⁺, так и H₂O⁻, мас. %)) впервые введен в оборот в работе [Sueoka et al., 1985]. По мере усиления выветривания величина LOI увеличивается. В публикациях [Irfan, 1996, 1999] отмечено, что данный параметр хорошо отражает степень изменения процессами выветривания гранитоидов. Применение его к анализу профиля выветривания по кислым вулканическим туфам показало, что между степенью изменения последних и индексом LOI корреляция весьма плохая [Duzgoren-Aydin et al., 2002].

По мнению автора работы [Harnois, 1988], в формулах индексов выветривания не следует использовать K, так как поведение его при выветривании разной силы различно: если выветривание слабое, этот элемент накапливается в остаточных продуктах, при более интенсивном выветривании калий ведет себя как мобильный компонент. В связи со сказанным Л. Арнуа [Harnois, 1988] предложил использовать химический индекс выветривания (Chemical index of weathering, CIW = $100 \times Al_2O_3/(Al_2O_3 + Na_2O + CaO)$). Считается, что, как и индекс CIA, названный показатель является индикатором процессов преобразования полевых шпатов в глины [Nesbitt, Young, 1989; Fedo et al., 1995; Maynard et al., 1995]. По данным, приведенным в публикациях [Irfan, 1996, 1999], индекс CIW не дает хороших результатов при исследовании процессов выветривания гранитоидов. Авторы работы [Duzgoren-Aydin et al., 2002] считают, что он не отражает и степень изменения кислых туфов (см. рис. 1м).

Для терригенных пород (глинистых сланцев, алевролитов и песчаников) с высоким содержанием карбоната кальция в работе [Cullers, 2000] предложен несколько модифицированный химический индекс выветривания (CIW’), в формуле которого отсутствует CaO. Ряд авторов считает, что данный индикатор является наиболее подходящим для оценки степени выветривания лессов [Buggle et al., 2011]. Чтобы избежать путаницы с индексом CIW [Harnois, 1988] новый индекс было

предложено именовать химический индикатор изменения (Chemical Proxy of Alteration, CPA). Расчет CPA ведется по формуле $100 \times \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O})$. Важно подчеркнуть, что, так как в ней нет такого компонента, как CaO^* , то данный индекс свободен от неопределенностей, связанных с его вычислением [Buggle et al., 2011]. Кроме того, в его формуле нет и K_2O , поведение которого в палеопрофилях выветривания, как мы видели выше, в значительной степени варьирует.

Химический индекс выветривания (Chemical weathering index, $\text{CWI} = 100 \times (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{LOI}) / \text{все химические компоненты}$). Впервые описан в работе [Sueoka, 1988]. По мнению автора, он хорошо коррелирует с физическими свойствами подвергающихся выветриванию гранитов и может быть использован в разных климатических условиях — от умеренных до тропических. Однако в исследовании [Duzgoren-Aydin et al., 2002] указано на плохую корреляцию CWI и степени выветривания кислых туфов Гонконга.

При расчете многих индексов химического выветривания предполагается, что Al является неподвижным элементом. Однако часто вынос Al все же происходит (вниз по профилю выветривания) вместе с частицами субмикронной размерности [Chittleborough, 1991]. Использование обычных индексов выветривания в таких ситуациях ведет к ошибочному выводу о том, что горизонты А являются менее выветрелыми, чем горизонты В. Автором указанной публикации предложен индекс выветривания (Weathering Ratio, $\text{WR} = [(\text{CaO} + \text{MgO} + \text{Na}_2\text{O}) / \text{ZrO}_2]$, где ZrO_2 — количество оксида циркония в цирконе), основанный на устойчивых тяжелых минералах во фракции 20–90 мкм. Преимущество его состоит в отсутствии в формуле Al и Si, однако, в целом алгоритм расчета данного индикатора — сложный.

В публикации [Maynard, 1992] для описания процессов выветривания Mg-содержащих минералов введен Mg-индекс, имеющий вид — $100 \times \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$. Автор указывает, что индекс CIA с успехом может применяться как индикатор степени преобразования пород, только если выветривание носит умеренный характер. Также при исследовании кор выветривания часто можно видеть явно повышенные концентрации K_2O , что, скорее всего вызвано процессами диагенеза и циркулирующими в приповерхностных обстановках флюидами [Nesbitt, Young 1989; Duffin et al., 1989]. Следовательно, вместо CIA следует использовать CIA без K_2O (этот индикатор обозначен Дж. Мейнардом как “CIA-K”). При исследовании современных почв значения CIA-K имеют положительную корреляцию с CIA. Mg-индекс не обладает такой корреляцией в случае кислых пород; для основных пород между ним и CIA — корреляция положительная.

Индекс STI (Silica-Titania Index, $100 \times (\text{SiO}_2 / \text{TiO}_2) / [(\text{SiO}_2 / \text{TiO}_2) + (\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3) + (\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{TiO}_2)]$) предложен в работе [De Jayawardena, Izawa, 1994] на основе данных, полученных в результате исследования процессов выветривания метаморфических пород на Шри-Ланке, происходящих в обстановках тропического климата (индекс использован для корреляции степени химического выветривания метаморфических пород в тропиках с их инженерными свойствами). С ростом интенсивности выветривания значения STI снижаются. Так, неизменные гранат-силлиманитовые гнейсы имеют значения STI ~84, а остаточные продукты выветривания по ним — 64–70 [De Jayawardena, Izawa, 1994]. На Шри-Ланке значения STI хорошо коррелируют с величинами индекса Ракстона [Price, Velbel, 2003].

Исходя из того, что при расчете индекса CIW может не учитываться Al, присутствующий в калиевом полевом шпате, авторы публикации [Fedot et al., 1995] посчитали возможным заменить его Плагиоклазовым индексом изменения (Plagioclase Index of Alteration, $\text{PIA} = 100 \times (\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O}) / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O})$). Более высокие значения PIA указывают на более сильное химическое выветривание.

В 1995 г. в публикации [Cox et al., 1995] для оценки степени зрелости поступающей в область седиментации тонкой алюмосиликокластики предложен Индекс изменения состава (Index of Chemical Variation, $\text{ICV} = (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2) / \text{Al}_2\text{O}_3$). Рассчитывается по мас. % оксидов. Незрелые глинистые породы с высоким содержанием неглинистых силикатных минералов или смектита и серицита, имеют значения $\text{ICV} > 1$; такие породы характерны для тектонически активных обстановок и отложений первого седиментационного цикла. Более зрелые глинистые породы с большим количеством собственно глинистых минералов или породы с преобладанием минералов группы каолинита, характеризуются величинами $\text{ICV} < 1$. Они присутствуют в разрезах осадочных толщ, накапливавшихся в спокойных (платформенных) тектонических обстановках при активном рециклировании кластики [Weaver, 1989], но могут формироваться и при интенсивном химическом выветривании петрогенного материала [Barshad, 1966].

Индекс мобильности (Mobiles index, $I_{\text{mob}} = (\text{Mob}_{\text{свежая порода}} - \text{Mob}_{\text{выветрелая порода}}) / \text{Mob}_{\text{свежая порода}}$, где $\text{Mob} = (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})$) использован для характеристики процессов преобразования полевошпат-содержащих изверженных пород, находящихся в условиях хорошего дренирования [Irfan, 1996]. Данный индекс не следует применять при исследовании выветривания основных и ультраосновных пород или для анализа процессов выветривания, приводящих к образованию

сметита и вермикулита [Irfan, 1999]. Между величиной I_{mob} и степенью выветривания кислых туфов авторы работы [Duzgoren-Aydin et al., 2002] установили достаточно хорошую корреляцию.

Индекс степени химического выветривания (Chemical weathering degree index, $CWD = 100 \times (W_w - W_f)/(W_u - W_f)$), здесь W_w – связанная вода (combined water) в выветрелых породах, W_f – то же в свежих породах, W_u – связанная вода в конечных продуктах выветривания. Предложен в работе [Esaki, Jiang, 1999]. Рассчитывается по мас. % оксидов.

Авторы публикации [Gaillardet et al., 1999] ввели понятие индексы выветривания (αE) для подвижных элементов (E). Они рассчитываются на основе сравнения концентраций подвижных элементов с концентрацией немобильного элемента с аналогичными свойствами в образце и в верхней континентальной коре (UCC). Так, например, для Mg индекс $\alpha Mg = [Al/Mg]_{\text{образец}}/[Al/Mg]_{\text{UCC}}$; в качестве немобильного элемента здесь выступает Al. Кроме Al к числу немобильных отнесены Ti, Th, Sm и Nd, поэтому индекс αE может иметь и другой вид, например, $\alpha Na = [Sm/Na]_{\text{образец}}/[Sm/Na]_{\text{UCC}}$. В то же время, как отмечено в работе [Garzanti et al., 2010], индексы, использующие иные, нежели Al, элементы, сильно зависят от процессов гидравлической сортировки, контролирующей концентрацию в отложениях тяжелых минералов. Чтобы избежать получения некорректных значений αE , предложено рассчитывать его только с использованием Al ($\alpha_{Al}E$) [Garzanti et al., 2013; Guo et al., 2018]. При значениях $\alpha_{Al}E > 1$ содержание элемента E обеднено относительно UCC, при $\alpha_{Al}E < 1$ – обогащено. Следует, однако, иметь в виду, что хотя на величины $\alpha_{Al}E$ гидравлическая сортировка и не влияет, этот параметр реагирует на более тонкие эффекты, например, связанные с сортировкой в суспензии [Bouchez et al., 2011; Garzanti et al., 2011]. Для речных вулкано-плутонокластических тонкозернистых илов значения $\alpha_{Al}E$ рассчитываются относительно среднего состава соответствующих магматических пород [Garzanti et al., 2013].

В работе [Юдович, Кетрис, 2000] одним из главных показателей степени химического выветривания пород на палеоводосборах, т.е. степени “химической зрелости” осадочных образований, выступает гидролизатный модуль ($GM = (Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO + MnO)/SiO_2$), рассчитываемый по мас. % оксидов. Он позволяет отделять породы, содержащие продукты гидролиза (каолинит, оксиды Al, Fe, Mn) от тех, в которых преобладает кремнезем. Чем выше величина GM, тем более сильное выветривание претерпели исходные комплексы пород в областях размыва и тем выше зрелость осадочных образований. Так, на-

пример, глинистые породы, содержащие каолинит, либо свободные оксиды алюминия, железа и марганца, характеризуются значениями GM > 0.50.

Для исследования процессов современного почвообразования на гранитоидах, Р. Дармоди с соавторами [Darmody et al., 2005] применили индексы выветривания WI-1 = $(SiO_2 + CaO)/(Fe_2O_3 + TiO_2)$ и WI-2 = $(SiO_2 + CaO)/(Fe_2O_3 + TiO_2 + Al_2O_3)$. Названные авторы обнаружили сильную положительную корреляцию между этими индексами и параметром Si/Al (1/“глинистость”), а также сильную отрицательную корреляцию предложенных ими индексов с CIW [Harnois, 1988]. Однако до настоящего времени индексы WI-1 и WI-2 при исследовании палеопочв почти не применяются. Возможно, это связано с тем, что авторы работы [Kahmann et al., 2008], сопоставив результаты, полученные при использовании ряда разных индексов выветривания, обнаружили, что поведение параметров WI-1 и WI-2 относительно плохо согласуется с другими индексами выветривания.

В публикации [Babechuk et al., 2014] на примере профилей выветривания на базальтах плато Деккан предложен мафический индекс изменения (Mafic index of alteration, MIA). Как и CIA, этот индекс позволяет количественно оценить потерю мобильных элементов (Ca, Mg, Na, K и $\pm Fe$) относительно немобильных ($Al \pm Fe$). Различное поведение Fe при выветривании в окислительных и восстановительных обстановках учитывается двумя разными формулами – $MIA_{(O)}$ и $MIA_{(R)}$. Когда среда выветривания является окислительной, Fe устойчиво к выветриванию; его общее количество ($Fe_2O_3^*$) считается неподвижным вместе с Al_2O_3 . Формула $MIA_{(O)}$ имеет в этом случае вид $100 \times (Al_2O_3 + Fe_2O_3^*)/(Al_2O_3 +$

$Fe_2O_3^* + MgO + CaO^* + Na_2O + K_2O)$. В восстановительной среде Fe^{2+} может быть подвижным и выщелачиваться вместе с Mg во время выветривания основных минералов [Babechuk et al., 2014 и ссылки там]. Формула $MIA_{(R)}$ для таких условий – $100 \times Al_2O_3/(Al_2O_3 + Fe_2O_3^* + MgO + CaO^* + Na_2O + K_2O)$. В обоих случаях для более измененных процессами выветривания пород свойственны более высокие значения индексов; при MIA = 100 мобильные элементы удалены полностью. Визуализация трендов выветривания может быть проведена на тройных диаграммах в системе Al–Fe–Mg–Ca–Na–K. Для количественной оценки степени изменения пород на финальных стадиях выветривания, когда и MIA и CIA неэффективны, авторами предложен Индекс латеритизации (Index of Lateritisation, IOL = $100 \times (Al_2O_3 +$

$+ \text{Fe}_2\text{O}_3^*) / (\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3^*)$), рассчитываемый по мас. % оксидов.

