

БЕЛОРУССКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
ФАКУЛЬТЕТ ГЕОГРАФИИ И ГЕОИНФОРМАТИКИ

ПРОБЛЕМЫ
РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ
ЗАПАДА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ
ПЛАТФОРМЫ И СМЕЖНЫХ
ТЕРРИТОРИЙ

Материалы
I Международной научной конференции

Минск, 10–12 апреля 2019 г.

Минск
БГУ
2020

УДК 55(06)
ББК 26.3я431
П78

Редакционная коллегия:
О. В. Лукашёв (гл. ред.), В. И. Зуй, В. Н. Губин,
А. Ф. Санько, Г. И. Литвинюк, Д. Л. Творонович-Севрук,
К. В. Куприянюк

Рецензенты:
кандидат геолого-минералогических наук *В. М. Шиманович*;
кандидат физико-математических наук *В. Н. Кузьмин*

Проблемы региональной геологии запада Восточно-
П78 Европейской платформы и смежных территорий : материа-
лы I Междунар. науч. конф., Минск, 10–12 апр. 2019 г. / Белорус.
гос. ун-т ; редкол.: О. В. Лукашёв (гл. ред.) [и др.]. – Минск : БГУ,
2020. – 399 с.

ISBN 978-985-566-951-8.

Представлены материалы научной конференции, написанные учеными, преподавателями и студентами вузов Беларуси, Украины, Польши, России, в которых рассматриваются проблемы региональной геологии, минералогии и петрографии, геохимии, освещается современный уровень исследований в области региональной геологии.

Адресуется широкому кругу исследователей – геологам, геохимикам, геоэкологам и студентам геологических и географических специальностей.

УДК 55(06)
ББК 26.3я431

ISBN 978-985-566-951-8

© БГУ, 2020

ПЛЕНАРНОЕ ЗАСЕДАНИЕ: ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ НЕФТИ И ГАЗА

УДК 550.83:553.98(476)

НАПРАВЛЕНИЕ, ЗАДАЧИ И ОБЪЁМЫ НЕФТЕПОИСКОВЫХ РАБОТ В БЕЛАРУСИ НА БЛИЖНЮЮ ПЕРСПЕКТИВУ

Я. Г. Грибик

Институт природопользования НАН Беларуси,
ул. Ф. Скорины 10, 220114 Минск, Республика Беларусь; yaroslavgribik@tut.by

Созданная за 70-летний период углеводородная ресурсная база Беларуси в настоящее время требует определения современных направлений, задач и объёмов на ближнюю перспективу. Настоящий анализ охватывает направление исследований углеводородов традиционного типа, так как в любом нефтегазоносном бассейне приоритетным является установление в первую очередь залежей традиционного типа, ориентирующих в последующем исследовании на нетрадиционное углеводородное сырьё. Представленный анализ ориентирован в основном на недропользователей, выполняющих геологическое изучение недр всей территории Беларуси с позиций оценки перспектив нефтегазоносности (структуры Минприроды Республики Беларусь).

Ретроспективные и текущие показатели. Анализируя направление геологоразведочных работ на нефть в Беларуси за период 1947–2018 гг. можно выделить их следующие укрупнённые этапы. В послевоенный период с 1947 г. до открытия первого в Беларуси Речицкого месторождения нефти в 1964 г. характеризуются невысоким объёмом буровых работ с проходкой поискового бурения от 1,1 до 35 тыс. м/год, в среднем по 15,3 тыс. м. На этой стадии выполнялся также широкий комплекс геофизических исследований недр Беларуси. В процессе этого периода, определяемого как *региональный*, все геологоразведочные работы выполнялись Управлением геологии БССР.

Следующий *поисково-разведочный* этап определяется временным периодом 1965–1994 гг. (табл. 1, рис. 1). На этот период приходится основной объём работ по изучению геологического строения Припятского прогиба, в процессе которого пробурено 4 429,0 тыс. м проходки, в среднем по 142,9 тыс. м ежегодно и открыто 58 месторождений нефти (табл. 1). Начиная с этого периода, работы выполнялись и выполняются в настоящее время РУП «Белгеология» (в настоящий период НПЦ по геологии) и РУП «ПО «Белоруснефть».

Третий (*детализационный*) этап геологического изучения недр, наступивший после 1996 г. (рис. 1), характеризуется снижением объёмов работ со стороны организаций Минприроды и концерна «Белнефтехим» (в среднем проходка по 31,1 тыс. м/год) и естественно снижение прироста промышленных запасов нефти в среднем по 1,3 млн т/год (табл. 1).

Несмотря на то, что этот этап характеризуется как детализационный, в этот период поисковые работы не должны сокращаться либо прекращаться, так как ни в одном нефтегазоносном бассейне мира поисковые работы не прекращаются. В Беларуси тренд падения поисковых работ на нефть продолжается (рис. 1) и особенно резкое

снижение физических объёмов и задач геологического изучения недр Беларуси ощущается на организациях Минприроды, выполняющих в последние годы объём поискового и параметрического бурения до 3,5 тыс. м и сейсмическую съёмку в формате 2Д в количестве 50–60 км ежегодно. И самое неприятное заключается в том, что геологические задачи, поставленные перед недропользователями Минприроды носят схематический (абстрактный) характер. В соответствии с действующей Государственной программой работ на 2016–2020 гг. НПЦ по геологии доводится задание в следующей формулировке: *Прирост запасов нефти (категории С₂ + Д₀) в количестве 0,6 млн т ежегодно.*

Некорректность задания при этом заключается в том, что Д₀ представляют собой ресурсы структуры, подготовленной к глубокому бурению. Оценка этих ресурсов выполняется без бурения скважины.

Для прироста предварительно оцененных запасов категории С₂ необходимо наличие рядом нефтяной залежи с промышленными запасами категории С₁. Доведение задания в таком выражении не стимулирует на решение текущих геологических задач.

Такие неопределённости по задачам перед недропользователем, выполняющим изучение недр и стимулировали автора для выполнения настоящего анализа по дальнейшей его реализации в ближней перспективе, т. е. после 2020 г.

Исходя из современного состояния геологоразведочной отрасли в структуре Минприроды оптимальным представляется планирование геологоразведочных работ на углеводородное сырьё на ближнюю перспективу по региональному и поисковому направлениям.

Региональное направление включает изучение новых участков Беларуси и новых частей разреза в Припятском НГБ геолого-геофизическими методами с бурением параметрических скважин для зонального прогноза оценки перспектив нефтегазоносности.

Таблица 1 – Основные показатели геологоразведочных работ на нефть в Беларуси в 1947–2018 гг.

Этапы, периоды Показатели	Региональный			Поисково-разведочный			Детализационный			Итого
	1947–1964			1965–1995			1996–2018			
	от-до	всего	среднее	от-до	всего	среднее	от-до	всего	среднее	
Проходка поисково-разведочного бурения, тыс. м	1–35	276	15	39–241	4 429	143	9–51	716	31	5 421
Прирост промышленных запасов нефти, млн т	–	–	–	0,6–20	163	5,3	1–2	29	1,3	192
Открытие месторождений нефти, месторождения	–	1	–	1–3	57		1–2	28	–	86

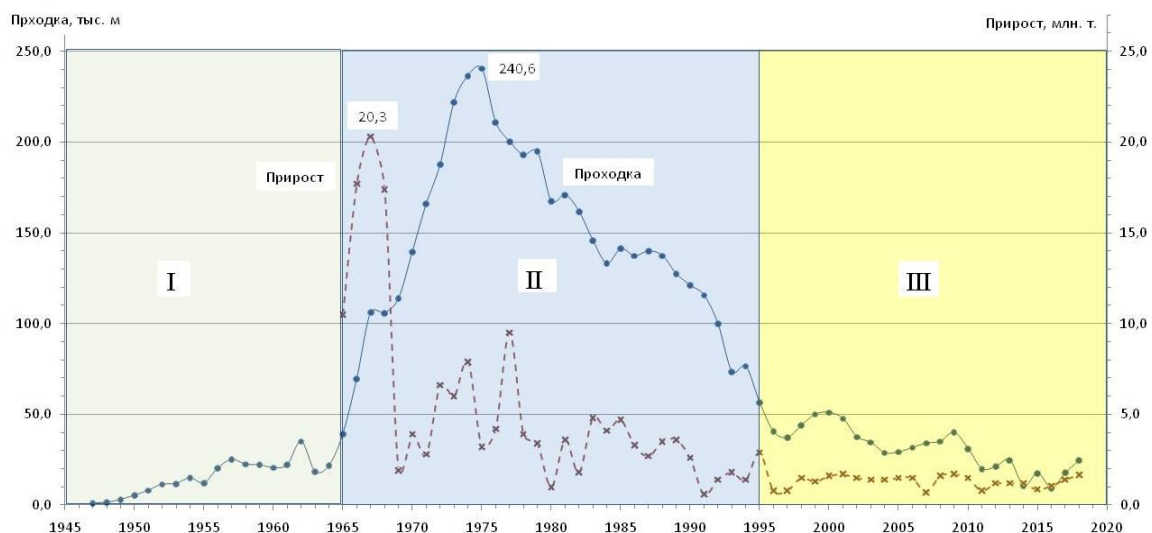


Рисунок 1 – Динамика проходки и прироста запасов нефти в Беларуси в 1947–2018 гг.

В качестве приоритетных в ближайшей перспективе нам представляются следующие объекты:

– На Североприпятском плече Припятского прогиба в районе Китинско-Хатецкой тектонической ступени предстоит оценить геологическую характеристику наиболее погружённого участка плеча с бурением параметрической скв. СП-13 глубиной 2,0–2,2 км с проходкой по породам фундамента до 300 м (рис. 2). Изучение пород кристаллического фундамента Североприпятского плеча актуально также с тех позиций, что в аналогичных условиях Северного борта ДДВ в Украине открыто 16 месторождений и на 10 месторождениях выявлены промышленные залежи углеводородов в породах кристаллического фундамента. Эту задачу предстоит решать изучением разреза современными геофизическими методами, бурением параметрической скв. СП-13 и возобновлением работ по оценке характера насыщения разреза кристаллического фундамента в ранее пробуренной параметрической скв. Прибор 1 испытанием её в колонне.

– К недостаточно изученным участкам Припятского прогиба в региональном плане относятся также Туровская депрессия, Брагинско-Лоевская седловина, Комаринская депрессия. В пределах этих участков в ближней и среднесрочной перспективе целесообразно выполнить изучение региональными сейсмическими профилями с бурением параметрических скважин, поскольку признаки УВ характеризуют эти участки как перспективные, однако изученность недостаточная.

– В пределах Оршанской впадины в ближней перспективе предстоит изучение региональных геологических условий бассейна по геофизическому профилю Орша–Россоны, бурение параметрической скв. Оршанская 101 на гравитационной геохимической аномалии на профиле V–V. Исследования региона следует ориентировать в большей мере на изучение разреза ниже осадочного чехла (рис. 2).

– В пределах Брестской периклинальной Подляско-Брестской впадины оптимальным представляется исследовать геологические особенности региона по региональному сейсмическому профилю Высокое–Брест–Томашовка, пересекающий Подляско-Брестскую впадину с севера на юг через Высоковский, Прибугский, Кустинский, Дивинский разломы и Луковско-Ратновский горст (рис. 2).

– В ближней перспективе планируется исследования геологического строения земной коры Беларуси и Украины по международному геофизическому профилю PANCAKE 2020 по направлению Ровно–Лельчицы–Светлогорск–Климовичи, пересекающему такие геологические структуры как УКЩ, Припятский прогиб, Жлобинское поле диатрем, южную часть Оршанской впадины и склон Воронежского массива (рис. 2).

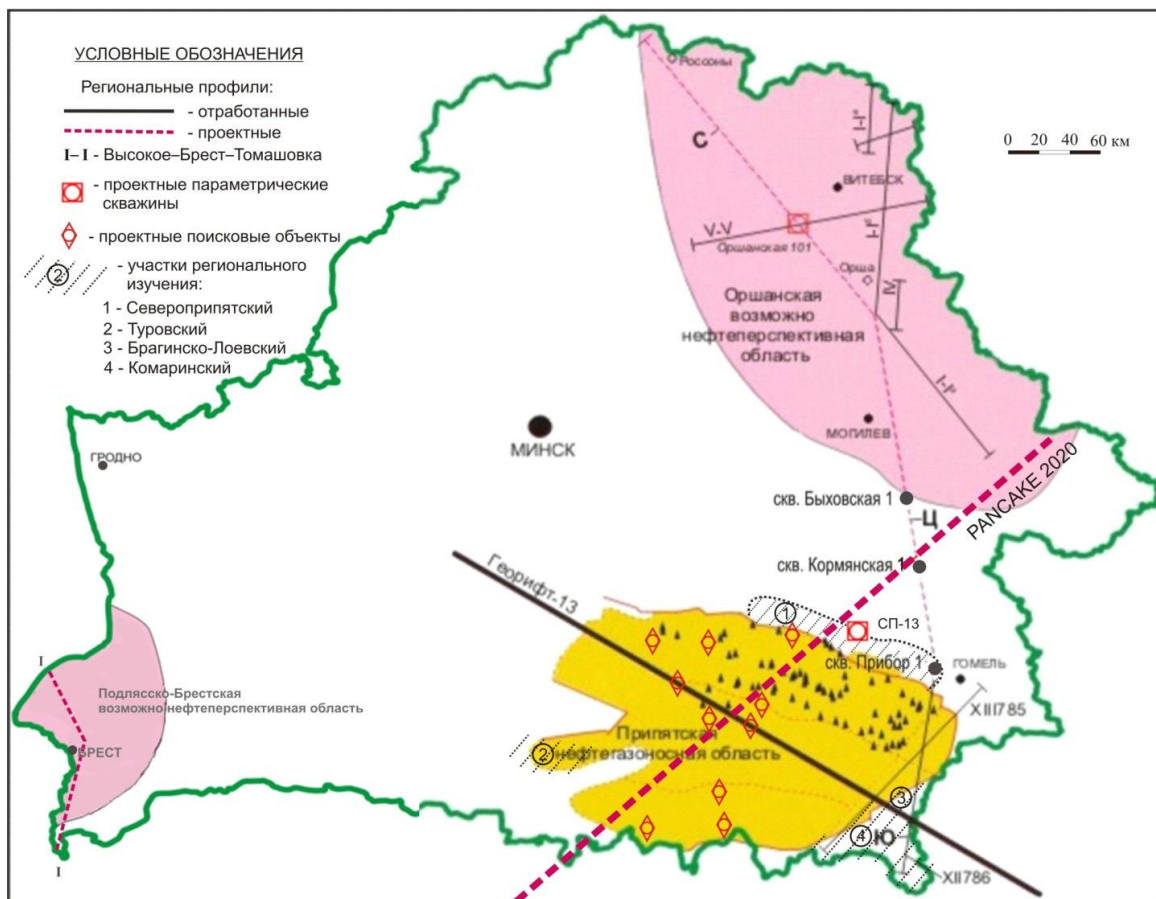


Рисунок 2 – Распределение направлений изучения региональных и поисковых углеводородных объектов Беларуси на ближнюю перспективу

Поисковое направление работ ориентируется на бурение поисковых скважин на структурах приоритетно обоснованных геофизическими, геохимическими данными для прироста запасов нефти промышленной категории S_1 . Этот показатель должен быть определяющим геологического задания для недропользователя, занимающегося поисковыми работами. Он имеет важное *геологическое* значение, поскольку позволяет констатировать о реальном открытии месторождения (залежи), *экономическое* значение, поскольку определяет величину прироста запасов на метр проходки, а также *правовое* значение, поскольку позволяет ствол скважины, в которой получен приток нефти в процессе бурения, обсаживать эксплуатационной колонной для получения притока нефти в ней и подсчёта запасов категории S_1 .

Основными объектами этого направления работ должны послужить фонд структур, подготовленных к глубокому бурению. Следует предусмотреть выполнение анализа существующего фонда структур для разделения его на геологически

надёжные и недостаточно надёжные по ряду обстоятельств (методы исследования, недостаточно обоснован прогноз коллекторских свойств, структурные построения). Для последней группы структур следует предусмотреть выполнение детализационных сейсмических исследований в объёме 50–70 км ежегодно. Это позволит снизить степень риска при вводе структур в бурение. В качестве перспективных площадей, которые можно планировать к вводу в поисковое бурение в ближайшей перспективе можно отнести следующие объекты.

В Северной зоне это: Западно-Березинская структура в верхнесоленосном горизонте; Малынская подсолевая структура; Западно-Тесловская подсолевая структура; Кошевичская подсолевая структура, а также ряд других перспективных объектов, которые появятся после ревизии фонда подготовленных структур.

Существенным резервом является также фонд выявленных структур и намечаемых объектов по геологическим данным, которые в прежние времена были наиболее продуктивны.

В Центральном нефтегазоносном районе с учётом выявления РУП ПО «Белоруснефть» в последнее время залежей нефти в подсолевых отложениях в восточной части предстоит пересмотр материалов и определение приоритетных участков на Азерецко-Хобнинской тектонической структуре в пределах Бобровичской, Гороховской, Азерецкой, Цидовской, Птичской площадей. Учитывая существенную разблокированность подсолевого комплекса, выбор поисковых объектов следует ориентировать на детальное использование данных по ранее пробуренным площадям, а по отдельным объектам с использованием ликвидированных скважин (Бобровичская 4, Гороховская 1, Цидовская 1, Птичская 1).

В Южном нефтеперспективном районе считаем целесообразным продолжить поисковые работы в пределах Ново-Ельской площади (с учётом данных по скв. Ельская 26, Ново-Ельская 43), Восточно-Выступовичской площади (по результатам скв. 11), Южно-Валавской площади (по результатам скв. 35).

Учитывая достаточную степень разбуренности отдельных участков Припятского прогиба, задачу по изучению ранее изучаемых объектов геологически рационально, экономически и технологически обосновано целесообразно решать по программе (SB (sekend borehole – второй ствол). Такая практика для «старых» нефтегазоносных районов широко применяется, в том числе и РУП ПО «Белоруснефть» при доразведке месторождений нефти Припятского прогиба доуглублением эксплуатационных скважин и забуриванием вторых стволов.

Во все времена оценкой геологической эффективности поисковых работ на нефть служил такой показатель как прирост запасов нефти промышленной категории на один метр глубокого бурения. В Беларуси этот показатель в начальный поисково-разведочный этап достигал 240 т/м проходки по результатам работ, выполнявшихся РУП «Белгеология» и РУП «ПО «Белоруснефть». В детализационный период после 1996 г. этот показатель для РУП «Белгеология» изменялся в пределах 13–24 т/м. Анализом эффективности геологоразведочных работ РУП «Белгеология» и НПЦ по геологии за период 1991–2018 гг. усреднённый показатель эффективности составляет 18 т/м. Эту величину следует использовать для определения геологического задания по приросту промышленных запасов нефти на перспективу. Она будет определяться величиной годовой проходки метража бурения умноженной на среднюю эффективность 18 т/м и умноженной на вероятность получения прироста запасов, равную 0,5. Такое значение вероятности принимается в соответствии со степенью риска и с учётом включения в объём проходки параметрическое бурение, не

решающего задачу прироста запасов. По этому принципу определены объёмы геологоразведочных работ на период 2021–2025 гг. (табл. 2).

Приведённое в табл. 2 геологическое задание по приросту запасов нефти и физические объёмы для его выполнения позволяют рассчитывать на то, что геологическая служба Минприроды продолжит существовавшее ранее стремление искать залежи нефти и находить там, где их, казалось бы, не должно бы быть. Для этого следует довести реальное геологическое задание и обеспечить его выполнение необходимыми средствами.

Таблица 2 – Объёмы геологоразведочных работ на ближнюю перспективу

Основные показатели	Единица измерения	Годы					Всего
		2021	2022	2023	2024	2025	
Прирост запасов нефти промышленной категории С ₁	тыс. т	45	50	55	60	60	270
Проходка бурением глубоких скважин, в том числе параметрическое бурение	тыс. м	5,0	5,5	6,0	6,5	7,0	30
		1,5	1,5	2,0	2,5	2,5	10
Сейсморазведочные работы методом 2Д, в том числе региональные работы	км	100	120	130	140	150	640
		50	60	70	70	80	330

УДК 550.424.6

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СКОПЛЕНИЙ НЕФТИ В ДОДЕВОНСКИХ ОБРАЗОВАНИЯХ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Р. З. Мухаметшин

Казанский федеральный университет, Институт геологии и нефтегазовых технологий,
ул. Кремлёвская 18/ 4, 420008 Казань, Российская Федерация; geoeng111@yandex.ru

Исследование додевонских отложений на Восточно-Европейской платформе важно, по крайней мере, в трёх аспектах: 1) в плане наращивание ресурсной базы в восточных (здесь выявлены небольшие залежи) и поиска скоплений нефти и центральных районах (Московская синеклиза); 2) наличия нефтематеринских толщ в древнейших осадочных образованиях; 3) условий формирования нефтяных месторождений. При этом необходимо отметить, что чёткое разграничение названных аспектов весьма затруднено. Тем не менее, первый аспект выходит за рамки данного исследования. Для данного обобщения (помимо собственных разработок) критически проанализирован обширный литературный материал по геологии и геохимии нафтидов, полученный исследователями и научными коллективами из разных регионов и в котором нашли место и часто взаимоисключающие точки зрения.

На сегодняшний день нефтеносность додевонских образований в той или иной степени детальности изучена на востоке (залежи нефти в рифее-венде Волго-Уральская нефтегазоносной провинции – ВУ НГП) и на западе (залежи нефти сред-

него кембрия Балтийской синеклизы – БС) Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Пожалуй, исследованию последних посвящено наибольшее количество публикаций, несмотря на отсутствие в Прибалтийском регионе крупных месторождений (на данной стадии изученности территории БС об этом уже можно говорить в утвердительной форме). Тем не менее, предметом продолжающихся дискуссий продолжают оставаться основополагающие «вечные» вопросы нефтегазовой геологии, которые касаются происхождения нефти, её источников, путей миграции, времени и продолжительности накопления нефти в ловушках. В этом плане древние нефтесодержащие толщи, располагаясь в низах осадочного чехла нефтегазоносных бассейнов, в том числе являясь промежуточным звеном («транзитом») на многоэтажных месторождениях, могут в той или иной степени пролить свет на поставленные вопросы.

Условия формирования скоплений углеводородов (УВ), равно как и формы их нахождения в природе, весьма разнообразны. Реконструкция этих условий в той или иной мере возможна на основании изучения сопутствующих данным процессам индикаторов. К таковым могут быть отнесены индикаторы: 1) заключённые в самих нефтях и их производных; 2) связанные с преобразованиями минерального вещества продуктивных пластов под воздействием нефти и продуктов её превращения; 3) «спутники» процессов формирования залежей нефти, как, например, физические поля или ареалы распространения микроэлементов (как над современными залежами УВ, так и над их реликтами); 4) современные и палеовыходы нефти на земную поверхность (фаунистические остатки дают возможность датировать процесс излияния нефти из недр). Как следует из перечисленного, комплекс необходимых для реконструкции истории формирования скоплений УВ исследований должен включать в себя методы, которые позволяют определять: а) историю формирования ловушки, б) последовательность и динамику происходивших фазовых переходов и термодинамических процессов, в) характер и природу изменения минералов и насыщающих коллекторы флюидов и г) их дату [9]. В то же время нельзя не отметить, что, как правило, сведения по индикаторам условий нефтенакпления в том или ином районе носят отрывочный характер. Поэтому исследователи вынуждены воссоздавать целостную картину из разрозненных фрагментов. Разумеется, для того, чтобы проследить всю историю нефти в геологическом разрезе того или иного месторождения (нефтегазоносной зоны, района или области), необходимо знать источники УВ, однако эта область исследований уже выходит за рамки наших возможностей.

Важнейшим, а иногда и возможно единственным методом изучения нефтегазоносных объектов является палеотектонический анализ, который во многом позволяет пролить свет на время формирования залежей нефтей. Это чётко иллюстрируют данные по месторождениям Балтийской синеклизы.

На западе ВЕП (юго-восток БС) единственно промышленно нефтеносным объектом в пределах Калининградской области являются алевропесчаные пласты дейменаского надгоризонта (Є₂dm), залегающие на глубине от 1 600 до 2 525 м. С погребёнными тектоническими структурами связаны практически все выявленные здесь залежи нефти, при этом некоторые структуры (Восточно-Горинская), очевидно, заложены в докембрии или раннем кембрии, на что указывает сокращение мощности отложений среднего кембрия [12]. Палеотектонический анализ показал на изученной территории преобладание по времени заложения двух типов нефтеносных структур в кембрии – позднекембрийского и раннесилурийского возраста, но имеется поднятие (Северо-Красноборское) и позднесилурийского заложения. Важной осо-

бенностью развития погребённых структур является их интенсивный рост в поздне-силурийско-предпермское время, проявившийся в сокращении толщин девонско-силурийских отложений. Преобладающее число структур (порядка 80 %) к началу пермского периода имели амплитуду, составляющую 75–150 % от современной, а остальные – около 50 % [12].

В целом лёгкие, маловязкие, с небольшим содержанием смолисто-асфальтовых компонентов нефти месторождений Калининградской области отличаются относительным постоянством состава. Закономерная изменчивость свойств нефти в пределах субширотной Калининградской ступени трактуется не иначе, как свидетельство первичного формирования залежей в соответствии с принципом дифференциального улавливания [4]. Как оказалось [7], аналогичная картина в целом наблюдается и в Южно-Калининградской зоне.

Общие представления о времени формирования скоплений нефти сложились ещё в 1970-е – начале 1980-х гг. [17]: основной этап заполнения ловушек УВ принято относить к девонско-раннепермскому времени. Выполненная реконструкция времени первичного заполнения ловушек нефтью позволила, исходя из динамики формирования нефтеносных структур (время заложения и главная фаза роста), установить [7]: 1) раннее (додевонское) заполнение ловушки нефтью (Славинское) с последующей её консервацией; 2) аккумуляцию УВ к концу силура (Южно-Олимпийское), к поздней перми (Малиновское, Гаевское, Ушаковское), к триасу (Северо-Красноборское), к юре (Дейминское). Различная степень расформирования структур в мезозое обусловила разную степень заполненности их нефтью (рис. 1). О продолжительной истории существования залежей свидетельствуют следы разрушения первоначальных скоплений нефти (И. С. Гольдберг, Н. М. Руховец, 1970; Л. Н. Лашкова и др., 1979). Так, на Ладушкинском месторождении выявлено четыре уровня древнего ВНК, каждый из которых характеризуется минеральной специализацией [3, 15].

Поскольку тектоническое развитие региона не отличалось активностью, месторождения нефти могли формироваться и сохраняться в течение длительного времени (O. Zdanavičiūte, 2002). Однако, по мнению К. Ф. Кадунене и К. А. Сакалаускаса (1975), основные потенциально нефтематеринские толщи в сухопутной части Прибалтики, включая территорию Калининградской области, не вступали в главную фазу нефтеобразования. Следовательно, очаги нефтеобразования могли располагаться в наиболее погружённой, ныне акваториальной части БС, что предполагает дальнюю миграцию УВ.

Если раньше нефти БС относили к единому генетическому типу, то изотопные исследования, выполненные во ВНИГНИ, выявили признаки их генетической разрозненности: при узком диапазоне вариаций изотопного состава общего углерода нефти существенно различаются по распределению ^{13}C между насыщенной и ароматической фракциями. Согласно «биомаркерному индексу зрелости» (М. В. Дахнова и др., 1998) они также имеют различия [17], и наибольшей зрелостью характеризуются нефти Славинского месторождения.

Построенные корреляционные зависимости газосодержания от разницы между пластовым давлением и давлением насыщения нефти газом (рис. 2) показали различия нефтей по тектоническим элементам, что связано с условиями формирования скоплений УВ (В. С. Мелик-Пашаев и др., 1978).

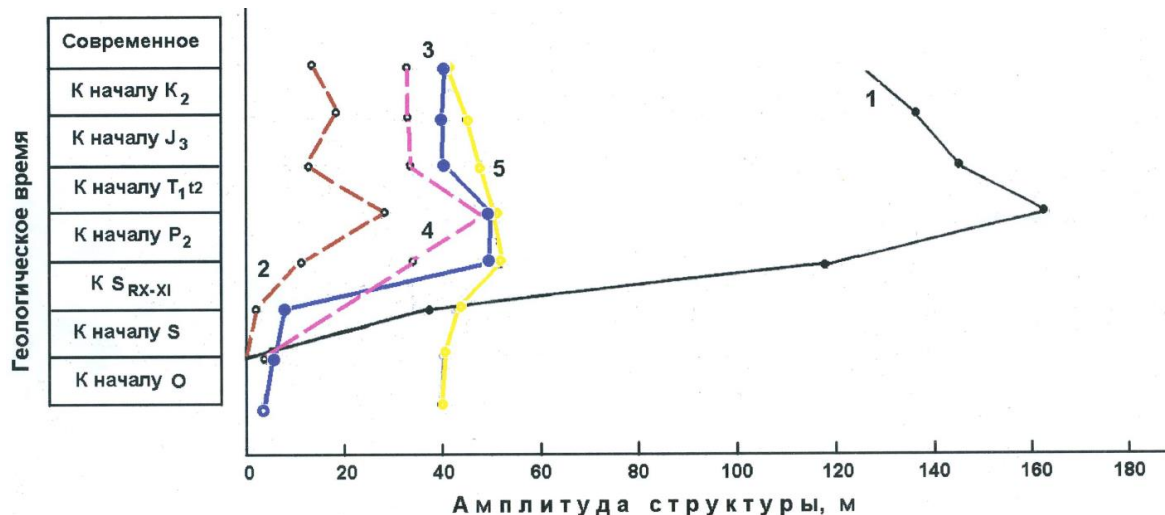


Рисунок 1 – Графики роста нефтеносных структур

1 – Красноборская (0,40); 2 – Северо-Красноборская (0,30); 3, 4 – Ушаковские (северный – 0,70, южный – 0,73); 5 – Семеновская (0,88). Цифры в скобках – степень заполнения структур нефтью.

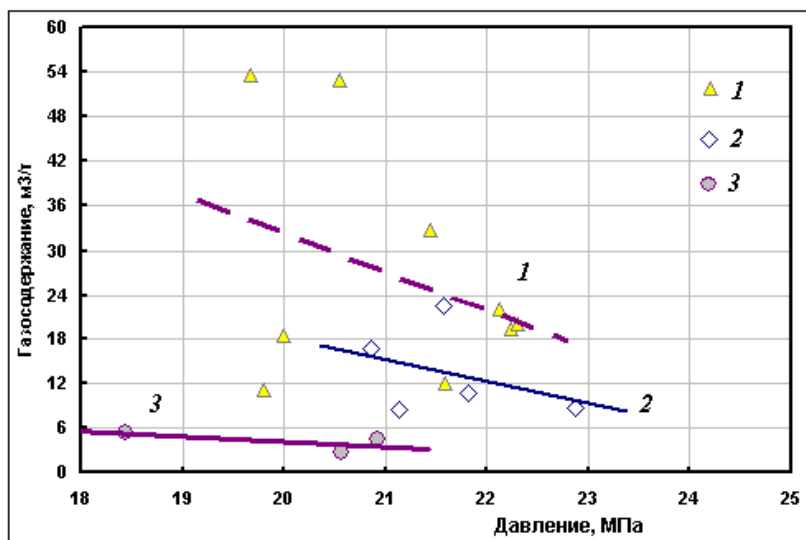


Рисунок 2 – Зависимость газосодержания от разницы давлений пластового и насыщения по месторождениям [2]

1 – Калининградской ступени, 2 – Южно-Калининградской зоны, 3 – Дружбинского выступа

Для выявления особенностей углеводородного состава нефтей комплексом методов, состоящего из ИК спектроскопии и газо-жидкостной хроматографии (ГЖХ), исследованы пробы по 19 залежам 17 месторождений [16]. В результате получено 17 разнообразных параметров, характеризующих строение органических соединений на молекулярном уровне.

По распределению парафиновых структур относительно ароматических все исследованные нефти можно чётко подразделить на две группы: с высокими и низкими значениями указанного параметра. Из нефтей первой группы особенно высокими значениями данного параметра характеризуются нефти Славского, Восточно-Горинского и Зайцевского (скв. 4) месторождений. Из нефтей второй группы с низким содержанием парафиновых структур выделяются нефти Западно-Ушаковского,

Зайцевского (скв. 1, 5), Красноборского и Северо-Красноборского месторождений. По суммарному вкладу парафиновых структур относительно ароматических эти нефти отличаются в 2–3 раза.

Данные ИК спектроскопии свидетельствуют о большом разнообразии структурно-группового состава нефтей.

На основе данных распределения парафиновых углеводородов рассчитаны коэффициенты: $Pr/\Phi = \text{изо}C_{19}/\text{изо}C_{20}$, $K_i = \text{изо}(C_{19} - C_{20})/n(C_{17} - C_{18})$, $\Sigma\text{изоП}/\Sigma nП$, $B = \text{изо}(C_{14} - C_{18})/\text{изо}(C_{19} - C_{20})$, $D = n(C_{12} - C_{20})/n(C_{21} - C_{35})$, а также $n_{\Phi} = n(C_{17} + C_{18})/N$.

Важными характеристиками для отнесения нефти к тому или иному типу являются следующие показатели: K_i – отношение суммы пристана и фитана к сумме нормальных гепта- и октадекана; n_{Φ} , равный отношению суммарного содержания nC_{17} и nC_{18} к высоте нафтено-ароматического фона под пиком nC_{18} .

Для оценки влияния процессов катагенеза, подтока и гипергенеза при формировании и переформировании месторождений проведена статистическая обработка параметров нефтей. Вычислены матрицы факторных нагрузок на переменные (параметры нефтей) и на наблюдения (объекты исследования). Совокупность большого числа параметров для каждой нефти заменена на совокупность двух обобщенных факторов F_1 и F_2 . Для F_1 значимыми являются параметры углеводородного состава, а для F_2 – структурно-групповой состав нефти.

Результаты, представленные в матрице факторных нагрузок на объекты исследования, отражены на рисунке в виде диаграммы рассеивания. Построение зависимости между двумя факторами позволило установить, что основная масса нефтей занимает область значений от -1 до $+1$ (рис. 3), что в первом приближении свидетельствует о близости совокупности их параметров. Для группировки совокупности объектов исследования и получения однородных групп использован кластерный анализ, на основании которого выделено пять кластеров, или групп нефтей по месторождениям: 1) Калининградского вала и Южно-Калининградской зоны нефтегазонакопления, включая Багратионовскую ступень; 2) Северо-Славинское, Северо-Красноборское (Самбийская моноклираль-ступень); 3) Восточно-Горинское (Горинская ступень); 4) Славское (Большаковская ступень); 5) Дружбинское (одноименный выступ).

Наибольший интерес с точки зрения формирования залежей нефти представляют пробы нефти из Зайцевского месторождения, расположенного в Южно-Калининградской зоне нефтегазонакопления вблизи крупного (гемирегионального) Дружбинского разрывного нарушения. Как оказалось, две пробы из девяти скважин оказались вне кластеров (рис. 3), в том числе кластера 1, куда попали остальные семь проб. Особенностью этого месторождения является практически 100 %-ное заполнение ловушки, что в целом несвойственно для аналогичных объектов Калининградской области. Данный факт, очевидно, обусловлен дозаполнением ловушки нефтью в более позднюю, альпийскую фазу тектогенеза. Одновременно это может свидетельствовать и о наличии нескольких источников УВ в недрах. Примечательно, что на Южно-Октябрьском месторождении, расположенном в пределах того же тектонического элемента, пробы нефти из двух залежей согласно кластерному анализу также попали в разные группы.

