

дела которых и происходило смещение горных пород [9]. Из-за наклона этих плоскостей иногда радоновые аномалии оказываются несколько смещёнными по отношению к линии разломов на карте.

С учётом нормативов Инспекции Госатомнадзора Российской Федерации [10] по оценке радоноопасности грунтов (радоноопасными считаются отложения с ОАР более 50 000 Бк/м³, относительно радоноопасными – 10 000–50 000 Бк/м³ и радонобезопасными – менее 10 000 Бк/м³), аномалии, выявленные на территории Беларуси в зонах разломов, относятся к категориям относительно радоноопасных и радоноопасных. При этом установлено, что ширина аномальных зон в зависимости от ранга разломов (локальный, региональный, суперрегиональный) варьирует в интервале от первых сотен метров до 3 км, а величина ОАР зависит от времени активизации структур, достигая максимальных значений при проявлении геодинамических процессов в голоцене.

1. Публикация 115 МКРЗ. Риск возникновения рака легкого при облучении радоном и продуктами его распада. М., 2013. 92 с.
2. Публикация 50 МКРЗ. Риск заболевания раком легких от воздействия дочерних продуктов распада радона в помещениях. М., 1992. 105 с.
3. *Dubois G.* An overview of radon surveys in Europe. Luxembourg, 2005. 168 p.
4. *Жуковский М. В., Ярмошенко И. В.* Радон: измерения, дозы, оценка риска. Екатеринбург: Институт промышленной экологии УрО РАН, 1997. 231 с.
5. *Котов И. Л.* Основные проблемы радоновой безопасности. Киев, 2005. 351 с.
6. *Яковлева, В. С.* Методы измерения плотности потока радона и торона с поверхности пористых материалов. Томск: ТПУ, 2011. 174 с.
7. *Автушко М. И., Матвеев А. В., Нечипоренко Л. А.* Проявление линейных нарушений в концентрациях радона в покровных отложениях на территории Воложинского грабена // Докл. АН Беларуси. 1996. Т. 40, № 6. С. 92–94.
8. *Автушко М. И., Матвеев А. В.* Концентрация радона в приповерхностных грунтах на территории Солигорского геодинамического полигона (Беларусь) // Літасфера. 2010. № 2 (33). С. 98–105.
9. Разломы земной коры Беларуси / под ред. Р. Е. Айзберга. Мн.: Красико-Принт, 2007. 372 с.
10. Реализация федеральной программы «Радон» в 1997 г. Анализ достоверности проведенных измерений. Оценка радоноопасности территории / Н. А. Манаков [и др.] // АНРИ. 1998. № 4. С. 8–18.

УДК 551.464.6.02; 551.735.1 (476-14)

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВИЗЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ЮГО-ЗАПАДЕ БЕЛАРУСИ ПО ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ

А. А. Махнач¹, Б. Г. Покровский²

¹ Филиал «Институт геологии» Государственного предприятия «НПЦ по геологии», ул. Академика Купревича 7, 220141 Минск, Республика Беларусь; amahnach@geology.org.by

² Геологический институт РАН, Пыжевский пер. 7, 119017 Москва, Российская Федерация; pokrov@ginras.ru

Изученность каменноугольных отложений Беларуси методом стабильных изотопов очень слабая. Она ограничивается немногочисленными определениями изотопного состава карбонатных О и С в породах бобриковского и тульского горизонтов визейского яруса нижнего карбона в Припятском прогибе [1, 6]. Настоящее сообщение пополняет базу изотопных данных десятью цифрами $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$, полученными в карбонатном веществе отложений визейского яруса на крайнем юго-западе Беларуси в пределах Вольнской моноклинали Вольно-Подольской впадины (скв. Комаровка 91 з/10).

Палеонтологические и стратиграфические сведения о разрезе, а также данные о концентрации и типе органического вещества в породах, использованные нами, почерпнуты из работы Д. П. Плакса и др. [5]. Анализ карбонатности методом В. Н. Щербины выполнен И. Н. Тетеревой в Институте геологии ГП «НПЦ по геологии» (Минск). Изотопные определения О и С в карбонатном материале сделаны Б. Г. Покровским с помощью масс-спектрометра Delta V Advanced и установки Gas-Bench-I в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии Геологического института РАН (Москва). Изотопные отношения приводятся относительно следующих стандартов: $\delta^{18}\text{O}$ – SMOW, $\delta^{13}\text{C}$ – PDB. Точность (воспроизводимость) определений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ находится в пределах $\pm 0,2\%$.

Визейские отложения, представленные михайловским горизонтом, вскрыты скв. Комаровка 91 з/10 на глубине 319,4 м, имеют мощность 20,4 м, перекрываются породами оксфордского яруса верхней юры и подстилаются образованиями пржидольского отдела верхнего силура. Визейский разрез сложен глинистыми, карбонатно-глинистыми, глинисто-карбонатными породами с нечастыми про-

слоями алевролитов. Органические остатки представлены раковинами остракод, брахиопод, фораминифер, зубчиками сколекодонтов, чешуями хрящевых рыб, известковыми трубками червей, члениками криноидей, обломками губок и кораллов, веточками мшанок, спорами. Встречаются углефицированные растительные остатки. Содержание $C_{орг}$ в породах – от 1,51 до 8,38 %, среднее – 3,23 %.