Кроме рассмотренных индексов в качестве индикаторов выветривания могут быть использованы и другие отношения элементов с разной подвижностью [Sheldon, Tabor, 2009]. Среди них – Ba/Sr и Th/U [Gallet et al., 1996; Gu et al., 2002], Th/K [Deconinck et al., 2003], K/Na и K/Ca [Yang et al., 2004], Cs/Ti и Rb/Ti [Yan et al., 2007], Rb/K [Roy et al., 2008] и др. Важно, однако, понимать, что перечисленные отношения также имеют ряд ограничений, например, индексы Ba/Sr, Rb/Sr, Sr/Zr, Mg/K и другие следует применять только для отложений, не содержащих карбонатных минералов [Buggle et al., 2011].

В данной работе мы, естественно, не будем оперировать всеми перечисленными индикаторами и индексами химического выветривания, а остановимся на вариациях в глинистых породах венда–нижнего кембрия Подольского Приднестровья только индексов ba_1 , GM, SA, CIA, CIW, PIA, WIP, CPA и MIA(o), т. е. достаточно широко известных. При этом все приводимые ниже авторские суждения касаются в основном климата областей размыва, а не климатических обстановок областей осадконакопления. Надо также иметь в виду, что, так как мы рассматриваем применение ряда перечисленных индикаторов химического выветривания к исследованию глинистых пород, плотность которых сопоставима с плотностью глинистого элювия, то при анализе миграции и подвижности оксидов не учитываем объемные соотношения материнских и выветрелых пород (метод равных объемов, см. [Михайлов, Куликова, 1977]). Не делают этого, по-видимому, во многих случаях и авторы цитируемых выше публикаций, хотя такой подход может привести к ряду неточностей.

ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ ВЕНДА–НИЖНЕГО КЕМБРИЯ ПОДОЛЬСКОГО ПРИДНЕСТРОВЬЯ

На территории Подольского Приднестровья (юго-западный склон Украинского щита) в долине р. Днестр и по его притокам от с. Китайгород до г. Ямполь вскрываются венд–нижнекембрийские отложения воынской (грушкинская свита), могилев-подольской (могилевская, ярышевская и нагорянская свиты), каниловской (даниловская, жарновская, крушановская и студеницкая свиты) и балтийской (окунецкая, хмельницкая и збручская свиты) серий (рис. 2). Они залегают на породах кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и перекрыты палеозойскими и мезо-кайнозойским осадочными образованиями [Великанов и др., 1983; Великанов, 2011 и др.].

В основании разреза присутствуют красноцветные гравелиты и грубозернистые аркозовые песчаники, конгломераты и брекчии, а также сероцветные аргиллиты и алевролиты с покровами базальтов *грушкинской свиты* (мощность – 0–70 м). U-Pb-изотопный возраст цирконов, выделенных из базальтов и вулканических туфов этой свиты, составляет 579 ± 4 – 545 ± 4 млн лет [Paszowski et al., 2019, 2021].

Могилевская свита (до 100 м) объединяет светло-серые грубо- и разнозернистые аркозовые песчаники и гравелиты, пачки переслаивания темно-серых аргиллитов и тонкозернистых песчаников, а также светло-серые полевошпат-кварцевые или кварцевые мелко-среднезернистые песчаники и зеленовато-серые и красновато-коричневые слюдистые аргиллиты. *Ярышевская свита* (~100 м) включает глинистые, средне- и мелкозернистые полевошпат-кварцевые песчаники и алевролиты, темно-серые и зеленые аргиллиты, иногда с пропластками бентонитов, крупно- и грубозернистые аркозовые песчаники, туфогенные кремнистые аргиллиты, красно-коричневые пелитовые туффиты и аргиллиты с тонкими пропластками бентонитовых глин, зеленовато-синевато-серые, серо-зеленые аргиллиты и алевролиты с прослоями глинистых и карбонатных песчаников. U-Pb-изотопный возраст цирконов из бентонитов, залегающих в нижней части свиты, составляет 556.78 ± 0.18 млн лет [Soldatenko et al., 2019]. Максимальный возраст осадконакопления для ярышевской свиты оценивается в 551 ± 13 млн лет [Paszowski et al., 2021]. *Нагорянская свита* (70 м) сложена в нижней части светло-серыми гравелитами и полевошпат-кварцевыми песчаниками, зеленовато-серыми аргиллитами, алевролитами и песчаниками, зеленовато-серыми мелко- и среднезернистыми слюдистыми песчаниками, чередующимися с алевролитами и аргиллитами, а в верхней – темно-серыми аргиллитами с конкрециями фосфоритов (калюские слои). Максимальный седиментационный возраст последних оценивается в 551.2 ± 4.2 млн лет [Francovschi et al., 2021; Paszowski et al., 2021].

Даниловская свита (до 55 м) залегают на коре выветривания, развитой по породам нагорянской свиты. В подошве ее фиксируется региональное стратиграфическое несогласие. Свита представлена в нижней части зеленовато-серыми мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, а в верхней – пестрыми и буровато-серыми аргиллитами и алевролитами. Максимальный седиментационный возраст отложений составляет от 542 ± 5 до 529 ± 10 млн лет [Paszowski et al., 2021]. *Жарновская свита* (~40 м) объединяет разнозернистые песчаники, пакеты и пачки чередования зеленовато-серых песчаников, алевролитов и аргиллитов, а также красновато-коричне-

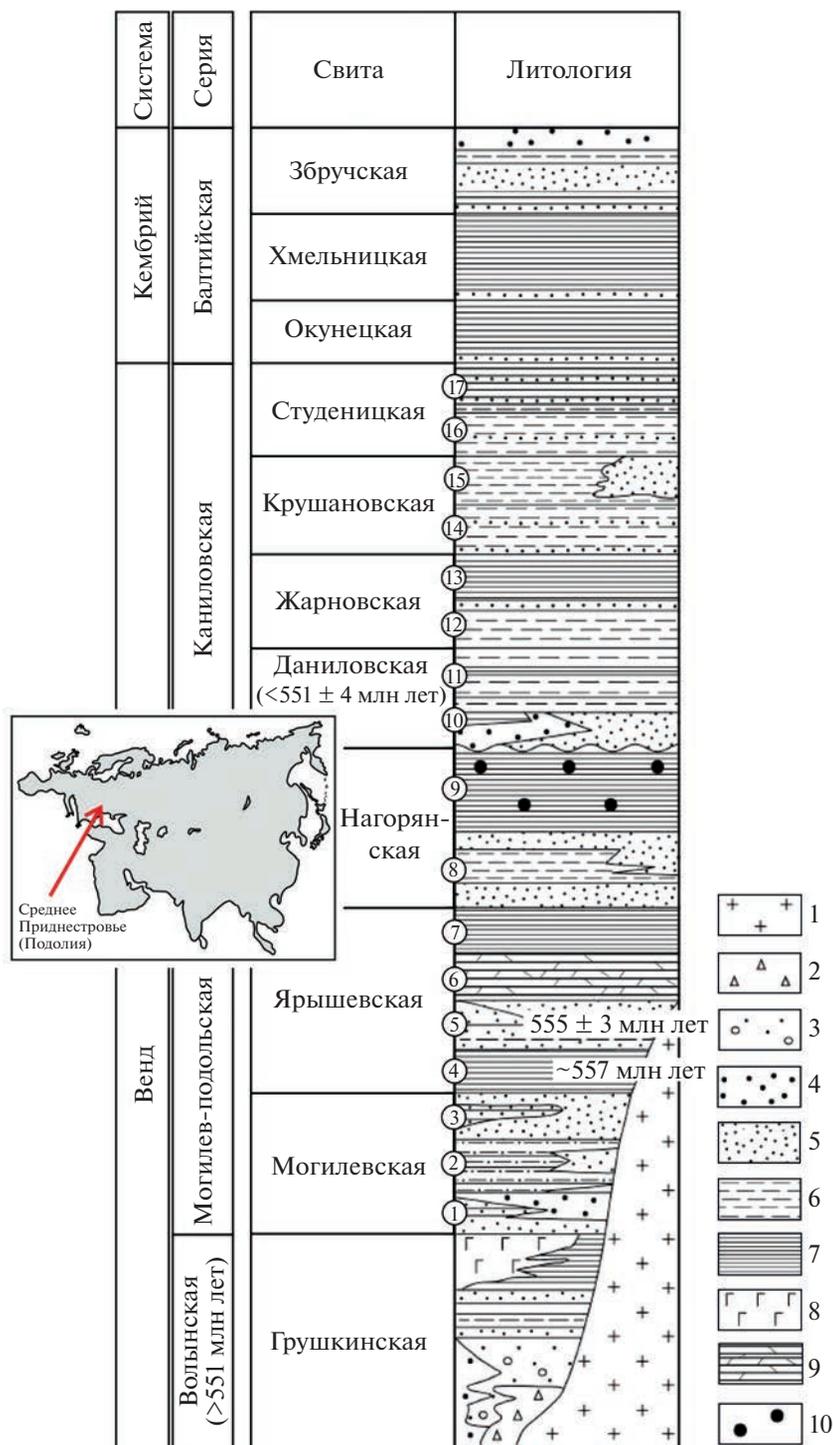


Рис. 2. Обзорная схема и сводный разрез венда и нижнего кембрия Подольского Приднестровья, по [Великанов и др., 1990; Макрофоссилии ..., 2015] с некоторыми изменениями.

1 – породы фундамента; 2 – брекчии; 3 – конгломераты и гравелиты; 4 – грубо- и крупнозернистые песчаники; 5 – средне- и мелкозернистые песчаники; 6 – алевролиты; 7 – аргиллиты; 8 – базальты; 9 – туфогенные аргиллиты; 10 – конкреции фосфоритов.

Слой (цифры в кружках): 1 – олчедаевские, 2 – ломозовские, 3 – ямпольские, 4 – лядовские, 5 – бернашевские, 6 – бронницкие, 7 – зиньковские, 8 – джурджевские, 9 – калюсские, 10 – пилиповские, 11 – шебутенецкие, 12 – кулешовские, 13 – староушицкие, 14 – кривчанские, 15 – дурняковские, 16 – поливановские, 17 – комаровские.

вые и буровато-серые аргиллиты и алевролиты. Максимальный возраст осадконакопления варьирует от 547 ± 9 до 531 ± 4 млн лет [Paszkowski et al., 2021]. Крушановская свита (до 45 м) включает в нижней части мелко- и среднезернистые песчаники и толщу переслаивания зеленовато-серых песчаников, алевролитов и аргиллитов, а в верхней — буровато-серые алевролиты, аргиллиты и песчаники. Здесь также можно видеть линзы известняков и фосфатных аргиллитов. Студеницкая свита (~60 м) представлена внизу переслаиванием серых песчаников, алевролитов и аргиллитов, а вверху — тонким чередованием серых аргиллитов и алевролитов.

Окунецкая свита (15–17 м) объединяет серые и зеленовато-серые аргиллиты, среди которых присутствуют прослои и линзы алевролитов и мелкозернистых песчаников. U-Pb-изотопный возраст обломочных цирконов, выделенных из песчаников данного подразделения, варьирует от 2.84 млрд лет до 528 млн лет [Paszkowski et al., 2021]. Хмельницкая свита (50–65 м) сложена преимущественно темно- и зеленовато-серыми аргиллитами с прослоями алевролитов и глауконит-кварцевых песчаников. Иногда в ее разрезах можно видеть конгломераты и брекчии. Збручская свита (до 45 м) залегает на породах хмельницкой свиты во многих местах с размывом; она включает пачки мелкозернистых кварцевых песчаников, пестроцветных аргиллитов и алевролитов, среди которых наблюдаются внутриформационные конгломераты [Макрофоссилии ..., 2015].

По данным, приведенным в работе [Великанов, 1985], в составе аргиллитов грушкинской свиты основную роль играют иллит и каолинит, наблюдается примесь хлорита, кварца, калиевых полевых шпатов и гематита. В аргиллитах ломозовских, лядовских, бернашевских и зиньковских слоев также преобладают каолинит и иллит. Глинистые породы ямпольских слоев сложены в основном иллитом, а бронницких — иллитом, хлоритом, каолинитом и смектитом. В составе аргиллитов калюсских слоев преобладает иллит, а подчиненную роль играют смектит и каолинит.