Таким образом, формирование нефтяных залежей в Балтийском регионе осуществлялось за счёт нескольких очагов генерации УВ. Очевидно, что каждый из очагов имел или мог иметь свой временной интервал активизации. Источником нефти

могли быть грабенообразные прогибы, получившие развитие в «рифтовую стадию» формирования БС, аналогично тому, как это происходило в восточной и центральной частях ВЕП в трактовке О. К. Баженовой и др. Однако лёгкие нефти в ловушках древнего заложения в БС не согласуются с утверждением вышеупомянутых авторов [1] об отнесении таковых к молодым.

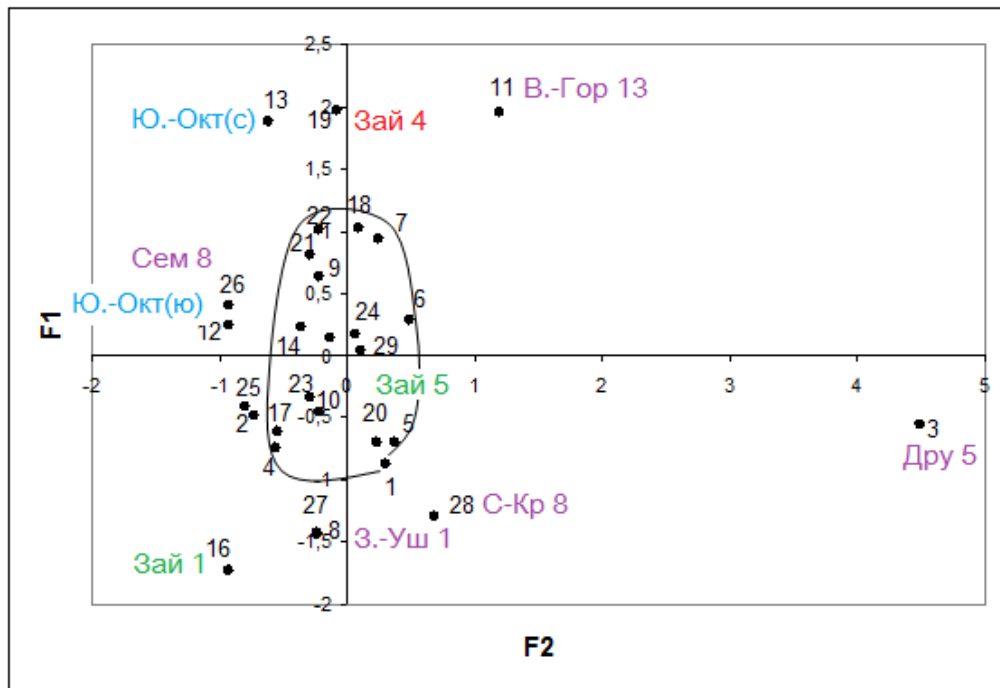


Рисунок 3 – Распределение нефтей по результатам факторного анализа (ИОФХ КНЦ РАН [16])

Ещё один аспект связан с возрастом ловушек нефти. В этой связи отметим, что в 1950–1960-е гг. среди сообщества геологов-нефтяников возобладало мнение о раннем формировании залежей нефти (В. А. Клубов, К. А. Машкович и др.), согласно которому, нефтеносными могут быть только те из структур, которые имеют древний возраст заложения. Отголоски этого дошли и до наших дней. Так, на примере месторождений ВУ НГП утверждается [13], что «генетическая связь между возрастом структур и их нефтегазоносностью – закономерность глобального значения, свойственная всем нефтегазоносным бассейнам», из чего делается вывод, что для поисков нефтегазовых месторождений, перспективны лишь конседиментационные структуры. На наш взгляд [6], этим самым подводится научная база под неудачи в поисках нефтяных залежей в терригенных отложениях девона Урало-Поволжья, тогда как с позиции накопленного на сегодняшний день опыта это обусловлено неподготовленностью должным образом структур (к тому же часто малоамплитудных) под глубокое бурение.

Главным нашим аргументом против утверждения о неперспективности неконседиментационных структур на востоке ВУ НГП служит исследование истории накопления нефти и формирования основной залежи (горизонт Д₁ пашийского горизонта верхнего девона) крупного Бавлинского месторождения на юго-восточном склоне Южно-Татарского свода [5, 8, 9]. Данное месторождение приурочено к одно-

именному поднятию, которое возникло на месте позднепротерозойского Бавлинско-Балтаевского грабена и является структурой инверсионного типа. По отложениям терригенного девона она представляет собой ассиметричную брахиантиклинальную складку с крутым юго-восточным и пологим северо-западным крыльями, которая является частью Бавлинско-Туймазинского вала. Палеотектонический анализ показал [5], что впервые положительная структура наметилась на этой территории не ранее среднекаменноугольного эпохи (более поздний этап геологического развития по объективным причинам анализом не охвачен).

В настоящее время всё большее число исследователей приходит к выводу о геологически более позднем времени формирования месторождений ВУ НГП. Однако в оценке его длительности их мнения расходятся. Так, Б. М. Юсупов (1963) считал, что девонские залежи нефти сформировались не ранее позднепермской эпохи, а К. Б. Аширов (1965) по материалам Самарской и Оренбургской обл. относил их формирование к неогеновому периоду. В результате проведённых комплексных исследований [5, 8–10], включая палеотектонический и палеомагнитный анализы, удалось доказать дискретно-периодический процесс формирования месторождений Южно-Татарского свода и указать на неоген, как период интенсивного заполнения Бавлинской структуры нефтью.

По месторождениям Волго-Камской антеклизы, где наблюдается наибольшая концентрация запасов нефти ВЕП, источником УВ большинством исследователей принимается толща доманикитов. Однако по оценкам специалистов, в частности М. И. Лоджевской (2015), нефтематеринский потенциал последних составляет всего 703 млн т, тогда как только из недр Татарстана добыто более 3,2 млрд т нефти. Кроме того, дополнительным источником нефти уникального Ромашкинского и других крупных и менее значимых многочисленных месторождений центральных районов Урало-Поволжья в результате дальней миграции могут являться глубокозалегающие доманикиты Предуральского прогиба и Бузулукской впадины. Однако нельзя необходимо упомянуть два обстоятельства против доманикитов как единственного источника УВ. Первое – это расположение в разрезе терригенных отложений девона с продуктивным горизонтом Д₁, базисного объекта разведки и разработки, ниже доманикитов, а второе – специфический микроэлементный состав нефтей так называемых верхних горизонтов: по содержанию МЭ чётко выделяются две геохимические разновидности нефтей: «поддоманиковые» (среднедевонско-нижнефранские) и «доманиковая + наддоманиковая» (среднефранско-фаменско-каменноугольные) [10, 11].

На другой источник указали выполненные ранее исследования [14 и др.], в которых рассматривается существование нефтегазопроизводящих толщ и в допалеозойской частях осадочного чехла ВУ НГП. В качестве потенциально нефтепроизводящих толщ служат глинистые отложения старопетровской и карлинской свит и карбонатные отложения калтасинской свиты, обогащенные в достаточной степени (до 9,9 %) С_{орг} (Н. С. Лагутенкова, И. К. Чепикова, 1982). Считается [14], что исходное органическое вещество сапропелевого типа додевонских (бавлинских, или рифейско-вендских) отложений явно пережило главную фазу нефтеобразования. И в этом случае возникает необходимость признать в качестве основной дальнюю миграцию УВ.

Библиографические ссылки

1. Баженова О. К., Арефьев О. А., Соколов Б. А. Генетические особенности нефтей верхнего протерозоя // Докл. АН. 1994. Т. 337, № 3. С. 371–375.

2. Десятков В. М., Мухаметшин Р. З., Фоменко Б. И. Дружбинский выступ – новая нефтегазоносная зона на юго-востоке Балтийской синеклизы // Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа. Актуал. проблемы геологии и геохимии нефти и газа: Материалы 7-й Международ. конф. М.: Геос, 2004. С. 161–164.

3. Лашкова Л. Н., Сакалаускас К. А., Хубльдигов А. И. О времени формирования нефтяных месторождений Калининградской области // Изв. АН СССР, сер. геол. 1972. № 1. С. 96–101.

4. Максимов С. П., Муромцева В. А. О формировании залежей нефти в кембрийских отложениях южного борта Балтийской синеклизы // Геология нефти и газа. 1975. № 3. С. 20–26.

5. Мухаметшин Р. З. Геологические основы эффективного освоения и извлечения трудноизвлекаемых запасов нефти: автореф. дисс. ... д-ра геол.-минер. наук. М.: ИГиРГИ, 2006. 52 с.

6. Мухаметшин Р. З. От научных идей до практического их применения // Нефть. Газ. Новации. 2012. № 1. С. 9–12.

7. Мухаметшин Р. З., Борсукова Н. А., Фоменко Б. И. Современные представления о формировании нефтяных месторождений юго-востока Балтийской синеклизы // Материалы V Конгр. нефтегазопромышленников России. Казань: ЗАО «Нов. знание», 2004. С. 94–95.

8. Мухаметшин Р. З., Галеев А. А. Диагностика древних водонефтяных контактов инструментальными методами // Нефтяное хоз-во. 2014. № 10. С. 23–27.

9. Мухаметшин Р. З., Иванов А. И. Об индикации процессов формирования нефтяных месторождений // Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа. Актуал. проблемы геологии и геохимии нефти и газа: Материалы 7-й Международ. конф. М.: Геос, 2004. С. 354–357.

10. Мухаметшин Р. З., Каюкова Г. П. Геохимические аспекты формирования залежей нефти Южно-Татарского свода // Геохим. моделирование и материнские породы нефтегазоносных бассейнов России и стран СНГ: Докл. Международ. конф., Санкт-Петербург, 11–14 мая 1999 г. СПб: ВНИГРИ, 2000. С. 119–127.

11. Мухаметшин Р. З., Пуланова С. А. Геохимические особенности нефтей Урало-Поволжья в связи с условиями формирования месторождений // Геология нефти и газа. 2011. № 4. С. 74–83.

12. О роли докембрийского фундамента в формировании и переформировании нефтяных залежей в осадочном чехле / Р. З. Мухаметшин, В. К. Чегесов, В. А. Арутюнов, В. Н. Бобылев // Углеродородный потенциал фундамента молодых и древних платформ: Материалы Международ. науч. конф. Казань: Изд-во Казанского ун-та, 2006. С. 199–201.

13. Неволин Н. В. Возраст структур и их нефтегазоносность // Геология нефти и газа. 1999. № 11–12. С. 9–12.

14. Неручев С. Г. Нефтеобразования в бавлинских отложениях Волго-Уральской области // Вопр. нефтегазообразования в осадочных бассейнах различного типа и возраста: Тр. ВНИГРИ. Вып. 310. Л.: Недра, 1972. С. 158–163.

15. Сахибгареев Р. С. Вторичные изменения коллекторов в процессе формирования и разрушения нефтяных залежей. Л.: Недра, 1989. 260 с.

16. Типизация нефтей Калининградской области по геохимическим характеристикам / Р. З. Мухаметшин, Л. М. Петрова, Н. А. Абакумова и др. // Актуал. проблемы нефтегазовой геологии: Докл. Международ. науч.-практ. конф., посвящ. памяти чл.-корр. РАН М. Д. Белонина. СПб: Недра, 2007. С. 234–240.

17. The Middle Cambrian Succession in the Central Baltic Basin: Geochemistry of oils and Sandstone Reservoir Characteristics / O. Zdanaviciute, J. Lazauskiene, A. I. Khoublidkov et al. // J. of Petroleum Geol. July 2012. Vol. 35(3). P. 237–254.

ГЕОТЕРМИЧЕСКОЕ ПОЛЕ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ: НОВЫЕ КРИТЕРИИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

М. Д. Хуторской

Геологический институт РАН,
Пыжевский пер. 7, 109017 Москва, Российская Федерация; mkhutorskoy@ginras.ru

Рубеж XX и XXI вв. можно назвать началом нового этапа изучения и освоения углеводородного потенциала осадочных бассейнов. Это обусловлено не только открытием гигантских месторождений на шельфе Арктических и Дальневосточных морей [3], но и постепенным истощением запасов сырья в континентальных осадочных бассейнах, например, в Западно-Сибирском (рис. 1).

Очевидно, что шельфовые бассейны в XXI в. будут главными объектами прироста запасов углеводородного сырья. При их освоении, однако, возникают геологические, технологические и экологические проблемы, которые, зачастую, не встречались в континентальных осадочных бассейнах. Это может заметно увеличить себестоимость единицы добываемого сырья.

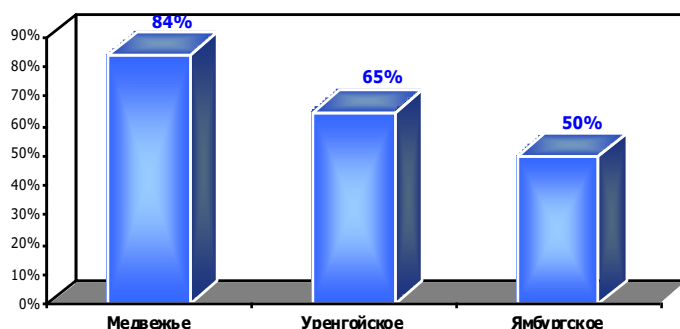


Рисунок 1 – Количество извлеченного природного газа из месторождений-гигантов Западной Сибири (из доклада А. Н. Дмитриевского на 7-м Российском нефтегазовом Конгрессе. Москва, 2009 г.)

Одним из путей снижения затрат может быть применение наукоёмких технологий при поисково-разведочных и инженерно-геологических работах. В условиях ограниченности инвестиционных ресурсов для проведения дорогостоящих геолого-геофизических исследований и высоких рисков поисково-разведочных работ на шельфе практическое значение приобретают относительно недорогие, но весьма наукоёмкие методы косвенной оценки перспектив нефтегазоносности на базе уже имеющихся геолого-геофизических данных.

В данной статье обосновывается эффективность включения в комплекс поисково-разведочных и инженерно-геологических работ изучение геотермических характеристик в осадочном чехле.

Важной особенностью численного моделирования геотермического поля, как и других геофизических полей, является переход к трёхмерным моделям, которые априорно для осадочных бассейнов являются наиболее приемлемыми из-за их изометричной и мозаичной структуры. На основе таких моделей могут быть построены произвольно ориентированные плоскости-срезы, наилучшим образом подчеркиваю-

щие особенности температурного распределения на любых глубинах. Фактически, такая методика давно известна под термином «томография».

Томографический метод в геофизике развивается в наше время не менее активно, чем в медицине, астрономии или технике. Термин «томография» стал применяться в науках о Земле лишь 25–30 лет назад, хотя эта методика под названием «изучение глубинного строения Земли», используется уже сто лет.

Преимущество томографической модели заключается в построении объёмных, трёхмерных изображений объектов, в возможности их рассмотреть «со всех сторон». Для томографии не имеет значения, какую структуру или какое геофизическое поле отображается, и это обусловило появление нескольких видов геофизической томографии: сейсмическая томография в различных вариантах обработки сейсмических волн, гравитационная, электромагнитная и т. д. Успехи применения сейсмотомографии [43, 44], ярко продемонстрировавшей наличие глубинных неоднородностей, естественно стимулировали разработку подобного подхода и для других полей [29, 30], в которых также можно видеть объёмные неоднородные объекты, или как сейчас многие полагают, нелинейные геологические структуры [24, 27].

Мы обосновали и привели результаты томографического моделирования геотермического поля, т. е. разработали так называемый метод *термической томографии*.

Метод заключается в нахождении глубинных температур и плотности теплового потока на различных глубинах в координатах XYZ. Для реальных геологических объектов подразумевается построение температурного распределения в зависимости от широты, долготы и глубины. Таким образом, трёхмерная термотомографическая модель отличается от температурного разреза тем, что позволяет «заглянуть» за линию профиля, что особенно важно при работе с изометричными или мозаичными структурами [33, 35]. С помощью соответствующего программного обеспечения легко можно создать или карты-срезы температур (тепловых потоков) на определённых глубинах, или показать конфигурацию изотермических поверхностей, или построить геотермический профиль по любому сечению.

Практическое значение термотомографической методики заключается в нахождении температурных границ, контролирующих тот или иной процесс генерации или трансформации вещества.

Например, для прогнозирования нефтегазоносности с помощью термотомографии оценивается глубина нахождения температурного интервала катагенеза органического вещества; с помощью той же методики можно найти глубину температурных интервалов, контролирующих метаморфические фации, гидротермальное рудообразование, а также глубину изотермы Кюри в конкретном регионе. Таким образом, термотомография представляет собой новый инструмент для визуализации фактических геотермических данных и для более достоверной их интерпретации с целью получения новых знаний о глубинном строении литосферы и об её эволюции.

Мы покажем на примере термотомографических моделей осадочных нефтегазоносных бассейнов Северной Евразии, что особенности распределения геотемпературного поля могут быть использованы как дополнительный критерий при прогнозировании локализации и глубины залежей углеводородов.

Двухмерные геотемпературные модели Баренцевоморского бассейна

В геологическом строении осадочного чехла Баренцевоморского бассейна участвуют отложения широкого возрастного диапазона: от венд (?)–кембрийских до

кайнозойских. Для непосредственного изучения докайнозойские отложения доступны преимущественно по периферии Баренцевоморского шельфа – на островах и приморских территориях, а также в немногочисленных опорно-параметрических (на островах) и морских поисково-разведочных скважинах российского сектора Баренцева моря. В норвежском секторе Баренцева моря изученность бурением и сейсмо-разведкой значительно выше.

Представленные здесь геологические разрезы составлены на основании данных сейсморазведки МОВ-ОГТ, проведённой в разные годы ОАО МАГЭ; результатов бурения скважин, выполненных в российском секторе ФГУП АМНГР, а также опубликованных данных изучения скважин норвежского сектора. Сухопутные части профилей составлены по результатам геолого-съёмочных работ, выполненных ранее геологами ВНИИОкеангеологии и ПМГРЭ.

Разрезы пересекают основные тектонические элементы Баренцевоморского региона (рис. 2) и в региональном плане характеризуют строение осадочного чехла. Максимальные мощности отложений фиксируются в Южно-Баренцевской впадине, где они предположительно составляют около 18 км (профили 1–3, 7), минимальные – в западных частях Баренцевоморского региона – в норвежском секторе (профили 1, 2). Профиль 4 в меридиональном направлении пересекает зону Центрально-Баренцевских поднятий, разделённых прогибами, открывающимися в сторону Южно-Баренцевской впадины.

Часть разреза, включающая меловые, юрские, верхне-, средне- и частично нижнетриасовые отложения, оказалась редуцирована в норвежском секторе в результате позднемелового(?)–эоценового апlifта. Наиболее полные разрезы мезозоя отмечаются в депоцентрах Баренцевоморского мегабассейна: в Южно- и Северо-Баренцевских впадинах. Здесь снизу вверх по данным МОВ-ОГТ предполагается развитие глубоководных отложений ордовика-силура, девона, карбона и нижней перми, которые выше по разрезу сменяются преимущественно терригенными отложениями верхней перми, триаса, юры, мела и неоген-кайнозоя.

По данным исследования скважин мезозойская часть разреза характеризуется сменой по разрезу трансгрессивных и регрессивных последовательностей отложений. Максимум трансгрессии приходится на позднеюрское время, когда в разрезе формировалась толща так называемых «чёрных глин» [31]. Самая глубокая скважина в этой части региона (Арктическая-1) остановлена на глубине 4 524 м в отложениях ладина.

В бортовых частях Южно-Баренцевской впадины (скважины Мурманской площади) происходит существенное уменьшение мощностей триасовых и более древних отложений и выпадение из разреза отложений верхнего мела. По данным МОВ-ОГТ здесь предполагается развитие карбонатных отложений нижней перми, карбона и верхнего девона (профиль), аналогичных разрезам севера Тимано-Печорской плиты. В Печорском море палеозойские отложения вскрыты поисковым и разведочным бурением. Непосредственно вблизи линии профиля находятся скважины Северо-Гуляевского (№ 1) и Приразломного месторождений (№ 1–5). Одна из скважин Приразломного месторождения прошла осадочный чехол до глубины 4 500 м и на забое вскрыла отложения самых низов нижнего девона. Установлено, что палеозойские отложения Печорского моря, содержащие основной по продуктивности каменноугольно-нижнепермский нефтегазоносный комплекс, имеют большое сходство с разрезами сухопутной части провинции [12].

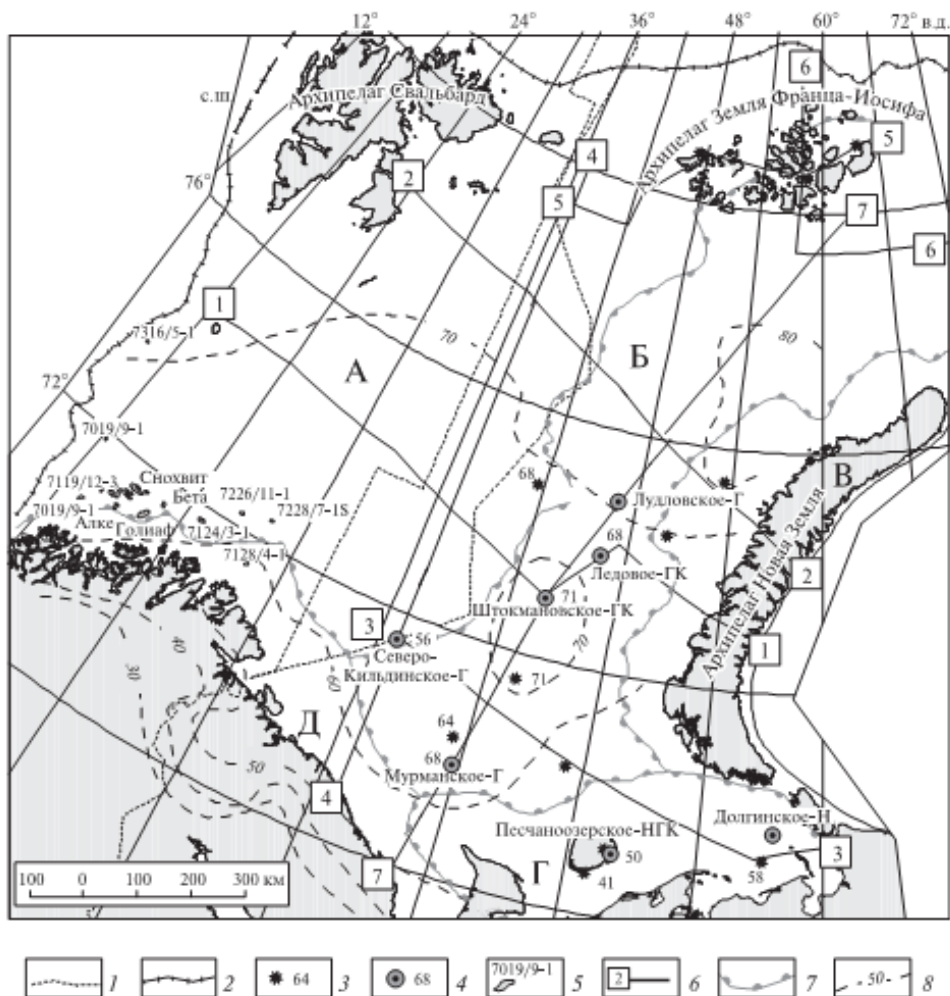


Рисунок 2 – Карта расположения исследованных профилей-геотраверсов
 1 – государственная граница России и срединная линия (по предложению Норвегии (1970 г.); 2 – бровка шельфа; 3 – скважины глубокого бурения и ТП в них, mBm/m^2 ; 4, 5 – месторождения российского (4) и норвежского (5) секторов; 6 – линия сейсмогеологического профиля и его номер; 7 – границы региональных тектонических элементов; 8 – изолинии ТП, mBm/m^2 . Тектонические элементы: А – Свальбардская плита, Б – Восточно-Баренцевский мегапрогиб; В – Пайхойско-Новоземельская складчатая система, Г – Печорская плита; Д – Кольская моноклираль. Тип флюида: Г – газ, ГК – газоконденсат, НГК – нефтегазоконденсат, Н – нефть.

Профили 5 и 6 расположены в самой северной части Баренцевоморского мегабассейна и пересекают острова арх. Земля Франца-Иосифа и прилегающую акваторию. Разрезы построены по данным геологических съемок и опираются на результаты бурения 3 глубоких скважин (Нагурская, Северная, Хейса), по данным которых наблюдаются резкие изменения мощностей отложений и отсутствие на большей части архипелага отложений моложе триасовых. Разрез триасовых отложений насыщен интрузивными образованиями, которые отчетливо фиксируется как в разрезах скважин, так и на профилях МОВ-ОГТ. Ниже триаса, в разрезе скв. Нагурской, установлены верхнекаменноугольные отложения, но в прогибах, там где общие мощности увеличиваются до 6 км, предполагается развитие полных разрезов перми, карбона, девона и силура. В акваториальной части разрезов по данным МОВ-ОГТ предполагается также существование юрских и меловых отложений.

Западная часть профиля 1 проходит в субширотном направлении в центральной части Баренцева моря от о-ва Медвежий до Штокмановско-Лунинского порога (рис. 3). Основными теплофизическими границами на этом профиле, так же как и на всех остальных, являются границы протерозойского фундамента и фанерозойского чехла, а также верхнепалеозойского карбонатного комплекса и мезозой-кайнозойских терригенных пород.

Структурно-теплофизические неоднородности выражены на геотермическом разрезе искривлением изотерм и увеличением геотермического градиента в относительно низкотеплопроводных толщах. Например, градиент температуры в породах складчатого фундамента составляет на интервале глубин 5–10 км 12–14 мК/м, а в породах верхнепалеозойского чехла – 20–21 мК/м. При инвариантности теплового потока на нижней границе разреза контраст значений градиента компенсируется обратным соотношением теплопроводности. Поэтому величина теплового потока на этом профиле практически постоянна и составляет 68 мВт/м². Температурный интервал 140–180 °С мы, с некоторой долей условности, рассматриваем как подошву главной зоны нефтегенерации (ГЗН) или «нефтяного окна». В восточной части профиля интервал 140–180 °С расположен на глубине 5,0–6,5 км, в западной его части – на глубине 6–8 км. Таким образом, геотермические данные подтверждают независимо высказанное предположение о более высоком углеводородном потенциале Южно-Баренцевской впадины по сравнению с Центрально-Баренцевскими поднятиями [13].

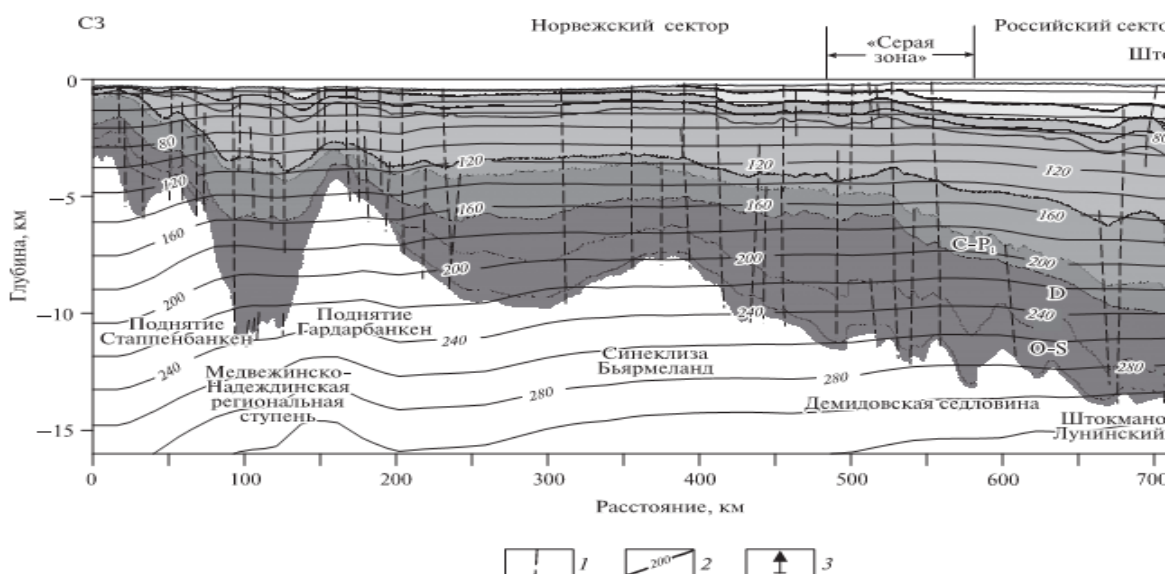


Рисунок 3 – Геолого-геотермический разрез по профилю 1
1 – разломы; 2 – изотермы, °С, 3 – скважины глубокого бурения

Профиль 2 проходит севернее, параллельно профилю 1 от о-ва Эдж Свальбардского архипелага до Северного острова Новой Земли, пересекая Малыгинскую и Лунинскую седловины, Адмиралтейское поднятие и прогиб Седова. Наибольшие проявления рефракции глубинного потока тепла здесь выражены на западном борту Лунинской седловины и в зоне сочленения прогиба Седова с Новой Землей [37]. Причины этого связаны не только со структурно-теплофизическими неоднородностями,

но и с понижением теплового потока в районе Новой Земли. На Новой Земле тепловой поток резко снижается (до 46 мВт/м^2) [23], что так же, как и на Урале, можно объяснить экранированием глубинного теплового потока аллохтонной литосферной пластиной, надвинутой со стороны палеоокеана при его закрытии в позднем палеозое [32]. «Охлаждение» земной коры в восточной части профиля обусловило погружение катагенетического температурного интервала от 5–7 км в Малыгинской и на западе Лунинской котловин до 8–10 км – в прогибе Седова.

Профиль 3 пролегает через наиболее продуктивную в нефтеносном отношении часть Баренцевоморского бассейна – через Печорское море и далее на северо-восток через Южно-Баренцевскую впадину к скв. Северо-Кильдинская (рис. 4).

Наибольшие значения геотермических градиентов наблюдаются в Южно-Баренцевской синеклизе (до $20\text{--}22 \text{ мК/м}$ в интервале глубин 5–10 км) из-за большой мощности низкотеплопроводных осадков терригенного мезозой-кайнозойского комплекса. В связи с этим, здесь происходит быстрое нарастание температур в осадочном чехле. Температура $140 \text{ }^\circ\text{C}$ отмечается уже на глубине 4,5 км. Таким образом, судя по геотермическим данным, Южно-Баренцевская синеклиза – это наиболее перспективная структура для генерации УВ.

Профиль 4 имеет меридиональное простирание и тянется от Кольского полуострова до западной оконечности архипелага Земли Франца-Иосифа. Фундамент на этом профиле имеет сложное строение, сочетающее выступы и прогибы, что обусловлено его простиранием вкrest основным субширотным структурам Баренцевской плиты. Амплитуда колебаний мощности чехла достигает 10–11 км, поэтому значения геотермических градиентов в прогибах и на выступах заметно различаются. Геотермический градиент в зонах прогибов в интервале глубин 5–10 км составляет 16 мК/м , а в зонах выступов – 12 мК/м ; в интервале глубин 0–5 км – 24 и 19 мК/м соответственно.

В скважинах, лежащих на линии профиля 4, а также на зондовых станциях, измерены относительно высокие значения теплового потока. Например, на северном борту Кильдинского прогиба в двух скважинах зафиксированы значения 109 и 114 мВт/м^2 , а фоновый тепловой поток для центральной части Свальбардской плиты можно оценить как $76\text{--}79 \text{ мВт/м}^2$. В настоящее время трудно отдать предпочтение какой-либо одной модели, объясняющей причины повышения теплового потока: это может быть и увеличение активности астеносферы при приближении к Северо-Атлантическому центру спрединга, и проявления вторичного рифтогенеза, фазы которого фиксируются, начиная с позднего палеозоя [42].

Здесь кажется уместным перейти к описанию теплового поля профиля 7, так как он, как и выше описанный, субмеридиональный и трансбаренцевский. Он начинается у Кольского полуострова и протягивается до широты Земли Франца-Иосифа. Характерной особенностью геотемпературного поля вдоль этого профиля является резкая пертурбация изотерм при переходе от КольскоКанинской моноклинали к Южно-Баренцевской синеклизе (рис. 5). Это обусловлено двумя причинами: во-первых, средняя теплопроводность пород синеклизы меньше, чем в районе моноклинали, где фундамент залегает на 5–6 км выше; во-вторых, под Южно-Баренцевской синеклизой зафиксирован относительно пониженный тепловой поток. Если на профиле 4 мы оценили фоновый тепловой поток как $76\text{--}79 \text{ мВт/м}^2$, то здесь его значение составляет $64\text{--}66 \text{ мВт/м}^2$. При переходе севернее по профилю к структуре Штокманско-Лунинского порога тепловой поток возрастает до $72\text{--}77 \text{ мВт/м}^2$.

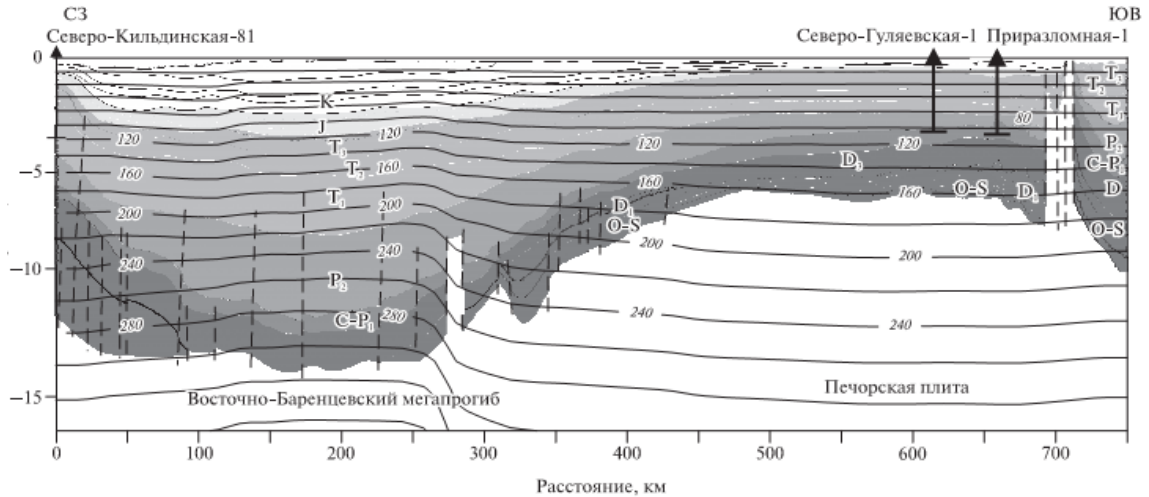


Рисунок 4 – Геолого-геотермический разрез по профилю 3
Условные обозначения см. рис. 3

Такое сочетание теплофизических характеристик создает специфическую картину распределения изотерм катагенеза органического вещества. При переходе от Кольско-Канинской моноклинали к Южно-Баренцевской синеклизе глубина нахождения изотерм катагенеза резко уменьшается с 8–12 км до 4–5 км, а затем, севернее, плавно увеличивается до 6,5–7,5 км в районе ЗФИ. К структуре Штокмановско-Лунинского порога приурочены крупнейшие в регионе газоконденсатные месторождения, что хорошо коррелирует с минимальной глубиной нахождения катагенетического температурного интервала.