Карбонатный материал представлен раковинным детритом и пелитоморфным кальцитом, в гораздо меньшей степени доломитом.

Вариабельность изотопного состава карбонатных O и C в изученном разрезе небольшая. Значения $\delta^{18}O$ изменяются от 22,4 до 24,3 ‰; среднее составляет $23,5 \pm 0,2$ ‰. Величины $\delta^{13}C$ находятся в пределах 0,0–3,4 ‰ (среднее $2,4 \pm 0,3$ ‰). Корреляция между $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ отсутствует. Сочетание величин двух изотопных показателей представляется не вполне тривиальным: весьма лёгкий состав O и довольно тяжёлый – C.

Е. Л. Гроссман [8] суммировал многочисленные данные по изотопному составу O раковин брахиопод из каменноугольных отложений ряда районов мира. По этим данным, значения $\delta^{18}O$ на Северо-Американской и Русской платформах в большинстве своём находятся в диапазоне 25,8–31,0 ‰, а в образцах из Центральной и Западной Европы $\delta^{18}O$ нередко гораздо ниже 25,8 ‰. Столь низкие цифры обычно объясняются постседиментационными изменениями отложений, прежде всего под влиянием метеогенных вод [7, 9, 10]. Как видим, все значения $\delta^{18}O$ изучавшегося нами разреза, попадают в эту категорию. В нашем случае мы, однако, не склонны идти в фарватере традиционных объяснений лёгкого изотопного состава O. Вызывает сомнение, что существенно глинистые и плотные породы михайловского горизонта могли настолько сильно промываться несущими лёгкий O метеогенными подземными водами, чтобы было реализовано отношение масс вода–порода, необходимое при невысоких пластовых температурах (на глубинах 100–300 м) для получения карбоната с наблюдаемыми значениями $\delta^{18}O$ (22,4–24,3 ‰).

В этом контексте показателен пример, который нам предоставляют франские отложения в районе г. Витебска (Оршанская впадина, северо-восток Беларуси). Здесь пористые и кавернозные доломиты, являющиеся основным водоносным горизонтом региона, залегают на глубинах 25–50 м под четвертичными отложениями. Ясно, что на протяжении 370 млн лет эти карбонатные породы подвергались и продолжают подвергаться активному влиянию пресных метеогенных инфильтрационных вод. Каков же изотопный состав O этих пород? По нашим данным, их $\delta^{18}O$ 22,9–26,0 ‰ (среднее 24,7 ‰). Между тем, значения $\delta^{18}O$, определённые в тщательно отобранных наиболее сохранившихся от постседиментационных изменений частях раковин брахиопод из верхнедевонских отложений США, Испании, Германии, Марокко, России (Сибирь) и Китая составляют 24,7–26,8 ‰ [8, 12, 13]. Эти цифры весьма близки таковым для франских пород района г. Витебска, которые, как уже сказано выше, не могли не испытать интенсивного влияния инфильтрационного катагенеза. Таким образом, роль инфильтрационного катагенеза (или метеорного диагенеза в терминах американских и западноевропейских исследователей) представляется нередко преувеличенной.

В соответствии с одним из многочисленных и не сильно отличающихся друг от друга уравнений, связывающих изотопные составы O воды, осаждающегося из нее карбоната и температуру этого осаждения [11], среднее значение $\delta^{18}O$ в карбонатах визейских отложений изучаемого нами разреза (23,5 ‰) соответствует $\delta^{18}O$ воды, равному –4,4 ‰, при температуре 30 °C. Такой изотопный состав O могла иметь вода опреснённого моря. Например, в воде Азовского, Каспийского и Чёрного морей значения $\delta^{18}O$ от –4,9 до –2,6 ‰ [4]. Опреснение визейского моря в районе наших исследований представляется весьма вероятным. Это была мелководная прибрежная акватория, к которой примыкала обширная суша, поставлявшая в морской бассейн континентальные потоки воды с изотопно-лёгким метеорным O. Подтверждением существования таких потоков служат, в частности, существенно глинистый состав отложений, присутствие алевролитовых прослоев и наличие в породах гумусового органического вещества [5]. А температура воды в 30 °C для прибрежной мелкой части моря в тропических условиях, характерных для раннего карбона, вполне реальна. Таким образом, нами предполагается седиментационная природа изотопного состава карбонатного O визейских пород.