Волынская, могилев-подольская и каниловская серии традиционно считаются вендскими, а балтийская — нижнекембрийской [Вендская ..., 1985; Макрофоссилии ..., 2015 и др.], хотя есть и иные точки зрения [Гражданкин и др., 2011; Гриценко, 2018; Grytsenko, 2020]. Основываясь на результатах исследования U-Pb-изотопного возраста и геохимических характеристик (ϵ_{Hf}) обломочных цирконов, авторы публикации [Paszkowski et al., 2021] считают нижнекембрийской и каниловскую серию.

Представления о составе пород, источников обломочного материала для осадочных последо-

вательностей венда и нижнего кембрия Подольского Приднестровья, основаны преимущественно на материалах минералого-петрографического изучения песчаников, исследованиях минералов тяжелой фракции и литохимических особенностей обломочных и глинистых пород. Так, по данным А.В. Копелиовича [1965], песчаники могилевской, ярышевской и нагорянской свит сложены продуктами размыва пород Украинского щита, а во время накопления песчаников каниловской серии южнее или юго-западнее Приднестровья появились дополнительные области сноса (Добруджа). Этой же точки зрения придерживались Л.В. Коренчук и В.А. Великанов [1980]. Относительно низкое содержание SiO_2 и высокие концентрации Al_2O_3 , суммарного железа и TiO_2 , свойственные аргиллитам грушкинской, могилевской и ярышевской свит, А.В. Сочава с соавторами [1992] связывают с присутствием в их составе продуктов размыва кор выветривания на кристаллическом фундаменте ВЕП и волинских базальтах. Напротив, аргиллиты каниловской серии обладают повышенными содержаниями MgO и Na_2O , а в их составе существенная роль принадлежит хлориту и смешанослойным образованиям, что предполагает низкую степень преобразования пород областей размыва процессами химического выветривания. Исследование петрохимических особенностей песчаников могилев-подольской и каниловской серий, выполненное Т.М. Сокур [2008], подтвердило представления о формировании пород могилевской свиты за счет переотложения продуктов разрушения кислых кристаллических пород и пестрой гаммы кислых и основных магматических, а также осадочных пород. В публикации [Сокур, Фигура, 2009] охарактеризованы высокоглиноземистые образования верхней части калюсских слоев, источником материала для которых была кора выветривания на кислых кристаллических породах Украинского щита. Распределение редкоземельных элементов (РЗЭ), TiO_2 , Rb, V, Ni, Cr и Co в аргиллитах калюсских слоев указывает на участие в их составе продуктов размыва как кислых, так и основных магматических пород [Francovschi et al., 2020]. Исследование U-Pb изотопных возрастов обломочных цирконов из пород нижней части могилев-подольской серии позволило установить, что среди них присутствует значительное количество зерен с палеопротерозойскими возрастными (2.2–1.9 млрд лет), источниками которых являлись, предположительно, кристаллические породы Сарматии. В песчаниках нагорянской свиты возраст обломочных цирконов в основном отвечает интервалу ~1.80–1.49 млрд лет. Предполагается, что они поступали из Фенноскандии. В песчаниках каниловской серии преобладают кристаллы с возрастными 560–535 млн лет, источники которых

располагались, вероятно, южнее и юго-западнее рассматриваемого региона. Песчаники балтийской серии сложены материалом, поступавшим в область осадконакопления со стороны ВЕП [Paszkowski et al., 2021].

Считается, что формирование нижней части грушкинской свиты происходило в элювиально-делювиальных, континентальных и прибрежно-континентальных обстановках, а верхней части — в прибрежно-морской обстановке. Могилевская свита накапливалась в аллювиальных, дельтовых и прибрежно-морских условиях [Великанов, 1985; Стратиграфия ..., 2013; Paszkowski et al., 2021]. Ярышевская свита объединяет лагунные и мелководно-морские отложения, а нагорьянская — преимущественно прибрежно- и мелководно-морские [Великанов, 1985]. Такой же генезис имеют, по-видимому, каниловская и балтийская серии.

ОБЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О КЛИМАТЕ ВЕНДА—РАННЕГО КЕМБРИЯ

Сведений о климатических обстановках накопления отложений венда и нижнего кембрия Подольского Приднестровья в литературе немного. Связано это с рядом обстоятельств, одно из которых — скудность надежных литологических индикаторов климата в докембрии вообще. Как подчеркнуто в работах [Chumakov, 2003; Чумаков, Сергеев, 2004], основными литологическими индикаторами для реконструкции климата на протяжении почти 2–2.5 млрд лет геологической истории (вплоть до начала или середины позднего рифея) выступают тиллиты (холодный климат), эвапориты (аридный климат) и карбонатные платформы в строении которых существенную роль играют строматолиты (теплый климат). Не вполне однозначную информацию позволяют получить красноцветы (аридный? климат). Венд в этом отношении несколько более разнообразен, хотя название одной из посвященных ему работ М.А. Федонкина [2000] звучало так — “Холодная зара животной жизни”.

В целом для венда характерно чередование ледникового и безледникового глобального климата [Чумаков, Сергеев, 2004]. В раннем венде² преобладал холодный преимущественно ледниковый климат. Во многих частях ВЕП в рассматриваемую эпоху формировались достаточно мощные ледниковые и марино-гляциальные отложения [Chumakov, 2003; Чумаков, 2015 и др.]. В среднем венде низкие и большую часть средних широт нашей планеты занимал теплый, местами

аридный пояс. В это время на значительной части территории ВЕП в мелководных обстановках³ накапливались в основном в той или иной мере обогащенные органикой глины и алевролиты. В краевых частях бассейна они замещались несколько более грубозернистыми бескарбонатными пестроцветными отложениями с каолинитом [Пиррус, 1980; Чумаков, Сергеев, 2004]. Это предполагает присутствие в областях сноса гумидных кор выветривания, и, таким образом, климат на прилежавшей к бассейну суше был, по всей видимости, теплым и гумидным. В позднем венде реконструируются два высокоширотных эпизодически ледниковых пояса и средне-низкоширотный жаркий, местами аридный. На ВЕП бескарбонатные с признаками аридности красноцветные отложения характерны для решминской и суворовской свит.

По представлениям В.А. Великанова [1985], породы нижней части грушкинской свиты сформировались в условиях аридного климата (преобладание красноцветов, очень слабые признаки химического выветривания и др.).

Вариации величин индексов химического выветривания (CIA и CIW) в глинистых породах верхнего венда и хмельницкой свиты нижнего кембрия Подольского Приднестровья рассмотрены в работе [Сокур, 2014]. Показано, что какой-либо определенной тенденции в изменении названных параметров по разрезу не наблюдается. Так, в аргиллитах ямпольских слоев величина CIA варьирует от 63 до 89, а в аргиллитах зиньковских слоев меняется в интервале от 65 до 85. В аргиллитах джурджевских слоев CIA_{максимум} достигает 91, а в перекрывающих их калюсских аргиллитах этот параметр равен 89. Аргиллиты каниловской серии имеют разброс величин CIA от 72–83 (пилиповские слои) до 76–80 (комаровские слои). Для глинистых пород хмельницкой свиты значения CIA составляют 73–83.

По нашим данным, в целом для верхнего венда—нижнего кембрия Подольского Приднестровья вариации CIA отвечают интервалу значений от 60–65 до 80–85; при этом большая часть аргиллитов характеризуется величинами CIA >70, что предполагает накопление их за счет тонкой алюмосиликокластике, сформированной в условиях теплого климата [Маслов и др., 2017]. Это не про-

³ Детальные исследования состава и стабильных изотопов карбонатных минералов, присутствующих в породах эдиакарского возраста на западе ВЕП от Архангельска до Украины и Молдавии, позволили установить, что устойчивые морские или находившиеся под их влиянием обстановки осадконакопления существовали в указанный период только в Подолии, Молдавии и на северо-западе платформы [Bojanowski et al., 2021]. В ее центральной части в это время преобладало, по всей видимости, континентальное осадконакопление; морские или солоноватые воды вторгались в эти районы редко.

² “Ранний”, “средний” и “поздний венд” — условные термины. По данным [Чумаков, Сергеев, 2004], на Русской плите они отвечают лапландскому, редкинскому и котлинскому и ровенскому горизонтам.

тиворечит данным работы [Пиррус, 1980], в которой отмечено, что базальные уровни котлинского горизонта расположенной северо-восточнее исследуемого нами региона Московской синеклизы характеризуются присутствием заметного количества каолинита, отражающего глубокое химическое выветривание в областях сноса в условиях гумидного климата. В то же время на южном склоне Московской синеклизы глинистые породы венда имеют в основном смектит-иллитовый состав и содержат примесь каолинита, хлорита и смешанослойных минералов [Савко, Додатко, 1991]; возможно, это влияние местных источников сноса. В нагорянское и студеницкое время в область осадконакопления поступал терригенный материал с повышенными значениями CIA. Для некоторых интервалов разреза характерны аргиллиты, как с высокими, так и с относительно низкими CIA (ярышевская свита: CIA_{минимум} – 62, CIA_{максимум} – 81; даниловская свита: CIA_{минимум} – 65, CIA_{максимум} – 77). При весьма небольшой (≤ 2 млн лет) длительности накопления каждой свиты объяснить такие вариации только изменениями климата трудно.

По представлениям [Liivamagi et al., 2018], на территории Волинско-Брестской магматической провинции на базальтах венда развиты коры выветривания и палеопочвенные горизонты в значительной степени сходные с теми, что характерны для современных базальтов Гавайских островов и Коста-Рики. Это позволяет названным авторам считать, что ~550 млн лет назад на ВЕП существовал теплый гумидный климат. Ранее на специфику выветривания базальтов венда Беларуси, выраженную в развитии по ним коры выветривания и трансформации пород до “состояния глиноподобной массы” с развитием смектита по палагониту и темноцветным компонентам, появлением каолинита и соединений железа, указывали Н.Н. Левых и А.С. Махнач [2001]. Об этом же свидетельствуют известные среди докембрийских отложений Калининградской области, Эстонии, Литвы, Беларуси и Украины горизонты палеопочв и коры выветривания с возрастом от ~1350 до ~550 млн лет [Додатко, 1976; Михайлов, Куликова, 1977; Мещерский и др., 2003]. Они представлены в основном каолинитом и гематитом и формировались в условиях теплого гумидного климата преимущественно в окислительных обстановках. Для них характерны низкие значения индекса IOL и, наоборот, высокие величины CIA [Liivamagi et al., 2021]. Значения CIA-K для большинства объектов достигают 80 (максимум – 91), а PIA – 60–85 (максимум – 97).

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Для разреза венда–нижнего кембрия Подольского Приднестровья – хорошо известного мно-

гим специалистам объекта, в банке данных “PRECESED” (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург, см. [Подковыров и др., 2022]) имеется значительное число валовых химических анализов глинистых пород (~130), что делает получаемую по ним информацию весьма представительной. Ранее эти данные были использованы при реконструкции состава пород-источников тонкой алюмосиликокластики для отложений венда–нижнего кембрия рассматриваемого района [Маслов, Подковыров, 2022]. Они получены в разные годы методами “мокрой химии” в ЦЛ Северо-Западного ПГО (г. Красное Село) и ИСП-МС в ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург). Отбор аргиллитов выполнен из естественных обнажений по берегам р. Днестр и ее притоков – рек Мурафа, Лядова, Ушица, Бернашевка, а также скважин в 1984 г. А.В. Сочавой и В.Н. Подковыровым.

Содержание SiO₂ в аргиллитах рассматриваемой выборки варьирует от ~47 до ~66 мас. %. Среднее содержание Al₂O₃ составляет 18.2 мас. % (минимум – 15.2, максимум – 23.7 мас. %). Минимальное количество суммарного железа в виде FeO равно 3.9 мас. %, максимальное достигает 13.6 мас. %. Среднее содержание оксидов магния и кальция составляет соответственно 2.2 ± 0.6 и 0.7 ± 0.5 мас. %. Среднее содержание Na₂O равно 1.1 ± 0.5 мас. %, величина K₂O_{среднее} примерно в 4 раза больше.

На диаграмме (Na₂O + K₂O)/Al₂O₃–(Fe₂O₃* + MgO)/SiO₂ (диаграмма НКМ–ФМ, [Юдович, Кетрис, 2000]) точки состава глинистых пород волинской, могилев-подольской, каниловской и балтийской серий Подольского Приднестровья локализованы преимущественно в полях I (преимущественно каолинитовые глины), II (преимущественно смектитовые с примесью каолинита и иллита глины) и V (хлорит-смектит-иллитовые глины) (рис. 3а). На диаграмме K/Al–Mg/Al [Tuggeon, Brumsack, 2006] фигуративные точки аргиллитов в основном сосредоточены в области пониженных величин K/Al и Mg/Al (см. рис. 3б), что подтверждает представления о существенной доле каолинита в их составе.