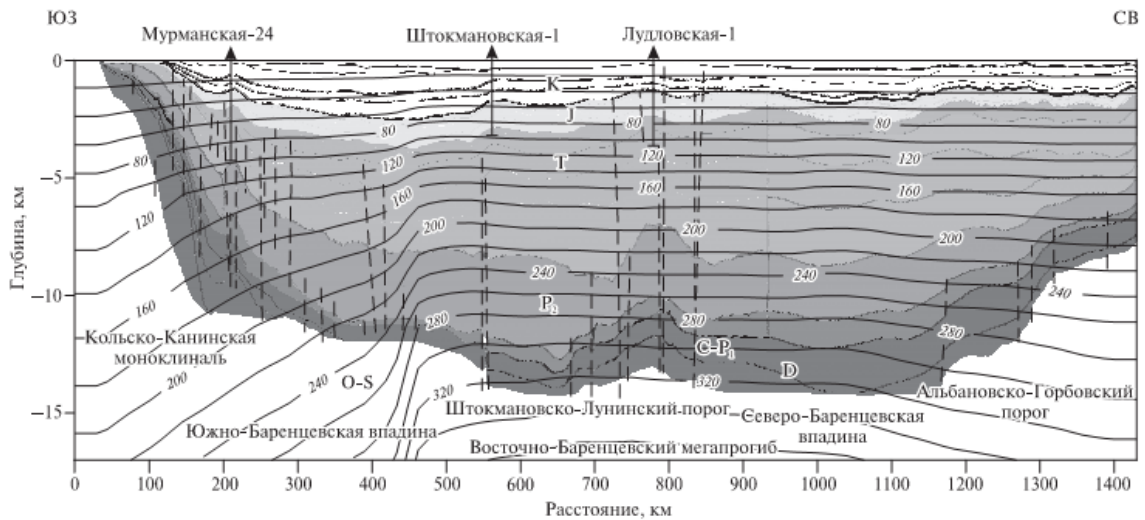


Рисунок 5 – Геолого-геотермический разрез по профилю 7
Условные обозначения см. рис. 3

Профили 5 и 6, расположены в районе архипелага ЗФИ (см. рис. 2). К профилю 5 можно условно отнести 4 измерения теплового потока, полученные нами в трог Франц-Виктория во время 25-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» [37], а также 3 определения теплового потока в скв. Северная (о-в Грэм-Бэлл), Нагурская (о-в Земля Александры) и Хейса (о-в Хейса) [39], который составляет, соответствен-

но, 80, 79 и 77 мВт/м². Тем не менее, мы учли результаты 2D-моделирования геотермического поля по этим профилям при построении трёхмерной модели теплового поля.

Трёхмерные геотемпературные модели Баренцевоморского бассейна

Для того чтобы перейти к трёхмерной модели, все профильные створы помещались на единый трёхмерный плот в координатах «широта–долгота–глубина» (рис. 6). Точность расчётов оценивалась по двум критериям: во-первых, по совпадению модельного и измеренного в скважинах теплового потока; во-вторых, по совпадению температур на пересечении профилей. Метод наименьших квадратов, примененный для оценки погрешности глубины нахождения изотерм в створе пересечения профилей на примере геотемпературной модели для Баренцева моря, показал, что она составляет ±100 м, что при средней глубине расчёта температур 20 км составляет относительную погрешность 0,5 %.

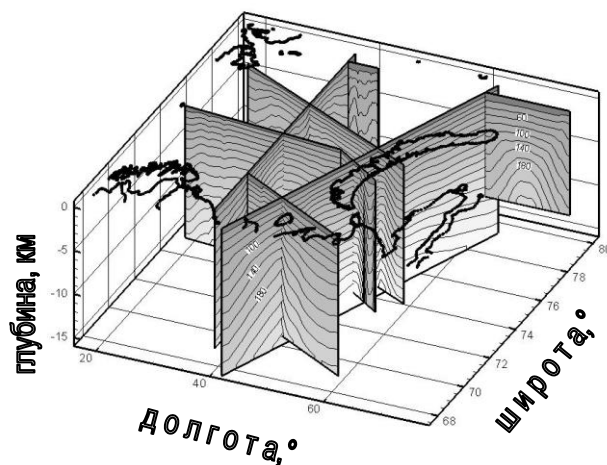


Рисунок 6 – 2D-температурные модели Баренцева моря по профилям, размещенные в трёхмерном плотe

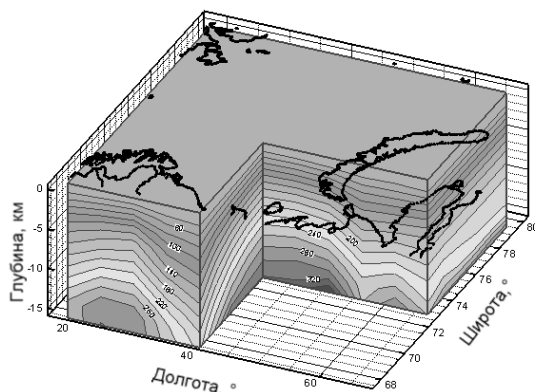


Рисунок 7 – 3D-плот температур в осадочном чехле Баренцева моря

С помощью объёмной интерполяции программы «ТЕСПЛОТ» мы получили трёхмерную картину распределения температур на всю глубину исследования (до 20 км – в Баренцевом море) (рис. 7). Аналогичная процедура была применена и для

рисовки трёхмерной картины распределения теплового потока. Программа позволяет построить глубинные срезы температур и тепловых потоков на любой глубине, а также изотермические поверхности.

Проанализируем полученные результаты моделирования в Баренцевоморском бассейне. Наибольшие значения геотермических градиентов наблюдаются в юго-восточной и восточной частях Баренцева моря, прилегающих к п-ову Канину, о-ву Колгуев и архипелагу Новая Земля. Это естественно вызывает появление температурных аномалий на глубинных срезах. Величина аномалий температуры относительно фоновых значений изменяется от $+20\text{ }^{\circ}\text{C}$ на глубине 3 км (при фоновых температурах $90\text{--}100\text{ }^{\circ}\text{C}$) до $+40\text{ }^{\circ}\text{C}$ на глубине 5 км (при фоновых температурах $125\text{--}140\text{ }^{\circ}\text{C}$). Однако эти аномалии связаны не с высоким глубинным тепловым потоком в этом районе, а с относительно пониженной теплопроводностью разреза, так как в сторону континента увеличивается мощность сравнительно низкотеплопроводного гранитно-метаморфического слоя. Тем не менее, юго-восточная и восточная части Баренцева моря характеризуются подъёмом изотермических поверхностей, в том числе и тех, которые контролируют температурный интервал катагенеза углеводородного вещества. С этим, по-видимому, связана приуроченность уже открытых нефтегазовых месторождений именно к «температурному куполу» на юго-востоке и востоке моря, что хорошо видно на рис. 8.

Мы не исключаем возможности нахождения месторождений в других частях Баренцева моря на большей глубине. Пользуясь теми же интерпретационными критериями о приуроченности месторождений к температурному интервалу катагенеза, можно предположить их нахождение на глубинах 6–8 км в юго-западной и западной частях моря.

Трёхмерное геотермическое моделирование позволяет прогнозировать глубину поверхностей, ограничивающих интервал возможного нахождения углеводородных залежей, и этим оно отличается от двухмерного моделирования, которое не позволяет «заглянуть» за линию профиля. Особенно сильные различия в результатах оценки перспектив нефтегазоносности по геотермическим данным могут быть в случае изометричных, а не линейных структур. При изометричности, которая характерна для осадочных бассейнов Западно-Арктического региона, оценки глубин нахождения катагенетических температур по двухмерной модели дают значения относительного расхождения с оценками по трёхмерной модели на 10–15 %. Этот факт не требует специальных доказательств, так как хорошо известен из классических работ по теории теплопроводности (см., например, [18]).

На шельфе Западно-Арктических морей выявляется единая тенденция приуроченности крупных месторождений углеводородов к зонам повышенного термического потенциала. Этот факт можно использовать как дополнительный признак при поисково-разведочных работах на арктическом шельфе.

Физический смысл связи расположения термических куполов и площадей нефтегазоносности заключается в том, что купола могут появиться только при существовании двух факторов: при наличии контраста теплопроводности внутри слоёв осадочного чехла и при отклонении залегания слоёв от плоско-параллельного, т. е. в условиях структурно-теплофизических неоднородностей. Этим объясняется то, что распределение температурного поля фактически отражает локализацию структур-ловушек.

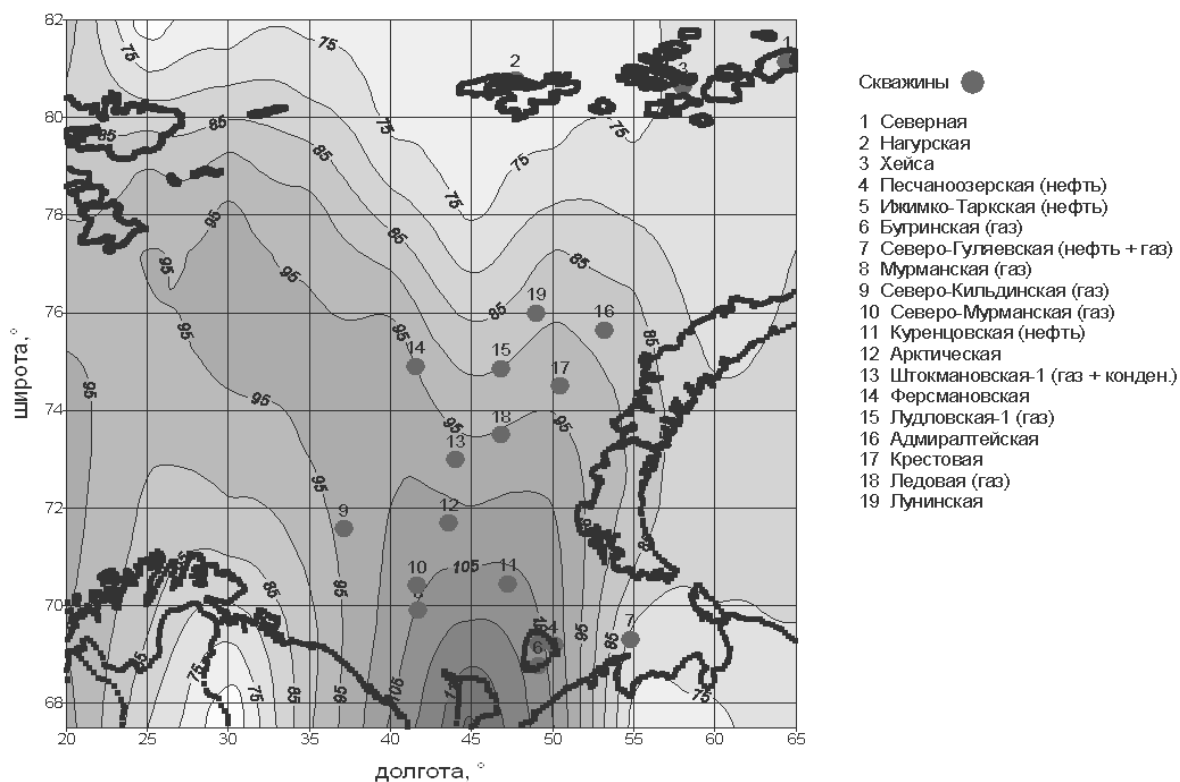


Рисунок 8 – Термотомографический срез температур на глубине 3 км в Баренцевом море (точками показано расположение скважин, вскрывших залежи углеводородов)

Метод термотомографии может применяться при любом масштабе исследований – от всего осадочного бассейна до локальной структуры. В первом случае он может рассматриваться как прогнозный, а во втором – как поисково-разведочный. Естественно, мы отдаем себе отчет в том, что эта методика не должна применяться автономно, а только как дополнительный метод в комплексе геолого-геофизических работ на углеводородное сырьё.

Для реализации метода необходима информация о структуре разреза, получаемая по данным бурения и/или сейсмического профилирования, а также о величине фонового теплового потока для конкретного региона, что позволяет нам задать краевые условия для последующего численного моделирования.

Изучение геотермического поля Западно-Арктического шельфа (Баренцево и Карское моря) показало, что как в температурном поле, так и в значениях плотности теплового потока этих акваторий наблюдается широкий разброс данных, объясняемый нами особенностями тектонической истории региона, существованием структурно-теплофизических неоднородностей и новейшими тектоническими проявлениями: рифтогенезом и деструкцией континентальной коры на окраине шельфа. Вместе с тем, была выявлена тесная пространственная связь локализации месторождений углеводородов и неоднородностей геотемпературного поля: практически все открытые месторождения были приурочены к зонам подъёма изотерм в осадочном чехле, к так называемым термическим куполам [35]. Эта пространственная корреляция, как показали дальнейшие исследования [37], проявлялась не только в Западно-Арктическом осадочном бассейне, но и в других разнотипных и разновозрастных бассейнах Северной Евразии. Она оказалась настолько убедительной, что мы пред-

положили возможность использования «термических куполов» как поискового признака при прогнозировании нефтегазоносности в неразбуренных или слабо изученных в поисковом отношении регионах.

Термотомография осадочных бассейнов Северной Евразии

Отмеченные закономерности, т. е. связь локализации месторождений углеводородов с «термическими куполами» может рассматриваться как поисковый признак лишь в том случае, если такая же тенденция проявится в других осадочных бассейнах. В этой связи важным исследованием являлось построение трёхмерных моделей для других нефтегазоносных бассейнов и проведение соответствующего сравнительного анализа. Нами были выбраны наиболее изученные в геотермическом отношении бассейны Северной Евразии, рассмотрены особенности распределения в них теплового потока и проведено двух- и трёхмерное моделирование глубинных температур. Таким образом, методически исследования проводились по единой для всех бассейнов схеме, что дало возможность для сравнительного анализа.

Прикаспийский бассейн. Бассейн традиционно выделяется в границах солянокупольной области. Его северо-западным ограничением служит предкунгурский тектоноседиментационный уступ с амплитудой до 1 500 м, который непрерывно протягивается в субмеридиональном направлении от г. Котельниково на юге через Волгоград до Саратова на севере, а далее резко поворачивает на восток, проходя по широте Уральска до Оренбурга. С востока впадина ограничена складчатыми структурами Урала, с юго-востока – Южно-Эмбинским палеозойским приразломным поднятием и с юго-запада – Донбасс-Туаркырской системой инверсионных поднятий [34].

В очерченных границах Прикаспийская впадина оформилась как замкнутый бассейн только к концу ранней перми, когда были образованы орогенный пояс Урала на её восточных границах и инверсионное поднятие на месте Донбасс-Туаркырской рифтовой системы. До этого момента различные её части входили в состав разных седиментационных бассейнов. Западная половина впадины была составной частью осадочного бассейна, непрерывно развивавшегося с позднего рифея, а юго-восточная часть являлась вплоть до начала девона частью крупной орогенической области. В девоне и раннем карбоне всю территорию впадины занимала обширная область седиментации, которая в палеогеографическом отношении представляла собой шельфовую окраину глубоководного бассейна окраинноморского типа. Последний располагался перед фронтом зоны субдукции, разделявшей Восточно-Европейский континент и Уральский океан.

Информация о температурах в скважинах Прикаспийской впадины начала накапливаться ещё в довоенные годы при разведке Южно-Эмбинской нефтеносной провинции. Здесь на месторождениях Доссор, Таскудук, Макат, Сагиз и некоторых других были пробурены скважины, в которых в 1938–1940 гг. были получены оценки температур на глубинах до 2 км.

Первые же обобщения термометрических данных позволили сделать вывод о неоднородности геотермических градиентов и о приуроченности повышенных их значений к антиклинальным, а пониженных – к синклиналильным структурам [19]. Несколько позже С. С. Ковнер на примере Южно-Эмбинских структур [20] дал теоретическое обоснование применению терморазведки для поисков погребённых куполов.

Несмотря на массовую термометрию скважин Прикаспийской впадины, обобщений таких данных мало. Можно указать на работы И. Б. Дальяна, Ж. С. Сыдыкова

и других авторов по восточной части впадины [11, 14, 15], В. С. Жеваго – по центральной и восточной частям впадины [17], А. В. Дружинина – по западной части [16].

Основной объём фактических данных по геотермии региона был собран в период составления Геотермической карты СССР [10] и находился в архивах лаборатории геотермии Геологического института АН СССР в виде копий термограмм. Этот материал, а также данные, опубликованные позднее, явились основой для наших исследований.

Основой для построения трёхмерной картины распределения температур и других геотермических параметров явились данные о термометрии скважин, а также измерения теплопроводности основных литологических групп: терригенных пород, сульфатов, галита, вскрытых при бурении.

Трёхмерная интерполяция проводилась по сетке произвольной конфигурации. В нашем случае была использована неравномерная сетка, «привязанная» к координатам скважин и к простиранию сейсмических профилей, вдоль которых выполнялись двумерные расчёты глубинных температур (рис. 9, А). Параметры интерполяции задавались таким образом, чтобы избежать необоснованных фактическими данными скачков глубинных температур в межскважинном и межпрофильном пространстве.

Из анализа рис. 9, Б видно явное повышение температуры на глубинных срезах с северо-востока на юго-запад. Так, в восточной части впадины на границе с Мугоджарами, температуры на глубине 2 и 3 км составляют соответственно 40–45 и 60–65 °С, а в районе Южной Эмбы и Мангышлака на тех же глубинах – 55–60 и 70–75 °С. Это в первом приближении согласуется с выводом о снижении теплового потока в восточной части Прикаспийской впадины, причиной которого являются нестационарные процессы экранирования глубинного теплового потока, проявившиеся на Южном Урале и в Мугоджарах [32].

Другая трёхмерная температурная модель была рассчитана для интервала глубин 0–50 км, включающего всю кору в Прикаспийской впадине (см. рис. 9, В). Для её построения мы использовали данные о структуре и пластовых скоростях сейсмических волн вдоль профилей в пределах впадины [5, 22, 25, 28].

В соответствии с сейсмическим разрезом были приняты значения теплофизических свойств пород, которые использовались для расчёта значений глубинных температур и теплового потока (табл. 1). Как видно из таблицы, основными контрастными комплексами в разрезе являются соль и эклогиты. Появление последних в низах коры является отличительной особенностью Центрально-Прикаспийской депрессии [7]. Эклогиты ассоциируются с линзой высокоскоростных пород (7,9–8,1 км/с) мощностью до 10 км. При моделировании на нижней границе разреза принимались граничные условия второго рода, т. е. задавался постоянный тепловой поток, значение которого было адекватно измеренному фоновому значению в глубоких скважинах этого региона за вычетом радиогенной теплогенерации в земной коре (см. табл. 1). Этот редуцированный тепловой поток составлял 23 мВт/м². На верхней границе задавалась постоянная температура – температура «нейтрального слоя», которая была рассчитана из анализа зависимости забойных температур от глубины скважин. Линейный фитинг данных позволил вывести формулу регрессии, связывающую температуру (Т) и глубину забоя (Z):

$$T = (274,86 + Z)/45,8.$$

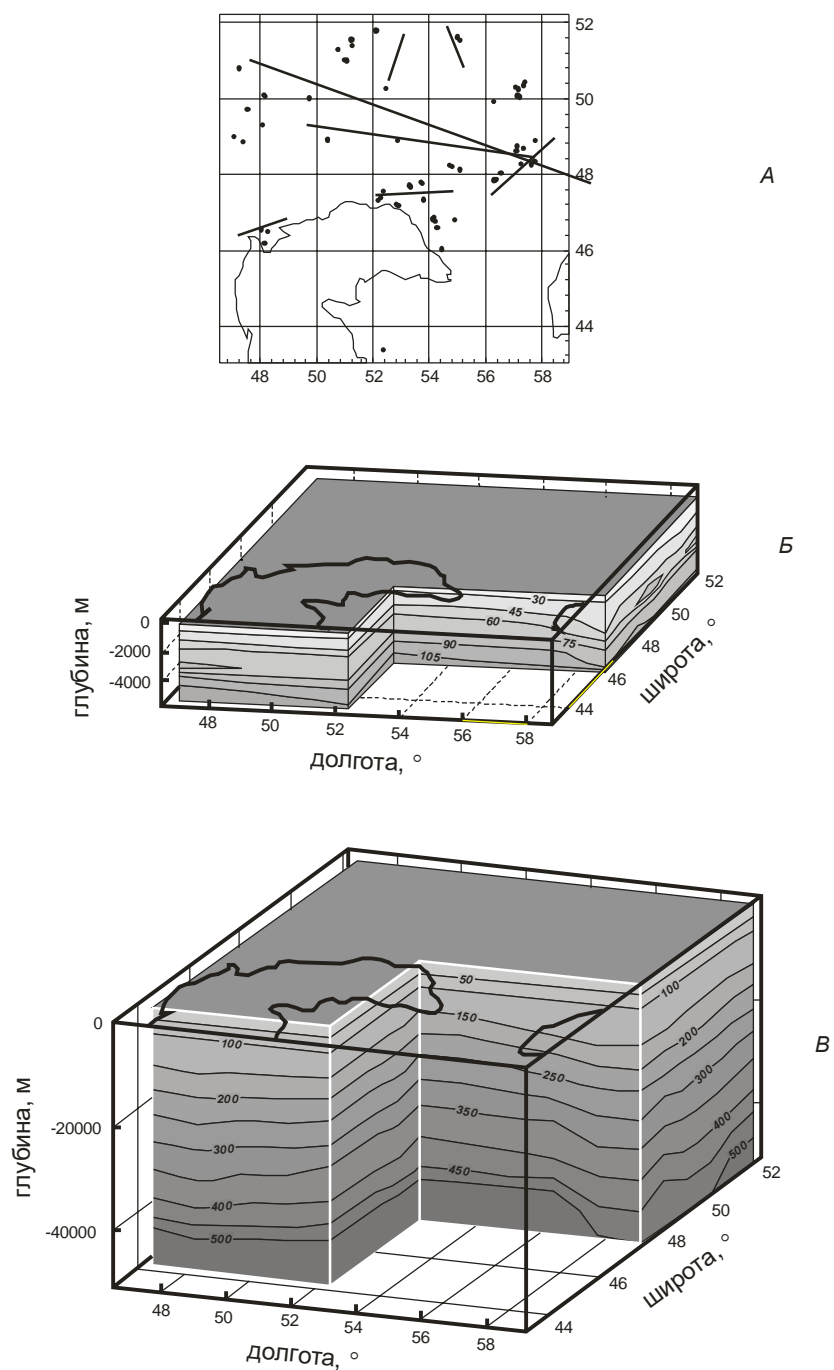


Рисунок 9 – 3D-плоты температур в Прикаспийской впадине

А – расположение скважин и сейсмических профилей, использованных для моделирования; Б – трёхмерная модель температур в интервале глубин 0–5 км; В – то же, в интервале 0–50 км

Если принять $Z = 0$, то $T = 6 \text{ } ^\circ\text{C}$. Примерно такая температура была реально зафиксирована на «нейтральном слое» (на глубине 20–30 м) при термозондировании.

С помощью регрессионной зависимости было также рассчитано значение среднего геотермического градиента в интервале глубин скважинных измерений (21,8 мК/м). На боковых границах области моделирования соблюдалось условие отсутствия латерального оттока тепла, т. е. $\partial T / \partial x = 0$.

Таблица 1 – Теплофизические свойства комплексов пород земной коры в Прикаспийской впадине

Структурно-формационный комплекс	Температуропроводность, $\rho \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$	Теплопроводность, $\text{Вт}/(\text{м} \cdot \text{К})$	Теплогенерация, $\text{мкВт}/\text{м}^3$
Надсолевой комплекс терригенных пород	5,0	2,0	1,5
Каменная соль	12,0	5,3	0,4
Подсолевой комплекс терригенных пород	7,0	2,3	1,3
Метаморфический комплекс ($V_{\text{ср}} = 6,6 \text{ км}/\text{с}$)	8,0	2,5	1,5
Геофизический гранитно-метаморфический слой	6,0	2,5	1,8
Геофизический базальтовый слой	8,0	2,9	0,3
Эклогиты	10,0	3,2	0
Верхняя мантия	10,0	3,4	0

Построение трёхмерной матрицы температур основано на объёмной интерполяции всех полученных численных данных, т. е. измерений по скважинам и расчётных геотермических данных по сейсмическим профилям. Как показало сравнение эмпирических и расчётных данных для скважин, лежащих на линии профилей, или для створов пересечений профилей, невязка в определении глубины нахождения одноименных изотерм весьма невелика. Она составляет всего $\pm 50 \text{ м}$ при глубинах до 5 км или $\pm 150 \text{ м}$ при глубинах до 40 км . Таким образом, относительная погрешность модельной аппроксимации фактических данных не превышает 1% .

Температуры в земной коре до глубины 50 км проявляют ту же тенденцию, что и в интервале бурения скважин, т. е. они плавно увеличиваются в юго-западном направлении (см. рис. 9, В). В восточной части впадины на границе М температура составляет $400 \text{ }^\circ\text{C}$, т. е. такая же, как и под складчатыми сооружениями Южного Урала и Мугоджар [32], а в Центрально-Прикаспийской депрессии, и особенно в районе Южной Эмбы, на границе М достигается температура $450\text{--}500 \text{ }^\circ\text{C}$.

От меридиана Мугоджар в западном направлении изотермы, поднимаясь, образуют несколько куполов, вершины которых приурочены к районам Южной Эмбы, сора Мертвый Култук и Северного Мангышлака, а также Астраханского и Бузулукского сводовых поднятий (рис. 10). Заметим, что отмечавшаяся нами ранее пространственная корреляция температурных куполов и зон промышленной нефтегазности проявляется и в данном случае, так как названные районы России и Республики Казахстан – это районы интенсивной добычи углеводородного сырья.

Припятский бассейн. Припятский субширотный бассейн расположен в одноименном прогибе между Белорусской и Воронежской антеклизмами и разделяющей их Жлобинской седловиной – на севере и Украинским щитом – на юге. Протяжённость его составляет 280 км и ширина до 150 км . Он входит в состав планетарного пояса разломов – Сарматско-Туранского линеамента, простирающегося в северо-западном направлении от отрогов Гиссарского хребта на востоке, проходя южнее Прикаспийской впадины, до Подляско-Брестского прогиба – на западе [1, 9]. Этот линеамент как бы соединяет два крупнейших соленосных бассейна – Восточно- и Западно-Европейские.

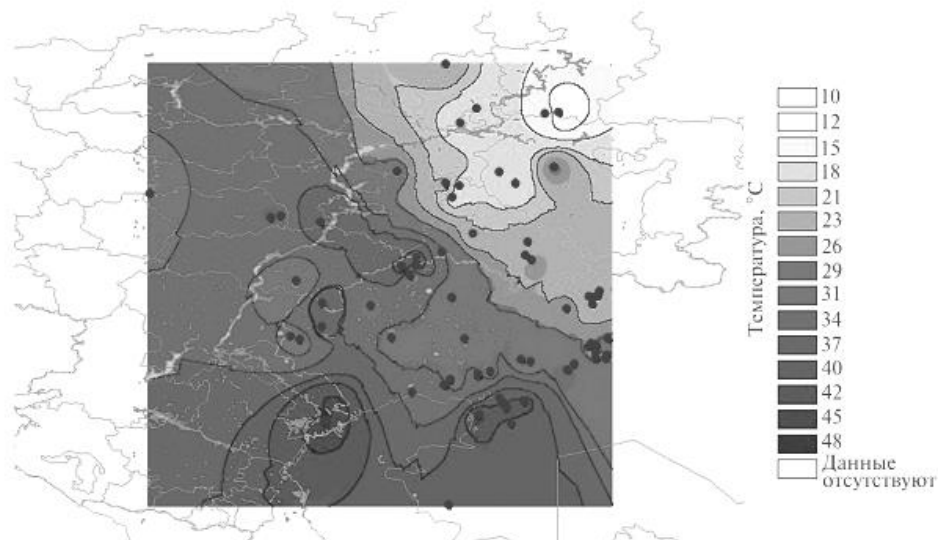


Рисунок 10 – Термотомографический срез на глубине 1 000 м в Волго-Уральской провинции
 Цифрами показаны термические купола: 1 – Южно-Эмбинский, 2 – Астраханский,
 3 – Бузулукский. Чёрные точки – глубокие скважины.

Припятский прогиб ограничен с севера и юга мантийными разломами. Внутри него также прослеживается ряд субширотных разломов, некоторые из которых, особенно в северной части, имеют мантийную природу [2].

В разрезе чехла выделяются две соленосные толщи верхнедевонского возраста – нижняя и верхняя, разделённые карбонатно-глинистой межсолевой толщей. Наибольшее развитие получила верхнесолевая толща. Её максимальная мощность, достигающая 3 км, установлена вблизи северного борта прогиба [2]. В центральной части мощность колеблется от 0,6 до 2,5 км, на юге она составляет 0,7–2 км. Мощность нижней соленосной толщи в несколько раз меньше, чем верхней. Верхняя солевая толща, в отличие от нижней, характеризуется ярко выраженной соляной тектоникой с хорошо развитыми соляными куполами, штоками и валами.

Геотермическая характеристика прогиба основывается на многочисленных измерениях температуры в скважинах (более 200 глубоких скважин). Основная часть скважин располагается в северной зоне прогиба. В меньшей степени изучен юг рассматриваемой структуры. В большинстве из них выполнен расчёт теплового потока [26, 38]. Авторы этих работ отмечают различие теплового потока в южной и северной частях прогиба: в южной прибортовой зоне он составляет в среднем 45–50 мВт/м², а в северной – 60–75 мВт/м².

Причины различия фоновых значений тепловых потоков в северной и южной частях прогиба обсуждаются в работе [38]. Авторы придают большое значение процессам рефракции теплового потока в условиях структурно-теплофизических неоднородностей и считают этот фактор решающим при объяснении латеральных вариаций в пределах одной и той же зоны. Например, на Речицком и Первомайском соляных куполах над апикальной зоной и в прибортовых частях куполов тепловой поток достигает соответственно 124 и 106 мВт/м² при фоновом тепловом потоке для всей зоны – 75 мВт/м².

Однако, рассматривая вариации фонового теплового потока между зонами, можно отметить различный вклад радиогенной теплогенерации и разную степень проницаемости глубинных разломов для флюидов, создающих дополнительный ад-

вективный приток тепла. Расчёты вклада радиогенного тепла показывают, что в северной части прогиба он составляет 29 мВт/м^2 , а в южной – 13 мВт/м^2 . Такие заметные различия радиогенной компоненты теплового потока объясняются, во-первых, величиной удельной теплогенерации ($0,5\text{--}1,0$ – в южной зоне, $1,5\text{--}2,0 \text{ мкВт/м}^3$ – в северной), во-вторых – утолщением гранитно-метаморфического слоя коры, дающего основной вклад в радиотеплогенерацию, именно в северной зоне прогиба. Остальная и большая часть фоновой величины теплового потока генерируется за счёт его поступления из мантии и из нижней коры по проницаемым глубинным разломам, частота встречаемости которых в северной части прогиба заметно выше. Судя по геофизическим данным, эти глубинные разломы дренируют мантию.

В Припятском бассейне отчётливо видна связь соляных структур с разломами подсолевого ложа [2]. Подавляющее большинство верхнефранских и верхнефаменских соляных поднятий являются приразломными, располагаясь в поднятых крыльях разломов.

Важно отметить, что нефтяные месторождения приурочены к глубинным разломам субширотной ориентации и сосредоточены главным образом в пределах аномалии высоких тепловых потоков северной зоны.

Впервые на взаимосвязь нефтеносности осадочного чехла и геотемпературного поля обращено внимание в работе «Тектоника запада Волосточно-Европейской платформы», изданной под ред. Р. Г. Гарецкого в 1990 г. Авторы отмечали заметное повышение температур в Северной разломной зоне по сравнению с Южной бортовой разломной зоной. Это превышение по данным термометрии скважин составляло $20\text{--}25 \text{ }^\circ\text{C}$ на одноименных глубинах. В пределах самой Северной разломной зоны температура возрастает с запада на восток.

Количественная оценка температурного поля в Припятском бассейне проведена нами на основе трёхмерного моделирования геотемпературного поля, технология которого была описана выше. Основой для построения 3D-моделей явились данные о температурах в скважинах и теплопроводности горных пород разреза [4, 26, 38]. Теплофизическая структура задавалась на основании результатов сейсмических профилирования и зондирования методами ГСЗ и МОВ–ОГТ вдоль серии профилей субмеридионального простирания [8, 47].

Детальная изученность теплового потока и радиогенной его компоненты позволила задать на нижнюю границу области моделирования (глубина 6 км) редуцированный тепловой поток в соответствующих структурно-формационных зонах, а внутри области моделирования – распределение источников радиогенного тепла. На верхней границе, совпадающей с уровнем «нейтрального слоя», задавалась среднегодовая температура ($8 \text{ }^\circ\text{C}$) по данным скважинных измерений.

На рис. 11 показана 3D-температурная модель верхней части земной коры Припятского бассейна, а также расположение глубинных разломов и локализация нефтяных месторождений. Ясно выражена тенденция увеличения температур в северном направлении. Так, на глубине 4 км в южной части прогиба температура составляет $45\text{--}50 \text{ }^\circ\text{C}$, а в северной его части – $65\text{--}70 \text{ }^\circ\text{C}$. На глубине 6 км – $65\text{--}70 \text{ }^\circ\text{C}$ и $85\text{--}90 \text{ }^\circ\text{C}$, соответственно. Экстраполируя температуру в глубину, можно показать, что катагенетические температурные условия для нефти ($T = 140 \text{ }^\circ\text{C}$) в северной части прогиба будут встречены на глубине $8,5\text{--}9,0$ км.

Таким образом, мы констатируем ту же тенденцию распределения температур в земной коре, которая была описана в Баренцевоморской и Прикаспийской впади-

нах: локализация нефтяных месторождений приурочена к «температурному куполу» – зоне подъёма изотерм в осадочном чехле (см. рис. 11).

В Припятской впадине «температурный купол» генетически связан с расположением глубинных разломов, по которым происходит дополнительный тепломассоперенос [21]. Отсюда следует, что вероятной причиной формирования тепловых аномалий является поступление глубинных углеводородсодержащих флюидов по проницаемым разломам. Это обуславливает более высокий фоновый тепловой поток в северной части Припятского бассейна по сравнению с Прикаспийским бассейном, где признаков адвективного тепломассопереноса в настоящий момент не отмечается.

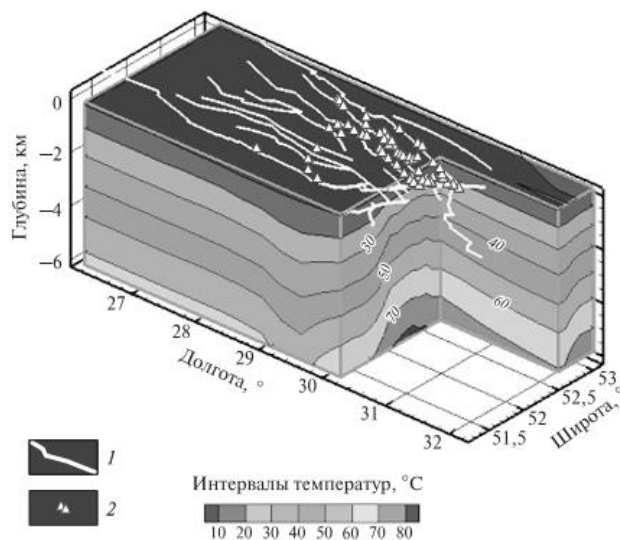


Рисунок 11 – 3D-температурная модель земной коры Припятской впадины
1 – простираание глубинных разломов; 2 – месторождения нефти

Северо-Германский бассейн. Северо-Германский бассейн занимает среднюю часть Центрально-Европейского нефтегазоносного бассейна (ЦЕНБ). В его строении принимают участие фанерозойские отложения мощностью до 12–14 км. В подошве осадочного чехла залегают терригенно-карбонатные отложения девонского возраста, которые сменяются нижнекаменноугольными карбонатными породами. Верхний карбон и нижняя пермь представлены терригенными, часто красноцветными (Rotliegende) и грубозернистыми отложениями. Верхнепермские образования (Zechstein) сложены в низах терригенными или карбонатными породами, которые сменяются ангидритами или доломитами, далее каменной солью и ангидритами. Наиболее развита каменная соль в отложениях штрассфуртской свиты [48].