Как же согласуется с нашей гипотезой об условиях визейского осадконакопления, выведенной по изотопному составу O, изотопный состав C? В соответствии с распространённым мнением, континентальные водные потоки несут в море изотопно-лёгкий почвенный C. Но по нашим значениям $\delta^{13}C$ (в среднем 2,4 ‰) мы не видим соответствующего изотопного сигнала с суши, который был, очевидно, затушёван другими процессами. И главным из них был изотопный обмен растворённого в воде не-

органического С с атмосферной CO_2 . В очень мелководных бассейнах осадконакопления нередко возникают условия, благоприятные для установления изотопно-обменного равновесия, при которых наиболее сильно проявляется термодинамический эффект фракционирования, приводящий к накоплению ^{13}C в осаждающейся карбонатной фазе. Например, по данным Х. Лоуенштама и С. Эпштейна [2], $\delta^{13}\text{C}$ карбонатных оолитовых осадков Багамской отмели, где допускается достижение изотопно-обменного равновесия, составляет 4,5 ‰. Заметим, кстати, что даже в пресноводных озёрах изотопный обмен между растворённым неорганическим С и С атмосферной углекислоты может приводить к формированию карбонатов со значениями $\delta^{13}\text{C}$, очень близкими к морским. Например, в олиготрофном оз. Волосо на северо-западе Беларуси $\delta^{13}\text{C}$ раковин моллюсков достигает $-0,9$ ‰, а в среднем по 42 определениям составляет $-3,2$ ‰ [3].

Таким образом, изотопный состав О и С карбонатного вещества пород михайловского горизонта визейского яруса на крайнем юго-западе Беларуси сформировался в седиментогенезе. Осадконакопление происходило в очень мелкой прибрежной части моря. Вода бассейна седиментации была опреснённой за счёт водных потоков с суши и сильно прогревалась в тропических условиях.

1. Борщевский Ю. А. Генезис давсонита из отложений Припятского и Закарпатского прогибов по изотопным данным / Ю. А. Борщевский [и др.] // VIII Всесоюз. симпозиум по стабильным изотопам в геохимии. Москва, 11–14 нояб. 1980 г. М.: ГЕОХИ. 1980. С. 310–312.

2. Галимов Э. М. Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 1968. 226 с.

3. Махнач А. А., Санько А. Ф. Изотопный состав углерода в раковинах современных моллюсков Беларуси // Геохимия. 1999. № 7. С. 719–726.

4. Никаноров А. М., Фёдоров Ю. А. Стабильные изотопы в гидрохимии. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 247 с.

5. Плак Д. П., Кузьменкова О. Ф., Обуховская В. Ю. и др. Литолого-стратиграфическая характеристика домеловых отложений платформенного чехла юго-запада Беларуси (по результатам изучения разреза скважины Комаровка 91 з/10) // Літасфера. 2012. № 2 (37). С. 3–21.

6. Постседиментационные изменения отложений платформенного чехла Беларуси / Под общ. ред. А. А. Махнач. Мн.: Белорусская наука, 2007. 395 с.

7. Degens E. T., Epstein S. Relationship between O18/O16 ratios in coexisting carbonates, cherts and diatomites // Bull. of the American Assoc. of Petrol. Geol. 1962. 46. P. 534–542.

8. Grossman E. L. Oxygen Isotope Stratigraphy // The Geologic Time Scale 2012. Amsterdam, Boston, Heidelberg, London, New York, Oxford, Paris, San Diego, San Francisco, Singapore, Sydney, Tokyo: Elsevier, 2012. P. 181–206.

9. Grossman E. L., Yancey T. E., Jones T. E. etc. Glaciation, aridification, and carbon sequestration in the Permo-Carboniferous: The isotopic record for low latitudes // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2008. 268. P. 222–233.

10. Joachimski M. M., Geldern R., Breisig S. Oxygen isotope evolution of biogenic calcite and apatite during the Middle and Late Devonian // Int. J. of Earth Sci. 2004. 93 (4). P. 542–553.

11. Pierre C., Rouchy J. M. Carbonate replacements after sulfate evaporites in the Middle Miocene of Egypt // J. of Sedimentary Petrol. 1988. Vol. 58, N 3. P. 446–456.

12. Van Geldern, R. Carbon, oxygen and strontium isotope records of Devonian brachiopod shell calcite // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2006. 240 (1–2). P. 47–67.

13. Veizer, J. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater / J. Veizer [et al.] // Chemical Geology. 1999. 161 (1–3). P. 59–88.

УДК 550.4

ЛАНДШАФТНО-ГЕОХИМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА ПО УСЛОВИЯМ ВЕДЕНИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКОВЫХ РАБОТ

А. А. Мясников, Н. Н. Дундуков, М. Н. Овчинникова

«Урангеологоразведка», ул. Гоголя 53, 664039 Иркутск, Российская Федерация; sosna3@irk.ru

Байкальский регион располагается в пределах юга Восточной Сибири между 50 – 56° с. ш. и 102 – 114° в. д., окружая оз. Байкал со всех сторон (М-48, N-48, N-49).

Рассматриваемая территория характеризуется широким разнообразием полезных ископаемых как металлических (Au, U, Pb, Zn, Cu, Mo, W, Be, Sn, Hg, Ni, Cr), так и неметаллических (флюорит, стронций, апатит, фосфориты, бокситы, каменная соль, тальк, магнезит, хризотил-асбест, графит, микрокварциты, керамические пегматиты, мрамор, химически чистые известняки) и горючие (каменный уголь, природный газ и нефть).