Значения K₂O/Al₂O₃ в глинистых породах рассматриваемого нами разреза, определяющие, по представлениям авторов публикации [Cox et al., 1995], их степень зрелости, варьируют от 0.10 до 0.36 (рис. 4а). Среднее значение данного параметра для аргиллитов всей вендско–нижекембрийской последовательности составляет 0.23 ± 0.05 . При K₂O/Al₂O₃ > 0.30 глинистые породы считаются содержащими заметное количество тонко-растертых полевых шпатов, т. е. не претерпевши-

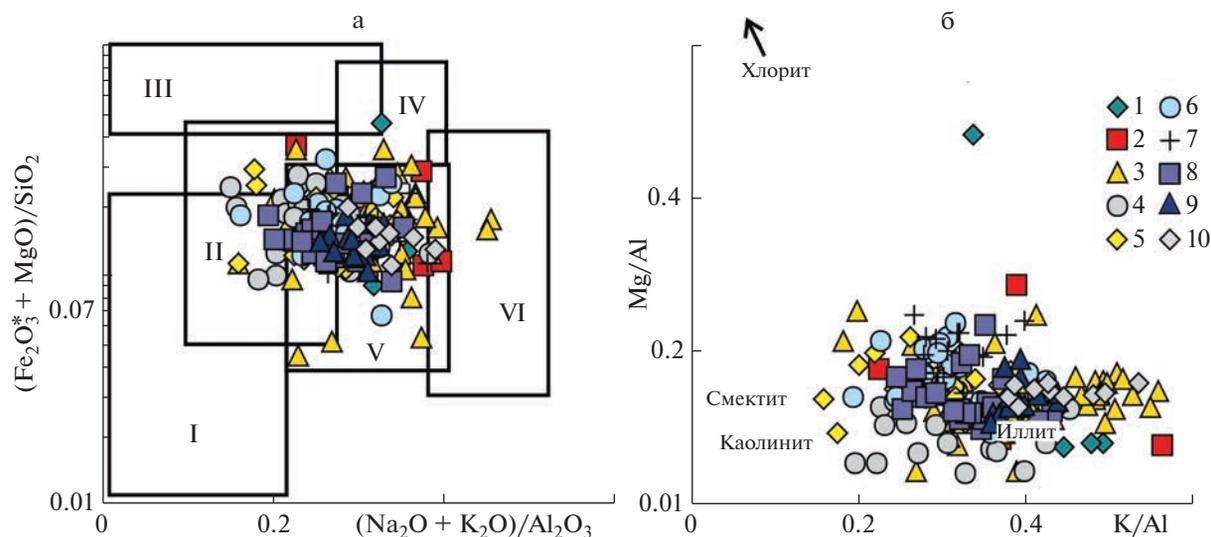


Рис. 3. Положение фигуративных точек аргиллитов венда и нижнего кембрия Подольского Приднестровья на диаграммах $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ – $(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO})/\text{SiO}_2$ (а) и K/Al – Mg/Al (б). Свиты: 1 – грушкинская; 2 – могилевская; 3 – ярышевская; 4 – нагорянская; 5 – даниловская; 6 – жарновская; 7 – крушановская; 8 – студеницкая; 9 – окунецкая и хмельницкая; 10 – збручская. а – глины: I – преимущественно каолиновые; II – преимущественно смектитовые с примесью каолинита и иллита; III – преимущественно хлоритовые с примесью Fe-иллита; IV – хлорит-иллитовые; V – хлорит-смектит-иллитовые; VI – иллитовые со значительной примесью тонкорастертых полевых шпатов.

ми переотложения [Cox et al., 1995], напротив, при $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 < 0.30$ полевых шпатов в них практически нет. Для PAAS (по [Condie, 1993]), этот параметр равен 0.20, для среднего архейского гранита, состав которого приводит тот же автор, – 0.33. В разрезе венда–нижнего кембрия Подольского Приднестровья для подавляющего числа аргиллитов характерны значения $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 < 0.30$, т.е. они сложены достаточно зрелым, прошедшим, по-видимому, не один седиментационный цикл, материалом. Некоторые же образцы аргиллитов могилевской, ярышевской и збручской свит имеют $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 0.30$, т.е. в них преобладает петрогенный материал.

ОБСУЖДЕНИЕ ФАКТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА И ВЫВОДЫ

Параметр $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ (индекс ba_1) изменяется в глинистых породах венда–нижнего кембрия в интервале от 0.17 до 0.55 (среднее – 0.34 ± 0.07) (см. рис. 4б). Величина его для PAAS составляет 0.32, тогда как средний архейский гранит имеет значение данного параметра – 0.71. Исходя из распределения фигуративных точек индивидуальных образцов на кривой изменения значений данного индекса, можно сделать вывод, что наиболее преобразованный процессами химического выветривания материал присутствует

в составе аргиллитов нагорянской, нижней части даниловской и средней части студеницкой свит.

Значения ГМ в аргиллитах венда–нижнего кембрия варьируют от 0.33 до 0.76 (среднее – 0.45 ± 0.08) (см. рис. 4в). GM_{PAAS} равен 0.42, для среднего архейского гранита величина ГМ составляет 0.23, а для бокситов (продуктов интенсивного химического выветривания в тропическом климате) они могут варьировать, по данным [Юдович, Кетрис, 2000], от 3 до 30. Для аргиллитов даниловско-збручского интервала разреза, значения ГМ близки к GM_{PAAS} . Для выборки глинистых пород ярышевско-нагорянского уровня значения ГМ несколько выше, а для ряда аргиллитов нижней части ярышевской свиты величины ГМ сопоставимы с теми, что свойственны континентальным глинам жаркого тропического климата [Ронов, Хлебникова, 1961]. Глинистые породы грушкинской и могилевской свит имеют значения ГМ, так же, как и породы даниловско-збручского уровня, близкие к PAAS.

Минимальная величина индекса SA в исследуемом разрезе составляет 3.7 (аргиллиты нижней части ярышевской свиты), максимальная достигает 7.3 (верхи даниловской свиты) (см. рис. 4г). Среднее значение SA для глинистых пород всего разреза равно 5.6 ± 0.7 . Для среднего архейского гранита SA составляет 9, а для PAAS – 6. В разрезе венда–нижнего кембрия аргиллиты даниловско-

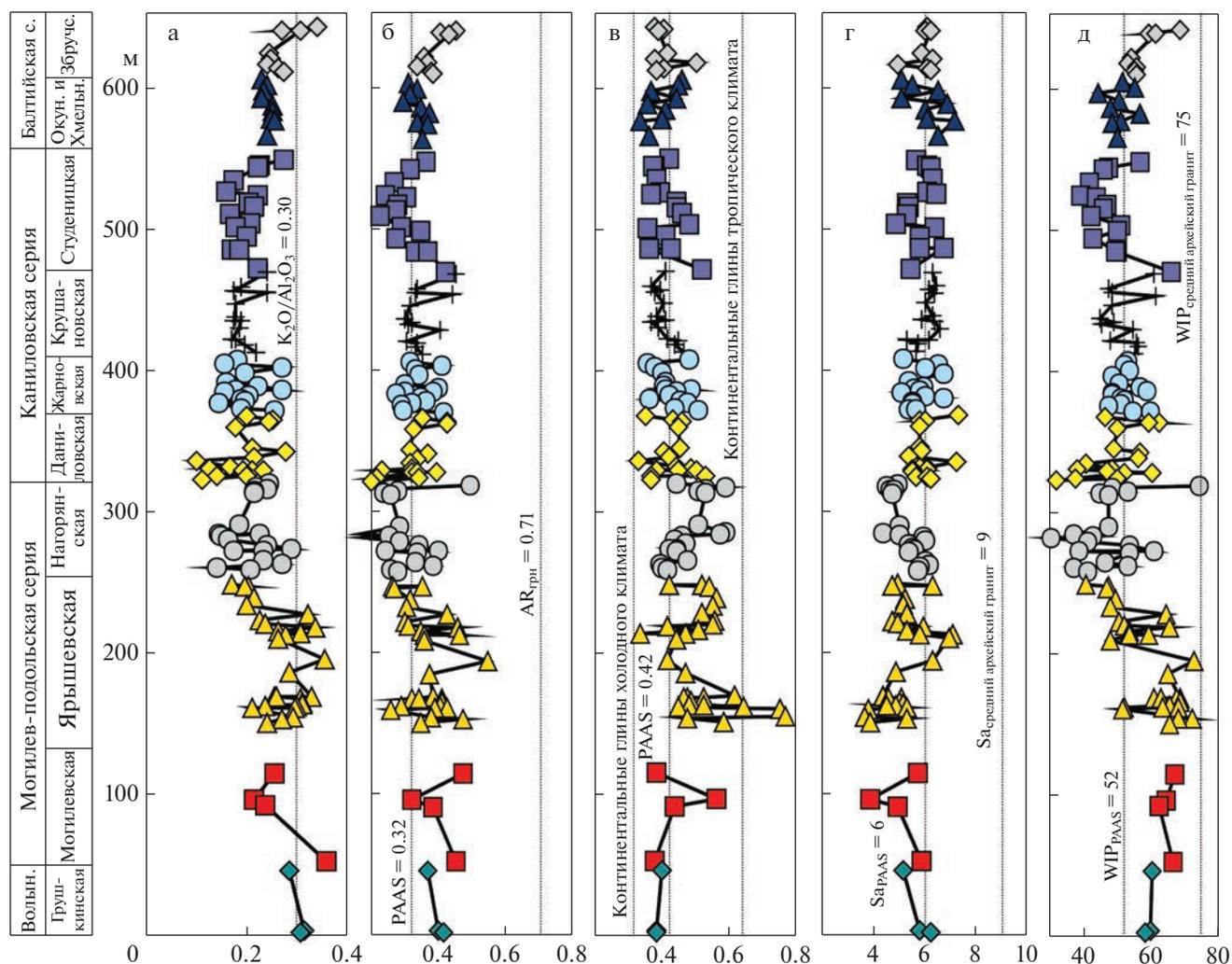


Рис. 4. Вариации отношения K_2O/Al_2O_3 и ряда индексов химического выветривания и модуля ГМ в аргиллитах венда–нижнего кембрия Подольского Приднестровья. Отношения, индексы и модули: а – K_2O/Al_2O_3 ; б – ba_1 , $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$; в – ГМ, $(Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO + MnO)/SiO_2$; г – SA, SiO_2/Al_2O_3 ; д – WIP, $100 \times (Na/0.35 + Mg/0.9 + K/0.25 + Ca/0.7)$. Условные обозначения см. рис. 3.

збручского интервала характеризуются величинами SA, близкими к тем, что характерны для PAAS. Аргиллиты грушкинско-нагорянского интервала в большинстве случаев имеют значения $SA < SA_{PAAS}$. Это дает основание предполагать, что они сложены более выветрелым материалом, чем вышележащие отложения.

Величины индекса WIP в аргиллитах венда–нижнего кембрия варьируют от 30 до 74 (см. рис. 4д). Последние значения, характерные для глинистых пород ярышевской и верхов нагорянской свит, почти в точности равны WIP в средних архейских гранитах (75). В PAAS $WIP = 52$. Величины WIP в большинстве индивидуальных образцов аргиллитов могилевской и ярышевской свит отвечают интервалу их значений между PAAS и средним ар-

хейским гранитом. Это же свойственно аргиллитам верхов збручской свиты. Глинистые породы других единиц разреза (нижняя и средняя части нагорянской свиты, низы даниловской и почти вся студеницкая свиты) имеют значения WIP близкие к PAAS, либо меньше.

Значения индекса CIA в глинистых породах Подольского Приднестровья изменяются от 57 до 79 (рис. 5а). Для PAAS этот параметр составляет 69, а для среднего архейского гранита – 54. $CIA_{среднее}$ для аргиллитов всей выборки равно 71 ± 4 , что практически в точности соответствует величине данного индикатора (70), разделяющей, по мнению авторов работы [Visser, Young, 1990], отложения, накапливавшиеся в обстановках холодного/аридного и теплого/гумидного климата.