Для впадины в целом характерно развитие солянокупольных дислокаций (с солями цехштейнового (верхнепермского) возраста), образующих иногда протяжённые, выходящие на поверхность, линейно вытянутые соляные хребты [41].

Северо-Германская впадина имеет сложную структуру, обусловленную пересечением на её месте двух различных по направлению и времени проявления тектонических дислокаций (рейнской и герцинской), сопровождающихся значительными изменениями мощностей меловых, юрских и триасовых отложений и резким угловым несогласием в их залегании. Впадина имеет асимметричный профиль. Здесь

мощность палеозойских отложений достигает 5 км, мезозойских – превышает 8 км. Для триасовых отложений характерны мощные (до 100 м) пачки каменной соли [6].

Нефтегазоносность Северо-Германской впадины охватывает широкий стратиграфический интервал. Углеводороды обнаружены в палеогеновых, меловых, юрских, триасовых, пермских и каменноугольных отложениях. Отчётливо прослеживается преимущественная приуроченность газовых скоплений к пермским, триасовым, в меньшей степени – каменноугольным отложениям, что обуславливает появление во впадине пространственной зональности в размещении нефтяных и газовых залежей.

В пределах административных границ Германии обнаружено несколько десятков в основном мелких месторождений нефти и газа. Месторождения нефти расположены в северной (месторождения Райнкенхаген, Гриммен, Лютов), юго-восточной (Губбен, Любен, Штаакон) и юго-западной (Фаллштейн) частях Северо-Германской впадины, а газа – в юго-восточной части [46].

Наиболее крупный погребённый Нижнесаксонский прогиб расположен на юге Северо-Германской впадины. Прогиб выражен лишь в отложениях от верхнего триаса до нижнего мела и особенно резко – в верхнеюрских породах. На западе Нижнесаксонский прогиб замыкается на месте северо-восточного погружения Центрально-Нидерландского поднятия (склон Эмсланд), в пределах которого мощность юрских и триасовых отложений значительно сокращается [41]. В средней части ЦЕНБ, на востоке Германии, расположена наиболее низменная часть Северо-Германской впадины. Здесь в разрезах скважин вскрываются недислоцированные каменноугольные, девонские и ордовикские отложения.

Структура польской части бассейна определяется сочленением здесь докембрийской платформы (Балтийская синеклиза) на северо-востоке с эпигерцинской (Северо-Германская впадина) на юго-западе. Зона сочленения выражена погребённым краевым прогибом, примыкающим на северо-востоке к Балтийской синеклизе, и Среднепольским складчатым валом, выход которого на поверхность выражен на юго-востоке Свентокшискими горами. Рассматриваемая часть бассейна сложена преимущественно мезозойскими (мощность до 8 км) и палеозойскими (более 12 км) отложениями. Для разреза палеозойских отложений характерны мощные толщи (2 500 м) соленосной перми. Большая часть выявленных в бассейне месторождений расположена в пределах Предсудетской моноклинали, где находится 25 газовых (Отынь, Сенковице, Чеклин и др.) и шесть нефтяных и газонефтяных (Рыбаки, Поленцко, Нова-Суль и др.) месторождений, открытых после 1960 г. Продуктивны верхнепермские известняки и доломиты, и нижнепермские песчаники.

Месторождения углеводородов пространственно тяготеют к зонам геотермических аномалий, т. е. проявляется та же тенденция, что и в ранее рассмотренных бассейнах. Однако следует учесть, что в целом тепловой поток на территории ЦЕНБ выше, чем в Припятском, Прикаспийском и Баренцевоморском бассейнах. По данным Я. Майоровича [45], фоновый тепловой поток здесь составляет 80–85 мВт/м², в то время как в остальных бассейнах на этом уровне были аномальные значения.

Для количественной характеристики глубинного температурного режима Северо-Германского бассейна нами построены 3D-геотемпературные модели (рис. 12). Основой для их построения явились данные о температурах в скважинах и теплопроводности пород разрезов, а также данные о структурно-геологической обстановке вдоль профилей ГСЗ.

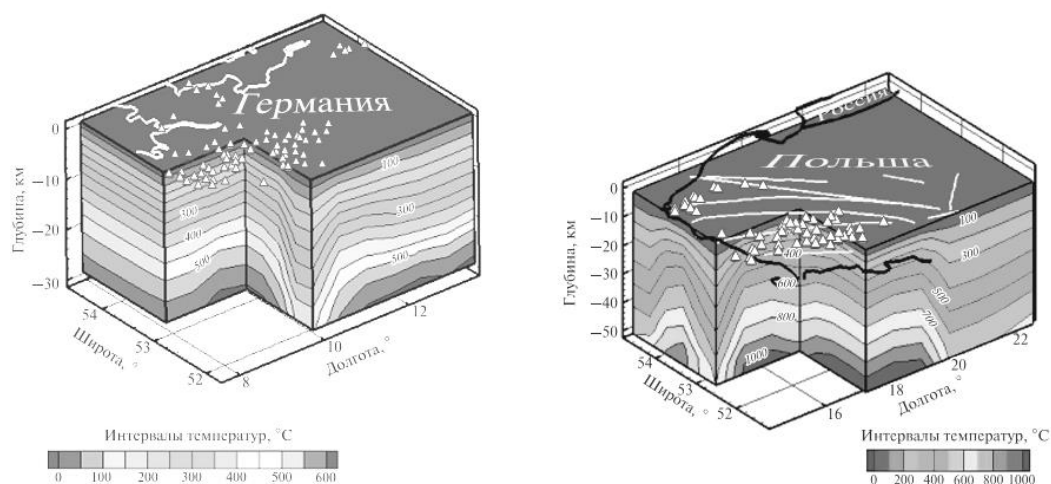


Рисунок 12 – 3-D температурные модели западной (слева) и восточной (справа) частей Северо-Германской впадины
Треугольники – локализация месторождений углеводородов

Моделирование распределения теплового потока и глубинных температур профиля, простирающегося вдоль Предсудетской моноклинали в северо-восточном направлении на территории Польши, показывает заметное повышение теплового потока (до 100 мВт/м²) и появление «термических куполов» в температурном разрезе [36]. Эти аномалии приурочены к восточной, «польской части» Северо-Германской впадины, насыщенной солянокупольными структурами и связанными с ними месторождениями углеводородов. Падение теплового потока до фоновых значений происходит лишь на отметке 450 км, где соляные купола уже не встречаются. Именно это место, по мнению [40], рассматривается как граница между кристалликумом Восточно-Европейской платформы и восточной окраиной ЦЕНБ.

Катагенетический температурный интервал преобразования органического вещества в геотермических аномальных зонах находится на глубинах 3,0–4,5 км (табл. 2), что весьма благоприятно для концентрации здесь месторождений углеводородов. Мы не исключаем возможности нахождения углеводородов и в северо-восточной части ЦЕНБ, за пределами солянокупольной зоны, но здесь интервал катагенеза расположен уже на глубинах 6,0–6,5 км.

Трёхмерные модели глубинных температур для западной и восточной частей Северо-Германской впадины (см. рис. 12) демонстрируют наличие ярко выраженных «термических куполов», приуроченных к разломам и зоне соляных куполов, где наблюдается наибольшая концентрация нефтяных месторождений.

Таблица 2 – Сравнение глубинных температур в Прикаспийском, Припятском и Северо-Германском бассейнах, °С

Глубина, км	Прикаспийский	Припятский	Северо-Германский	
			восточная часть	западная часть
0–5	8–104/42	8–74/37	9–242/87	9–165/86
5–10	46–159/105	–	106–397/215	93–306/214
10–20	95–274/192	–	194–612/366	168–477/343

Примечание. В числителе – минимальное и максимальное значения температур, в знаменателе – среднее.

Заключение и выводы

Технология термической томографии использует современные программные и аппаратные средства для численного моделирования геолого-геофизической эволюции бассейнов осадконакопления. Практическое значение термотомографической методики применительно к осадочным бассейнам заключается в нахождении температурных границ, контролирующих генерацию углеводородов – их катагенетическое преобразование. Таким образом, зная глубину и локализацию температурных условий катагенеза органического вещества в объёмной геометрии, можно говорить о скоплении углеводородов при наличии соответствующих структур-ловушек.

Термотомография выявляет характерные формы распределения температурного поля, контролирующие локализацию месторождений нефти и газа. Впервые обнаружены неизвестные ранее термические структуры – изометричные «термические купола», представляющие собой куполообразный подъём изотерм. Выявлена приуроченность промышленных месторождений углеводородов именно к этим куполам. Таким образом, 3D-геотермические модели обусловили появление дополнительного поискового признака при разведке углеводородов на акваториях и на суше.

Метод термотомографии может применяться при любом масштабе исследований – от всего осадочного бассейна, соответствующего региональному масштабу, до локальной структуры. В первом случае он может рассматриваться как прогнозный, а во втором – как поисково-разведочный. Появилось доказательство возможности ограничения района поисков месторождений зоной распространения термического купола, что даёт значительную экономию средств при поисково-разведочных работах, особенно, на акваториях.

Применение предложенной методики прогнозирования нефтегазоносности на суше и на шельфовых акваториях имеет стратегическое значение для России, так как при существенной экономии капиталовложений может обеспечить рост сырьевого потенциала страны, экономическую стабильность и, в конечном итоге, устойчивое развитие общества.

Работа выполнена при финансовой поддержке госбюджетной темы № 0135-2019-0040, гранта РФФИ № 19-05-00014 и Программ Президиума РАН №№ 47 и 49.

Библиографические ссылки

1. Айзберг Р. Е., Гарецкий Р. Г., Синичка А. М. Сарматско-Туранский линеймент земной коры // Проблемы теорет. и регионал. тектоники. М.: Наука, 1971. С. 41–51.
2. Айзберг Р. Е., Гарецкий Р. Г., Карабанов А. К. и др. Разломы земной коры Беларуси. Минск: Красико-Принт. 2007. 372 с.
3. Арктика на пороге третьего тысячелетия (ресурсный потенциал и проблемы экологии) / Гл. ред. И. С. Грамберг, Н. П. Лаверов, Д. А. Додин. СПб.: Наука, 2000. 247 с.
4. Атрощенко П. П. Геотермические условия северной части Припятской впадины. Минск: Наука и техника, 1975. 104 с.
5. Булин Н. К., Егоркин А. В. Региональный прогноз нефтегазоносности недр по глубинным сейсмическим критериям. М.: ГЕОН, 2000. 194 с.
6. Буритар М. С. География и геология нефти и газа СССР и зарубежных стран. М.: Недра. 1979. 379 с.
7. Волож Ю. А. Осадочные бассейны Западного Казахстана (на основе сейсмостратиграфического анализа): автореф. док. дисс. М.: ГИН АН СССР, 1991. 49 с.
8. Гарецкий Р. Г., Айзберг Р. Е., Астапенко В. Н. и др. Литосфера белорусской части геотрансекта Eurobridge // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2000. Т. 75, вып.1. С. 4–12.

9. Геология Беларуси / А. С. Махнач, Р. Г. Гарецкий, А. В. Матвеев и др. Минск: Ин-т геол. наук НАН Беларуси, 2001. С. 157–272.
10. Геотермическая карта СССР / Под ред. Ф. А. Макаренко. М.: ГУГК СССР, ГИН АН СССР, 1972.
11. Гидрогеотермические условия Арало-Каспийского региона. Алма-Ата: Наука, 1977. 184 с.
12. Государственная геол. карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист R-38-40-Колгуев. Объясн. зап. / Под ред. Б. Г. Лопатина. СПб.: ВСЕГЕИ, 2003. 203 с.
13. Грамберг И. С., Супруненко О. И., Вискунова К. Г. и др. Нефтегазоносность Западно-Арктического шельфа России (углеводородные системы, ресурсы, направления работ) // Материалы Всеросс. конф. «300 лет рос. геол. службы». СПб., 2001. Кн. 3. С. 30–31
14. Дальян И. Б., Посадская А. С. Геология и нефтегазоносность восточной окраины Прикаспийской впадины. Алма-Ата: Наука, 1972. 192 с.
15. Дальян И. Б., Сыдыков Ж. С. Геотермические условия восточной окраины Прикаспийской впадины // Сов. геология. 1972. № 6, С. 126–131.
16. Дружинин А. В. О связи между геотермическим режимом осадочной толщи и строением кристаллического фундамента // Геология нефти и газа. 1961. № 3. С. 20–25.
17. Жеваго В. С. Геотермия и термальные воды Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1972. 253 с.
18. Карслоу Г., Егер Д. Теплопроводность твёрдых тел. М.: Наука, 1964. 487 с.
19. Ковнер С. С. К теории термической разведки // Докл. АН СССР. 1941. Т. 32, № 6. С. 398–400.
20. Ковнер С. С. Расчёт величины термической аномалии антиклинали // Докл. АН СССР. 1947. Т. 56, № 5. С. 473–476.
21. Кудельский А. В., Бурак В. М. Газовый режим Припятского прогиба. Минск: Наука и техника. 1982. 328 с.
22. Неволин Н. В., Ковылин В. М., Масляев Г. А. и др. Геолого-геофизическое моделирование нефтегазоносных территорий. М.: Недра, 1993. 206 с.
23. Никитин Д. С., Хуторской М. Д. Первые измерения теплового потока на архипелаге Новая Земля // Докл. АН. 2018. Т. 478, № 6. С. 692–696.
24. Николаев А. В. Проблемы геотомографии // Проблемы геотомографии. М.: Наука, 1997. С. 4–38.
25. Осадочный чехол дна Мирового океана и суши (по данным сейсморазведки). М.: Наука, 1984. 175 с.
26. Пархомов М. Д. Тепловой режим Припятского прогиба // Сейсмические и геотермические исследования в Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1985. С. 124–130.
27. Пуцаровский Ю. М. Нелинейная геодинамика: Кредо автора // Геотектоника. 1993. № 1. С. 3–6.
28. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М.: Наука, 1980. 183 с.
29. Спичак В. В. Магнитотеллурические поля в трёхмерных моделях геоэлектрики. М.: Науч. мир. 1999. 204 с.
30. Тараканов Ю. А. Гравитационная томография // Проблемы геотомографии. М.: Наука, 1997. С. 236–265.
31. Устинов Н. В., Покровская И. Е. Верхнеюрские «чёрные глины» Баренцевоморского шельфа // Геол. строение и нефтегазоносность Арктических морей России. СПб., ВНИИОкеангеология, 1994. С. 19–29
32. Хуторской М. Д. Геотермия Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Изд-во РУДН, 1996. 328 с.
33. Хуторской М. Д., Подгорных Л. В., Грамберг И. С., Леонов Ю. Г. Термотомография Западно-Арктического бассейна // Геотектоника. 2003. № 3. С. 79–96.

34. Хуторской М. Д., Антипов М. П., Волож Ю. А., Поляк Б. Г. Температурное поле и трёхмерная геотермическая модель Прикаспийской впадины // Геотектоника. 2004. № 1. С. 63–72.
35. Хуторской М. Д., Вискунова К. Г., Подгорных Л. В. и др. Геотемпературная модель земной коры Баренцева моря: исследования вдоль геотраверсов // Геотектоника. 2008. № 2. С. 36–54.
36. Хуторской М. Д., Тевелева Е. А., Цыбуля Л. А., Урбан Г. И. Тепловой поток в солянокупольных бассейнах Евразии – сравнительный анализ // Геотектоника. 2010. № 4. С. 3–19.
37. Хуторской М. Д., Ахмедзянов В. Р., Ермаков А. В. и др. Геотермия арктических морей. М.: ГЕОС. 2013. 258 с.
38. Цыбуля Л. А., Левашкевич В. Г. Тепловой поток в Припятском прогибе и причины его неоднородности // Геол. журн. 1990. № 4. С. 20–38.
39. Цыбуля Л. А., Левашкевич В. Г. Тепловое поле Баренцевоморского региона. Апатиты, 1992. 114 с.
40. Bayer U., Scheck, M., Rabbel W. et al. An integrated study of the NE-German Basin // Tectonophysics, 1999. Vol. 314. P. 285–307.
41. Clausen O. R., Pedersen P. K. The Triassic structural evolution of the southern margin of the Ringkobing-Fyn High, Denmark // Marine and Petroleum Geology, 1999. Vol. 16. P. 653–665.
42. Drachev S. S., Malyshev N. A., Nikishin A. M. Tectonic history and petroleum geology of the Russian Arctic Shelves: an overview // Petroleum Geology Conf. Ser. 2010. Vol. 7. P. 591–619.
43. Dziewonski A. M. Mapping the lower mantle: Determination of lateral heterogeneity in P-velocity up to degree and order 6 // J. Geophys. Res. 1984. Vol. 89. P. 5929–5952.
44. Dziewonski A. M., Anderson D. L. Seismic tomography of the Earth's interior // Amer. Sci. 1984. Vol. 72, N 5. P. 483–494.
45. Majorowicz J. A., Čermak V., Šafanda J. et al. Heat flow models across the Trans-European Suture Zone in the area of the POLONAISE-97 seismic experiment // Physics and Chemistry of the Earth. 2003. N 28. P. 375–391.
46. Mazur S., Scheck-Wenderoth M. Constraints on the tectonic evolution of the Central European Basin System revealed by seismic reflection profiles from Northern Germany // Netherlands J. of Geosciences – Geologie en Mijnbouw (84 – 4), 2005. P. 389–401.
47. Thibo H., Janik T., Omelchenko V. D. et al. Upper lithosphere seismic velocity structure across the Pripyat Trough and Ukrainian Shield along the EUROBRIDGE'97 profile // Tectonophysics. 2003. Vol. 371. P. 41–79.
48. van Wees J. D., Stephenson R. A., Ziegler P. A. et al. On the origin of the Southern Permian Basin, Central Europe // Marine and Petroleum Geology. 2000. Vol. 17. P. 43–59.

УДК 553.041

К ИНТЕГРАЦИИ БИОГЕННОЙ И АБИОГЕННОЙ КОНЦЕПЦИЙ НЕФТЕГЕНЕЗА: АНАЛИЗ СОВОКУПНОСТИ ЭМПИРИЧЕСКИХ ДАННЫХ, РЕКОМЕНДАЦИИ ПО ПОИСКУ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

М. В. Родкин

Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН,
ул. Профсоюзная 84/32, 117997 Москва, Российская Федерация
Институт проблем нефти и газа РАН,
ул. Губкина 3, 119333 Москва, Российская Федерация; rodkin@mitp.ru

Практические нужды поиска новых месторождений углеводородов (далее УВ) обуславливают затребованность моделей, могущих служить надёжным ориентиром

при поиске новых месторождений. С такими моделями, однако, наметился определённый кризис. Долго служившая этой цели осадочно-миграционная модель генезиса нефти и образования месторождений, несмотря на резко улучшившуюся подготовку объектов бурения, всё чаще даёт сбой. В среднем только около трети скважин, пробуренных по рекомендациям этой модели, оказываются продуктивными. Это особенно накладно в связи с высокой стоимостью бурения глубоких скважин на шельфе. При этом, если в локальном масштабе, при поиске ловушек, модель ещё даёт определённые ценные указания, то практически нет рекомендаций по разделению нефтеносных и слабопродуктивных бассейнов. Не вполне понятно и как в рамках этой модели искать месторождения УВ в кристаллическом фундаменте, а таких месторождений (в большинстве случаев, открытых почти случайно) становится всё больше. Не лучше, однако, и с рекомендациями на основе неорганической модели нафтидогенеза. Как известно, пробуренная в Швеции в поисках глубинных неорганических УВ глубокая скважина не дала ожидаемого результата. Отсутствуют в рамках неорганической модели ясные рекомендации по поиску месторождений и в других случаях. Обычно рекомендуется искать положение восходящих потоков глубинных флюидов, но не конкретизируется, где и как искать такие потоки, и не ясна ожидаемая интенсивность таких потоков (даже теоретически). Отметим, что при этом наблюдается отсутствие месторождений УВ в окрестности известных восходящих потоков мантийного вещества (и флюида) маркируемых так называемыми «горячими точками».

Ниже, в рамках ранее предложенной модели нефтегенеза по схеме проточного неравновесного реактора [1, 2], дается описание комплекса признаков потенциальной нефтегазоносности, причём признаки эти на разных масштабных (пространственных) уровнях различны. Заметим, что в определённой степени эта модель (и соответствующий ей комплекс прогнозных признаков) могут рассматриваться как конкретизация широко известной флюидодинамической модели формирования УВ месторождений Б. А. Соколова [3]. Естественно, окончательное решение вопроса об эффективности или неэффективности предложенного комплекса признаков может быть получено только со временем, в результате её проверки практикой геологоразведочных работ.

Любая модель нафтидогенеза должна предложить интерпретацию ряда важных, но и как бы противоречивых характерных черт этого процесса. Так отметим, что химический потенциал большинства компонент нефти обычно выше потенциала исходного рассеянного органического вещества (РОВ). Отсюда следует, что такого рода превращения не могут реализовываться (квази)равновесным образом, нефть не может длительно созревать в нефтематеринских толщах, как это часто предполагается в рамках биогенной (осадочно-миграционной) модели нефтегенеза. При этом, однако, значительная часть компонент нефти (так называемые, биомаркеры) несут несомненные указания их связи с исходным веществом РОВ. Значительные трудности в рамках осадочно-миграционной модели нефтегенеза вызывает и проблема объяснения концентрации рассеянных УВ в месторождениях.

Не вполне убедительны и предположения, лежащие в основе абиогенной модели нафтидогенеза. Теоретически и экспериментально доказана возможность синтеза углеводородов в условиях восстановленного флюидного режима и высоких (примерно соответствующих глубинам 100 км) температур и давления [4, 5 и др.]. Однако широкое развитие восстановленного режима в мантии Земли не подкрепляется данными по ксенолитам (хотя восстановленные образцы иногда встречаются). Гипо-

тетична также и возможность подъёма глубинных УВ к поверхности; есть основания полагать, что они должны были бы разлагаться при *PT* условиях, соответствующих кровле верхней мантии. Синтез же углеводородов непосредственно в верхней коре по типу реакции Фишера-Тропша возможен только в присутствии водорода [6]. Однако существование в условиях верхней коры высоких концентраций водорода также не доказано (хотя и представляется возможным, в частности, как эффект компенсации процесса прогрессирующего окисления мантии погружающимися в зонах субдукции коровыми породами [7, 8]). Известно также, что по схеме реакции Фишера-Тропша не может быть получено всё многообразие УВ, встречаемых в месторождениях нефти.

Одно время большие надежды возлагались на изотопные данные. Но эти данные не позволяют пока однозначно решить вопрос об источниках вещества скопленных УВ. Основная неопределённость связана здесь с тектоникой плит и с надвиговой тектоникой, и с обусловленной этим возможностью рециклинга вещества литосферы [1]. Если, как это обычно делается (см., например, [3]), за характеристики глубинного вещества принять изотопные соотношения, свойственные глубинным газам области срединно-океанических хребтов, то возможный вклад глубинных газов в промышленные месторождения будет оценен как пренебрежимо малый. Он будет выше в активизированных областях, связанных с режимом островных дуг и тыловых бассейнов, но и здесь окажется весьма малым. Однако при учёте рециклинга вещества через зоны субдукции и иные глубинные надвиговые структуры приведенный вывод теряет свою категоричность. Рециклированное вещество может являться по своему составу преимущественно верхнекоровым, а по тектоническому положению – глубинным и даже мантийным.

Итак, имеем, вещество РОВ, по-видимому, является важным (возможно доминирующим) источником вещества для нефтеобразования, но процесс превращения РОВ во многие УВ не может быть реализован в термодинамически равновесных условиях. Представления о необходимости трактовки некоторых геологических процессов в рамках теории неравновесных динамических систем (неравновесной термодинамики) широко распространены в современной геофизике. В свете положений неравновесной термодинамики [9], обычный запрет на реализацию химических превращений, приводящих к росту термодинамических потенциалов продуктов реакции, принимает новую форму, такие процессы невозможны только в равновесных условиях, но могут реализовываться в неравновесных условиях. Ниже описана попытка применить основные принципы функционирования неравновесных динамических систем к модели нефтеобразования на основе вещества РОВ, сравнить следствия из такой модели с комплексом имеющихся геолого-геофизических данных и предложить на этой основе комплекс прогнозных признаков.

Процесс образования нефти из вещества РОВ (точнее, из керогена) возможен по схеме проточного неравновесного реактора, когда в реакционный объём поступают вещество и энергия, а из него выносятся продукты реакции. Трактовка процесса нефтегенерации в рамках этой модели позволяет сделать ряд нетривиальных предположений, которые должны реализовываться в случае адекватности такой схемы. Так получаем, что одного наличия богатых РОВ пород, длительное время находящихся при повышенных температурах недостаточно для образования значительного количества нефтяных УВ. Необходимыми условиями генерации нефти являются также поступление в потенциально нефтематеринские толщи потока вещества и энергии, и вынос из них продуктов нефтеобразования. В условиях земной коры, та-

кой процесс может реализовываться только в виде потока флюида, так как наличие расплава предполагает высокие температуры, которые привели бы к распаду сложных УВ. Отсюда следуют: пространственная разобщённость зон образования и аккумуляции нефти, возможность слабой связи состава и объёма нефтей с характеристиками прилегающих осадочных пород; приуроченность очагов нефтеобразования и залежей УВ к зонам глубинных разломов; связь месторождений нефти с эпохами и районами активизации флюидного режима; возможность существования каналов современной подпитки залежей нефти.

Перечисленные особенности подтверждаются практикой и обычно трактуются как указание на реализацию абиогенного нефтегенеза; однако их интерпретация в рамках модели проточного неравновесного реактора представляется более естественной.

Обсудим теперь, в каких геотектонических условиях может быть реализована схема проточного неравновесного реактора. Геотектоническими структурами, отвечающими условиям реализации такой схемы могут являться только те, где имеется интенсивный поток восходящих флюидов. Глубина образования таких потоков при этом не существенна. Надёжными маркерами наиболее глубинных восходящих потоков принято полагать так называемые горячие точки. Было, однако, показано [1], что пространственной корреляции расположения бассейнов нефтегазонакопления и горячих точек не наблюдается. Зато наблюдается приуроченность бассейнов активного нефтегазонакопления к современным и палеозонам субдукции. Такая корреляция подкрепляет предположение о связи процессов нефтеобразования с глубинным рециклингом вещества через зоны субдукции и другие структуры рециклинга меньшей глубинности. Отметим, что в окрестности зон субдукции возможен также дополнительный восходящий поток водорода, компенсационный по отношению к процессу окисления мантии в ходе субдукции [7].

УВ намного лучше растворяются в слабоминерализованных водах. Именно такие (опресненные) воды типичны для оторочек молодых УВ месторождений [10]. Требование пониженной минерализации восходящего потока флюида зон нефтеобразования накладывает дополнительные ограничения на тектонический режим таких зон, так как глубинные воды обычно сильно минерализованы. Низкоминерализованными могут быть только «молодые» воды, высвобождаемые при дегидратации горных пород. Преимущественными районами образования таких вод являются зоны развития глубинных надвигов, в частности, зоны субдукции. Аналогичные процессы протекают и в осадочных бассейнах, но существенно медленнее (в связи с намного меньшими скоростями осадконакопления по сравнению со скоростями погружения блоков коры в зонах надвига). Отсюда типичной геотектонической ситуацией зон интенсивного нефтеобразования и нефтенакпления представляются окрестности зон надвига – внутрикоровых и сквозькоровых (зоны субдукции).

Приуроченность УВ месторождений к разломным зонам хорошо известна, при этом типичен случай именно надвиговых структур. Это подтверждается и данными глубинных сейсмических исследований [11]; для глубинных сейсмических профилей, пересекающих области крупных УВ месторождений, типично развитие сейсмических аномалий, при этом весьма характерны наклонные сейсмические границы, обычно отождествляемые с зонами надвигов.

Связь УВ месторождений с глубинными восходящими потоками флюидов убедительно подкрепляется анализом микроэлементного (МЭ) состава нефтей. Представленный в [12, 13] анализ свидетельствует о более высокой корреляции МЭ со-

става нефтей со средним химическим составом нижней, а не средней или верхней континентальной коры. Из всех рассмотренных случаев, более высокая корреляция с составом верхней и средней коры была выявлена только для молодых нефтей Камчатки, в частности, для нефтепроявлений кальдеры вулкана Узон. Такое различие объясняется тем, что в связи с более напряжённым тепловым режимом Камчатки реакции дегидратации реализуются здесь на меньших глубинах, и, соответственно, поднимающийся флюидный поток несет МЭ метку о менее глубоких горизонтах земной коры.

Исходя из вышеизложенной модели, можно предложить следующий комплекс признаков зон высокой нефтегазоносности. На региональном и субрегиональном пространственном масштабе наиболее потенциально богатыми будут широкие пояса, связанные с современными и палеозонами субдукции. Такая связь обусловлена как имевшим здесь место массивным глубинным рециклингом осадочных пород, так и повышенным, в среднем, потоком восходящего водорода (компенсирующим прогрессирующее окисление верхней мантии в ходе субдукции [7, 8]), а также развитием здесь процессов серпентинизации. Дополнительным условием, влияющим на уровень потенциальных запасов УВ, является степень обогащенности погружавшихся осадочных пород органическим веществом, как известно, содержание ОВ в морских осадках различается на порядок и более [14, 15 и др.]. Именно погружением протяжённых зон особо высокой концентрации РОВ могут объясняться полюсы аномально активного нефтеобразования, такие, например, как зона Персидского залива.

На меньшем пространственном масштабе, потенциальные запасы УВ будут определяться наличием данного конкретного глубинного надвига, которым может быть, как собственно зона (палео)субдукции, так и иные глубинные надвиги.

Наконец, на локальном уровне, объёмы запасов УВ будут определяться локальной тектонической структурой, в частности наличием и характеристиками ловушек, способных захватывать и концентрировать восходящие потоки УВ.

Библиографические ссылки

1. Родкин М. В. Рециклинг углерода в зонах субдукции и роль процессов рециклинга в образовании месторождений УВ в преддуговых и задуговых бассейнах // Дегазация Земли и генезис углеводородных флюидов и месторождений. М.: ГЕОС, 2002. С. 221–253.
2. Родкин М. В. Происхождение нефти: старый спор – новые аргументы // Наука в России. 2004. № 5. С. 28–33.
3. Баженова О. К., Бурлин Ю. К., Соколов Б. А., Хаин В. Е. Геология и геохимия нефти и газа. М.: МГУ, 2000. 384 с.
4. Kenney J. F., Kutcherov J. F., Bendeliani N. A., Alekseev V. A. The evolution of multi-component systems at high pressures: VI. The thermodynamic stability of the hydrogen-carbon system: The genesis of hydrocarbons and the origin of petroleum // Proc. National Acad. Sci. USA. 2002. N 99. P. 10976–10981.
5. Чекалюк Э. Б. К проблеме синтеза нефти на больших глубинах // Журн. Всес. хим. о-ва им. Д. И. Менделеева. 1986. Т. 31, № 5. С. 76–82.
6. Glashby G. P. Abiogenic Origin of Hydrocarbons: An Historical Overview // Resource geology. 2006. Vol. 56, N 1. P. 85–98.
7. Летников Ф. А. Флюидные фации континентальной литосферы и проблемы рудообразования // Вестн. ОГТТГН РАН. 1999. № 4. С. 37–46.
8. Родкин М. В. Проблема глубинных источников углеводородов в свете представлений об эволюции окислительно-восстановительного режима мантии. Дегазация Земли: гео-

динамика, геофлюиды // Нефть, газ и их парагенезы. Материалы Всеросс. конф. М., 2008. С. 421–422.

9. *Пригожин И.* От существующего к возникающему. Время и сложность в физических науках. М.: Наука, 1985. 328с.

10. *Зыкин Н. Н.* Генезис пластовых вод нефтяных месторождений по данным их изотопного состава // Фундамент. проблемы нефтегазовой гидрогеологии. М.: ГЕОС, 2005. С. 95–98.

11. *Булин Н. К., Егоркин А. В.* Региональный прогноз нефтегазоносности по глубинным сейсмическим критериям. М.: Центр ГЕОН, 2000. 194 с.

12. *Родкин М. В., Рундквист Д. В., Пунанова С. А.* Об относительной роли нижнекорových верхнекорových процессов в формировании микроэлементного состава нефтей // Геохимия. 2016. № 11. С. 1025–1031.

13. *Пунанова С. А., Родкин М. В.* Соотношение биогенных и глубинных процессов по данным анализа микроэлементного состава нефтей // Экспозиция. Нефть газ. 2018, № 6(66), С. 38–42.

14. *Петрова В. П., Батова Г. И., Куршева А. В.* Органо-геохимические исследования донных осадков в районах нефтедобычи (на примере шельфовой зоны о. Колгуев, Печёрское море) // Проблемы Арктики и Антарктики. 2009. № 2(82). С. 60–67.

15. *Романкевич Е. А., Ветров А. А., Пересыпкин В. И.* Органическое вещество Мирового океана // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 4. С. 401–411.

УДК 550.814: 553.98 (476)

СПУТНИКОВЫЕ ТЕХНОЛОГИИ ПРИ ПРОГНОЗИРОВАНИИ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ НЕДР

В. Н. Губин

Белорусский государственный университет, факультет географии и геоинформатики,
пр. Независимости 4, 220030 Минск, Республика Беларусь; vngubin@mail.ru

Инновации в нефтегазовой геологии во многом определяются применением методов дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) из космоса в комплексе геологических работ на нефть [1, 5]. Спутниковые технологии повышают эффективность поисков залежей углеводородов (УВ) в Припятском палеорифтовом бассейне [2], где большое внимание уделяется региональной оценке и локальному прогнозу нефтегазоносности, выявлению новых промышленных месторождений нефти. Анализ результатов структурного дешифрирования космических снимков (КС) совместно с геолого-геофизическими материалами позволяет определить высокоинформативный комплекс космоструктурных критериев нефтегазоносности и установить в пределах Припятского палеорифта нефтеперспективные структуры.

При прогнозировании нефтегазоносности осадочных бассейнов древних платформ особое внимание уделяется дизъюнктивным (от трещиноватости до глубинных разломов) и пликативным (платформенные складки типа поднятий и куполов) дислокациям слоистой структуры платформенного чехла, которым принадлежит ведущая роль в формировании и размещении залежей УВ. В Припятском палеорифтовом бассейне на основе структурно-тектонического анализа данных ДЗЗ установлены активные на неотектоническом этапе: от позднего олигоцена (около 30 млн лет назад) до настоящего времени, системы разломов и кольцевые структуры

земной коры с целью выявления в комплексе с геолого-геофизической информацией перспективные в нефтегазоносном отношении объектов.

Спутниковые технологии играют важную роль в изучении позднеолигоцен-четвертичной активизации глубинных разломов, являющихся подводными каналами как для УВ, существующих в осадочной толще, так и для мантийных флюидов. Поток УВ-флюидов, поступающий из высокотемпературных зон Земли, устремляется по глубинным разломам, трещинным зонам и другим нарушениям вверх, достигая осадочного чехла, и образует многопластовые нефтегазовые месторождения [3].

В связи с оценкой перспектив нефтегазоносности Припятского палеорифтового бассейна при космоструктурном картировании использовались КС со спутников Landsat-7, ALOS, IKONOS и др., с пространственным разрешением от 30 до нескольких метров. Инновации в изучении нефтеперспективных структур методами ДЗЗ тесно связаны с Белорусским космическим аппаратом, оптико-электронная съемочная система которого позволяет в панхроматическом режиме получать КС с разрешением объектов на земной поверхности 2,1 м, а в мультиспектральном – с пространственным разрешением 10,5 м.