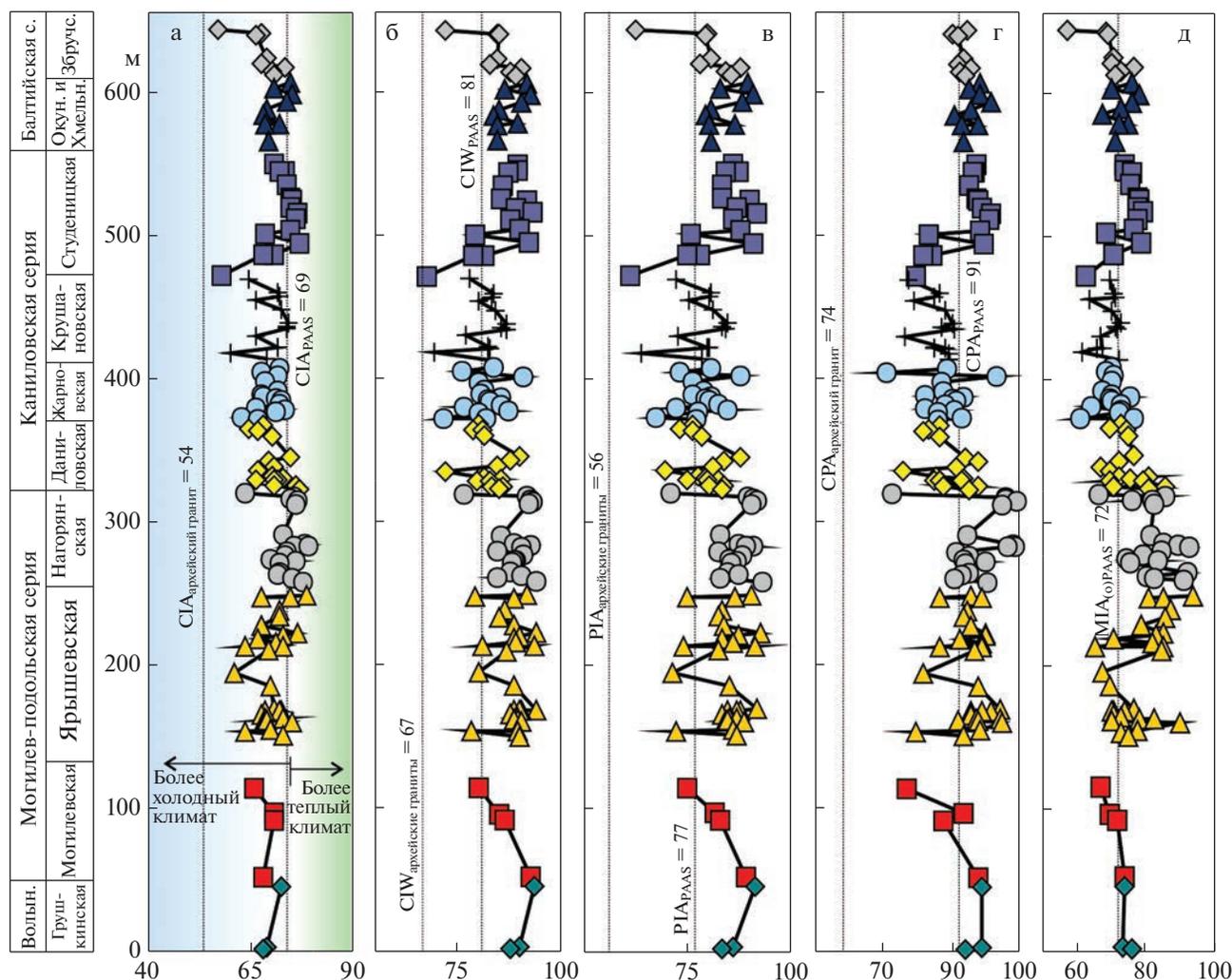


Рис. 5. Вариации ряда индексов химического выветривания в аргиллитах венда–нижнего кембрия Подольского Приднестровья.

Индексы: а – CIA, $100 \times \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$; б – CIW, $100 \times \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})$; в – PIA, $100 \times (\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O}) / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O})$; г – CPA, $100 \times \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O})$; д – MIA₍₀₎, $100 \times (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3^*) / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO} + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$.

Условные обозначения см. рис. 3.

Сказанное не позволяет, основываясь на данных о свойственных аргиллитам различных свит венда–нижнего кембрия величинах CIA, сделать какие-либо определенные выводы относительно палеоклимата. Можно только предполагать, что резкие вариации его в указанный период времени отсутствовали, и в целом он был, скорее всего, достаточно умеренным. Между значениями CIA и ГМ в аргиллитах ярышевской, нагорянской, данилдовской, жарновской, окунецкой и збручской свит наблюдается умеренная положительная корреляция (0.20–0.53). Аргиллиты крушановской и студеницкой свит обладают отрицательной корреляцией названных параметров. Еще одно инте-

ресное обстоятельство – для аргиллитов могилевской, ярышевской и нагорянской свит наблюдается слабая или умеренная положительная корреляция между CIA и индикаторами состава пород в областях размыва ($\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ и Ti/Al), тогда как глинистые породы каниловской серии такой корреляции не показывают. Из этого следует, что, по-видимому, только значения CIA в аргиллитах каниловской серии в какой-то мере отражают палеоклиматические характеристики времени их формирования.

Средняя величина индекса CIW для глинистых пород нашей выборки составляет 86 ± 5 (минимум – 68, максимум – 95) (см. рис. 5б). Средние

архейские граниты имеют значение данного параметра 67, а PAAS — 81. Вариации CIW снизу вверх по разрезу симбатны вариациям CIA, но для аргиллитов большинства свит (например, грушкинская, ярышевская, нагорянская, студеницкая, окунецкая, хмельницкая и большая часть збручской) величины CIW несколько выше, чем это характерно для PAAS. Глинистые породы даниловской, жарновской и крушановской свит имеют значения CIW сопоставимые с PAAS.

Значения индекса PIA в целом по разрезу меняются от 61 до 93 (среднее — 82 ± 6) (см. рис. 5в). Для PAAS этот параметр равен 77, а для средних архейских гранитов — 56. Подавляющее большинство образцов аргиллитов в разрезе венда—нижнего кембрия Подольского Приднестровья характеризуются значениями PIA большими, чем это характерно для PAAS, и только на ряде уровней (верхи могилевской и нагорянской свит, несколько интервалов в разрезах ярышевской, даниловской, жарновской и крушановской свит, низы студеницкой и верхи збручской свит) присутствуют аргиллиты со значениями $PIA < PIA_{PAAS}$. Особенно ярко это выражено в низах студеницкой и верхах збручской свит.

Химический индикатор изменения (индекс CPA) для аргиллитов рассматриваемого нами разреза варьирует от 80 до 100 (среднее — 91 ± 4) (см. рис. 5г). В PAAS его величина равна 91, а в средних архейских гранитах К. Конди — 74. Вариации CPA в разрезе имеют следующий вид. Вверх по грушкинско-могилевскому интервалу происходит снижение CPA от более 90 до ~83. Подавляющее большинство аргиллитов ярышевской и нагорянской свит обладают значениями $CPA > 90$. Глинистые породы даниловской, жарновской, крушановской и низов студеницкой свит в основном демонстрируют величины $CPA < 90$. Для средних и верхних уровней студеницкой свиты, а также глинистых пород нижнего кембрия свойственны величины CPA от 90 до 95. В целом же, как показано выше, $CPA_{\text{среднее}}$ для аргиллитов венда—нижнего кембрия принципиально не отличается от CPA_{PAAS} .

Основываясь на выводах исследования [Liivamagi et al., 2021] о преимущественно окислительных обстановках выветривания в венде на рассматриваемой территории, мы рассчитали для аргиллитов также значения индекса $MIA_{(O)}$. Средняя его величина для аргиллитов всего разреза составляет 75 ± 7 (минимум — 57, максимум — 94) (см. рис. 5д). Для PAAS этот параметр равен 72. При характеристике MIA, выше мы уже отмечали, что более измененные процессами вы-

ветривания породы обладают более высокими значениями MIA. В случае, когда величина MIA равна ~100, мобильные элементы из пород удалены почти полностью. К такой ситуации в какой-то мере близки глинистые породы верхней части ярышевской и низов нагорянской свит. Значения $MIA_{(O)}$ для подавляющей части аргиллитов других литостратиграфических единиц венда—нижнего кембрия принципиально не отличаются от величины данного индикатора для PAAS.

Приведенные выше данные показывают, что палеоклимат, существовавший в венде—раннем кембрии на юго-западной (в современных координатах) периферии ВЕП не характеризовался какими-либо контрастными изменениями и был, скорее, умеренным или теплым гумидным, что в существенной мере согласуется с представлениями авторов работ [Пиррус, 1980; Liivamagi et al., 2018, 2021 и др.]. Сделанные нами выводы не противоречат и полученным ранее данным о распространении и минеральном составе вендских кор выветривания, известных в западной части ВЕП; о подвижности различных элементов в процессах выветривания [Махнач, Левых, 1973; Додатко, 1976; Савко, Додатко, 1991; Левых, Махнач, 2001 и др.]. Наблюдающийся в ряде районов ВЕП преимущественно смектит-иллитовый состав аргиллитов венда связывался авторами названных выше публикаций со спецификой позднепротерозойских кор выветривания (повышенная мощность зон гидратации и пониженная — зон гидролиза).

Для реконструкции палеоклимата также на основе литогеохимических данных, но в определенной степени независимо от рассмотренных примеров, мы воспользовались приемом, примененным в публикации [González-Álvarez, Kerrich, 2012] при исследовании палеоклиматических обстановок формирования отложений надсерии Белт-Перселл (Скалистые горы, США и Канада). Авторы указанной работы сопоставили свойства глинистым породам надсерии Белт-Перселл значения CIA с теми, что характерны для тонкозернистых осадков современных крупных рек. В результате ими сделан вывод, что аргиллиты указанного подразделения верхнего докембрия Северной Америки сопоставимы по значениям CIA с осадками крупных рек, дренирующих области гумидного умеренного и тропического климата (реки Нил, Амазонка, Ориноко и др.). Аргиллиты формаций Аппекуни и Гриннел имеют величину $CIA_{\text{среднее}} 80 \pm 5$. Соответственно, они могут быть сложены продуктами химического выветривания, сходного с тем, что имеет место в современных обстановках гумидного тропического климата (осадки рек Парана, Меконг и др.).

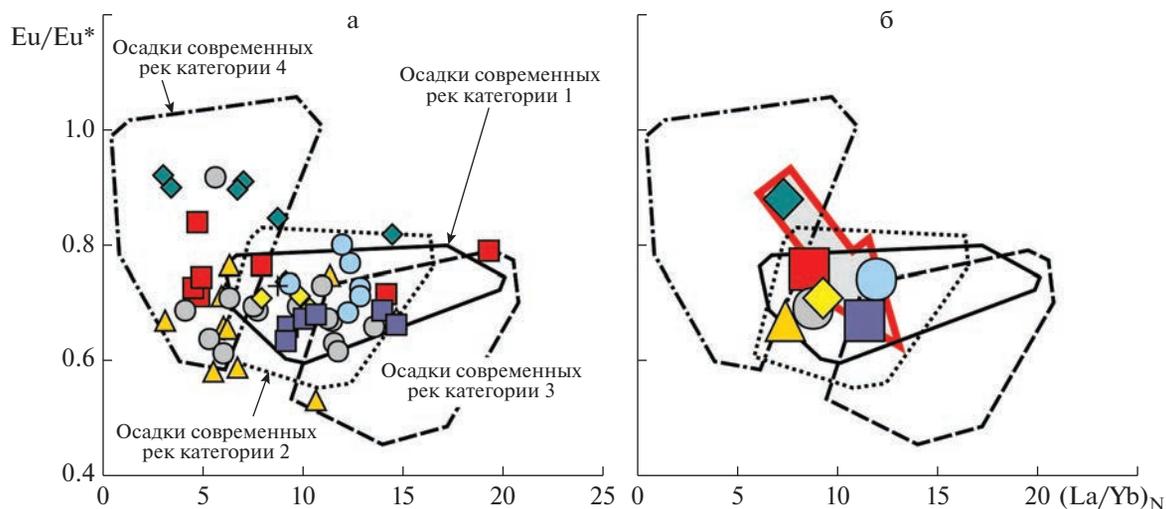


Рис. 6. Распределение индивидуальных (а) и усредненных (б) фигуративных точек аргиллитов венда и нижнего кембрия Подольского Приднестровья на диаграмме $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$ с полями состава осадков современных рек различных категорий, по [Маслов, Шевченко, 2019; Маслов, 2019].

Стрелка отображает омоложение свит в исследованном разрезе. Условные обозначения см. рис. 3.