Для обработки и структурного дешифрирования КС применялись модули ПО QGIS-GRASS. Методика первичной обработки КС заключалась в классификации изображений на области близкие друг к другу по параметрам яркости, получаемых в различных спектральных каналах сенсора БКА. Автоматически выделялись границы областей, т. е. выполнялась сегментация растрового изображений с переводом его в векторный формат с полной геодезической привязкой. Области дешифрировались на основе морфолитогенной информации, и проводилась классификация по литолого-генетическим типам и формам рельефа земной поверхности. Конечный итог обработки – векторная карта выделенных на местности классов с возможностью пространственного совмещения цифровой морфолитогенной модели КС с геолого-геофизической информацией. Получаемые векторные карты информативны для выделения линеаментных индикаторов проявлений разломов и кольцевых структур.

Ведущими космоструктурными критериями нефтегазоносности Припятского палеорифта, установленными в результате комплексной интерпретации космической и геолого-геофизической информации, являются: 1) отражение структурных форм нефтеносных комплексов платформенного чехла, зон разуплотнения кристаллического фундамента и проницаемых каналов миграции глубинных УВ в новейшем структурном плане и на КС в виде систем линеаментов и кольцевых структур; 2) выраженность линейных и кольцевых структур в сейсмических горизонтах нефтеносных комплексов; 3) увеличение теплового потока и градиента температур в линеаментных зонах и в пределах кольцевых структур; 4) приуроченность к зонам линеаментов и кольцевым структурам максимальных амплитуд неотектонических деформаций и высоких значений современных вертикальных движений земной коры, а также гляциотектонических дислокаций, образованных плейстоценовыми ледниковыми покровами.

В Припятском палеорифтовом бассейне на основе космоструктурных и геолого-геофизических данных установлены разломы и кольцевые структуры земной коры, обнаруживающие связь с нефтеносными комплексами осадочного чехла, зонами нефтегазонакопления и нефтеперспективными объектами. В результате космоструктурного картирования достигается возможность выявления потенциальных в нефтегазоносном отношении площадей для проведения дальнейших поисковых работ на нефть.

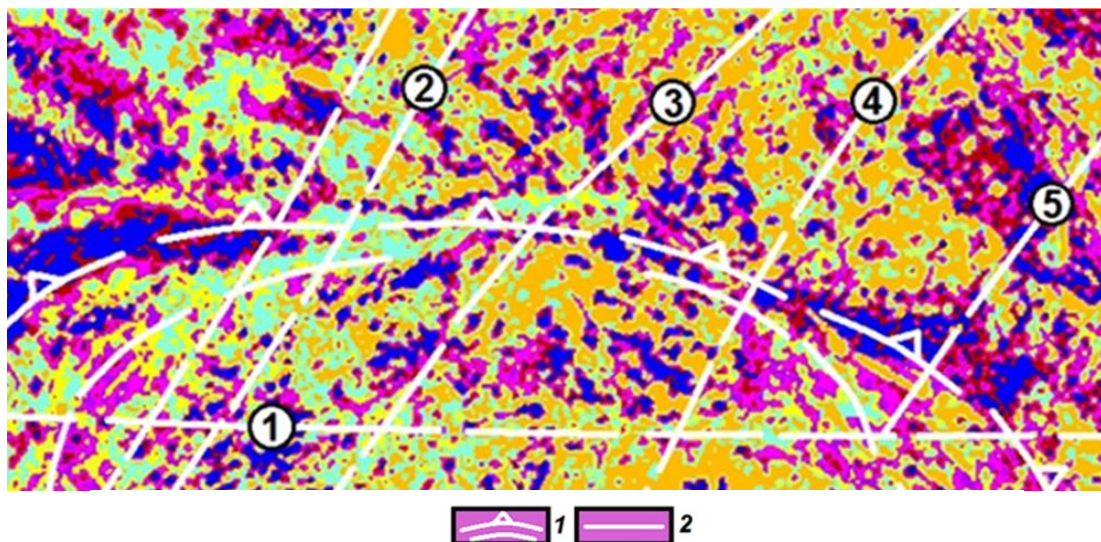


Рисунок 1 – Космоструктурная схема Южного нефтегазоперспективного района Припятского палеорифта

1 – дугообразные линейменты Полесской кольцевой структуры, 2 – линейменты, отражающие неотектонически активные разломы (цифры в кружках): 1 – Южно-Припятский; 2 – Малыньско-Туровский; 3 – Пержанско-Симоновичский; 4 – Первомайско-Заозёрный; 5 – Лоевский.

При прогнозе нефтегазоносности Припятского палеорифта обращено внимание Полесской кольцевой структуре земной коры, северный сегмент которой охватывает Южный нефтегазоперспективный район (рис. 1). Кольцевая мегаструктура имеет диаметр по длинной оси около 260 км. Сходные по размерам и геологической природе подобного типа кольцевые структуры относят к нефтеперспективным объектам, что подтверждают результаты их изучения М. Н. Смирновой [4] по данным ДЗЗ из космоса и геолого-геофизическим материалам в пределах Западно-Сибирской плиты и в других нефтегазоносных регионах.

Полесская кольцевая структура отличается высокой степенью вертикальной тектонической и петрографической расслоенности земной коры и мантии. По-видимому, северный сегмент кольцевой мегаструктуры отражает контур литосферного пространства со значительным объёмом разуплотнённой разогретой подкоровой мантии, способной перемещаться вверх, приподнимая при этом поверхность Мохо, как это отмечается под Припятским палеорифтом. Существующие в пределах северного сегмента Полесской мегаструктуры зоны разуплотнения по аналогии с мантийными разломами, возможно, насыщены УВ-флюидами.

Нефтеперспективными являются участки, расположенные в зонах пересечения северного сегмента Полесской кольцевой структуры Малыньско-Туровским, Пержанско-Симоновичским, Первомайско-Заозёрным, Буйновичско-Наровлянским и Выступовичским региональными разломами, которые возможно отличаются повышенной флюидално-газовой активизацией (рис. 2). В связи со слабой геолого-геофизической изученностью рассматриваемых участков важно оценить перспективы их нефтеносности на основе комплексного анализа результатов космоструктурного картирования и данных сейсморазведки.

С северным сегментом Полесской кольцевой структуры сопряжены Буйновичско-Наровлянская и Выступовичская зоны потенциального нефтегазонакопления, которые контролируются одноименными региональными разломами (рис. 2). Они

включают серию блоков в подсолевых верхнедевонских отложениях, представляющих интерес в нефтеносном отношении. В верхней соленосной толще Буйновичско-Наровлянской зоны выделяются Кустовницкое и Наровлянское криптодиапировые поднятия, выраженные на КС в виде локальных кольцевых структур. В галитовой субформации и брекчии кепрока соляных куполов могут быть установлены залежи нефти.



Рисунок 2 – Схема оценки перспектив нефтеносности Припятского палеорифта в пределах северного сегмента Полесской кольцевой структуры

1–3 – литрические разломы [2, 4]: мантийные суперрегиональный (1) и региональные (2), коровые региональные (3); 4 – неотектонически активные разломы; 5 – участки, перспективные для проведения нефтепоисковых работ; 6 – северный сегмент Полесской кольцевой структуры; разломы (цифры в кружках): 1 – Южно-Припятский; 2 – Лоевский; 3 – Микашевичский; 4 – Малыньско-Туровский; 5 – Пержанско-Симоновичский; 6 – Первомайско-Заозёрный; 7 – Азерецко-Великоборский; 8 – Шестовичско-Гостовский; 9 – Буйновичско-Наровлянский; 10 – Сколодинский; 11 – Выступовичский

Важнейшей задачей космоструктурного картирования в Припятском палеорифтовом бассейне является выяснение геологической природы и нефтепоискового значения локальных кольцевых структур тектоногенной природы диаметром от 2–3 до 15 км, примыкающих к промышленным месторождениям нефти или расположенных вблизи них. Следует отметить, что такие участки перспективны для поисков залежей УВ, о чем свидетельствует, например, открытие в Речицко-Вишанской зоне приразломных поднятий залежи нефти в районе двух уже действующих месторождений – Южно-Осташковичского и Южно-Тишковского. Формирование новых залежей УВ вблизи разрабатываемых месторождений нефти, возможно, связано с подтоком глубинных УВ-флюидов в зонах региональных мантийных разломов и прилегающих к ним кольцевых структур. В пределах приподнятых и опущенных крыльев разломов УВ могут быть генерированы в блоковых и блоково-пликативных структурных формах, испытывающих активизацию в позднеолигоцен-четвертичное время и выраженных на КС в виде локальных кольцевых объектов.

На современном этапе проведения геологоразведочных работ на нефть в Припятском палеорифте, а также в пределах Брестского и Оршанского осадочных бассейнов, особую актуальность приобретает разработка технологии подготовки регионального прогноза нефтегазоносности территории на основе комплексного анализа данных ДЗЗ из космоса и геолого-геофизической информации. При этом важно со-

здание электронной базы геоданных включающей комплекс космоструктурных критериев нефтегазоносности и методику прогноза нефтеперспективных участков с использованием программной обработки КС и геолого-геофизических материалов.

Таким образом, спутниковые технологии позволяют установить в пределах Припятского палеорифта активные на неотектоническом этапе разломы и кольцевые структуры земной коры, обнаруживающие связь с нефтеносными комплексами осадочного чехла и потенциальными нефтегазоносными объектами. Перспективными в нефтегазоносном отношении являются участки пересечения региональными разломами северного сегмента Полесской кольцевой структуры. При прогнозе нефтегазоносности палеорифтового бассейна на основе космоструктурных критериев следует учитывать новейшую активизацию разломов и кольцевых структур, определяющую повышенную проницаемость земной коры для вертикальной миграции мантийных УВ-флюидов и формирования залежей нефти.

Библиографические ссылки

1. Аэрокосмический мониторинг объектов нефтегазового комплекса / Под ред. В. Г. Бондура. М.: Науч. мир, 2012. 558 с.
2. Губин В. Н. Космоструктурное картирование при поисках глубинной нефти в Припятском нефтегазоносном бассейне // 4-е Кудрявцевские Чтения. Материалы Всеросс. конф. по глуб. генезису нефти и газа. М.: ЦГЭ, 2015. С. 32–38.
3. Кудрявцев Н. А. Генезис нефти и газа. Л.: Недра, 1973. 216 с.
4. Смирнова М. Н. Нефтегазоносные кольцевые структуры и научно-методические аспекты их изучения // Геология нефти и газа. 1997. № 9. С. 51–55.
5. Трофимов Д. М. Дистанционные методы в нефтегазовой геологии. М.: Инфра-Инженерия, 2018. 388с.

УДК 551.14+551.510

ПЛЮМ-ТЕКТОНИЧЕСКИЙ СЦЕНАРИЙ КОНСОЛИДАЦИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В. П. Коболев

Институт геофизики им. С. И. Субботина НАН Украины,
пр. Палладина 32, 03680 Киев, Украина; vpkobolev@ukr.net

Памяти моего близкого друга и коллеги Юрия Павловича Оровецкого

Выдающиеся белорусские учёные-тектонисты Р. Г. Гарецкий и Г. И. Каратаев пять лет назад подарили мне фундаментальную монографию [4], в которой доминируют теоретические представления гипотезы тектоники плит. При всем глубоком уважении к моим коллегам, не могу согласиться с их отдельными выводами о связи формирования архейско-нижнепротерозойского кристаллического основания центральной части Восточно-Европейской платформы (ВЕП) с основными процессами плитовой тектоники – субдукцией и коллизией, происходившими в докембрийский период. Такой же точки зрения придерживался мой близкий друг и коллега Ю. П. Оровецкий [7]. Вместе с тем, представленный в монографии [4] исключительно информативный материал относительно глубинного строения, вещественных неоднородностей этого региона, основанный на комплексной интерпретации материалов потенциальных полей и тектонического моделирования вдоль профилей глубинных сейсмических зондирований, несомненно представляет огромный научный и практический интерес. С его помощью, а также материалов по тектонике архейско-нижнепротерозойского фундамента [6, 9 и др.], попытаюсь в настоящем докладе прояснить нашу позицию относительно плюм-тектонической консолидации кристаллического основания центральной части ВЕП в докембрии с целью оценки роли мантийно-плюмовых процессов в его геодинамическом развитии. При этом следует подчеркнуть, что соотношение мантийно-плюмовых и субдукционно-коллизионных процессов в геодинамике формирования ранней континентальной коры относится к малоизученным и поэтому дискуссионным вопросам докембрийской эволюции Земли [9, 10].

Наши визави [4], вслед за С. В. Богдановой с соавторами [2], докембрийское основание ВЕП изображают (рис. 1) в виде столкнувшихся в раннем протерозое трёх литосферных плит – Фенноскандии, Волго-Уралии и Сарматии. Непосредственно в зоне их тройного сочленения авторы [4] в результате анализа гравитационных и магнитных аномалий выделяют шовные зоны и вулканогенно-плутонические пояса, сходящиеся в Слободском тектоно-геодинамическом узле (СТГУ). При этом они не исключают, что в качестве тектонофизической модели природы формирования СТГУ могла бы быть принята наша гипотеза [7, 8] о трехкратной рекуррентной активизации Верхневолжского мантийного плюма (ВМП), однако указывают на ряд противоречий. В частности, результаты выполненного ими гравитационного моделирования отрицают предположение о сосредоточении под ВЕП крупных тяжёлых масс. Представляется необходимым уточнить, что М. Е. Артемьев с соавторами [1] показали расположение крупного центра избыточных аномальных масс на мантийных

глубинах литосферы под основанием Верхневолжской гранит-зеленокаменной провинции в целом для подкорового слоя Северной Евразии. Впоследствии высокоплотностная аномалия в этой области была подтверждена на глубинах 175–250 км с помощью гравиметрического 3D-моделирования [12]. По-видимому, указанная аномалия, в первом приближении соответствующая очертаниям фундамента ВЕП в раннем протерозое, даёт основание предполагать идентичность времени его заложения.

Следует отметить, что, несмотря на использование одних и тех же геолого-геофизических материалов, контуры основных тектонических элементов кристаллического основания ВЕП у различных авторов несколько разнятся между собой, что и приводит к их различной трактовке [9]. В этой связи остановимся на размере и расположении СТГУ, выделенного в результате анализа аномальных высоко- и низкочастотных компонент поля силы тяжести [4]. Его контур оказался значительно меньше по размерам и смещён существенно на запад по сравнению с проекцией на земную поверхность ВМП [7, 8]. Отметим, что последний был выделен согласно схеме размещения морфо-кинематических структур центрального типа [5] вдоль северного участка Восточно-Европейско-Мозамбикского горячего пояса без привязки к аномальной компоненте гравитационного поля). Поэтому вслед за [6] представляется правомерным считать, что выделенный в [4] локальный СТГУ является апикальной частью ВМП.

На приведённой тектонической схеме фундамента ВЕП в раннем протерозое по [11] относительно проекции на земную поверхность ВМП визуально наблюдаются радиально виргирующие и регулярно чередующиеся протоплатформы и протогеосинклинали (рис. 2). Вещество первых (эпиархейские области консолидации земной коры повсеместно представлены положительными формами рельефа фундамента) испытало реоморфизм амфиболитовой стадии, что характеризует здесь высокий палеотепловой поток, и прорвано магматогенами ультрабазитов, базитов и гранитоидов возрастом 1,9–1,6 млрд лет. В целом протоплатформы конформны очертаниям разделяющих подвижных складчатых областей раннепротерозойских протогеосинклиналей, представляющие собой отрицательные морфоструктуры поверхности фундамента. Вихреобразное, по часовой стрелке, расположение их осей отвечает пространственной, в том же направлении герцинской активизации фанерозойских тектогенов, окружающих платформу и, вероятно, является наложенным. Приведённые на рис. 1 и рис. 2 тектонические схемы визуально представляются ассоциативными.

Надо полагать, что ВМП оказался активизированным не только в архее, но и в раннем протерозое. В позднем архее Верхневолжский геодинамический узел в Восточно-Европейско-Мозамбикском горячем поясе Земли был одним из многих, а в раннем протерозое – уже единственным, по которому транспортировалось перегретое вещество глубинных геосфер. В первом случае это перемещение, видимо, было сравнительно незначительным по объёму и привело лишь к формированию локальной вулканической области горячего пояса. Во втором – продуктивность транспортировки неизмеримо возросла. Поступившего материала вместе с кондуктивно-ремобилизованным объёмом оказалось достаточно для создания крупной астенообласти, соизмеримой по площади с ВЕП [7, 8].

Наличие площадных кор выветривания возрастом 2,6–2,5 млрд лет однозначно свидетельствует о постепенном воздымании здесь земной поверхности, обусловленного внедрением ВМП. В конце этого периода (1,9–1,8 млрд лет) архейская континентальная кора над ВМП, вследствие воздымания, была поливергентно расчленена.

В результате раннепротерозойский тектонический план этого сегмента оказался представленным регулярным чередованием протоплатформенных массивов и соседствующими с ними синформами компенсационных впадин протогоэосинклиналей. Причём, общее их формирование происходило не в условиях сжатия, как это подчеркивается в [2, 4], а растяжения, что подтверждает реальность расположения на месте межплитных швов рифтогенных структур, возраст которых определялся как позднепротерозойский [3].

Мы абсолютно согласны с выводом монографии [4], что главным энергетическим фактором формирования ВЕП в позднеархейское-раннепротерозойское время явились глубинные тектонофизические процессы в мантии, но обусловленные ВМП. Более того, следуя известному ленинскому принципу «прежде чем объединиться, надо размежеваться», полагаем, что растяжение над поднятием ВМП было первичным (континентальная кора над мантийным плюмом была тотально «взломана» и поливергентно расчленена), а сближение («стягивание» плит по [4]) в результате его термоусадки – вторичным. Этот механизм, как представляется, в конце архейского периода (1,9–1,8 млрд лет) в первом случае сопровождался на поверхности рифтингом, а во втором – поддвиго-надвиговой тектоникой.

Следующий авлакогенный деструктивный этап в развитии ВЕП (ранний рифей – средний венд, 1,65–0,68 млрд лет) также был связан со сводообразованием и рифтингом, вызванными очередной, рекуррентной активизацией ВМП. В результате этой активизации сформировались Среднерусский, Пачелмский и Волыно-Оршанский рифтогены, оси которых пересеклись в апикальной части ВМП или точнее в области СТГУ (рис. 3). Следует в целом подчеркнуть тройное сочленение отмеченных рифтогенов, формально идентичное шовным зонам и вулканогенно-плутонические поясам, выделенным в модели [4] (см. рис. 1 и 3).

В фанерозое динамика развития ВЕП сопряжена с каледонским и герцинским диастрофизмами, что рекуррентно зашифровано в регрессивно-трансгрессивных разрезах осадков. На альпийском этапе пульсирующие сводовые движения прекратились одновременно с затуханием магматической деятельности.

В глобальном масштабе Верхневолжская гранит-зеленокаменная провинция входит в состав Восточно-Европейско-Мозамбикского горячего пояса [7, 8], отождествляемого нами с пространственным положением архейского палеомагнитного экватора вдоль 36° в. д., который пересекает в меридиональном направлении Африканский континент, далее, через западную часть Красного моря, Левантийскую рифтовую зону, запад Турции и Черное море выходит на древнюю ВЕП, где контролируется одновозрастным проторифтогенным Восточно-Европейским гранит-зеленокаменным поясом (рис. 4). В его северной части на территории современной ВЕП выделяются палеосводы, которые имеют доплатформенное (3,2–2,7 млрд лет) время заложения, овалоподобную форму, приподнятое залегание раздела М и сопровождаются кольцевыми морфокинематическими структурами [5] и древними гранит-зеленокаменными провинциями. Нам представляется, что они образовались при пульсационном многофазном плюм-мантийном диапиризме с высокотемпературными, перегретыми высокомагнезиальными гипербазитовыми коматиитами, возраст которых относится к позднему архею. Последние могут рассматриваться в качестве свидетельства высоких температур архейской мантии, а их происхождение связывается с производными мантийного плюмового магматизма в процессе формирования ювенильной архейской континентальной коры. При этом следует иметь в виду, что тепловой поток в архее был значительно выше по сравнению с современным, что не

могло не оказать влияния на геодинамические докембрийские процессы, обусловленные более высокими температурами мантии [10].

Заключение. Приведённый выше в большей части умозрительный тектонический анализ разновозрастных карт и предложенный сценарий докембрийской эволюции ВЕП не является истиной в последней инстанции. Вместе с тем, считаю уместным подчеркнуть, что рассмотренные в [4, С. 78–83] разнообразные сложные тектонические конструкции сближения, геомеханические гипотезы сжимающих напряжений северо-западного простирания, разного рода конвективные модели и, наконец, образно представленные процессы «... с вихревым сжимающим состоянием вещества, как насосом, втягивающим в себя вышележащие литосферные слои – своего рода «чёрная» дыра (омут)», равно как и представленный сценарий возможного механизма формирования центральной части ВЕП, в основе которого лежат теоретические представления плитовой тектоники, не вселяют уверенности в их реальности.

На наш взгляд, главная проблема генетического основания древней ВЕП решается в пользу ВМП, внедрение которого в пределах Восточно-Европейско-Мозамбикского горячего пояса Земли сопровождалось в раннем протерозое консолидацией архейской земной коры в виде древнего кратона. Непосредственно ВЕП формировалась в раннем протерозое в условиях растяжения и не является продуктом встречной миграции литосферных плит.

Библиографические ссылки

1. *Артемов М. Е., Кучериненко В. А., Кабан М. К.* Плотностные неоднородности подкорового слоя Северной Евразии // Докл. АН СССР. 1991. Т. 317, № 2. С. 3–13.
2. *Богданова С. В.* Тектоническое районирование кристаллической коры на западе Восточно-Европейского кратона: характеристика поясов и литотектонических (структурно-вещественных) комплексов // Строение и динамика литосферы Вост. Европы. М.: ГеоКАРТ, ГЕОС, 2006, с. 226–232.
3. *Валеев Р. Н.* Авлакогены Восточно-Европейской платформы. М., Недра, 1978. 152 с.
4. *Гарецкий Р. Г., Каратаев Г. И.* Шовные зоны Фенноскандии, Сарматии и Волго-Уралии. Минск: Беларус. навука, 2014. 130 с.
5. Карта морфоструктур центрального типа территории СССР / Под ред. В. В. Соловьева. 1 : 1 000 000. Л., 1981.
6. *Колодяжный С. Ю.* Долгоживущие структурные ансамбли Восточно-Европейской платформы. Статья 1. Тектоника фундамента // Изв. высш. учеб. завед. Геология и разведка. 2018. № 2. С. 5–13.
7. *Оровецкий Ю. П.* К проблеме генетического основания древней Восточно-Европейской платформы // Геофиз. журн. 2010. Т. 32, № 3. С. 106–111.
8. *Оровецкий Ю. П., Коболев В. П.* Горячие пояса Земли. Киев: Наук. думка, 2006. 312 с.
9. *Цыганов В. А.* Геолого-тектоническое строение верхней части разреза кристаллического фундамента центральной части Восточно-Европейской платформы и его отражение в структурах верхней части осадочного чехла // Георесурсы. 2002. № 4(12). С. 38–45.
10. *Щипанский А. А.* Субдукционные и мантийно-плюмовые процессы в геодинамике формирования архейских зеленокаменных поясов: дисс. ... д-ра геол.-минер. наук. М., 2005. 522 с.
11. Tectonic map of the basement of the East-European craton. 1 : 10 000 000 / S. V. Bogdanova. R. A. Gafarov. S. V. Tchernook. Moscow; Ministers of Geology of the USSR, 1981.
12. *Yegorova T. P., Starostenko V. I.* Lithosphere structure of Europe and Northern Atlantic from regional three-dimensional gravity modeling // Geophys. J. Int. 2002, N 151. P. 11–31.



Рисунок 1 – Схема основных сегментов фундамента Восточно-Европейской платформы и зон их сочленения (по [5] с изменениями)

1 – границы континентальной части, 2 - границы платформы, 3 – щиты (БЩ – Балтийский, УЩ – Украинский), 4 – шовные зоны (1 – Центрально-белорусская, 2 – Центральнорусская, 3 – Рязано-Саратовская), 5 – вулканоплутонические пояса (4 – Осницко-Микашевицкий, 5 – Серпуховский, 6 – Рязанский), 6 – Слободской тектоно-геодинамический узел.

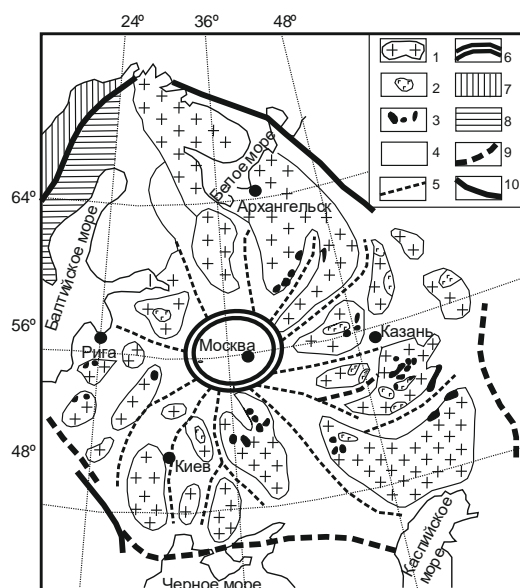


Рисунок 2 – Структура Восточно-Европейской платформы в раннем протерозое (по [7, 8] с изменениями)

1 – протоплатформенные массивы; 2 – гранитоиды (1,9–1,8 млрд лет); 3 – базиты и гипербазиты (1,9–1,8 млрд лет); 4 – рифтинг-протогеосинклинали; 5 – оси рифтинг-протогеосинклиналей; 6 – Верхневолжский мантийный плюм (проекция на дневную поверхность); 7 – каледониды (венд-силур); 8 – свекофенниды (1,9–1,75 млрд лет); 9, 10 – границы Восточно-Европейской платформы соответственно в раннем протерозое и фанерозое.

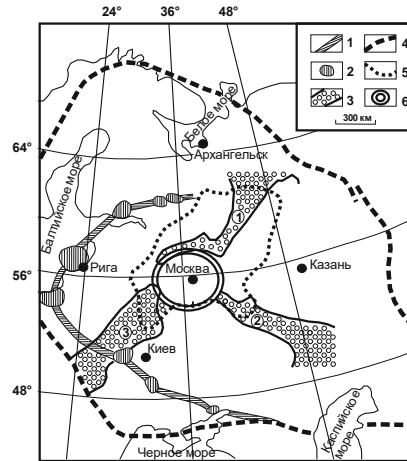


Рисунок 3 – Структура Восточно-Европейской платформы в рифее (Орловский, 1994)
 1 – граница рифейской платформенной активизации; 2 – анортозит-рапакивигранитные массивы (мантийные диапиры); 3 – палеорифты (авлакогены); цифры в кружках: 1 – Среднерусский, 2 – Пачелмский, 3 – Вольно-Оршанский; 4 – граница платформы в раннем протерозое; 5 – граница Московской синеклизы; 6 – Верхневолжский мантийный плюм (проекция на дневную поверхность).

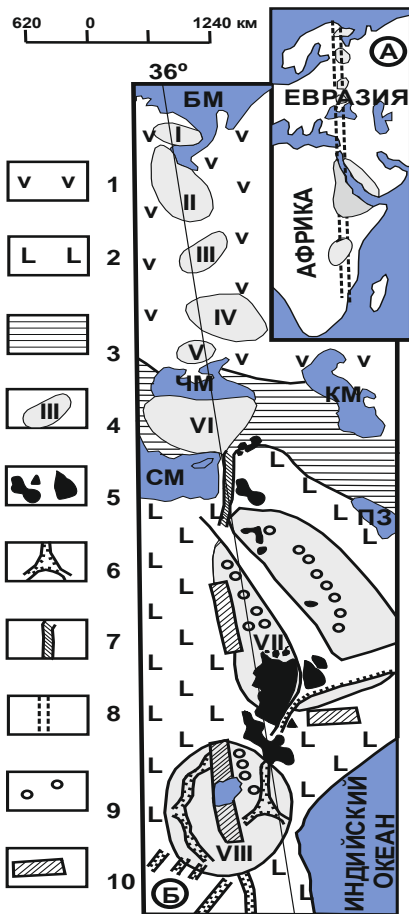


Рисунок 4 – Строение Восточно-Европейско-Мозамбикского горячего пояса (по [8] с изменениями)
 А – общее расположение; Б – детализированная схема. 1, 2 – Восточно-Европейская и Африканская платформы соответственно; 3 – Персидско-Британский горячий пояс; 4 – палеосводы (мантийные плюмы): I – Кольский, II – Карельский, III – Верхневолжский, IV – Курский, V – Приднепровский, VI – Малоазийский, VII – Нубийско-Аравийский, VIII – Восточно-Африканский; 5 – мезо-кайно-зойские магматиты; 6 – «треугольник» Афар; 7 – Левантская зона разломов; 8 – общее направление Восточно-Европейско-Мозамбикского горячего пояса; 9 – кольцевые интрузии; 10 – гранит-зеленокаменные провинции; БМ, ЧМ, СМ – Баренцево, Черное, Каспийское, Средиземное моря соответственно; ПЗ – Персидский залив.

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Р. И. Кутас

Институт геофизики им. С. И. Субботина НАН Украины,
пр. Палладина 32, 03680 Киев, Украина; kutasroman@gmail.com

В данном сообщении рассматриваются особенности глубинного строения, теплового состояния и эволюции земной коры юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы, ограниченной с юго-запада структурами Восточных Складчатых Карпат (рис. 1).

Геотектоническое положение района исследований. В соответствии с современным тектоническим районированием в пределах юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы выделяют Волыно-Подольскую моноклиналию, Молдовскую плиту, Львовский палеозойский прогиб [1–3, 5 и др.]. С юго-запада её ограничивает Предкарпатский прогиб, значительная часть которого перекрыта надвигом Складчатых Карпат. Традиционно юго-западную границу Восточно-Европейской платформы проводят по тектонической трансъевропейской зоне Тейсейра-Торнквиста (ТТЗ). Положение и строение этой зоны детально изучено к северозападу от рассматриваемой области на территории Польши [6, 7], где она разграничивает докембрийскую Восточно-Европейскую и палеозойскую Западно-Европейскую платформы. Перед фронтом Восточных Карпат выделение этой зоны не столь однозначно. На территории Украины в зоне Львовского прогиба границу Восточно-Европейской платформы обычно проводят по Рава-Русскому глубинному разлому, отделяющего прогиб от Рава-Русской зоны Западно-Европейской платформы, вклинивающейся узкой полосой между докембрийской платформой и Предкарпатским прогибом (рис. 1). Далее к юго-востоку докембрийская платформа граничит непосредственно с неогеновым Предкарпатским прогибом, который сформировался на разновозрастных (от протерозойских до эоценовых) структурах.

Юго-западная окраина древней платформы и донеогеновый фундамент Предкарпатского прогиба покрыты густой сетью тектонических нарушений. Преобладают продольные и поперечные по отношению к границе платформы разломы. Продольные разломы образуют с границами тектонических зон Складчатых Карпат острый угол и в юго-восточной части уходят под их надвиг. Часть этих разломов имеют древнее заложение. Они выходят далеко за пределы рассматриваемого региона и участвуют в формировании структур гранито-метаморфического фундамента. Другая часть разломов сдвиговой и надвиговой конфигурации проявляются только в отложениях мезокайнозоя и явно связана с альпийским тектогенезом и формированием Карпат.

Строение земной коры и распределение тепловых потоков. В краевой части Восточно-Европейской платформы сохраняется типичная для докембрийских платформ структура земной коры. По результатам глубинных сейсмических исследований её мощность составляет 40–50 км [2, 5, 8]. Она имеет четырёхслойное строение (рис. 2). Мощность осадочного слоя изменяется от десятков метров на склоне Украинского кристаллического щита до 8–10 км во Львовском и Преддобрудженском

прогибах и до 20 км в Складчатых Карпатах. Осадки представлены отложениями рифея, палеозоя, мезозоя. В Предкарпатском прогибе платформенные отложения перекрывает молассовая толща неогена. В Складчатых Карпатах осадочный слой представлен мел-палеогеновыми флишевыми образованиями. Скорость распространения сейсмических колебаний в кайнозойских отложениях составляет 3,4–4,1 км/с, максимальные значения в палеозойских отложениях достигают 5,1–5,3 км/с. Палеозойские отложения существенно дислоцированы. По результатам бурения установлены следы их надвигания в северо-восточном направлении.

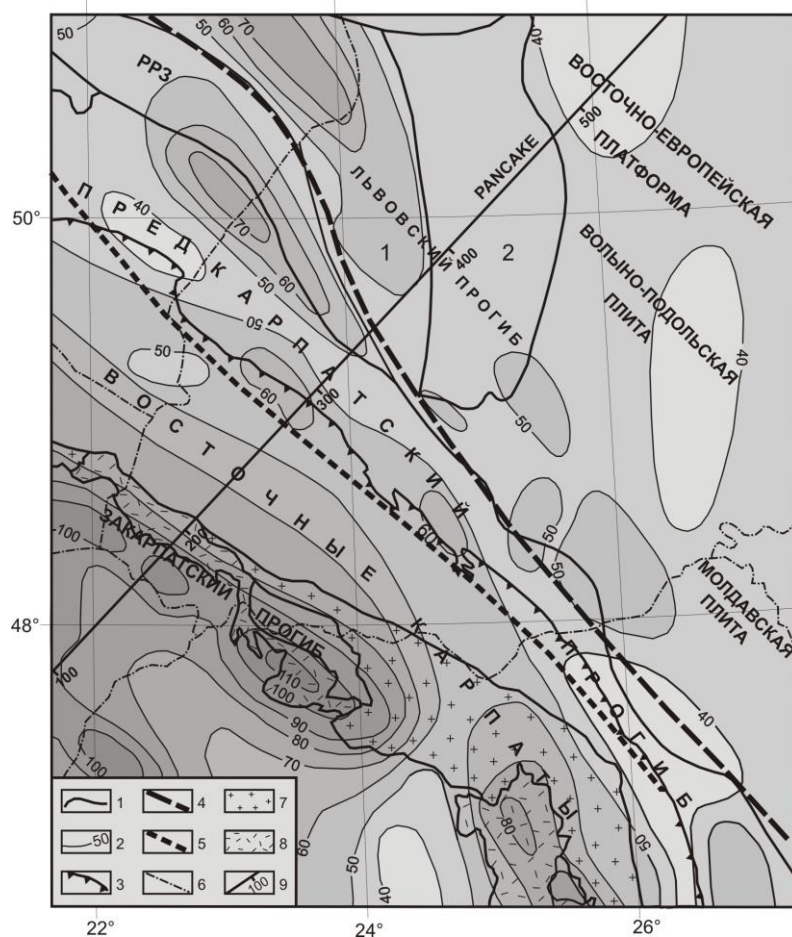


Рисунок 1 – Схема распределения теплового потока и тектонического районирования юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы и прилегающей части Восточных Карпат

1 – границы тектонических зон, 2 – изолинии теплового потока, 3 – линия берегового надвига Складчатых Карпат, 4 – поверхностная граница Восточно-Европейской платформы по тектонической линии Тейсейра-Торнквиста, 5 – глубинная граница Восточно-Европейской платформы по нижнему слою земной коры и разделу Мохо, 6 – государственные границы, 7 – кристаллические массивы Восточных Карпат, 8 – неогеновые вулканиды, 9 – положение сейсмического разреза PANCEKE.

Кристаллическая кора имеет типичное для кратонов трёхслойное строение. Мощность верхнего слоя ($V_p = 6,1\text{--}6,3$ км/с) достигает 20–25 км. В его пределах на глубинах 10–18 км часто выделяются один – два слоя с пониженными скоростями ($V_p = 6,0\text{--}6,1$ км/с). Мощность среднего ($V_p = 6,4\text{--}6,7$ км/с) слоя составляет 8–10 км, а нижнего ($V_p = 6,8\text{--}7,4$ км/с) изменяется от 6–8 до 15–20 км. Скорости пород в под-

коревой мантии составляют 8,2–8,3 км/с. В направлении Предкарпатского прогиба верхний слой кристаллической коры углубляется и частично, а под Складчатыми Карпатами полностью разрушается. Средний и нижний слои практически без изменения продолжают под Предкарпатским прогибом и Внешними Складчатыми Карпатами. Здесь в зоне Кросно они «срезаются» поверхностью Мохо, которая погружается с 23–25 км под Закарпатским прогибом до глубин 45–48 км под Складчатыми Карпатами. На этом участке изменяется структура кристаллической коры: типичная для древних платформ трёхслойная кора трансформируется в двухслойную, характерную для молодых структур альпийского тектогенеза. Её верхний слой ($V_p = 5,9–6,35$ км/с) имеет мощность 15–20 км, нижний – ($V_p = 6,4–6,5$ км/с) – 5–10 км. При этом нарушается структура земной коры, её слоистое строение сменяется кусочно-блоковым. На разделе Мохо V_p уменьшается до 7,9–8,0 км/с. Характер перехода от трёхслойной кристаллической коры кратона к коре альпийского типа внутри Карпатского орогена демонстрирует рис. 2.

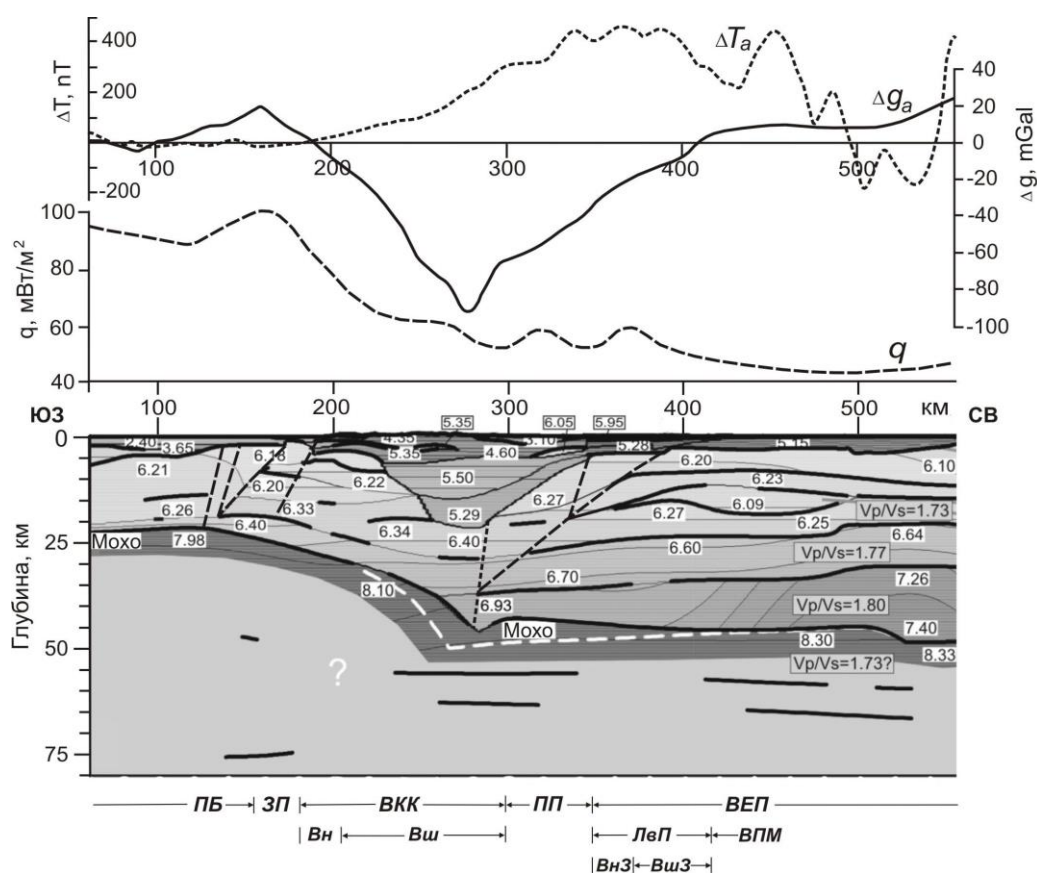


Рисунок 2 – Структура земной коры вдоль сейсмического профиля PANCAKE (сейсмические данные по [8])

Чёрные утолщённые линии – основные скоростные границы, цифры – значения скоростей V_p (км/с); белая пунктирная линия – раздел Мохо, если скорость V_p в нижней коре принять не 6,9, а 7,2 км/с. Кривые в верхней части характеризуют изменение вдоль профиля плотности теплового потока (q), аномального гравитационного (Δg_a) и магнитного (ΔT_a) полей.

С особенностями строения земной коры согласуется распределение тепловых потоков [4]. Краина Восточно-Европейской платформы характеризуется низкими тепловыми потоками (36–50 мВт/м²), на фоне которых выделяются отдельные ано-

малии повышенных (до 60–70 мВт/м²) значений, характерных для зон с особыми условиями развития. В частности, повышенными значениями выделяется внутренняя зона Львовского палеозойского прогиба, который начал формироваться в девоне как краевой на этапе герцинского орогенеза. Повышение здесь теплового потока (и в других активных зонах на краю Евразийской плиты) следует связывать с позднемезозойскими и, возможно, кайнозойскими геодинамическими процессами, сопровождавшимися образованием локальных зон растяжения и системы разломов сбросового типа (часто по плоскостям более древних надвигов и взбросов). Коровая составляющая теплового потока в пределах кратона равна 20–25 мВт/м², мантийная – 20–21 мВт/м². В аномальных зонах она увеличивается до 30 мВт/м².

В Предкарпатском прогибе также преобладают низкие (35–50 мВт/м²) тепловые потоки, а повышенные значения образуют отдельные аномалии. Аномалия повышенных значений (55–70 мВт/м²) выделяется в северо-западной части прогиба. Относительно низкие (45–60 мВт/м²) значения тепловых потоков сохраняются и во внешней части Складчатых Карпат. Некоторое общее повышение тепловых потоков обусловлено здесь большой мощностью (до 20 км) осадочных отложений с повышенным содержанием радиоактивных элементов. Локальные аномалии связаны с особенностями строения осадочной толщи, нефтяными и газовыми месторождениями. Вклад земной коры в общую величину теплового потока увеличивается до 25–35 мВт/м², а верхней мантии сохраняется примерно на том же уровне (20–23 мВт/м²). По мощности земной коры и плотности теплового потока Предкарпатский прогиб и Внешние Карпаты не отличаются от докембрийской платформы.

Утонение земной коры под Внутренними Карпатами и Закарпатским прогибом сопровождается повышением теплового потока до 70–130 мВт/м². Вклад земной коры составляет 17–22 мВт/м², вклад мантии увеличивается до 60–70 мВт/м².

Изменение структуры земной коры отражается также в гравитационном и магнитном полях (рис. 2).

Выполненный комплексный анализ геофизических данных позволяет выделить в пределах юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы и прилегающих структур Карпатского региона два типа земной коры. Граница между ними проходит в центральной наиболее погружённой части Восточных Карпат (примерно по Ужоцкому глубинному разлому). Они отличаются по мощности коры и её отдельным слоёв, внутренней структурой, скоростными параметрами. Но есть в их структуре и некоторые общие закономерности: несоответствие структуры верхней и нижней коры, наличие в верхней коре наклонных границ, которые не проявляются в нижней и которые можно рассматривать как поверхности срыва. Имеющиеся в настоящее время геофизические данные позволяют рассматривать Предкарпатский прогиб и частично Складчатые Карпаты как погружённый деформированный край Восточно-Европейской платформы, перекрытый в разной степени надвигом разновозрастных (от байкальского до альпийского) тектонических элементов. Ширина этой зоны изменяется от 30 до 120 км. Её наибольшая ширина отмечается на северном повороте Карпатской дуги, где надвиг представлен всеми структурными этажами, начиная с байкальского. Очевидно, всю эту область следует рассматривать как продолжение на юго-восток тектонической зоны Тейсейра-Торнквиста. С учётом этих данных, предполагаемый вариант районирования земной коры под надвигом Складчатых Карпат представлен на рис. 1.

Библиографические ссылки

1. Геотектоника Вольно-Подолії. Отв. ред. И. И. Чебаненко. Киев: Наук. думка. 1990. 244 с.
2. Заяць Х. Б. Глибинна будова надр Західного регіону України на основі сейсмічних досліджень і напрямки пошукових робіт на нафту і газ. Львів: Центр Європи. 2013. 80 с.
3. Крупський Ю. З. Геодинамічні умови формування і нафтогазоносність Карпатського та Волино-Подільського регіонів України. Київ: УкрДГРІ. 2001. 144 с.
4. Кутас Р. И. Геотермические условия и мезо-кайнозойская эволюция Карпато-Паннонского региона // Геофиз. журн. 2016. Т. 38, № 5. С. 75–107.
5. Тектонічна карта України. 1 : 1 000 000. Ред. Д. С. Гурський, С. С. Круглов. Київ: УкрДГРІ. 2007.
6. Golonka J. Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic // *Tectonophysics*. 2004. N 381. P. 235–273.
7. Guterch A. M., Grad G. R., Keller K., Posgay J., Vozar A., Špičák E., Brueckl Z., Hajnal H., Thybo G., Selvi O. and CELEBRATION 2000 Working Group. Experiment Team // *Stud. Geophys. Geod.* 2003. N 47. P. 239–252.
8. Starostenko V. I., Janik T., Kolomiyets K. et al. Seismic velocity model of the crust and upper mantle along profile PANCAKE across the Carpathians between the Pannonian Basin and the East European Craton // *Tectonophysics*. 2013. N 608. P. 1049–1072.

УДК 553.078.73(477+470)

НОВАЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ РАЗВИТИЯ УКРАИНСКОГО ЩИТА И ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ

В. А. Привалов, Е. А. Панова

Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н. П. Семененко НАН Украины,
пр. акад. Палладина 34, 03680 Киев, Украина; vitaliy.privalov@gmail.com

Украинский щит (УЩ) является крупнейшей геоструктурой Украины в составе южного сегмента Восточно-Европейского кратона (ВЕК) – Сарматии. Именно здесь, в пределах УЩ, кристаллический фундамент ВЕК выходит на дневную поверхность выше современного базиса эрозии в виде многочисленных естественных обнажений или перекрыт маломощными осадочными породами. Значительная часть наших знаний о событиях, которые сформировали земную кору Сарматии, является итогом обобщения обширных массивов геологической информации и результатов горно-эксплуатационных работ на территории УЩ.

Современная гетерогенно-блочная структура УЩ сформировалась как результат цепочки геотектонических процессов, инициировавших накопление, метаморфизм, эксгумацию и денудацию основных структурно-вещественных комплексов, тектоно-термальные события, формирование флюидно-магматических и сопряженных с ними рудоносных систем. По современным представлениям, УЩ как самостоятельная морфоструктура возник в позднедевонское время, когда начал активно формироваться Припятско-Днепровско-Донецкий (ПДД) авлакоген, разделивший массивное сводчатое поднятие Сарматского протощита на два выступа кристаллического фундамента – Украинский и Воронежский.

Таким образом, главными тектоническими единицами Сарматии являются УЩ и Воронежский кристаллический массив (ВКМ), подвергшиеся в течение раннего

докембрия, практически одним и тем же последствиям перемещения блоков литосферы, реализованным в закономерном пространственном распределении структурных элементов и корелятивных им вещественных комплексов.

Основой для разработки предлагаемой новой геодинамической концепции развития УЩ и ВКМ в раннем докембрии явился пространственный анализ распределения тектонических структур и датированных радиологическими методами вещественных комплексов на территории Сарматского сегмента с использованием геолого-геофизических баз данных, материалов дешифрирования многозональных космических съёмок Landsat и цифровых моделей рельефа SRTM [1–5].

На рис. 1 приведено пространственное распределение структурно-вещественных комплексов (СВК) в зависимости от их возраста на территории современной Сарматии. На рис. 2 изображено геометрическое представление о рельефе поверхности Мохоровича, за основу модели которого принято фрагмент структурной схемы раздела Мохо в пределах Украины [6]. Сопоставление распределения изогипс поверхности Мохо (рис. 2) с пространственным положением разновозрастных СВК (рис. 1) позволяет определиться с общей тенденцией: наиболее древние образования УЩ, за некоторым исключением, пространственно тяготеют к относительно глубоким участкам этой поверхности. Логично предположить, что в районах аномально толстой земной коры в геологическом прошлом существовали положительные морфоструктуры, которые, по сути, «продавили» поверхность Мохо. Уровень современного эрозионного среза докембрия здесь намного выше, что хорошо коррелирует с тезисом о выходах на приповерхностные горизонты более древних образований (например, Среднее Побужье и Голованевская зона характеризуются наиболее погружёнными участками поверхности Мохо на глубины более –65 км). В некоторых случаях, даже подъём астеносферы в пределах рифтовых структур не приводит к существенной коррекции рельефа Мохо. Именно такую ситуацию мы наблюдаем на границе перехода Днепровско-Донецкой впадины в Донбасс с общим утолщением земной коры под Донбассом [5].

Тренд резкого увеличения мощности коры прослеживается также в сторону ВКМ между двумя сквозными долгоживущими трансрегиональными линеаментами.

Очень важная сквозная геоструктура – Криворожско-Кременчугская шовная зона (ККШЗ). Эта зона пересекает УЩ и трассируется за его контурами на территории Причерноморья и ВКМ. ККШЗ разграничивает Ингульский и Средне-Приднепровский блоки УЩ и характеризуется чётко выраженной глубинной структурой в виде пакета тектонических пластин – приближенных друг к другу асимметричных синклиналей и изоклиналей. В магнитном поле ККШЗ выражена цепочкой вытянутых в субмеридиональном направлении аномалий. Криворожско-Кременчугский глубинный разлом, как восточная граница ККШЗ, трассируется мощной зоной протяжённых сейсмических площадок, которые падают в низах коры на восток под углами 45° , в гравитационном поле – отличается сегментированными гравитационными ступенями.

К востоку от Криворожско-Кременчугского разлома расположена Сумско-Приднепровская гранит-зеленокаменная область, состоящая из двух блоков на УЩ (Средне-Приднепровского и западной части Приазовского) и Сумского блока в пределах ВКМ (рис. 1). Структурный рисунок в этой области определяется зеленокаменными поясами (3,2–2,95 млрд лет), зажатыми между большими плагиогранито-гнейсовыми куполами.

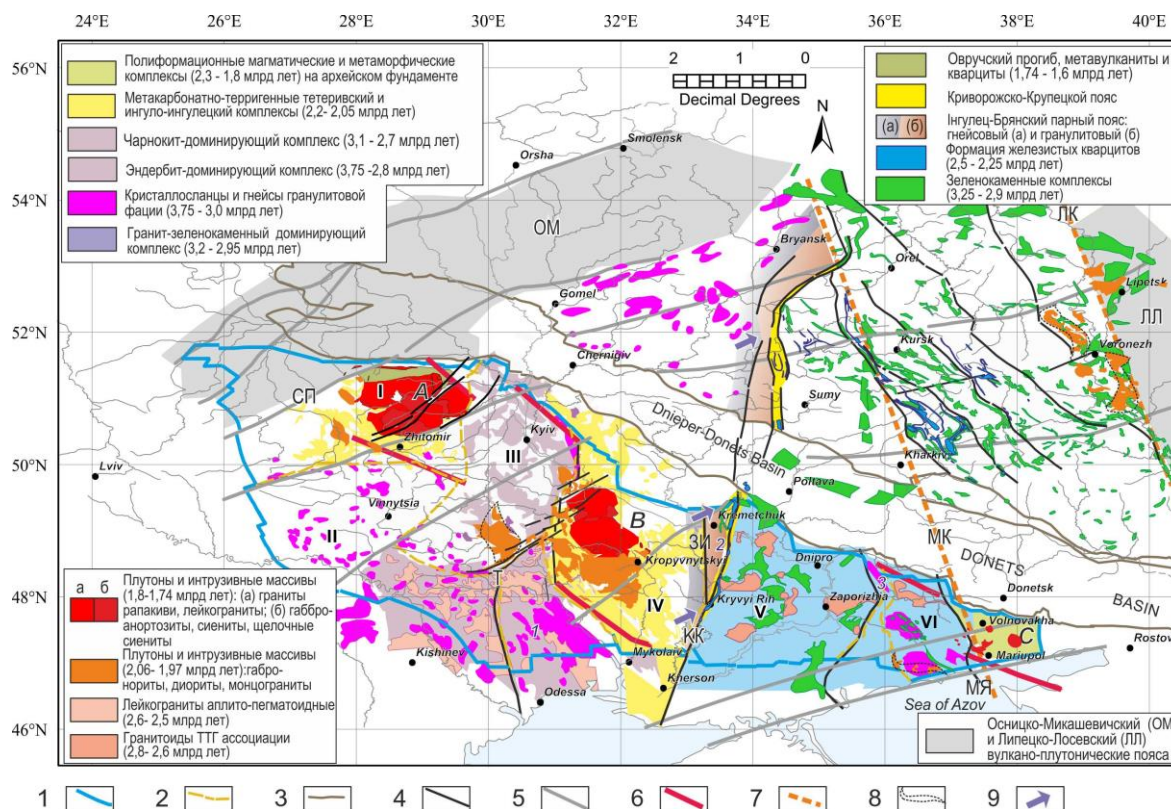


Рисунок 1 – Пространственное распределение структурно-вещественных комплексов в зависимости от их возраста на территории современной Сарматии

1 – контур Украинского щита, 2 – границы блоков и зон (римские цифры соответствуют блокам: I – Волынский, II – Днестровско-Бугский, III – Росинско-Тикичский, IV – Ингульский, V – Средне-Приднепровский, VI – Приазовский; арабские синие цифры соответствуют зонам: 1 – Голованевская, 2 – Криворожско-Кременчугская, 3 – Орехово-Павлоградская), 3 – контуры ПДД авлакогена, 4 – выходы принципиальных разломов на дневную поверхность (Т – Тальновский, КК – Криворожско-Кременчугский, ЗИ – Западно-Ингулецкий, МЯ – Малоянисольский), 5 – разломы, ограничивающие левосдвиговые зоны концентрированной деформации, 6 – разломы (правые сдвиги), ограничивающие пулл-апараты А, В и С, 7 – трансоровые линеаменты (МК – Мариупольско-Курский, ЛК – Липецко-Константиновский), 8 – области синкинematичных интрузий S-подобной сигмоидальной морфологии, характерных для трещин отрыва в пределах левосдвиговых зон, 9 – направление конвергенции плит

Фактически ККШЗ разделяет территорию Сарматии на два больших мегаблока – Западный и Восточный. По данным М. В. Минца и др. [4] вдоль ККШЗ, в так называемом Криворожско-Брянском коллизийном орогене, по результатам детальных сейсмических исследований задокументированы встречные перемещения тектонических покровов. Вдоль западного ограничения Криворожско-Кременчугского разлома простирается асимметричный Криворожский синклинорий, входящий в состав узкого (шириной 3–15 км) и протяжённого Криворожско-Крупецкого пояса железисто-кремнистых формаций [4].

Авторы работы [7] придерживаются модели, что Ингулецко-Криворожская шовная зона является результатом субдукции гранитной коры Средне-Приднепровского блока под Ингульский. По нашему мнению, субдукция в этом регионе имела место, однако в противоположном направлении с погружением Ингульской океанической плиты под восточную континентальную плиту, которая включала современное Среднее Приднепровье, западную часть Приазовского блока, Сумской блок ВКМ. Важным аргументом в пользу этого положения является существование

вдоль контакта этих плит метаморфического Ингулец-Брянского пояса, он состоит из: 1) прилегающей к Криворожско-Крупецкому поясу гранулитовой полосы шириной 30–50 км с высокими значениями как плотности и намагниченности относительно круто залегающих высокожелезистых гранат-пироксеновых кварцитов – эвлизитов и гранат-гиперстеновых гнейсов, которые были подвергнуты пиковому метаморфизму на глубинах около 20–22 км, а затем были перемещены вверх до глубины ~10 км при сохранении высокого уровня нагрева; 2) западной менее метаморфизованной гнейсовой полосы шириной до 150–200 км, в строении которой преобладают глинозёмистые метаосадочные гнейсы, обогащенные тонкозернистым кварцем, что может указывать на пелагические или гемипелагические условия седиментации первичных отложений в водной среде.

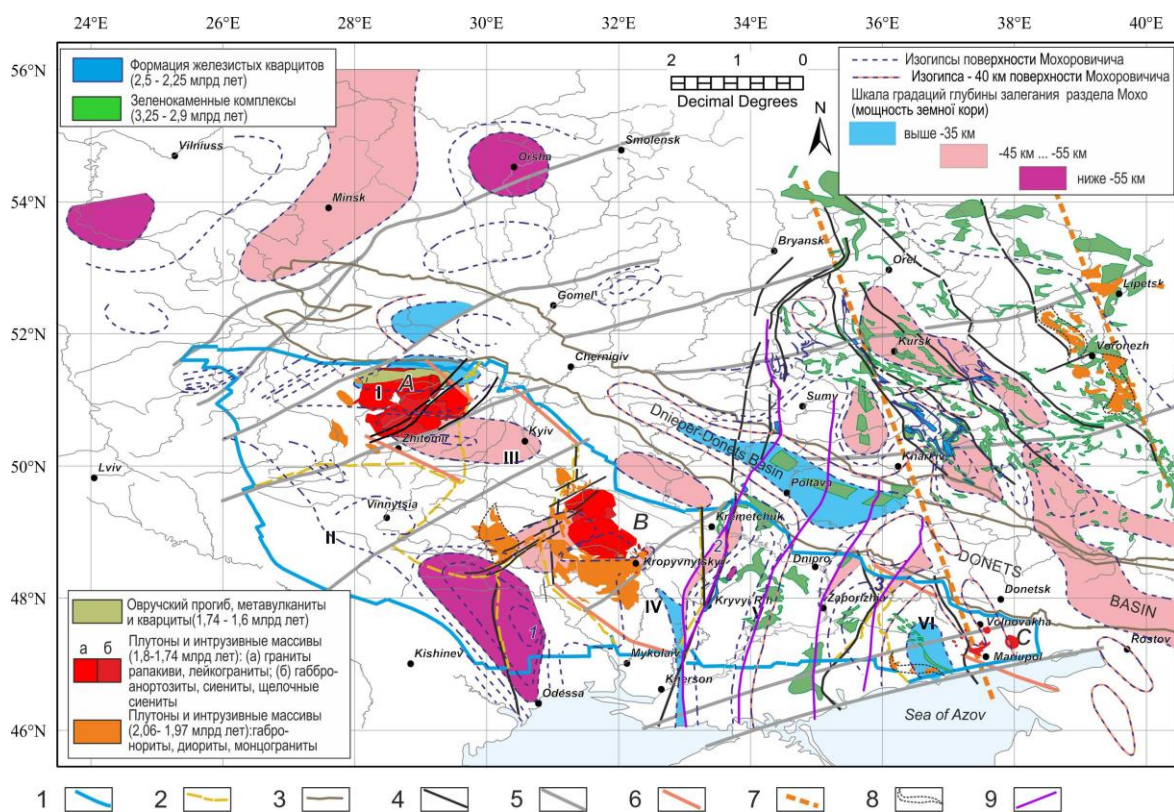


Рисунок 2 – Рельеф поверхности Мохоровича на территории современной Сарматии и сопредельных территорий 1–8 (см. условные обозначения к рис. 1), 9 – глубинные разломы, проникающие в тектоносферу.

В 1961 г. А. Мияширо отметил, что в зонах субдукции вдоль контакта плит возникают так называемые парные метаморфические пояса, т. е. субпараллельные полосы пород, демонстрирующие контрастные метаморфические минеральные фации. Их контраст связан с высокотемпературным метаморфизмом высоких давлений со стороны континентальной плиты и относительно низкотемпературной, но высокобарической метаморфической минеральной агрегацией на стороне океанической плиты [8]. Присутствие парного метаморфического пояса является надёжным маркером для определения типа взаимоотношений конвергирующих тектонических плит. Метаморфическая последовательность Ингулец-Брянского парного метаморфического пояса указывает на северо-восточный вектор субдукции.

В свете принятой модели поддвига холодной океанической коры восточной Сарматии под более лёгкую континентальную плиту западной Сарматии, вулканические и плутонические образования на территории Средне-Приднепровского и западной части Приазовского блока (2,8–2,6 млрд лет) являются типичными продуктами континентального арочного магматизма.

Именно латеральное сжатие, поглощение более тяжёлой океанической плиты с крутым погружением зоны Беньйофа способствовало появлению так называемого Днепровского плюма в виде ячеек плавления супракрустальных пород, укоренению сформировавшихся за счёт корового субстрата [9] интрузий *двухполевошпатовых* анатектических гранитов (Демури́нский, Мокромосковский, Токовский, Щербаковский, Орельский массивы). По нашему мнению, существенное влияние на химический состав этих арочно-дуговых плутонических и вулканических образований тоналит-трондьемит-гранодиоритовой (ТТГ) ассоциации дало прохождение глубоко генерированных субдукционно-связанных магм через зеленокаменные структуры более высоких горизонтов. Адам и др. [10] сообщают об экспериментально полученных расплавах ($P = 1,5\text{--}3,0$ ГПа, $T = 950\text{--}1100$ °C) образцов одного из старейших зеленокаменных поясов в мире Нулувагиттук (Канада), которые оказались композиционно подобны гранитоидам ТТГ ассоциации. Именно такие породы образовывались на участках, где субдукции подвергалась океаническая кора.

Дополнительным аргументом в пользу существования зоны крутого поглощения океанической плиты западной Сарматии под континентальную плиту восточной Сарматии может служить наша интерпретация морфологии слоя Голицына-Гейко [11], подошва и кровля которого отражают два основных раздела в мантии на глубинах около -660 км и -410 км, соответственно [12].

Современные данные сейсмических исследований, подкрепленные результатами экспериментов с фазовыми преобразованиями минералов в условиях высоких температур с использованием рентгеновских камер чрезвычайно высокого сжатия, позволяют интерпретировать сейсмический раздел -660 км (так называемый постшпинельный переход), как границу, где происходит резкий рост скорости продольных и поперечных волн за счёт фазовых превращений в минеральной системе $(Mg,Fe)_2SiO_4$, когда γ -шпинель или рингвудит трансформируется в бриджманит в условиях давления $\sim 23\text{--}24$ ГПа и температуре ~ 1600 °C [12]. На глубинах -410 км происходит переход оливина в высокобарную полиморфную модификацию – вадслеит. Давление обоих преобразований термически контролируется, так как структурная перестройка оливина в вадслеит – это экзотермическая реакция с положительным наклоном $dP/dT > 0$ в уравнении Клапейрона, а постшпинельные фазовые трансформации – это эндотермические реакции с отрицательным наклоном $dP/dT < 0$ в уравнении Клапейрона.

В холодной среде, типичной для зон субдукции, где тяжёлые и холодные края литосферных плит (слябов) погружаются в мантию, поверхности разделов -410 км и -660 км на пересечении со слябами имеют температурно-связанную топографию. Здесь возникают локальный подъём раздела -410 км за счёт погружения плотной фазы и локальное опускание раздела -660 км за счёт подъёма легкой фазы. Именно такую картину с погружением на восток зоны Беньйофа (рис. 3) мы реконструировали на основании анализа морфологии слоя Голицына-Гейко. Событие поглощения океанической плиты Западной Сарматии привело к формированию контрастной магнитной аномалии и аномалии высокой электропроводности на границе конвергенции плит за счёт соскабливания с поддвинутой плиты эвлизитов.

При этом, собственно зона поглощения, вероятно, сформировалась несколько западнее нынешнего положения ККШЗ внутри собственно Ингульского блока. С этой точки зрения, Криворожско-Крупецкую зону и входящий в её состав асимметричный Криворожский синклиналий следует считать типичным преддуговым бассейном (forearc basin), возникшим на периферии континента западной Сарматии (2,6 млрд лет) за счёт тектонического наращивания морских осадков над зоной субдукции.

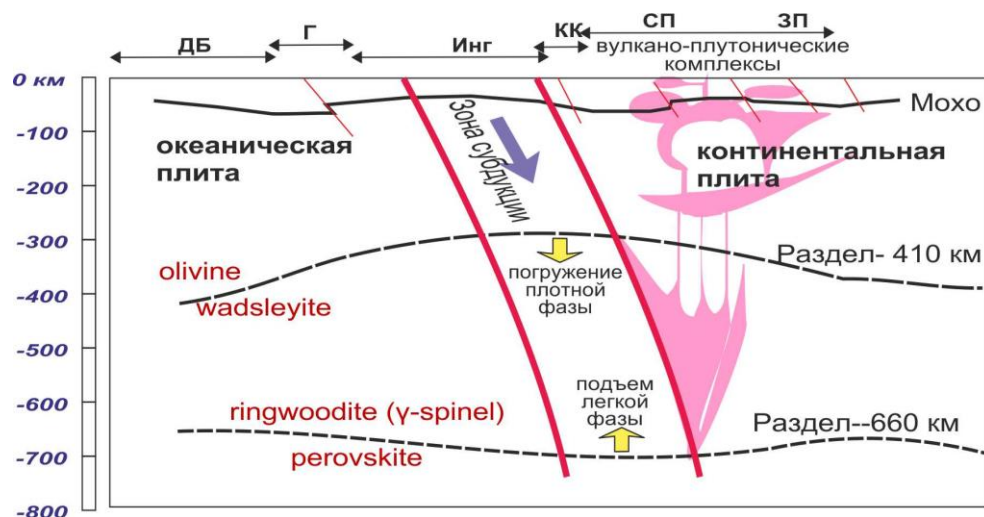


Рисунок 3 – Реконструкция погружения на восток зоны Беньйофа (в зоне субдукции океанической Западно-Сарматской плиты под Восточно-Сарматскую плиту) на основании анализа морфологии слоя Голицына-Гейко (разрез вдоль 48° широты)

ДБ – Днестровско-Бугский блок, Г – Голованевская зона, Инг – Ингульский блок, КК – Криворожско-Кременчугская зона, СП – Средне-Приднепровский блок, ЗП – западная часть Приазовского блока

Библиографические ссылки

1. Комплект карт «Геология и металлогения юго-западной части Восточно-Европейской платформы». 1 : 1 000 000 / гл. ред. А. И. Зарицкий. К.: Госкомгеология, Геопрогноз, Центр геология, ПО «Беларусь», Всеросс. геол. ин-т, 1992. 6 л.
2. Геохронология раннего докембрия Украинского щита (Архей) / Н. П. Щербак, Г. В. Артеменко, И. М. Лесная, А. Н. Пономаренко. Киев: Наук. думка, 2005. 243 с.
3. de Boorder H., Zeylman van Emmichoven M. J., Privalov V. A. Distribution of Precambrian iron and gold deposits on the southwestern East European Platform reflected in underlying transcrustal structure and current river systems // *Ore Geol. Rev.* 2006. N 29. P. 242–259.
4. Минц М. В., Буш В. А., Агеев С. Н. Структура и эволюция средне-палеопротерозойского Брянск-Курск-Воронежского внутриконтинентального коллизионного орогена (Восточно-Европейский кратон) // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2014. Vol. 5, issue 3. P. 717–742.
5. Privalov V. A., Panova O. A., Sachsenhofer R. F., Izart A. Potential for unconventional deep gas accumulation in the Donets Basin, Ukraine // 73rd EAGE Conference & Exhibition incorporating SPE EUROPEC 2011; Vienna, Austria, 23–26 May 2011. 2011.
6. Схема глубинного строения литосферы юго-западной части ВЕП. 1 : 1 000 000 / Под ред. А. В. Чекунова. К.: Госкомгеологии Украины, 1992. 6 л.
7. Геолого-геофизическая модель Криворожско-Кременчугской шовной зоны Украинского щита / Н. Я. Азаров, А. В. Анциферов, Е. М. Шеремет и др. Киев: Наук. думка, 2006. 195 с.
8. Brown M. Paired Metamorphic Belts Revisited // *Gondwana Res.* 2009. N 18. P. 46–59.

9. Сукач В., Курило С., Грінченко О. Тоналіт-тронд'єміт-гранодіоритові асоціації Середньопридніпровського архейського кратону // Вісн. КНУ. Геологія. 2016. № 1(72). С. 20–26.

10. Adam J., Rushmer T., O'Neil J., Francis D. Hadean greenstones from the Nuvvuagittuq fold belt and the origin of the Earth's early continental crust // *Geology*. 2012. Vol. 40(4). P. 363–366.

11. Гинтов О. Б., Пашкевич И. К. Тектонофизический анализ и геодинамическая интерпретация трёхмерной геофизической модели Украинского щита // *Геофиз. журн.* 2010. Т. 32, № 2. С. 3–27.

12. Ishii T., Kojitani H., Akaogi M. Post-spinel transitions in pyrolite and Mg_2SiO_4 and akimotoite–perovskite transition in $MgSiO_3$: Precise comparison by high-pressure high-temperature experiments with multi-sample cell technique *Earth Planet // Sci. Lett.* 2011. N 309(3–4). P. 185–197.

УДК 550.8.052(477)

ПРИНЦИПАЛЬНАЯ ДИСЛОКАЦИОННАЯ ЗОНА УКРАИНСКОГО ЩИТА

В. А. Привалов, Е. А. Панова

Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н. П. Семеновко НАН Украины,
пр. акад. Палладина 34, 03680 Киев, Украина; vitaliy.privalov@gmail.com

Среди исследователей Украинского щита (УЩ) традиционно преобладает мнение, что его полициклическое развитие в докембрийском эоне контролировалось блочным строением, оказавшим существенное влияние на развитие геодинамических процессов становления и эволюции континентальной литосферы.

Кора Сарматии состоит из нескольких архейских провинций возрастом от 3,75 до 2,8 млрд лет и раннепротерозойских Осницко-Микашевичского и Липецко-Лосевского подвижных поясов, которые были образованы по её периферии в возрастном интервале между 2,06 и 1,95 млрд лет. Древние архейские блоки подверглись аккреции на уровне протоконтинентов, с последующим объединением в единый континент в конце архея. Интенсивные деформации и наложенные тектоно-термальные процессы в палеопротерозое привели к значительным метаморфическим и анатексическим преобразованиям исходных ПК, формированию протерозойских образований – супракрустальных пород, гранитоидов и интрузивных пород основного и ультраосновного состава. Инициальные магматические, метаморфические и тектонические процессы в разных частях Восточно-Европейского кратона (ВЕК) – Фенноскандии, Волго-Уралии и Сарматии) начались примерно в одно и то же время – около 2,8 млрд лет назад. Наиболее важными событиями в протерозойских время были два импульса тектоно-магматической активизации, связанные с коллизионными событиями взаимодействия принципиальных сегментов, составляющих ВЕК.

Сначала в интервале 2,1–2,0 млрд лет столкнулись Волго-Уралия и Сарматия, создавая мегаконтинент Волго-Сарматия [1]. После этого столкновения прошло несколько сотен миллионов лет, прежде чем Волго-Сарматия и Фенноскандия приблизились друг к другу. Начиная с рубежа 1,8–1,7 млрд лет ВЕК рассматривается как единый континентальный массив, на западе которого до 950 млн лет происходили аккреционные и коллизионные процессы [2]. Среди актуальных вопросов, требующих неотложного решения на территории современной Сарматии, – геодинамические

условия формирования в интервалах 2,06–1,97 млрд лет и 1,8–1,74 млрд лет нескольких крупных интрузивных комплексов и метасоматически связанных с ними месторождений полезных ископаемых (в частности урана, редких земель).