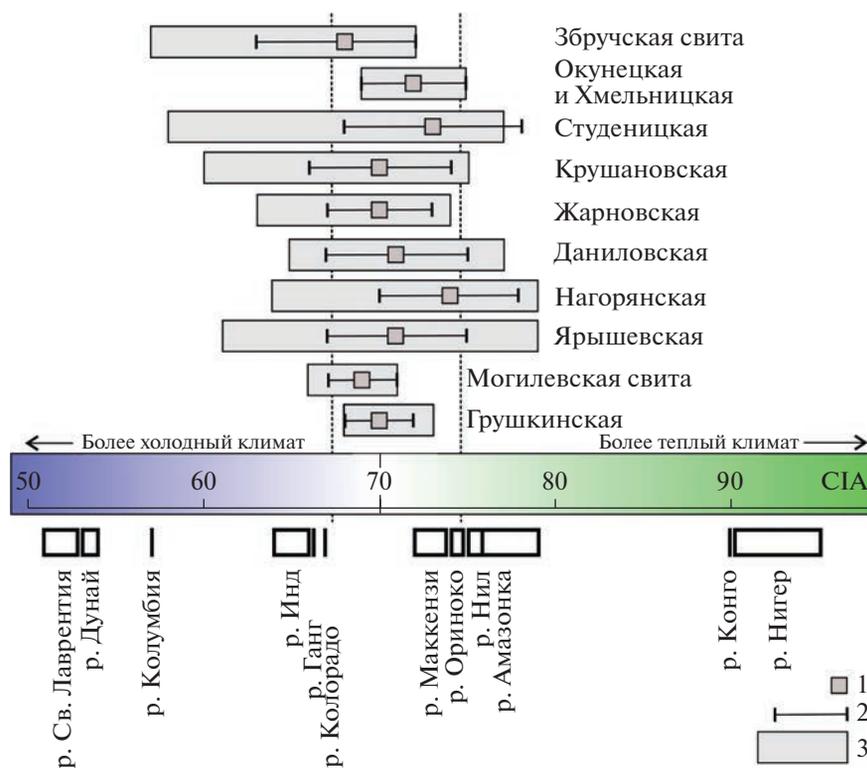


Рис. 7. Вариации средних, минимальных и максимальных значений CIA в аргиллитах различных свит венда—нижнекембрийского разреза Подольского Приднестровья и алеврито-пелитовых осадках некоторых современных крупных рек, по [Maunard, 1993].

1 — среднее арифметическое значение CIA; 2 — стандартное отклонение ($\pm 1\sigma$); 3 — минимальное и максимальное значения CIA. Вертикальными штрихпунктирными линиями показан интервал вариаций средних для свит значений CIA.

Такой подход представляется нам имеющим право на существование, но не лишенным значительного количества “подводных камней” (см. обзор в работе [Маслов, 2021 и ссылки там]). Тон-

козернистые (алеврито-пелитовые) осадки современных крупных рек разных климатических поясов характеризуются значениями CIA от 51 (р. Св. Лаврентий, зона тундры и тайги) и 54–64

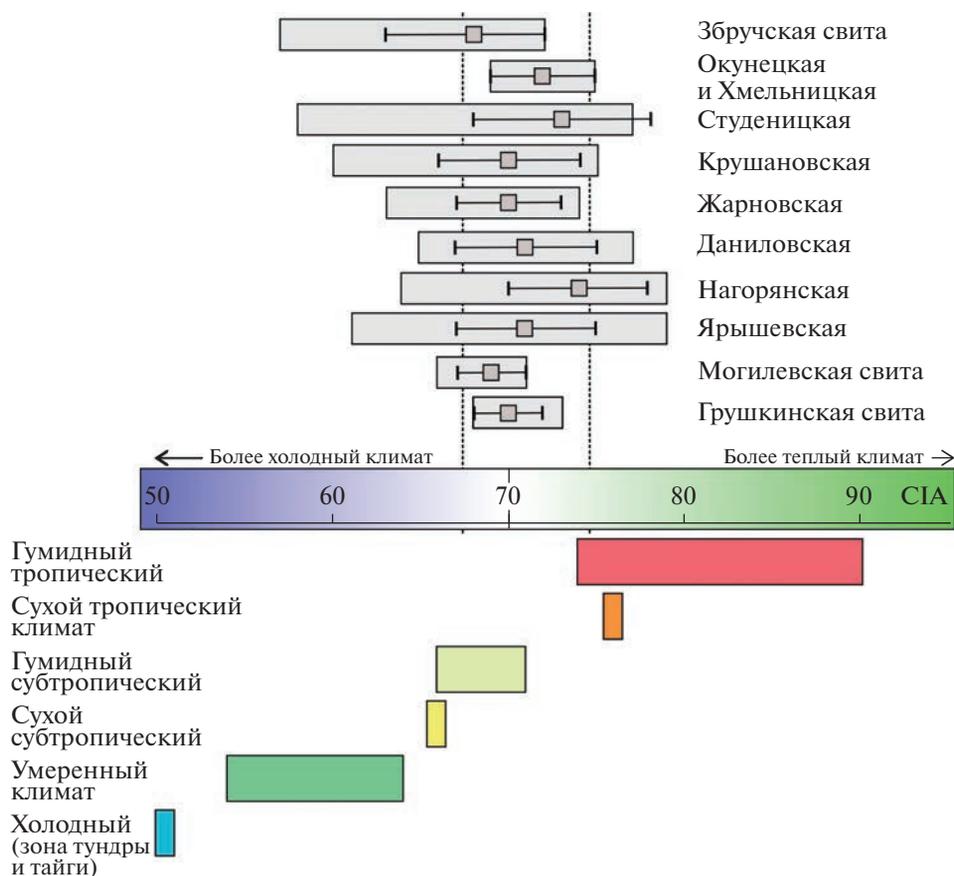


Рис. 8. Средние, минимальные и максимальные значения CIA в аргиллитах различных свит венда и нижнего кембрия Подольского Приднестровья и величины этого же индекса в тонкозернистых обломочных осадках современных крупных рек различных климатических зон, по [McLennan, 1993].
Условные обозначения см. рис. 7.

(реки умеренного гумидного климата, реки Миссисипи, Дунай и др.) до 90–95 (реки тропического климата, реки Конго, Нигер и др.) [McLennan, 1993 и ссылки там; González-Álvarez, Kergich, 2012]. Распределение индивидуальных и усредненных фигуративных точек аргиллитов венда и нижнего кембрия Подольского Приднестровья на диаграмме $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$ (рис. 6), позволяющей судить о категориях рек [Маслов, Шевченко, 2019; Маслов, 2019], показывает, что за исключением грушкинской свиты, все остальные литостратиграфические подразделения указанного разреза объединяют глинистые породы, сложенные материалом, транспортировавшимся в область осадконакопления крупными реками (реки категорий 1 и 2, объяснения см. в работах [Маслов, Шевченко, 2019; Маслов, 2019]). Если это действительно так, то мы можем предполагать, что климат на их водосборах был в той или иной степени похож на климат водосборов рек

Инд, Ганг, Маккензи, Нил, Ориноко или Амазонка (рис. 7), т. е. климат венда–раннего кембрия на юго-западе (в современных координатах) ВЕП напоминал, по всей видимости, современные сухой и гумидный субтропический, и сухой тропический с элементами гумидного (рис. 8). Возвращаясь к началу данного абзаца, отметим специально еще раз – мы понимаем, что казалось бы странно сравнивать безжизненные пространства суши венда и современные тропические области с вечнозелеными лесами и колоссальным количеством органики, по которым текут такие реки, как Амазонка, Конго или Нигер (и, несомненно, тут еще необходим критический анализ сказанного), но аргументами в пользу указанного подхода видятся нами существенное количество каолинита в отложениях венда ВЕП и свойственные им в ряде случаев высокие величины индекса CIA.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы искренне признательны Н.С. Глушковой, выполнившей все иллюстрации к данной работе.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования проведены в соответствии с темами госзадания ГИН РАН (0135-2019-0043) и ИГГД РАН (FMUW-2021-0003).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Великанов В.А.* Опорный разрез венда Подолии // Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы. М.: Наука, 1985. С. 35–67.
- Великанов В.А.* Украинский гипостратотип вендской системы // Геол. журнал. 2011. № 1. С. 42–49. (*Великанов В.А.* Украинский гипостратотип вендской системы // Геол. журнал. 2011. № 1. С. 42–49)
- Великанов В.А., Асеева Е.А., Федонкин М.А.* Венд Украины. Киев: Наукова думка, 1983. 162 с.
- Великанов В.А., Коренчук Л.В., Кирьянов В.В. и др.* Венд Подолии. Путеводитель экскурсии III международного симпозиума по кембрийской системе и границе венда и кембрия. Киев: ИГН АН УССР, 1990. 129 с.
- Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы / Отв. ред. Б.С. Соколов, М.А. Федонкин. М.: Наука, 1985. 238 с.
- Гражданкин Д.В., Марусин В.В., Меерт Дж. и др.* Котлинский горизонт на Южном Урале // Докл АН. 2011. Т. 440. № 2. С. 201–206.
- Гриценко В.П.* Верхневендська теригенна (піщано-глиниста) формація Поділля // Збірник наукових праць Інституту геологічних наук НАН України. Т. 11. Київ: ІГН НАН України, 2018. С. 38–45. (*Гриценко В.П.* Верхневендская терригенная (песчано-глинистая) формація Подолии // Сборник научных трудов Института геологических наук Украины. Т. 11. Киев: ИГН НАН Украины, 2018. С. 38–45)
- Додатко А.Д.* Коры выветривания Украинского щита / Дисс. ... доктора геол.-мин. наук. Киев: ИГН АН УССР, 1976. 312 с.
- Левых Н.Н., Махнач А.С.* Природа изменений вендских базальтов Беларуси // Литосфера. 2001. № 14. С. 65–72.
- Климат в эпохи крупных биосферных перестроек / Отв. ред. М.А. Семихатов, Н.М. Чумаков. М.: Наука, 2004. 299 с.
- Копелиович А.В.* Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М.: Наука, 1965. 312 с.
- Коренчук Л.В., Великанов В.А.* Вещественный состав нижних свит опорного разреза венда Подольского выступа Украинского щита // Палеогеография и литология венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы / Ред. Б.М. Келлер, А.В. Пейве, А.Ю. Розанов. М.: Наука, 1980. С. 45–56.
- Котова Л.Н., Подковыров В.Н., Граунов О.В.* Литогеохимия тонкозернистых обломочных пород венда Непского свода Сибирской платформы // Литосфера. 2016. № 1. С. 74–87.
- Макрофоссилии верхнего венда Восточной Европы. Среднее Приднестровье и Волынь / Отв. ред. А.Ю. Иванцов. М.: ПИН РАН, 2015. 144 с.
- Маслов А.В.* Возможные “актуальные климатические образы” отложений различных литостратиграфических единиц рифея и венда Урала // Геологический вестник. 2021. № 1. С. 38–45.
- Маслов А.В.* Гляциогенные и связанные с ними осадочные образования: основные литохимические особенности. Сообщение 1. Поздний архей, протерозой // Литология и полез. ископаемые. 2010а. № 4. С. 423–445.
- Маслов А.В.* Гляциогенные и связанные с ними осадочные образования: основные литохимические особенности. Сообщение 2. Палеозой, кайнозой // Литология и полез. ископаемые. 2010б. № 5. С. 496–518.
- Маслов А.В.* К реконструкции категорий рек, сформировавших выполнение осадочных бассейнов рифея в области сочленения Восточно-Европейской платформы и современного Южного Урала // Известия вузов. Геология и разведка. 2019. № 5. С. 28–36.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З.* Литологические, литохимические и геохимические индикаторы палеоклимата (на примере рифея Южного Урала) // Литология и полез. ископаемые. 2003. № 5. С. 427–446.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н.* Источники тонкой алюмосиликокластики для венд-нижнекембрийских отложений Подольского Приднестровья (синтез литогеохимических данных) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2022. Т. 30. № 3. С. 3–24.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н., Гареев Э.З., Граунов О.В.* Изменения палеоклимата в позднем докембрии (по данным изучения верхнедокембрийского разреза Южного Урала) // Литология и полез. ископаемые. 2016. № 2. С. 129–149.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н., Гражданкин Д.В.* Характер изменения ряда литохимических индикаторов обстановок и среды осадконакопления во временной окрестности котлинского кризиса (на примере разрезов венда Подолии) // Ежегодник-2016. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017. С. 68–75.
- Маслов А.В., Шевченко В.П.* Систематика редких земель и Th во взвеси и донных осадках устьевых зон разных категорий/классов рек мира и ряда крупных рек Российской Арктики // Геохимия. 2019. Т. 64. № 1. С. 59–78.
- Махнач А.С., Левых Н.Н.* Литология и геология кор выветривания, развитых на кристаллическом фундаменте Белоруссии. Минск, 1973. 228 с.
- Методы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985. 198 с.
- Мещерский А.А., Харин Г.С., Чегесов В.К.* Докембрийская кора выветривания кристаллического фундамен-

та в Калининградской области // Литология и полез. ископаемые. 2003. № 1. С. 58–65.

Минюк П.С., Борходоев В.Я., Горячев Н.А., Венрих Ф. Геохимические характеристики осадков озера Эльгыгытгын (Чукотка) – индикаторы источников сноса и палеоклиматических изменений в неоплейстоцене // Современные проблемы геохимии // Материалы Всеросс. совещания. Т. 1. Иркутск: ИГ СО РАН, 2012. С. 206–209.

Михайлов Б.М., Куликова Г.В. Фациальный анализ кор выветривания. Л.: Недра, 1977. 159 с.