Рис. 1 суммирует наши представления об основных тектонических структурах, кинематике их взаимоотношений и структурном контроле рудной минерализации [3] на территории современной Сарматии.

Согласно нашей точке зрения существенным элементом инфраструктуры Сарматского сегмента СЕК, является наличие на территории УЩ и Воронежского кристаллического массива (ВКМ) трёх протяжённых зон концентрированной деформации (ЗКД), которые пересекают границы между известными блоками и зонами (см. рис. 1). Боковые ограничения этих зон северо-восточного простирания протягиваются на сотни километров за пределы УЩ и представлены магистральными региональными сдвигами. Так, западная ЗКД ограничена сместителями Сущано-Пержанского и Тетеревско-Чернобыльского сдвигов. Более широкая центральная ЗКД ограничена Немировской зоной сдвиговой тектоники. Относительно узкая, восточная ЗКД (Североазовский сдвиг) прослеживается вдоль побережья Азовского моря. Типичными признаками этих вязко-пластических сдвиговых зон являются: внутренняя зональность с характерным сочетанием ансамблей сколовых дислокаций, тектонических фаций – породных ассоциаций стресс-метаморфического типа, разномасштабных кулисно-расположенных трещин отрыва, в том числе, кинематически контролирующих размещение палеопротерозойских интрузивных комплексов (2,06–1,97 млрд лет). Интрузии этого возрастного интервала, в том числе крупные массивы новоукраинских и уманских гранитов (центральная ЗКД, УЩ), гранитоиды усманского комплекса (центральная ЗКД, ВКМ) [4], гранитоиды салтычанского комплекса (восточная ЗКД, УЩ) характеризуются специфической сигмоидальной геометрией их контуров.

В пределах сдвиговых зон трещины отрыва T возникают перпендикулярно растягивающим напряжениям σ_3 и компланарно сжимающим напряжениям σ_1 при субгоризонтальном положении главной кинематической плоскости (σ_1 , σ_3). По мере роста деформаций в условиях гетерогенного простого сдвига за счёт пассивной ротации эти трещины приобретают по краям характерные сигмоидальные изгибы. Изгибы S-типа характерны для зон левого сдвига, напротив, Z-тип изгибов трещин отрыва возникает в зонах правого сдвига. Во время образования разномасштабные эмбриональные трещины растяжения T_1 (см. рис. 2а) – эллипсовидные и раскрыты. Со временем трещины на микро- и мезоуровне заполняются жильной минерализацией или за счёт постепенного разрастания и объединения на мегауровне, служат очагами укоренения синкинематических интрузий. С одной стороны, известные в литературе примеры пространственного контроля размещения плутонов и разноуровневых магматических образований в контуре сдвиговых зон – это естественное решение проблемы пространства для магматических массивов. С другой стороны, появление такого рода мегатрещин может инициировать направленный массоперенос – внедрение под давлением гидротермальных растворов и магмы. Таким образом, магматический расплав направляется при существующем градиенте давления из глубинной магматической камеры в сторону ячеек разуплотнения, в качестве которых выступают зоны развития трещин отрыва.

S-образный характер контуров палеопротерозойских интрузивных комплексов (2,06–1,97 млрд лет) чётко указывает на левосдвиговую активизацию трансрегиональных зон, когерентную во временном диапазоне коллизионным процессам

(2,1–2,0 млрд лет), приведшим к созданию мегаконтинента Волго-Сарматии. На большей части УЩ вектор коллизионного давления Волго-Уралии на Сарматии ориентирован на юг, а в восточной части Сарматского сегмента (ВКМ и Приазовский блок) – на юго-запад. Принцип, на котором базируются такого типа реконструкции, основан на тезисе о том, что ориентация континентальных сдвиговых зон связана с ориентировкой осей максимальных напряжений, вызванных сближением и коллизионным взаимодействием плит. Зоны регионального сдвига возникают под углом $\sim 45^\circ(135^\circ)$ к оси коллизионного давления.

Описанный сценарий типичен для инденторных смещений (*indent-linked strike-slip faults*), возникающих в результате косоугольного плитного взаимодействия. Современные сдвиговые зоны этого типа характеризуются экстремальной сейсмичностью, в то время как, архейские и протерозойские зоны, особенно размещенные на территории развития зеленокаменных структур, играют существенную роль в локализации эпигенетической золоторудной, золото-полиметаллической, железорудной минерализации. Именно такой структурный контроль размещения гидротермальных месторождений мы наблюдаем на территории УЩ и ВКМ (см. рис. 1).

Следующий этап тектоно-магматической активизации УЩ ($\sim 1,8$ млрд лет) был инициирован коллизией Волго-Сарматии и Фенноскандии [1,2]. Это событие привело к дестабилизации литосферы, декомпрессионному плавлению, образованию мантийных расплавов, которые концентрированно проявились в пределах трёх параллелограммовидных секторов – пулл-апартов на территории УЩ, находящихся на участках перекрытия системы эшелонированных сдвигов (азимут простирания $288\text{--}316^\circ$).

Классический пулл-апарт имеет пространственные границы – по крайней мере, пару кулисно-сочлененных сдвигов, перекрытия которых ограничены по бокам сбросами, что создает условия локального растяжения (рис. 2б). Таким образом, пулл-апарт служит своеобразным «окном» на верхнекоровых и транскоровых уровнях, то есть наиболее привлекательным участком для накопления осадочных и вулканокластических отложений, а в дальнейшем – центром локализации очагов магматических образований.

Современные представления о природе возникновения осадочных бассейнов показывают, что наряду с механизмами регионального литосферного растяжения и дальнейшего проседания фундамента бассейна вследствие охлаждения литосферы, возможно формирование бассейнов в условиях локального растяжения вдоль систем региональных эшелонированных сдвигов. В этом случае, основные напряжения и деформации, возникающие как реакция на движение тектонических плит, накапливаются и реализуются в пределах принципиальной дислокационной зоны (ПДЗ) [5–7]. Интенсивность сдвиговой составляющей напряжений в пределах ПДЗ будет определяться соотношением ориентировок компонент регионального тензора напряжений и простирания ПДЗ. В местах эшелонированного смыкания фрагментов глубинных сдвигов в пределах ПДЗ возникают локальные присдвиговые эффекты, которые могут развиваться как бассейны локального растяжения (*pull-apart basins*) [5–7].

Согласно нашим исследованиям, в пределах УЩ установлена цепочка пулл-апартов (А, В и С), которые составляют ПДЗ. Супракрустальные аргиллит-песчанистые отложения тетеревской серии Волынского мегаблока откладывались 2,2–2,05 млрд лет назад в Тетеревском прогибе (пулл-апарт А). Примерно в это же время, образовался карбонатно-углеродно-метатеригенный ингуло-ингулецкий ком-

плекс (вулканогенные и карбонатные псамиты, олигомиктовые песчаники), который с угловым и стратиграфическим несогласием залегает на породах метатерригенно-железистого комплекса в пределах пулл-апарта В. На территории пулл-апарта С (Приазовский блок) в это же время формировались ритмично построенные метаосадочные толщи дибровской, гуляйпольской и садовой свит. И так, в период 2,2–2,05 млрд лет назад пулл-апараты УЩ служили участками локального растяжения, где за счёт снижения абсолютных отметок проходила активная седиментация. Прогрессивное наращивание интенсивности коллизионного взаимодействия привело к росту проявлений локального растяжения, открыло на глубинных транскоровых уровнях пути для движения магмы, гидротерм и флюидов.

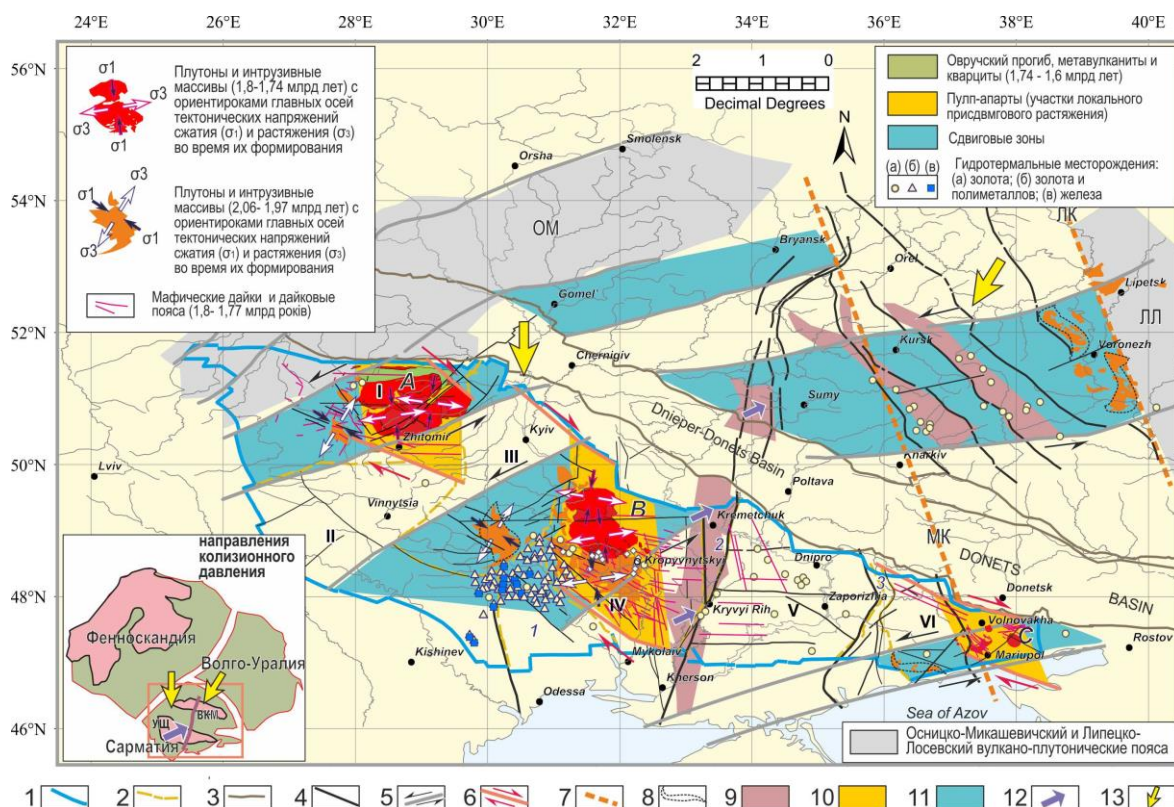


Рисунок 1 – Пространственное соотношение основных тектонических структур, интрузивных комплексов и гидротермальных месторождений полезных ископаемых на территории Сарматии

1 – контур Украинского щита, 2 – границы блоков и зон (римские цифры соответствуют блокам: I – Волынский, II – Днестровско-Бугский, III – Росинско-Тикичский, IV – Ингульский, V – Средне-Приднепровский, VI – Приазовский; арабские синие цифры соответствуют зонам: 1 – Голованевская, 2 – Криворожско-Кременчугская, 3 – Орехово-Павлоградская), 3 – контуры ПДД авлакогена, 4 – выходы принципиальных разломов на дневную поверхность (КК - Криворожско-Кременчугский, ЗИ – Западно-Ингулецкий, МЯ – Малоянисольский), 5 – разломы, ограничивающие левосдвиговые зоны концентрированной деформации, 6 – разломы (правые сдвиги), ограничивающие пулл-апараты А, В и С, 7 – транскоровые линеаменты (МК – Мариупольско-Курский, ЛК – Липецко-Константиновский), 8 – области синкинематичних интрузий S-подобной сигмоидальной морфологии, характерных для трещин отрыва в пределах левосдвиговых зон, 9 – зоны нерегулярных магнитных аномалий, 10 – пулл-апараты А, В и С (участки локального растяжения), 11 – зоны концентрированной деформации (левосдвиговые зоны), 12 – направление конвергенции и последующей субдукции океанической плиты Западной Сарматии под континентальную плиту Восточной Сарматии (2,05–1,95 млрд лет назад), 13 – направления коллизионного давления во время столкновения Фенноскандии и Волго-Сарматии (1,8–1,6 млрд лет назад)

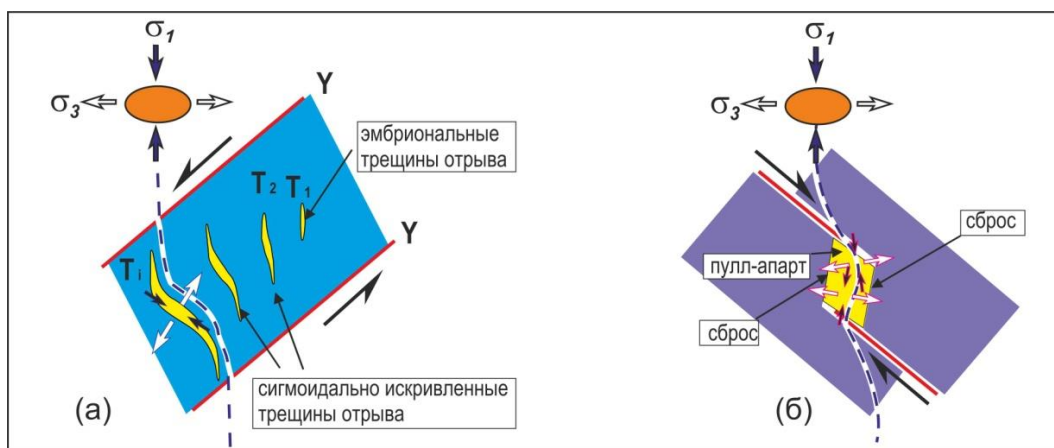


Рисунок 2 – Механизмы образования (а) трещин отрыва Т в пределах сдвиговых зон, ограниченных магистральными левыми сдвигами Y; (б) пулл-апартов или участков локального растяжения между правыми кулисно-сочлененными сдвигами

Именно такой тектонотермальный сценарий имел место во время укоренения плутонов и интрузий на участках пулл-апартов А, В и С на рубеже 1,8–1,74 млрд лет. Этот этап магматизма УЩ охватывает широкий круг петрогенетичных образований – от гранитов-рапакиви и габбро-анортозитов (Коростенский плутон в пределах пулл-апарт А, Корсунь-Новомиргородский плутон в пределах пулл-апарт В) – до субщелочных гранитов (Каменномогильский, Южнокальчикский массивы) и многофазных интрузий Октябрьского комплекса (в составе которых заметную роль играли щелочные, основные и ультраосновные породы) в пределах пулл-апарт С. В первую фазу раскрытия «окон» (1,80–1,77 млрд лет назад), ещё до миграции основной массы магматических расплавов, образовалась основная часть мафических дайковых поясов, которые в большинстве случаев прослеживаются вдоль сдвигов, которые образуют пулл-апараты ПДЗ УЩ. Дайковые пояса УЩ наиболее широко развиты в Волынском, Ингульском и Приазовском блоках, имеют преимущественно мафитовый состав и доминантное простирание 310–330° (см. рис. 1). Часть даек всё же имеет субмеридиональное простирание, т. е. параллельно сбросам, ограничивающим пулл-апараты.

Наиболее крупные интрузии, которые укоренились во время этого этапа тектоно-магматической активизации – это Коростенский и Корсунь-Новомиргородский плутоны, которые сложены породами габбро-анортозит-рапакиви гранитной формации. О. Б. Гинтовым и П. В. Беличенко [8] были выполнены тектонофизические исследования трещиноватости, сформировавшейся в последнюю фазу охлаждения этих массивов. В результате оказалось, что региональные поля тектонических напряжений, в которых формировались оба плутона, не совсем идентичны: углы между соответствующими главными осями сжатия и растяжения отличаются на ~20° по габбро-анортозитам и на ~30° – по гранитам-рапакиви [9]. Соответствующая разница в тектонодинамических векторах для этих плутонов отражена на рис. 1.

По нашему мнению, эти различия могут быть легко объяснены за счёт локальных вращений траекторий осей σ_1 и σ_3 , нарастающих от периферийных участков к центральным областям пулл-апартов (см. рис. 2б). В зонах разломов Ингульского блока, примыкающих к пулл-апарту В, прошли процессы активизации с формированием натровых метасоматитов, альбититов и сиенитов, месторождений U и Au. В

восточной части Приазовского блока, который практически совпадает с контурами пулл-апарта С, образовались массивы субщелочных и щелочных гранитов каменно-могильского, октябрьского и южнокальчикского комплексов, а также прошла интенсивная тектонотермальная переработка существующих комплексов [10].

Условия локального растяжения в пределах пулл-апартов продолжались, по крайней мере, до рубежа 1,6 млрд лет, когда в пределах пулл-апарта А сформировался наложенный Овручский грабен-синклинальный прогиб и его сателлиты, выполненные вулканогенно-осадочными образованиями.

Коллизионные события между основными сегментами ВЕК (в интервале 2,2–1,6 млрд лет) привели к двум грандиозным вспышкам магматизма и образованию синкинематических внутриплитных интрузий на территории Сарматии. Первый импульс, преимущественно внутрикорового магматизма (2,06–1,97 млрд лет назад), привел к заполнению разноранговых трещин отрыва, возникших в пределах трансрегиональных сдвиговых зон инденторного типа. Второй импульс магматизма генетически связан с более глубинными мантийными источниками (1,8–1,74 млрд лет назад) и реализовался в виде дайковых комплексов, силлов, плутонических тел в пределах активно функционирующих пулл-апартов (участков локального присдвигового растяжения) в составе крупномасштабной структуры транскорового сдвига (transcrustal shear zone) – принципиальной дислокационной зоны УЩ.

Библиографические ссылки

1. Bogdanova S. V., Bingen B., Gorbatshev R. et al. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // *Precambrian Res.* 2008. Vol. 160. P. 23–45.
2. Bogdanova S. V., Gintov O. B., Kurlovich D. M. et al. Late Palaeoproterozoic mafic dyking in the Ukrainian Shield of Volgo-Sarmatia caused by rotations during the assembly of supercontinent Columbia (Nuna) // *Lithos.* 2013. 174. P. 196–216.
3. de Boorder H., Zeylmans van Emmichoven M. J., Privalov V. A. Distribution of Precambrian iron and gold deposits on the southwestern East European Platform reflected in underlying transcrustal structure and current river systems // *Ore Geol. Rev.* 2006. N 29. P. 242–259.
4. Savko K. A., Samsonov A. V., Kholin V. M., Bazikov N. S. The Sarmatia megablock as a fragment of the Vaalbara supercontinent: Correlation of geological events at the Archean–Paleoproterozoic transition // *Stratigraphy and Geol. Correlation.* 2017. N 25(2). P. 123–145.
5. Sylvester A. G. Strike-slip faults // *Geol. Society of America Bull.* 1988. N 100(11). P. 1666–1703.
6. Allen Ph. A., Allen J. R. Basin analysis. Principles and applications. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1990. 451 p.
7. Привалов В. О. Тектонотермальна еволюція Донецького басейну: автореф. дис. ... д-ра геол. наук. Дніпропетровськ: НГУ. 2005. 35 с.
8. Беличенко П. В., Гинтов О. Б. Напряженное состояние и деформации земной коры Украинского щита в период становления Корсунь-Новомиргородского плутона габбро-анортозитов и рапакиви (по тектонофизическим данным) // *Геофиз. журн.* 1996. Т. 18, № 2. С. 59–69.
9. Гинтов О. Б., Мычак С. В. Кинематика формирования Украинского щита в период 1,80–1,73 млрд лет назад по результатам изучения трещиноватости горных пород Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов // *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36, № 4. С. 24–36.
10. Danišik M., Sachsenhofer R. F., Privalov V. A. et al. Low-temperature thermal evolution of the Azov Massif (Ukrainian Shield–Ukraine) – Implications for interpreting (U–Th)/He and fission track ages from cratons // *Tectonophysics.* 2008. Vol. 456, N 3–4. P. 171–179.

ВАРВАРОВСКИЙ БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВЫЙ МАССИВ, ОСОБЕННОСТИ ЕГО СТРОЕНИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ РУДОНОСНОСТИ

А. Б. Высоцкий

Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н. П. Семененко НАН Украины,
пр. акад. Палладина 34, 03680 Киев, Украина; alek.vysotsky@gmail.com

Варваровский (Браженецкий) базит-ультрабазитовый массив (ВМ) является типичным представителем образований Букинского комплекса. К Букинскому комплексу большинство исследователей относит ассоциации ультрамафит-мафит-монцонитовых мантийно-коровых пород зон активизации [1, 4, 6–8 и др.]. Наиболее характерной особенностью Букинского комплекса является ассоциация мафит-ультрамафитов, пород несомненно мантийного происхождения с коровыми образованиями среднего и кислого состава, среди которых наиболее симптоматическими является монцонитоиды. Количественные соотношения мантийных и коровых пород в пределах массивов очень разные. Но преобладают средние и основные породы, во всяком случае среди образований наиболее крупных из изученных и известных массивов – Букинского и ВМ [1–4, 6–11].

Вмещающими для большинства массивов Букинского комплекса является метаморфические породы тетеревской серии и ультраметаморфиты житомирского комплекса, но ВМ вмещает образования Бердичевского комплекса и Березнивской серии [4, 6]. Общей чертой пород Букинского комплекса, в том числе образований ВМ, является отсутствие влияния процессов регионального метаморфизма, а установленные наложенные процессы обусловлены автометаморфизмом [1, 2, 4, 8–11]. Для большинства массивов Букинского комплекса характерно их дифференцированное и расслоённое строение. При этом явное расслоение фиксируется для мафит-ультрамафитовых частей разрезов интрузии, а в частях разрезов, составленных средними и кислыми породами характерны их незакономерные взаимопереходы, а расслоённость отсутствует [1, 7, 8, 11].

Структурами, которые контролировали размещение интрузивов Букинского комплекса, есть зоны унаследованных глубинных разломов, ограничивающих блоки разных порядков, и особенно, узлы их сочленения. Как показывают исследования последних лет, Букинский комплекс включает в себя всю гамму пород от ультраосновного до кислого состава; однако преобладающим развитием здесь пользуются мафитовые образования.

ВМ расположен в зоне стыка Волынского и Подольского мегаблоков УЩ, а также, соответственно, в узле пересечения зон Тетеревского, Андрушовского и Корецкого-Шепетовского глубинных разломов. На современной эрозионной поверхности он наблюдается в виде двух тел вытянутой эллиптической формы: западное (собственно ВМ) имеет размер $2,7 \times 9,5$ км, и восточное (известное под названием Чарторыйский массив) – $2,0 \times 4,5$ км. Эти тела отделены друг от друга узкой полосой (0,8–1,5 км) вмещающих гнейсо-мигматитовых образований березнинской толщи и бердичевского комплекса. Кроме того, в восточном и южном их обрамлении наблюдается ряд тел (сателлитов – подобных Букинскому массиву) основных пород площадью до $0,4\text{--}0,5$ км². Вероятно, все эти тела на глубине соединяются и образуют там единственный, слабо раскрытый эрозией массив основных-ультраосновных по-

род площадью около 280 км². ВМ везде перекрыт чехлом осадочных пород четвертичного возраста и песчано-глинистыми отложениями сарматского яруса общей мощностью от 7 до 35 м [4].

Таким образом, из приведённой выше характеристики ВМ очевидно, что мы имеем здесь типичные сингенетические ряды пород, свойственные первой фазе становления Букинского массива. По составу и физическим свойствам они аналогичны однотипным породам последнего.

Петрографическая характеристика. Как отмечено выше, в строении ВМ принимает участие широкая гамма сингенетических пород – от ультраосновных до кислых. Короткая характеристика основных их разновидностей приводится ниже.

Пироксениты является наиболее распространёнными из ультраосновных пород букинского комплекса. В пределах ВМ они раскрыты в западной его части, где образуют зону мощностью до 190 м. Макроскопически являются собой тёмно-серые к чёрным с зеленоватым оттенком массивные (участками пятнистого вида) породы, в разной степени изменённые. Под микроскопом структура их гип- и панидиоморфнозернистая, иногда пойкилитовая в соединении с наложенными лепидобластовой и немагнетитовой [4, 7].

За минеральным составом среди пироксенитов букинского комплекса выделяются собственно пироксениты, плагиопироксениты (с содержанием плагиоклаза от 5 до 10–15 %), оливинвмещающие (оливин до 5 %) и оливиновые (оливин 5–25 %) пироксениты. Наиболее распространёнными является плагиопироксениты, что обычно образуют зоны на границе ультраосновных пород с габброноритами, что особенно характерно для ВМ.

Основная масса пироксенитов состоит из достаточно крупных таблитчатых, реже призматических зёрен диоксид-салиту – 45–80 %, который неравномерно замещается бесцветным и бледно-зелёным волокнистым амфиболом, а также короткопризматическими и табличастыми зёрнами ромбического пироксена – 20–25 %. Ромбические пироксены заполняют промежутки между кристаллами клинопироксена, реже – образуют пойкилитовые включения в нём. Оливин-гиалосидерит-гортонит в виде небольших округлых ксеноморфных зёрен часто образует пойкилитовые включения в середине зёрен пироксена и интенсивно замещается серпентином. Плагиоклаз образует призматической и таблитчатой формы зёрна, по составу соответствует лабрадору (№ 55–70). Амфиболы представлены кумингтонитом, актинолитом и роговой обманкой. В протолочных пробах в весовых количествах обнаружены пирит, пирротин, магнетит, апатит, циркон; в знаковых – арсенопирит, хромшпинель, рутил и сфен.

Габбро и габбронориты макроскопически серые до тёмно-серого среднезернистые породы массивной текстуры. Минеральный состав (объёмные %): плагиоклаз – 65–70, ромбический пироксен – 5–25, моноклинный пироксен – 3–15, биотит – 3–20, роговая обманка – 2–15, калишпат – 0–10, кварц – 0–10; в незначительном количестве отмечается бледно-зелёный волокнистый амфибол, серицит, хлорит и карбонат. Структура габбровая участками с элементами офитовой; текстура массивная. Плагиоклаз андезинового и битовнитового состава образует идиоморфные призматические, удлинённо-призматические кристаллы с чёткими очертаниями и полисинтетическими двойниками. На отдельных участках плагиоклаз замещается калишпатом, в результате чего он иногда наблюдается в виде округлых реликтов в середине зёрен последнего.

Пироксен заполняет пространство между плагиоклазом. Ромбический пироксен, что образует призматические зёрна, по своим оптическим константам соответствует гиперстен – бронзиту, а таблитчатый моноклинный пироксен – диопсиду. Буровато-зелёная роговая обманка, бледно-зелёный амфибол и биотит, часто переполнены тонкоиглочастыми или мелкими округлыми включениями рудных минералов (пирит, ильменит, магнетит), развиваются по пироксенах (по схеме пироксен-амфибол-биотит). Калиевый полевой шпат представлен микроклином и встречается в габброноритах неравномерно, образуя ксеноморфные зёрна с чётко выраженной микроклиновой решёткой. Реже встречается калишпат-пертит, переполненный самыми тонкими нитевидными пертитовыми вростками альбита. Кварц встречается крайне редко и наблюдается в виде одиноких ксеноморфных зёрен в интерстиции между другими минералами.

Монцониты и габбромонцониты составляют до 90 % площади ВМ. При этом габбромонцониты являются промежуточными породами между габброноритами и монцонитами и связаны с ними постепенными переходами. По площади монцониты более распространённые породы, чем габбромонцониты. Макроскопически – это серые и тёмно-серые, иногда со слабым желтовато-зеленоватым оттенком мелко-среднезернистые неравномерно порфириовидные породы. Под микроскопом имеют монцонитовую и пойкилитовую структуру. Главные породообразующие минералы (объёмные %): плагиоклаз – 40–60, калишпат – 25–40, моноклинный пироксен – 0–10, ромбический пироксен – 5–15, биотит – 3–10, роговая обманка – 1–15, кварц – 3–10; второстепенные – серицит, хлорит, карбонат, бледно-зелёный волокнистый амфибол, эпидот; среди аксессуарных минералов установлены пирит, апатит, ильменит, магнетит, циркон, сфен и халькопирит.

Плагиоклаз – андезин (№ 35) в породе идиоморфный, призматической или удлинённой формы, часто зональный. Калишпат интенсивно замещает плагиоклаз, ксеноморфный; иногда образует крупные зёрна. Реже он заполняет промежутки между зёрнами плагиоклаза. Монцонитовая структура, чётко проявлена в породах, обусловлена развитием крупных (0,3–2,5 мм) ксеноморфных зёрен калишпата, переполненных идиоморфными включениями призматических и лейстовидных зёрен плагиоклаза и овальной формы зёрен пироксенов.

Ромбический пироксен по составу отвечает ферогиперстену, моноклинный пироксен – диопсиду, диопсид-авгиту.

Габбромонцониты по составу и структурно-текстурными особенностями очень близки к монцонитам. Отличаются от них немного повышенной основностью плагиоклаза (андезин-лабрадор, № 44–45) и широким развитием габбровых структур. В составе породообразующих минералов уменьшается количество калишпата (10–25 %) и кварца (1–5 %), повышается содержание моноклинного пироксена (до 5–12 %).

Другие разновидности пород в пределах ВМ пользуются ограниченным распространением, или не раскрыты на данной стадии его изучения. Их петрографическая характеристика не приводится, так как она приведена в широком перечне работ производственного и научного направления [1, 2, 4–11 и др.].

Петрохимические особенности базит-ультрабазитов. В петрохимическом отношении породы Букинского комплекса, в том числе базит-ультрабазиты ВМ, характеризуются сложным и непостоянным химическим составом, широкими вариациями содержаний главных компонентов и петрохимических параметров.

Для основных пород ВМ, подобно Букинскому массиву и одноименному комплексу в целом, характерно несколько повышенное содержание кремнезёма, который в большинстве случаев выходит за пределы основных пород (53 ± 2), при пограничных (но чаще превышают верхнюю границу базитов) содержаниях щёлочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 2,40\text{--}6,30\%$). По последним классификациям такие петрохимические характеристики присущи средним породам. Это подтверждается также минеральным составом пород – присутствием калишпата, биотита, кварца, образование которых в подавляющем большинстве связано с наложенным кремнещелочным метасоматозом, проявленным в заключительную и постмагматическую стадию формирования интрузивов [1, 4, 7, 8].

Породы среднего ряда (монцониты и габбромонцониты) относятся к высокоглинозёмистым лейкократовым породам калиево-натриевой серии и характеризуются типичными для таких пород (по Р. Дели) содержанием кремнекислоты, щёлочей и глинозёма и немного сниженными концентрациями оксидов Са, Fe и Ti [7, 8].

По химическому составу базит-ультрабазиты ВМ близки к дифференцированным никеленосным породам Воронежского кристаллического массива и Балтийского щита [4–8, 12, 13 и др.]. При этом, наибольшие черты сходства устанавливаются при сопоставлении их составов с породами момонского комплекса [4, 7, 8, 13 и др.]. Содержание TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO, щёлочей, а также значение таких петрохимических коэффициентов, как фракционирования (K_f) и титанистости (ti) в однотипных породах одинаково, но в габброноритах Букинского комплекса несколько больше SiO_2 и меньше MgO, MnO и CaO. В отличие от габброноритив Балтийского щита (Бураковский массив) породы Букинского комплекса характеризуются повышенным содержанием Al_2O_3 и CaO [7].

Рудоносность базит-ультрабазитов. Мафит-ультрамафитовые образования северо-западного района УЩ имеют чётко определённую металлогеническую специализацию – медно-никелевую платиноносную и фосфор-титановую. При этом фосфор-титановая специализация не только чётко выражена, но и характерная для базит-ультрабазитов коростенского комплекса.

Никеленосные интрузии связанные с региональными разломами глубокого заложения, но размещаются в сопряженных с ними нарушениях, или структурных ловушках. В этом отношении зоны Тетеревского и Андрушовского глубинных разломов, локализованные в зоне контакта архейского фундамента и протерозойского протоплатформенного чехла, сложенного метаморфическими породами тетеревской серии и ультраметаморфитами житомирского и бердичевского комплексов беспрекословно являются перспективными для выявления месторождений сульфидного Ni.

Месторождения сульфидных медно-никелевых руд являются составными частями дифференцированных формаций базит-гипербазитовой серии магматизма. Никеленосные интрузии, как правило, в результате дифференциации псевдостратифицированы, а их состав меняется от более основных и ультраосновных пород в подошве массива к более кислым в верхних их частях. Рудоносными ультрабазитами является чаще всего перидотиты (гарцбургиты, верлиты, иногда лерцолиты), реже оливиновые пироксениты; рудоносными базитами является чаще всего нориты и габброноритовые разновидности, обычно реже медно-никелевое оруденение встречается в габбро и в лейкократовых (лабрадоровых) дериватах базитов. Месторождения могут быть приурочены к одиночным интрузиям больших или даже огромных размеров, или к группе массивов, часто очень небольших; сингенетические сульфидные оруденения образуются преимущественно в пологонаклоненных расслоен-

ных интрузиях, концентрируясь в нижних (чаще всего), приподошвенных частях. По указанным магматическими критериям ВМ, подобно Букинскому, безусловно, необходимо отнести к потенциально никеленосной интрузии. При этом из-за незначительного эрозионного среза наиболее перспективные для локализации сингенетические руд (донных залежей) ультрабазитовые части интрузии не раскрыты и залегают по результатам геолого-геофизического моделирования на глубинах не менее 1,5–2,0 км, а для Букинского массива и глубже (2,5–4,5 км) [4–10 и др.].

Как отмечено ранее, ВМ относится к глубинно-камернодифференцированным (фазным) гипербазит-габбронорит-монзонит-диорит-гранодиоритовым интрузиям, образования перидотит-пироксенит-габброноритовой субформации которой сопоставляются с достаточно известной в мире никеленосной габбронорит-пироксенит-перидотитовой формацией, с хорошо известными рудоносными и потенциально рудоносными аналогами интрузивов этого формационного типа (расслоенные интрузивами Балтийского щита – Мончегорск, Мончетундровским, Бураковским и др.; Канадского щита – Стиллуотер; массивы мамонивского комплекса и др.) [5–13].

Особенности геологического строения ВМ и крайне ограниченные объёмы поискового бурения не позволили раскрыть концентрированное сульфидное медно-никелевое оруденение, что могло бы иметь практическое значение. Как следствие, концентрации Ni и Cu по данным аналитических исследований крайне редко превышали 0,02–0,09 %. В абсолютном большинстве скважинных сечений базит-ультрабазитов, особенно их ультрамафитовых разновидностей, раскрывается рассеянная мелкозернистая пирротин-пиритная минерализация. Размер зёрен сульфидов обычно составляет доли мм до 1–1,5 мм, а их количество не превышает 0,5–1 % объёма породы. В целом характерно увеличение количества сульфидов и размера их зёрен в более меланократовых разновидностях базит-ультрабазитов, и в частности, в оливиновых плагиоироксенитах западной части массива. Нередко зёрна пирротина здесь достигают размера от 1–2 до 3–4 мм, а их количество составляет 1–2, реже 3–4 %. В слабо минерализованных ультрабазитами западной части массива концентрации никеля по данным спектральных и химических анализов составляют 0,04–0,09 %; мощность таких аномально минерализованных интервалов достигает 50–90 м. Это указывает на возможность выявления в донной части ультрабазитов концентрированного сульфидного медно-никелевого и сопутствующего благороднометального оруденения [4]. В отдельных случаях в базит-ультрабазитах отмечаются горизонты с более концентрированным сульфидным оруденением мощностью до 0,1–0,3 м, а концентрации Ni и Cu при этом составляют до 0,15 и 0,43 % соответственно.