Пиррус Э.А. Глинистые минералы в вендских и кембрийских породах и их значение для палеогеографии и стратиграфии // Палеогеография и литология венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы / Ред. Б.М. Келлер, А.В. Пейве, А.Ю. Розанов. М.: Наука, 1980. С. 97–113.

Подковыров В.Н., Котова Л.Н., Голубкова Е.Ю., Ивановская А.В. Литохимия тонкозернистых обломочных пород венда Непско-Жуинского региона Сибирской платформы // Литология и полез. ископаемые. 2015. № 4. С. 337–349.

Подковыров В.Н., Маслов А.В., Котова Л.Н. Литохимия глинистых пород верхнего венда–нижнего кембрия центральной части Московской синеклизы: общие особенности формирования // Геохимия. 2022. Т. 67. № 1. С. 19–36.

Ронов А.Б., Хлебникова З.В. Химический состав важнейших генетических типов глин // Геохимия. 1961. № 6. С. 449–469.

Савко А.Д., Додатко А.Д. Коры выветривания в геологической истории Восточно-Европейской платформы. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1991. 232 с.

Синицын В.М. Введение в палеоклиматологию. Л.: Недра, 1980. 248 с.

Сокур Т.М. Петрохимическая характеристика и геодинамическая обстановка формирования песчаников верхнего венда юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы // Геол. журнал. 2008. № 1. С. 63–71.

Сокур Т.М. Диагностика вулканогенного материала в аргиллитах верхнего венда и нижнего кембрия юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы // Геохимия литогенеза // Материалы Российского совещания с международным участием. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2014. С. 89–92.

Сокур Т.М., Фигура Л.А. Диагенетическая каолинитовая минерализация в аргиллитах венда на юго-западном склоне Украинского щита // Збірник наукових праць Інституту геологічних наук НАН України. Вип. 2. Київ: ІГН НАН України, 2009. С. 147–151. (*Сокур Т.М., Фигура Л.А.* Диагенетическая каолинитовая минерализация в аргиллитах венда на юго-западном склоне Украинского щита // Сборник научных трудов Института геологических наук НАН Украины. Вып. 2. Киев: ИГН НАН Украины, 2009. С. 147–151)

Сочава А.В., Коренчук Л.В., Пиррус Э.А., Фелицын С.Б. Геохимия верхневендских отложений Русской платформы // Литология и полез. ископаемые. 1992. № 2. С. 71–89.

Стратиграфія верхнього протерозою, палеозою та мезозою України / Відп. ред. П.Ф. Гожик. Київ: Логос, 2013. 636 с. (Стратиграфія верхнього протерозою, палеозою та мезозою України / Отв. ред. П.Ф. Гожик. Киев: Логос, 2013. 636 с.)

Страхов Н.М. К теории геохимического процесса в гумидных зонах // Геохимия осадочных пород и руд: материалы VII Всесоюзной литологической конференции 1965 г. / Под ред. Н.М. Страхова. М.: Наука, 1968. С. 102–133.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 1. 212 с., 1960. Т. 2. 574 с., 1962. Т. 3. С. 550 с.

Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 534 с.

Тимофеев П.П. Генетическое учение об осадочных геологических формациях (к теории формационного анализа) // Осадочные бассейны Урала и прилегающих регионов: закономерности строения и минерализации / Отв. ред. В.А. Коротеев. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. С. 15–27.

Тимофеев П.П. Литология – фундаментальный раздел геологической науки // Геонауки в СССР / Под ред. А.И. Кривцова, Р.И. Волкова. М.: Недра, 1992. С. 125–135.

Федонкин М.А. Холодная заря животной жизни // Природа. 2000. № 9. С. 3–11.

Холодов В.Н. Основы геохимии осадочного процесса. Статья I. Фазовые превращения как главный фактор дифференциации вещества // Литология и полез. ископаемые. 1993. № 2. С. 3–23.

Чумаков Н.М. Оледенения Земли: История, стратиграфическое значение и роль в биосфере. М.: ГЕОС, 2015. 160 с.

Чумаков Н.М., Сергеев В.Н. Проблема климатической зональности в позднем докембрии. Климат и биосферные события // Климат в эпохи крупных биосферных перестроек / Отв. ред. М.А. Семихатов, Н.М. Чумаков. М.: Наука, 2004. С. 271–289.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.

Ясаманов Н.А. Древние климаты Земли. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 294 с.

Babechuk M.G., Widdowson M., Kamber B.S. Quantifying chemical weathering intensity and trace element release from two contrasting basalt profiles, Deccan Traps, India // Chem. Geol. 2014. V. 363. P. 56–75.

Ban J.-D., Moon S.-W., Lee S.-W. et al. Physical and Chemical Weathering Indices for Biotite Granite and Granitic Weathered Soil in Gyeongju // J. Eng. Geol. 2017. V. 27. P. 451–462.

- Barshad I.* The effect of a variation in precipitation on the nature of clay mineral formation in soils from acid and basic igneous rocks // Proceedings of International Clay Conference / Eds L. Heller, A. Weiss // Israel Programme of Scientific Translation. Jerusalem, 1966. P. 167–173.
- Birkeland P.W.* Soils and Geomorphology. N. Y.: Oxford University Press, 1984. 372 p.
- Bojanowski M.J., Marciniak-Maliszewska B., Srodon J., Lii-vamagi S.* Extensive non-marine depositional setting evidenced by carbonate minerals in the Ediacaran clastic series of the western East European Craton // Precambrian Res. 2021. V. 365. 106379.
- Bouchez J., Lupker M., Gaillardet J. et al.* How important is it to integrate riverine suspended sediment chemical composition with depth? Clues from Amazon River depth-profiles // Geochim. Cosmochim. Acta. 2011. V. 75. P. 6955–6970.
- Buggle B., Glaser B., Hambach U. et al.* An evaluation of geochemical weathering indices in loess-paleosol studies // Quat. Int. 2011. V. 240. P. 12–21.
- Ceryan S.* Weathering Indices Used in Evaluation of the Weathering State of Rock Material // Handbook of Research on Trends and Digital Advances in Engineering Geology / Ed. N. Ceryan. Hershey, PA: IGI Global, 2018. P. 132–186.
- Chetelat B., Liu C.Q., Wang Q.L., Zhang G.P.* Assessing the influence of lithology on weathering indices of the Changjiang River sediments // Chem. Geol. 2013. V. 359. P. 108–115.
- Chittleborough D.J.* Indices of weathering for soils and paleosols formed on silicate rocks // Aust. J. Earth Sci. 1991. V. 38. P. 115–120.
- Chumakov N.M.* Global climates of the Vendian // Rus. J. Earth Sci. 2003. V. 5. P. 385–399.
- Colman S.M.* Chemical weathering of basalts and andesites: evidence from the weathering rinds // US Geol. Surv. Paper. 1982. V. 1246. 52 p.
- Condie K.C.* Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // Chem. Geol. 1993. V. 104. P. 1–37.
- Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L.* The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mud-rock chemistry in the southwestern United States // Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. V. 59. P. 2919–2940.
- Cullers R.L.* The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian–Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies // Lithos. 2000. V. 51. P. 181–203.
- Darmody R.G., Thorn C.E., Allen C.E.* Chemical weather and boulder mantles, Kärkevegge, Swedish Lapland // Geomorphology. 2005. V. 67. P. 159–170.
- De Jayawardena U.S., Izawa E.* A new chemical index of weathering for metamorphic silicate rocks in tropical regions: a study from Sri Lanka // Eng. Geol. 1994. V. 36. P. 303–310.
- Deconinck J.F., Hesselbo S.P., Debuissier N. et al.* Environmental controls on clay mineralogy of an Early Jurassic mudrock (Blue Lias Formation, southern England) // Int. J. Earth Sci. 2003. V. 92. P. 255–266.
- Dellinger M., Gaillardet J., Bouchez J. et al.* Lithium isotopes in large rivers reveal the cannibalistic nature of modern continental weathering and erosion // Earth Planet. Sci. Lett. 2014. V. 401. P. 359–372.
- Dinis P.A., Garzanti E., Hahn A. et al.* Weathering indices as climate proxies. A step forward based on Congo and SW African river muds // Earth-Sci. Rev. 2020. V. 201. 103039. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.103039>
- Duffin M.E., Lee M.-C., Klein G. deV., Hay R.L.* Potassic diagenesis of Cambrian sandstones and Precambrian granitic basement in UPH-3 deep hole, upper Mississippi Valley, U.S.A. // J. Sed. Petrol. 1989. V. 59. P. 848–861.
- Duzgoren-Aydin N.S., Aydin A., Malpas J.* Reassessment of chemical weathering indices: case study of piroclastic rocks of Hong Kong // Eng. Geol. 2002. V. 63. P. 99–119.
- Ehrmann W.* Implications of late Eocene to early Miocene clay mineral assemblages in McMurdo Sound (Ross Sea, Antarctica) on paleoclimate and ice dynamics // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 1998. V. 139. P. 213–231.
- Esaki T., Jiang K.* Comprehensive study of the weathered condition of welded tuff from a historic stone bridge in Kagoshima, Japan // Eng. Geol. 2000. V. 55. P. 341–350.
- Eswaran H., Stoops G., De Paepe R.* A contribution to the study of soil formation on Isla Santa Cruz, Galapagos // Pedologie. 1973. V. 23. P. 100–122.
- Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M.* Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance // Geology. 1995. V. 23. P. 921–924.
- Francovschi I., Grădinaru E., Roban R.-D. et al.* Rare earth element (REE) enrichment of the late Ediacaran Kalyus Beds (East European Platform) through diagenetic uptake // Geochemistry. 2020. V. 80. 125612. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2020.125612>
- Francovschi I., Grădinaru E., Li H., Shumlyanskyy L., Ciobotaru V.* U–Pb geochronology and Hf isotope systematics of detrital zircon from the late Ediacaran Kalyus Beds (East European Platform): palaeogeographic evolution of southwestern Baltica and constraints on the Ediacaran biota // Precambrian Res. 2021. V. 355. 106062. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.106062>
- Gaillardet J., Dupré B., Louvat P., Allègre C.J.* Global silicate weathering and CO₂ consumption rates deduced from the chemistry of large rivers // Chem. Geol. 1999. V. 159. P. 3–30.
- Gallet S., Jahn B.M., Torii M.* Geochemical characterization of the Luochuan loess-paleosol sequence, China and paleoclimatic implications // Chem. Geol. 1996. V. 133. P. 67–88.
- Garzanti E., Andò S., France-Lanord C. et al.* Mineralogical and chemical variability of fluvial sediments. 2. Suspended-

- load silt (Ganga–Brahmaputra, Bangladesh) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2011. V. 302. P. 107–120.
- Garzanti E., Andò S., France-Lanord C. et al.* Mineralogical and chemical variability of fluvial sediments. 1. Bedload sand (Ganga–Brahmaputra, Bangladesh) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2010. V. 299. P. 368–381.
- Garzanti E., Padoan M., Setti M. et al.* Weathering geochemistry and Sr–Nd isotope fingerprinting of equatorial upper Nile and Congo muds // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2013. V. 14. P. 292–316.
- Garzanti E., Resentini A.* Provenance control on chemical indices of weathering (Taiwan river sands) // *Sediment. Geol.* 2016. V. 336. P. 81–95.
- González-Álvarez I., Kerrich R.* Weathering intensity in the Mesoproterozoic and modern large-river systems: A comparative study in the Belt–Purcell Supergroup, Canada and USA // *Precambrian Res.* 2012. V. 208–211. P. 174–196.
- Grytsenko V.P.* Diversity of the Vendian fossils of Podillia (Western Ukraine) // *GEO&BIO*, National Natural History Museum, NAS of Ukraine. 2020. 19. P. 3–19.
- Gu X.X., Liu J.M., Zheng M.H. et al.* Provenance and tectonic setting of the Proterozoic turbidites in Hunan. South China: geochemical evidence // *J. Sed. Res.* 2002. V. 72. P. 393–407.
- Guo Y., Yang S., Su N. et al.* Revisiting the effects of hydrodynamic sorting and sedimentary recycling on chemical weathering indices // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2018. V. 227. P. 48–63.
- Hamer J.M.M., Sheldon N.D., Nichols G.J., Collinson M.E.* Late Oligocene–Early Miocene palaeosols of distal fluvial systems, Ebro Basin, Spain // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2007. V. 247. P. 220–235.
- Harnois L.* The CIW index: a new chemical index of weathering // *Sediment. Geol.* 1988. V. 55. P. 319–322.
- Harrassowitz H.L.* Material und Versuch erdgeschichtlicher Auswertung // *Fortschritte der Geologie und Paläontologie.* 1926. V. 4. 14 p.
- Haskins D.* Chemical and mineralogical weathering indices as applied to a granite saprolite in South Africa // 10 th IAEG Congress. Geol. Soc. London. 2006. Paper 465.
- Hessler A.M., Zhang J., Covault J., Ambrose W.* Continental weathering coupled to Paleogene climate changes in North America // *Geology.* 2017. V. 45. P. 911–914.
- Hong H., Li Z., Xue H. et al.* Oligocene clay mineralogy of the Linxia Basin: evidence of paleoclimatic evolution subsequent to the initial stage uplift of the Tibetan Plateau // *Clays Clay Miner.* 2007. V. 55. P. 491–503.
- Irfan T.Y.* Characterization of weathered volcanic rocks in Hong Kong // *Quart. J. Eng. Geol.* 1999. V. 32. P. 317–348.
- Irfan T.Y.* Mineralogy, fabric properties and classification of weathered granites in Hong Kong // *Quart. J. Eng. Geol.* 1996. V. 29. P. 5–35.
- Jenny H.* Behavior of potassium and sodium during the process of soil formation // *Missouri Agric. Exp. Station. Res. Bull.* № 162. 63 p.
- Jenny H.* Factors of Soil Formation: A System of Quantitative Pedology. N. Y.: Dover Publications, 1941. 281 p.
- Kahmann J.A., Seaman J., Driese S.G.* Evaluating trace elements as paleoclimate indicators: multivariate statistical analysis of late Mississippian Pennington Formation Paleosols, Kentucky, USA // *J. Geol.* 2008. V. 116. P. 254–268.
- Kalm V.E., Rutter N.W., Rokosh C.D.* Clay minerals and their paleoenvironmental interpretation in the Baoji loess section, Southern Loess Plateau, China // *Catena.* 1996. V. 27. P. 49–61.
- Kennedy M., Droser M., Mayer L.M. et al.* Late Precambrian oxygenation; inception of the clay mineral factory // *Science.* 2006. V. 311. P. 1446–1449.
- Kronberg B.I., Nesbitt H.W.* Quantification of weathering, soil geochemistry and soil fertility // *J. Soil Sci.* 1981. V. 32. P. 453–359.
- Li C., Yang S.* Is chemical index of alteration (CIA) a reliable proxy for chemical weathering in global drainage basins? // *Am. J. Sci.* 2010. V. 310. P. 111–127.
- Liivamagi S., Srodon J., Bojanowski M.J. et al.* Paleosols on the Ediacaran basalts of the East European Craton: a unique record of paleoweathering with minimum diagenetic overprint // *Precambrian Res.* 2018. V. 316. P. 66–82.
- Liivamagi S., Srodon J., Bojanowski M.J. et al.* Precambrian paleosols on the Great Unconformity of the East European Craton: An 800 million year record of Baltica's climatic conditions // *Precambrian Res.* 2021. V. 363. 106327. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106327>
- Liu J., Chen J., Selvaraj K. et al.* Chemical weathering over the last 1200 years recorded in the sediments of Gonghai Lake, Lvliang Mountains, North China: a high-resolution proxy of past climate // *Boreas.* 2014. V. 43. P. 914–923.
- Marques E.A.G., Amaral Vargas E.d. Jr., Leao M.F.* Weathering of Rocks in Brazil // *Soft Rock Mechanics and Engineering* / Eds M. Kanji, M. He, L. Ribeiro e Sousa. Springer Nature Switzerland AG, 2020. P. 251–290.
- Maynard J.B.* Chemistry of modern soils as a guide to interpreting Precambrian paleosols // *J. Geol.* 1992. V. 100. P. 279–289.
- Maynard J.B., Sutton S.J., Robb L.J. et al.* A paleosol developed on hydrothermally altered granite from the hinterland of the Witwatersrand basin: characteristics of a source of basin fill // *J. Geol.* 1995. V. 103. P. 357–377.
- McLennan S.M.* Weathering and global denudation // *J. Geol.* 1993. V. 101. P. 295–303.
- Merrill G.P.* A treatise on rocks, rock-weathering and soils. Ann Arbor: University of Michigan Library, 1906. 508 p.
- Nadłonek W., Bojakowska I.* Variability of chemical weathering indices in modern sediments of the Vistula and Odra rivers (Poland) // *Appl. Ecol. Environm. Res.* 2018. V. 16. P. 2453–2473.
- Nesbitt H.W.* Diagenesis and metasomatism of weathering profiles, with emphasis on Precambrian paleosols // *Weathering, Soils and Paleosols* / Eds I.P. Martini, W. Chesworth. Netherlands: Elsevier, 1992. P. 127–152.

- Nesbitt H.W.* Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite // *Nature*. 1979. V. 279. P. 206–210.
- Nesbitt H.W., Young G.M.* Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature*. 1982. V. 299. P. 715–717.
- Nesbitt H.W., Young G.M.* Formation and diagenesis of weathering profiles // *J. Geol.* 1989. V. 97. P. 129–147.
- Nesbitt H.W., Young G.M.* Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1984. V. 48. P. 1523–1534.
- Parker A.* An index of weathering for silicate rocks // *Geol. Mag.* 1970. V. 107. P. 501–504.
- Passchier S., Erukanure E.* Palaeoenvironments and weathering regime of the Neoproterozoic Squantum ‘Tillite’, Boston Basin: no evidence of a snowball Earth // *Sedimentology*. 2010. V. 57. P. 1526–1544.
- Paszkowski M., Budzyn B., Mazur S. et al.* Detrital zircon U-Pb and Hf constraints on provenance and timing of deposition of the Mesoproterozoic to Cambrian sedimentary cover of the East European Craton, part II: Ukraine // *Precambrian Res.* 2021. V. 362. 106282. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106282>
- Paszkowski M., Budzyn B., Mazur S. et al.* Detrital zircon U-Pb and Hf constraints on provenance and timing of deposition of the Mesoproterozoic to Cambrian sedimentary cover of the East European Craton, Belarus // *Precambrian Res.* 2019. V. 331. 105352. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.105352>
- Price J.R., Velbel M.A.* Chemical weathering indices applied to weathering profiles developed on heterogeneous felsic metamorphic parent rocks // *Chem. Geol.* 2003. V. 202. P. 397–416.
- Prochnow S.J., Nordt L.C., Atchley S.C., Hudec M.R.* Multi-proxy paleosol evidence for middle and late Triassic climate trends in eastern Utah // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2006. V. 232. P. 53–72.
- Reiche P.* Graphic representation of chemical weathering // *J. Sed. Petrol.* 1943. V. 13. P. 58–68.
- Retallack G.J., Bestland E.A., Fremd T.* Eocene and Oligocene paleosols and environmental change in central Oregon // *GSA Spec. Paper* 344. 2000. 192 p.
- Rocha Filho P., Antunes F.S., Falcao M.F.G.* Qualitative influence of the weathering degree upon the mechanical properties of a young gneissic residual soil // *Proc. 1st Int. Conf. on Geomechanics in Tropical Lateritic and Saprolitic Soils*. V. 1. Brasilia, 1985. P. 281–294.
- Roy P.D., Caballero M., Lozano R., Smykatz-Kloss W.* Geochemistry of late Quaternary sediments from Tecocomulco lake, central Mexico: Implication to chemical weathering and provenance // *Geochemistry*. 2008. V. 68. P. 383–393.
- Ruxton B.P.* Measures of the Degree of Chemical Weathering of Rocks // *J. Geol.* 1968. V. 76. P. 518–527.
- Shao J.Q., Yang S.Y.* Does chemical index of alteration (CIA) reflect silicate weathering and monsoonal climate in the Changjiang River basin? // *Chin. Sci. Bull.* 2012. V. 57. P. 1178–1187.
- Sheldon N.D., Tabor N.J.* Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols // *Earth-Sci. Rev.* 2009. V. 95. P. 1–52.
- Short N.M.* Geochemical Variations in Four Residual Soils // *J. Geol.* 1961. V. 69. P. 534–571.
- Soldatenko Y., El Albani A., Ruzina M. et al.* Precise U-Pb age constrains on the Ediacaran biota in Podolia, East European Platform, Ukraine // *Sci. Rep.* 2019. V. 9. P. 1–13.
- Sueoka T.* Identification and classification of granite residual soils using chemical weathering index // *Second International Conference Geomechanics in Tropical Soils, Singapore*. 1988. P. 55–61.
- Sueoka T., Lee I.K., Hiramatsu M., Imamura S.* Geomechanical properties and engineering classification for decomposed granite soils in Kaduna district, Nigeria // *Proceedings of the First International Conference on Geomechanics in Tropical Lateritic and Saprolitic Soils, Brasilia*. 1985. V. 1. P. 175–186.
- Taylor S.R., McLennan S.M.* *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Oxford: Blackwell, 1985. 312 p.
- Turgeon S., Brumsack H.-J.* Anoxic vs dysoxic events reflected in sediment geochemistry during the Cenomanian–Turonian Boundary Event (Cretaceous) in the Umbria–Marche basin of central Italy // *Chem. Geol.* 2006. V. 234. P. 321–339.
- Viers J., Dupré B., Gaillardet J.* Chemical composition of suspended sediments in World Rivers: New insights from a new database // *Sci. Total Environ.* 2009. V. 407. P. 853–868.
- Visser J.N.J., Young G.M.* Major element geochemistry and paleoclimatology of the Permo–Carboniferous glaciogene Dwyka Formation and post-glacial mudrocks in Southern Africa // *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.* 1990. V. 81. P. 49–57.
- Vogt T.* Sulitjelmafeltets geologi og petrografi // *Norges Geologiske Undersokelse*. 1927. V. 121. 560 p. (in Norwegian, with English abstract)
- Weaver C.E.* *Clays, Muds, and Shales. Developments in Sedimentology*. V. 44. Elsevier, 1989. 819 p.
- Yan Y., Xia B., Lin G. et al.* Geochemistry of the sedimentary rocks from the Nanxiong Basin, South China and implications for provenance, paleoenvironment and paleoclimate at the K/T boundary // *Sediment. Geol.* 2007. V. 197. P. 127–140.
- Yang S.Y., Li C.X., Yang D.Y., Li X.S.* Chemical weathering of the loess deposits in the lower Changjiang Valley, China, and paleoclimatic implications // *Quat. Int.* 2004. V. 117. P. 27–34.

Chemical Weathering Indices and their Use for Paleoclimatic Reconstructions (on the Example of the Vendian–Lower Cambrian Section of Podolsk Transnistria)

A. V. Maslov^{1, *}, V. N. Podkovyrov^{2, **}

¹*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia*

²*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences,
Makarov emb., 2, St.-Petersburg, 199034 Russia*

**e-mail: amas2004@mail.ru*

***e-mail: vpodk@mail.ru*

The article provides an overview of various indices/indicators (Vogt, Parker, CIA, CIW, PIA, MIA, etc.) used in the study of weathering profiles/crusts and reconstruction of paleoclimatic environments of sedimentary sequence accumulation. Their possibilities are demonstrated by the example of Vendian–Lower Cambrian terrigenous deposits of Podolsk Transnistria (southwestern slope of the Ukrainian Shield). The distribution of the ba_1 index values in this section indicates the presence of the material most transformed by the processes of chemical weathering in the mudstones of the Nagoryany Formation, the lower part of the Danylivka and the middle part of the Studenytsya formations. For mudstones of the Danylivka–Zbruch interval, the HM values are close to the HM_{PAAS} . For rocks of the Yaryshiv–Nagoryany interval, the HM values are slightly higher, and for mudstones in the lower part of the Yaryshiv Formation, they are comparable to those inherent in continental clays of a hot tropical climate. The average SA index for mudstones of the entire section is 5.6 ± 0.7 . Mudstones of the Hrushka–Nagoryany interval, where $SA < SA_{PAAS}$, are composed of more weathered material. The WIP values in the mudstones of the Mohyliv and Yaryshiv formations, as well as in the upper part of the Zbruch Formation, correspond to the interval of their values between PAAS and the average Archean granite. Clay rocks of other formations have $WIP \leq WIP_{PAAS}$ values. The average CIA value for mudstones is 71 ± 4 , which practically corresponds to the CIA value (70), which separates the sediments of cold/arid and warm/humid climates. Variations in the CIW index along the section are symbate with variations in the CIA. The vast majority of mudstones are characterized by $PIA > PIA_{PAAS}$ values. The average CPA value is 91 ± 4 , which is also typical for PAAS. The above and other data show that on the basis of a “direct” interpretation of the values of various indices of chemical weathering inherent in fine-grained clastic rocks, the paleoclimate that existed in the Vendian–Early Cambrian on the territory of Podolsk Transnistria was rather moderate or warm humid. Comparison of the CIA values of mudstones with the values of this indicator for the particulate suspended matter of modern rivers suggests that the climate in the Vendian–Early Cambrian resembled dry and humid subtropical or dry tropical with elements of humid.

Keywords: indicators/indexes of chemical weathering, clay rocks, Vendian, Lower Cambrian, Podolsk Transnistria.