Библиографические ссылки

1. Бухарев С. В. Интрузивные чарнокиты западной части УЩ // Геол. журн. 1987. № 3. С. 32–44.
2. Бухарев С. В. Петрология чарнокитовых комплексов западной части Украинского щита: автореф. дис. ... канд. геол.-миерал. наук. Киев, 1989. 21 с.
3. Верхогляд В. М. Возрастные этапы магматизма Коростенского плутона // Геохимия и рудообразование. 1995. Вып. 21. С. 34–47.
4. Высоцкий Б. Л. Поиски никеля в пределах Красногорско-Житомирской зоны и её обрамления (Прутовский и др. участки). Киев: Геоинформ. 1994. 427 с.
5. Костенко Н. М., Котвицкий Л. Ф. Никеленосные гипербазит-базитовые формации северо-западной части украинского щита // Минерагеня и прогнозная оценка на твёрдые полезные ископаемые. Киев, 1991. Вып. 2.

6. Костенко Н. М. Геология никеленосных гипербазит-базитовых комплексов северо-западной части Украинского щита: автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Киев, 1991. 20 с.
7. Костенко Н. М. Отчёт о результатах научно-исследовательской работы по теме: «Геология, вещественный состав, формационная и возрастная принадлежность и рудоносность мафит-ультрамафитовых ассоциаций Волынского мегаблока УЩ» // Киев: УкрГГРИ. 2005. 205 с.
8. Котвицкий Л. Ф. Глубинное геологическое картирование масштаба 1 : 50 000 в пределах Букинского массива и его обрамления. Листы М-35-69-А, Б, Г(с.п.). Киев: Геоинформ. 1990. 487 с.
9. Скобелев В. М. Петрохимия и геохронология докембрийских образований Северо-Западного района Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1987. 140 с.
10. Скобелев В. М., Яковлев Б. Г., Галий С. А. и др. Петрогенез никеленосных габброидных интрузий Волынского мегаблока Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1991. 140 с.
11. Фомин А. Б. Геохимия гипербазитов Украинского щита. Киев: Наук. думка. 1984. 232 с.
12. Чернышов Н. М. Сульфидные медно-никелевые месторождения юго-востока Воронежского кристаллического массива. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1971. 312 с.
13. Чернышев Н. М. Докембрийские интрузивные комплексы основных и ультраосновных пород Воронежского кристаллического массива и общие черты их рудоносности // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 4. С. 35–47.

УДК 550.423(477)

ФАНЕРОЗОЙСКОЕ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Е. М. Шеремет, И. Ю. Николаев, Л. Д. Сетая

Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н. П. Семеновко НАН Украины,
пр. акад. Палладина 34, 03142 Киев, Украина; evgsherem53@gmail.com,
bigcal@yandex.ru, lasetaya@yandex.ru

В юго-восточной части Украинского щита в пределах Кальмиусской площади [1] обнаружено одно рудопроявление Мо(Новоселовское), одно рудопроявление W(Вербовое), одно рудопроявление Pb(Кичиксу), ряд пунктов минерализации и контрастных геохимических аномалий цветных, редких и благородных металлов.

Новоселовское рудопроявление Мо расположено в долине б. Терновая, в 1 км от с. Новоселовка. В геологическом отношении рудопроявление приурочено к блоку разгнейсованных пород токмакского комплекса верхнего архея, который с запада и востока ограничен комплексами гранитоидов протерозоя. Породы рудопроявления в значительной степени изменены гидротермально-метасоматическими процессами – окварцеванием, сульфидизацией, магнетитизацией, калишпатизацией. В пределах рудопроявления проявлена почти исключительно *биотитизация* исходных пород. В отдельных интервалах отмечаются проявления хлорит-карбонат-серицитовых изменений (*пропилитизация*).

Молибденовое оруденение в описанных зонах тяготеет преимущественно к интервалам штокверкового окварцевания, в которых зафиксировано содержание Мо 0,08–0,5 %. Молибденит прожилково-вкрапленного типа развит в зальбандовых частях кварцевых прожилков и зернистых изменений, Мощность прожилков молибденита достигает 3 мм. Интенсивные проявления метасоматических изменений обладают субгоризонтальным и слабо наклонным залеганием уровней рассеянной мо-

либденовой минерализации. Такие уровни метасоматических изменений занимают секущее положения к контактам магматических пород. Они не обладают метасоматической зональностью. Во взаимном положении этих уровней, различные метасоматические процессы нередко накладываются в границах одного продуктивного горизонта.

В пределах Новоселовского участка выявлено 19 продуктивных зон с проявлениями калишпатизации, окварцевания, сульфидизации и аргиллизации.

Вертикальный размах продуктивных зон составляет 280 м. Расстояние между зонами – от первых метров до 117 м. Мощность продуктивных зон колеблется от 3,4 м до 144,8 м. Глубина залегания зон изменяется от 0 м до 280 м. По мощности они условно разделены на: тонкие (до 2 м), средние (2–4 м), мощные (4–10 м), достаточные (10–50 м) и сверхмощные (более 50 м).

Суммарная мощность продуктивных сечений по скважинам составляет 1 055,5 м, рудных пересечений – 156,0 м, коэффициент рудоносности продуктивной зоны – 0,15. В рудных телах содержание Мо колеблется от 0,001 % до 0,5 % – по данным химического анализа. В расчёте на рудное сечение, максимальное содержание Мо составляет 0,057 % на 10,3 м. Средневзвешенное содержание Мо при бортовом содержании 0,01 % в рудных телах продуктивной зоны составляет 0,019 % на 156,0 м.

В зонах оруденения обнаружены Cu и Ag. Содержание Cu в продуктивной зоне – 0,0007–0,173 %. Максимальное содержание Ag в продуктивной зоне (10–15 мг/кг по результатам химического анализа) выявлено в ряде керн скважин.

Вербовое рудопроявление W. Участок Вербовый расположен в 3 км южнее с. Новоселовка в верховьях бал. Вербовая. На нём проведены магнито- и гравиразведочные исследования в масштабе 1 : 10 000 с построением карт; пройдено 10 профилей картировочно-геохимических скважин (150 скважин) и 4 поисковые скважины (410 п. м). Участок сложен протерозойскими эндербито-диоритами токмакского комплекса, гранитами и кварцевыми сиенитами хлебодаровского комплекса, гранитами вербовой ассоциации и палеозой-мезозойскими вулканическими дайками (трахиты, ортофиры). В пределах участка прослежены две системы трещиноватости, которые трассируются дайками трахитов, ортофиринов и аплитов. Примерно в центре участка, по комплексу геофизических данных, предполагается тело субвулканических пород.

В субширотной зоне, расположенной вдоль контакта вербовых гранитов с эндербито-гнейсами токмакского комплекса, «залеченного» дайкой трахита, было обнаружено вольфрамовое оруденение. Породы зоны, дробленные, катаклазированные и милонитизированные, максимально изменены в интервале 55–118 м (скв. 193). В этом же интервале породы окварцованы и интенсивно лимонитизированы. Из гидротермально-метасоматических изменений пород на участке выявлены окварцевание, аргиллизация, серицитизация, калишпатизация, хлоритизация, карбонатизация, сульфидизация. Наиболее распространены окварцевание и карбонатизация, преимущественно по зонам дробления и брекчирования. На участке установлено два рудопроявления: W и REE цериевой группы. Минеральная форма нахождения W предположительно представлена шеелитом. Повышенное содержание W приурочено к зоне окварцованных пород. Содержание W – 0,11–0,98 %, достигает максимальных значений в нижних интервалах (110,0–111,5 м). Вольфрамовые рудные тела выделяются только по результатам химического анализа керновых проб по бортовому содержанию WO_3 0,15 %.

Длина зоны оруденения составляет по простиранию 900 м, по падению – 300 м. Основной является *продуктивная зона I* мощностью 14–76 м, включающая три рудных тела с вольфрамовым оруденением мощностью от 1 до 14 м. Установленная длина продуктивной зоны по простиранию – 140 м, длина рудных тел по простиранию – до 80 м. Рудные тела вскрыты скв. 21 и 193. Всего в скважинах встречено пять рудных пересечений. Суммарная мощность сечений продуктивной зоны по скважинам – 157,1 м, рудных пересечений – 30,9 м, коэффициент рудоносности продуктивной зоны – 0,2.

В рудных телах содержание WO_3 по данным химического анализа – 0,0240–1,2359 %. В расчёте на рудное сечение, максимальное содержание WO_3 – 0,3293 % на 14 м. Средневзвешенное содержание WO_3 при бортовом содержании 0,151 % в рудных телах продуктивной зоны – 0,245 % на 30,9 м.

Подсчитаны прогнозные ресурсы категории P_3 , в которых руды составляют – 4 991 625 т, а W – 12 329,3 т.

Рудопроявление Кичиксу. Участок Кичиксу расположен у одноименной станции ж/д «Донецк-Мариуполь», в 7 км юго-западнее с. Новоселовка Тельмановского р-на Донецкой обл. На участке проведены магниторазведка и гравиразведка, по результатам которых построены карты масштаба 1 : 25 000. В процессе ГГК-50 Кальмиусской площади на участке Кичиксу было пройдено 8 профилей картировочно-геохимических скважин (196 скважин) и пробурено пять поисковых скважин (объёмом 611 п. м).

В геологическом отношении участок представлен породами трахит-трахиандезитовой формации палеозой-мезозойского возраста. Вмещающие породы – протерозойские граниты анадольского комплекса, а также протерозойские диорит-эндербито-гнейсы и плагиомигматиты токмакского комплекса.

Прожилковое *окварцевание* и *мусковитизация* наиболее распространены. В ассоциации с прожилковым окварцеванием широко развита также сульфидизация (преимущественно вкрапленность пирита, иногда халькопирита, суммарное количество – до 0,5, иногда до 2–5 %). В зонах прожилкового окварцевания, вскрытых скв. 6527 в инт. 91,0–98,0 м и 166,0–173,6 м содержание W по данным химического анализа достигает, соответственно, 0,47 и 0,72 % на мощность до 2 м. Нередко в кварцевых прожилках присутствуют галенит и небольшие гнезда молибденита. Соотношение рудных минералов и кварца непостоянное – местами прожилки имеют чисто кварцевый состав, но чаще в них присутствуют вышеупомянутые минералы. Мощность окварцованных интервалов – 0,5–7,0 м.

Линзовидные зоны окварцевания в плане вытянуты согласно трещиноватости северо-западной системы разломов. Они являются составной частью продуктивных зон. В одной из них (с проявлениями окварцевания, сульфидизации, кальцитизации и аргиллизации) в результате химического анализа керн по бортовому содержанию Pb 0,2 % обнаружена одна продуктивная зона, содержащая три рудных тела.

Рудные тела вскрыты тремя скважинами. Всего по скважинам встречено 5 рудных пересечений. Суммарная мощность сечений продуктивной зоны – 235,5 м, рудных пересечений – 38,0 м, коэффициент рудоносности продуктивной зоны составляет 0,16. Мощность продуктивной зоны – 4–104,0 м, причём большинство скважин не вышло за пределы зоны.

Продуктивная зона представляет собой штокверк над интрузивом, расширяющийся с глубиной. Его диаметр на глубине 150 м – около 400 м.

Форма рудных тел свинца – серповидная, мощность – 3–15 м, содержание Pb – 0,097–0,68 %. В расчёте на рудное сечение, максимальное содержание Pb составляет 0,623 % на 9,0 м. Средневзвешенное содержание Pb при бортовом содержании 0,2 % в пределах рудных тел – 0,368 % на 38,0 м.

В рудных телах установлены следующие минералы Pb: галенит (преобладает), церуссит, буланжерит, вульфенит. Галенит образует свинцово-серые кристаллы (октаэдры) размером до 0,1 мм. Кроме минералов Pb отмечен пирит.

Рассматривая весь массив данных по участку Кичиксу (результаты ГГК-50 и поисковых работ), следует отметить, что наиболее ярким проявлением оруденения является минерализация галенита в мощной зоне развития аргиллизитов. Кроме свинцового оруденения отмечены одно рудопроявление и семь пунктов минерализации W, один пункт минерализации Mo, два – Ag, один – Au.

Библиографические ссылки

1. Фанерозойский магматизм Восточного Приазовья Украинского щита и связанные с ним полезные ископаемые (петрология, геохимия и рудоносность) / Е. М. Шеремет, С. Г. Кривдик, Н. А. Козар и др.; под ред. акад. НАН Украины А. Н. Пономаренко. Киев: ЦП «Компринт», 2015. 318 с.

УДК 553.078(477)

ПЕРСПЕКТИВЫ СОЗДАНИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ УКРАИНЫ НА ОСНОВЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ УКРАИНСКОГО ЩИТА

А. Н. Пономаренко, Е. М. Шеремет, С. Г. Кривдик, Н. А. Козар

Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н. П. Семененко НАН Украины,
пр. акад. Палладина 34, 03142 Киев, Украина; pan.igmof@gmail.com,
evgsherm53@gmail.com, kryvdic@ukr.net, kozar.geolog@rambler.ru

Одним из важнейших показателей уровня экономического развития каждой страны является использование стратегических видов минерального сырья, ведущее место среди которых принадлежит рудам редкоземельных металлов и Y.

Редкоземельные элементы встречаются почти во всех породах земной коры, но их максимальное содержание связано со щелочными породами. В мире известно всего несколько десятков месторождений со значительными запасами REE. Наиболее известные – Баян-Обо (Bayan-Obo) в КНР, Маунтин-Пасс (Mountain-Pass) в США и Кутессай (Актюз) в Киргизстане. Первые два генетически связаны с карбонатитами, третье – со щелочными гранитами. Территория Украины не является исключением. Редкоземельная минерализация УЩ сделала его самой большой редкоземельной металлогенической провинцией Европы.

Несмотря на мощный ресурсный потенциал, Украина импортирует REE. Более того, уровень их потребления в стране очень низкий. В частности, в 2000 г. мы использовали всего 20 т оксидов REE и 0,8 т Y. Планировалось, что к 2010 г. эта цифра возрастет до 100 т оксидов. Это очень мало для страны с доминирующими отраслями тяжёлой промышленности. Очевидно, после преодоления экономического кризиса необходимость в REE возрастёт. При благоприятном сочетании экономических и природных факторов добыча собственной руды может стать экономически выгод-

ной, что в свою очередь потребует расширения минерально-сырьевой базы REE в Украине.

Геологическое изучение УЩ в течение последних 70 лет позволило установить, что все известные объекты REE являются комплексными редкометальными. В настоящее время ни один из них не разрабатывается. Основным и пока единственным представителем комплексных редкоземельных руд (REE + Zr) является Азовское месторождение, на котором, в соответствии с «Загальнодержавною програмою розвитку мінерально-сировинної бази України на період до 2030 року», планируется начать опытно-промышленную эксплуатацию.

В юго-восточной части Украинского щита в пределах Приазовского мегаблока разведаны с подсчётом запасов 4 редкометально-редкоземельных месторождения – Новополтавское (Черниговское), Азовское, Анадолевское, Мазурское. Рассмотрим их потенциальные возможности по добыче редких и редкоземельных металлов.

Новополтавское (Черниговское) месторождение [1, 2]. Черниговское апатит-редкометальное карбонатитовое месторождение Западного Приазовья является уникальным. Подсчитанные балансовые запасы составляют: апатитовые руды кор выветривания + плотные руды + редкометально-apatитовые руды + запасы, связанные с апатитом – 1 003 млн т, из них $P_2O_5 = 52,225$ млн т при среднем содержании в рудах 9,5 %; $\Sigma TR_2O_3 = 3,454$ млн т при среднем содержании в рудах 1,15 %.

Запасы апатитовых руд Черниговского месторождения могли бы удовлетворить потребности Украины в фосфорном сырьё не менее, чем на 90 % при ежегодном потреблении 1,4 млн т в течение 40 лет (если исходить из текущего потребления в 700 тыс. т 100 % P_2O_5 в год, что составляет около 45 % от количества, которое необходимо для загрузки мощностей по производству фосфоросодержащих удобрений).

Сравнение Черниговского карбонатитового месторождения с карбонатитовыми месторождениями – Баян-Обо в Китае и Маунтин-Пасс в Северной Америке по содержаниям ΣTR_2O_3 показывает, что оно проигрывает им по параметрам запасов. Главным отличием Черниговского карбонатитового месторождения в сравнении с ними являются низкие средние содержания ΣTR_2O_3 (1,15 % по отношению к 6–8,9 %).

Сделан вывод об экономической целесообразности отработки редкометально-apatитовых руд. При годовой производительности комбината в 5 млн т руды будут получены: апатитового концентрата 437,5 тыс. т, оксидов РЗЭ из апатита 6 387 т, ниобиевого концентрата Nb_2O_5 4 097 т, Ta_2O_5 35 т, концентрата РЗМ 2 868 т. Годовой доход от реализации продукции составит 203 млн 423 тыс. дол.

Азовское редкометально-редкоземельное месторождение [1, 3]. Цирконий-редкоземельное месторождение находится в Восточном Приазовье.

Подсчитанные запасы по категориям $C_1 + C_2 + P_1$ составляют: 34 522 717 т руды с содержанием $\Sigma TR_2O_3 = 408 003$ т при среднем содержании суммы окислов REE 1,18 %, $ZrO_2 = 598 147$ т при среднем содержании окиси Zr 1,73 %, $\Sigma TR_2O_{3yc} = 599 410$ т при среднем содержании 1,74 %. Срок обеспечения запасами добывающего предприятия при подземном способе отработки по самым скромным подсчётам составит порядка 30 лет.

Эксплуатация Азовского цирконий-редкоземельного месторождения с получением редкоземельного, цирконового и полевошпатового концентратов и переработкой редкоземельного концентрата гидрометаллургическим методом на оксиды REE (85 %-й концентрат) является экономически выгодной.

Азовское месторождение можно обрабатывать открытым или подземным способом, а также сочетанием этих способов. Наиболее экономичным и по критерию максимума уровня рентабельности (3,0 до 4,5 %), и по максимуму чистой прибыли оказался комбинированный (открыто-подземный) способ разработки

Окупаемость капитальных затрат при условии рационального варианта разработки месторождения – 3,0–4,5 года (после уплаты всех налогов), а рентабельность капитальных затрат 34,0–22,5 %.

Суммарная чистая прибыль за весь период разработки месторождения – 186,5 млн долл., срок окупаемости капитальных вложений в промышленное строительство – 12,5 лет, доход Государства (сумма налогов, платежей и сборов государственных и местных бюджетов) за весь период разработки месторождения – 166 млн долл.

Анадольское редкоземельное месторождение [2] Анадольское рудопроявление REE цериевой группы расположено в 2,0–2,5 км к северу-востоку от с. Анадоль (б. Тавла) Волновахского р-на Донецкой обл. в 6 км к востоку от Октябрьского массива нефелиновых сиенитов, содержащего Мазуровское редкометалльно-редкоземельное месторождение.

Форма главного рудного тела – жильная (его ещё называют «ортитовой дайкой»). Вблизи зоны дробления, катаклаза и милонитизации мощностью от 30 м до 400 м рудное тело прослежено в северо-западном направлении на 1 000 м и на глубину 400 м при мощности от 0,7 до 3,0 м. При разведке пройдено 19 канав общей длиной 423 пог. м и 5 скважин глубиной до 200 м.

Месторождение среднее по запасам руд с высоким содержанием $\sum TR_2O_3$ цериевой группы – 14 230,0 т при средневзвешенном содержании $\sum TR_2O_3$ 6,863 %. В рудах содержится REE Ce-группы (TR_{Ce}) 13 823,0 т и REE Y-группы (TR_Y) 407,0 т.

Мазурское редкометалльное месторождение [2]. Мазуровское месторождение находится на территории Волновахского р-на Донецкой обл., в 0,5–2,0 км к западу от п. г. т. Донское. Месторождение пространственно и генетически связано с породами Октябрьского щелочного массива – протерозойского платформенного проявления нефелинового магматизма на УЩ, изотопный возраст которого – 1,8–1,7 млрд лет. Массив находится в северо-западной части Восточно-Приазовского микроблока между бал. Вали-Тарама (на западе) и р. Кальчик (на востоке).

В геолого-структурном плане Мазуровское месторождение приурочено к северо-восточной экзоконтактовой части Октябрьского щелочного массива к самому крупному блоку основных-ультраосновных пород и связано с жильными, магматическими породами (щелочными сиенитами и мариуполитами), развитыми в наиболее мощной «оболочке» – основных-ультраосновных пород первой фазы Октябрьского комплекса (габбро, пироксениты и перидотиты).

На участке развития основных пород (преимущественно габбро) выявлены четыре полого и «позтажно» залегающих тела мариуполитов и щелочных пегматитов. Верхнее тело вскрыто действующим карьером. Рудные тела представлены мариуполитами, нефелиновыми пегматитами (микроклин-нефелиновыми и нефелин-микроклиновыми), полевошпатовыми метасоматитами и ксенолитами в разной степени преобразованных вмещающих пород. Всего на месторождении выявлено и оконтурено 44 рудных тела (из них десятая часть в пределах проектируемого карьера). Длина большинства рудных тел свыше 500 м (27 тел или 61 % от общего количества), а отдельные тела (15 тел или 34 %) простираются без перерыва более чем на

1 000 м. Мощность выявленных рудных тел непостоянна и меняется от первых десятков сантиметров до 78,3 м.

Руды Мазуровского месторождения относятся к Ta-Nb-Zr-типу: по Nb и Ta – с неравномерным распределением полезного компонента; по Zr – с довольно неравномерным распределением.

При комплексном использовании руд Мазуровского рудного узла промышленно ценными минералами являются: главные – пироксенол и циркон; сопутствующие – нефелин, полевые шпаты, ильменит, бритоцит.

Подсчёт минеральных ресурсов для 1–10 рудных залежей по глубине ограничен контурами карьера, обоснованного ТЭО временных кондиций. Все минеральные ресурсы объекта детальной разведки разделены на балансовые и забалансовые.

Балансовые подсчитанные минеральные ресурсы (кат. С₁) опираются в каждом блоке на рудные подсечения 5–30 буровых скважин. Средняя взвешенная мощность рудной толщи в блоках 4,1–30,4 м, в среднем – 12,7 м. Среднее содержание пентоксидов Nb, Ta и ZrO₂ составляет соответственно – 0,135, 0,0045 и 0,60 %.

Общие балансовые ресурсы руды составляют 4 486,1 тыс. т, Nb₂O₅ – 6 038,3 т, Ta₂O₅ – 202,5 т, ZrO₂ – 26 762,2 т. Свыше 93 % минеральных ресурсов Nb, Zr и Ta сосредоточены в первой и пятой рудных залежах.

При годовой добыче руды 150 тыс. т это позволит горнодобывающему предприятию работать около 30 лет.

Балансовые подсчитанные минеральные ресурсы (кат. С₂) оценены в 1 924,9 тыс. т руды, а всего балансовые и забалансовые минеральные ресурсы (С₁ + С₂) в блоке детализации составляют 11 830,3 тыс. т руды.

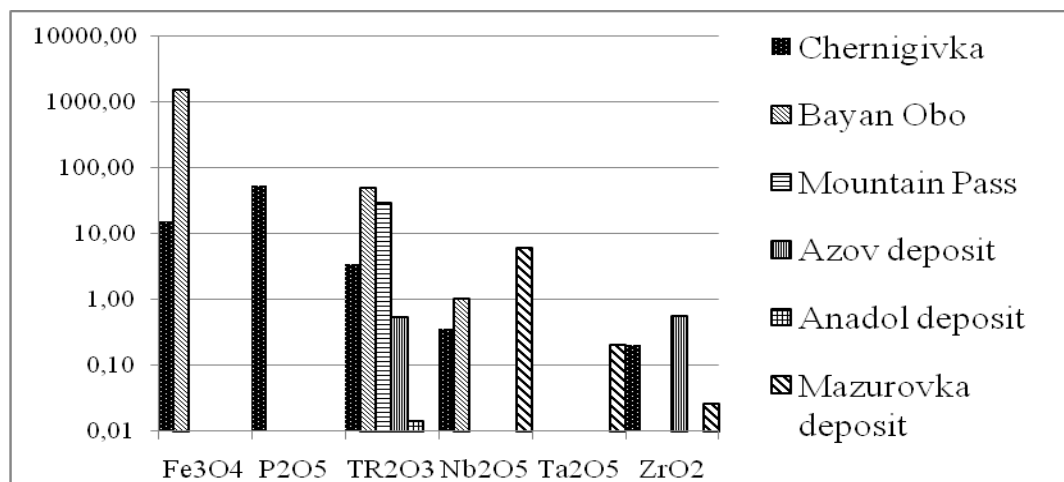


Рисунок – Сопоставление редкометалльно-редкоземельных месторождений юго-востока Украины с зарубежными аналогами

Инновационная привлекательность создания редкоземельной отрасли промышленности в Украине. Три крупных редкоземельных месторождения Восточного Приазовья – Азовское, Анадолевское и Мазуровское – расположены относительно недалеко друг от друга и пригодны для создания промышленного регионального узла. Все они находятся на территории Донецкой области с хорошо развитой инфраструктурой (дороги, энергоснабжение, источники воды). Запасы 3 месторождений:

- Азовское: ZrO₂ – 550,0 тыс. т, REE_{усл.} – 537,8 тыс. т (С₁ + С₂);
- Мазуровское: ZrO₂ – 26 762,2 т, Nb₂O₅ – 6 038,3 т, Ta₂O₅ – 202,5 т;

– Анадольское: ΣTR_2O_3 – 14 230 т.

Черниговское карбонатитовое месторождение является уникальным. Его запасы, как упоминается выше, составляют – редкометальный комплексный концентрат из редкометально-апатитовых руд с их запасами 299,6 млн т.

На рис. показаны сопоставления редкометально-редкоземельных месторождений юго-востока Украины с известными зарубежными гигантами Баян-Обо (Китай) и Маунтин-Пасс (Северная Америка). По запасам руды они вполне сопоставимы, но проигрывают в 5-6 раз по среднему содержанию редкоземельных окислов (ΣTR_2O_3).

Библиографические ссылки

1. Инновационная привлекательность добычи редкоземельного сырья из месторождений юго-востока Украины: V Международ. геол. форум, г. Одесса, Украина. 18–23 июня 2018 г. С. 264–266.

2. Фанерозойский магматизм Восточного Приазовья Украинского щита и связанные с ним полезные ископаемые (петрология, геохимия и рудоносность) / Е. М. Шеремет, С. Г. Кривдик, Н. А. Козар и др. Киев: ЦП «Компринт», 2015. 318 с.

3. Азовское редкометальное месторождение Приазовского мегаблока Украинского щита (геология, минералогия, геохимия, генезис, проблемы эксплуатации) / Е. М. Шеремет, В. С. Мельников, С. Н. Стрекозов и др. Донецк: «Ноулидж» (Донецкое отд.), 2012. 374 с.

УДК 543.42+550.42

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ХИМИКО-АНАЛИТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ И РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ МЕТОДОМ МАСС-СПЕКТРОМЕТРИИ В ГРАНИТАХ И МИНЕРАЛАХ

А. Н. Пономаренко, А. И. Самчук, Е. В. Вовк, О. В. Заяц

Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н. П. Семененко НАН Украины,
пр. акад. Палладина 34, 03142 Киев, Украина; evgshrem53@gmail.com

В настоящее время редкоземельные элементы (РЗЭ) присутствуют в большинстве высокотехнологических товаров. Они имеют ключевое значение в оборонных технологиях – в производстве лазеров, радаров; в так называемых «зелёных технологиях», производстве катализаторов. Лидирующее место по добыче РЗЭ занимают Китай, США, Канада, Австралия.

Определение содержания и распределения РЗЭ в горных породах и минералах имеет фундаментальное значение в геохимии и петрологии для раскрытия сущности процессов породообразования [2].

Однако, определение РЗЭ является наиболее сложным аналитическим заданием, что связано с близкими химическими свойствами этих элементов, обусловленных «эффектом лантаноидного сжатия». Использование для определения РЗЭ рентген-флюорисцентного, нейтронно-активационного анализов, атомно-эмиссионной спектроскопии имеет свои ограничения через недостаточную чувствительность, невозможностью определения всех редкоземельных элементов, матричное влияние в природных объектах [2, 3]. Сейчас особенно перспективным является определение РЗЭ с помощью метода масс-спектрометрии с индукционно связанной плазмой (ICP-MS).

Подготовка проб к ICP-MS анализу одна из самых важных, необходимых и, вместе с тем, длительная и трудозатратная стадия аналитических исследований.

На сегодня возрастает интерес аналитиков к разработке новых эффективных способов подготовки к анализу горных пород и минералов с использованием микроволновых (МВ) систем. Это обусловлено ускорением физико-химических процессов при растворении проб в МВ-печи в кислотах и достижения полноты растворения.

Цель исследования – разработка эффективных аналитических схем пробоподготовки с использованием микроволнового поля, определение содержания РЗЭ и их распределения в гранитоидах и минералах.

Объектами исследования были гранитоиды с редкометально-редкоземельной минерализацией, которые развиты в южно-восточной части Русско-Полянского массива, находящегося в северно-восточной части Корсунь-Новомиргородского плутона Ингульского мегаблока Украинского щита. Детальная геологическая и петрографическая характеристика гранитоидов Русско-Полянского массива подана в [5].

Методика исследования. Содержание РЗЭ определяли с помощью масс-спектрометра с индукционно связанной плазмой (ICP-MS) анализатора ELEMENT-2 (Германия). Как эталон использовался международный стандарт базальта JB-3 (Япония). В работе использовались концентрированные кислоты HF, HCl, HNO₃, H₂SO₄, которые дополнительно очищались с помощью системы SUBBOILING.

Растворение гранитов и минералов для ICP-MS определения РЗЭ проводили по следующим аналитическим схемам:

1. Разложение фтористоводородной и азотной кислотами в МВ-печи. Навеску 0,1 г исследуемого материала помещали в автоклав из тефлона, приливали 10 мл HF и 10 мл HNO₃. Ротор помещали в МВ-печь, нагревали при 230 °С на протяжении 35 мин. Обработку повторяли, если разложению было неполное. После охлаждения автоклава для удаления F раствор упаривали на песчаной бане до сухих солей. Остаток солей растворяли при нагревании 10 %-ой HNO₃. Раствор переводили в мерную колбу объёмом 50 мл и доводили до отметки 5 %-ым раствором той же кислоты.

2. Разложение в смеси H₂SO₄, HF и HNO₃ в МВ-печи. Навеску 0,1 г помещали в автоклав из фторпласта, приливали 10 мл HF, 3 мл H₂SO₄ и 2 мл HNO₃. Ротор помещали в МВ-печь, нагревали при 240 °С на протяжении 30 мин. Обработку повторяли, если разложению было неполное. После охлаждения автоклава раствор упаривали на песчаной бане до появления густых белых паров H₂SO₄. Остаток солей растворяли при нагревании в 5 %-ой HNO₃. Раствор переводили в мерную колбу объёмом 50 мл и доводили до отметки 5 %-ым раствором HNO₃.

3. Комбинированный метод разложения на основе растворения в HF, H₂SO₄, HNO₃ и последующего сплавления нерастворённого остатка с метаборатом лития. Навеску 0,1 г помещали в автоклав, приливали 10 мл HF, 2 мл H₂SO₄ и 5 мл HNO₃ и проводили разложение в МВ-печи при 240 °С на протяжении 30 мин. После охлаждения автоклава раствор упаривали до сернистого ангидрида. Потом стенки чашки обливали водой и повторяли выпаривание до сухого состояния. Сухой остаток растворяли в 10 мл 15 %-ой HNO₃, нерастворённый осадок отфильтровывали, промывали 3 %-ым раствором HNO₃, потом водой. Фильтр с осадком помещали в платиновый тигель, высушивали и озоляли. Остаток сплавливали с 0,4 г метабората лития при 1 000 °С на протяжении 20 мин. Плав растворяли в 10 %-ом растворе HNO₃ и присоединяли полученный раствор к основному, переводили в мерную колбу объёмом 50 мл и доливали до метки 5 %-ым раствором HNO₃.

Среди опробованных аналитических схем разложения гранитов и минералов первая (разложение HF и HNO₃) не обеспечивает полного разложения и требует повторной обработки в более жёстких условиях. Наиболее эффективной, по сравнению с другими аналитическими схемами, была вторая – разложение в смеси HF, H₂SO₄, HNO₃.

Используя разработанную схему, была определена концентрация РЗЭ в редкометальных гранитах Русско-Полянского массива. Содержание РЗЭ в русско-полянских гранитах повышенное (табл.). Оно постепенно уменьшается от средне-крупнозернистых и порфироподобных к наиболее дифференцированным мелко-среднезернистым гранитам (369–973 и 284–522 мг/кг соответственно). Спектры распределения РЗЭ в этих двух типах гранитов тоже отличаются. Мелко-среднезернистые граниты обогащены тяжёлыми РЗЭ ((La/Yb)_N = 2,40–0,69; (Gd/Yb)_N = 0,86–0,58). Для них характерна глубокая отрицательная Eu аномалия (Eu/Eu* = 0,05–0,08). Средне-крупнозернистым и порфироподобным гранитам свойственно умеренно дифференцированное распределение РЗЭ ((La/Yb)_N = 14,45–4,94), обогащённость лёгкими РЗЭ, наличие глубокого Eu-минимума (Eu/Eu* = 0,07–0,13). От средне-крупнозернистых и порфироподобных до мелко-среднезернистых гранитов наблюдается последовательный рост содержания тяжёлых РЗЭ, уменьшение – лёгких РЗЭ и углубление Eu-минимума (табл.). Низкое содержание Eu в редкометальных гранитах связано с длительным фракционированием плагиоклаза в ходе кристаллизационной дифференциации расплава.

Таблица – Содержание редкоземельных элементов в двух типах русско-полянских гранитов (скв. № 8568), мг/кг

Тип	Мелко-среднезернистые граниты	Средне-крупнозернистые и порфироподобные граниты
La	30,71–86,81	73,21–207,39
Ce	80,43–172,50	139,18–425,63
Pr	10,34–23,36	17,04–47,50
Nd	42,54–88,49	64,17–170,20
Sm	12,06–25,00	13,40–34,24
Eu	0,30–0,53	0,37–0,78
Gd	13,71–26,17	13,08–27,73
Tb	3,06–5,54	2,36–5,06
Dy	22,68–40,69	14,70–32,72
Ho	4,85–8,60	3,12–6,21
Er	17,29–29,25	9,59–19,12
Tm	3,10–5,14	1,45–3,02
Yb	19,56–31,84	9,29–17,03
Lu	3,19–5,30	1,43–2,74
ΣREE	284–522	369–973
[La/Yb] _N	0,69–2,40	4,94–14,45
[Gd/Yb] _N	0,58–0,86	1,03–2,30
Eu/Eu*	0,05–0,08	0,07–0,13
[ΣREE] _N **	1,94–2,80	2,52–6,65

** – нормировано на верхнюю континентальную кору

Полевые шпаты и биотит являются самыми распространёнными минералами гранитоидов. Выборочные анализы этих минералов русско-полянских гранитов приведены на диаграмме распределения РЗЭ (рис.). Для полевых шпатов характерны низкие концентрации РЗЭ, незначительное преобладание редкоземельных элементов лёгкой подгруппы над тяжёлой и небольшие положительные аномалии Eu. Обогащение последним обусловлено замещением Sr^{2+} на Eu^{2+} вследствие его большего размера по сравнению с трёхвалентными РЗЭ [4].

На диаграмме (рис.) спектры распределения РЗЭ в биотитах располагаются значительно выше спектров полевых шпатов. Высокое содержание РЗЭ в биотитах объясняется тем, что акцессорные минералы РЗЭ часто приурочены к биотиту (бастнезит, паризит, синхизит, монацит, аланит). Кроме этого, благодаря своему строению, биотит имеет высокую изоморфную ёмкость, поэтому РЗЭ могут находиться в нём и в рассеянном состоянии. Спектры распределения РЗЭ в биотитах отличаются от спектров полевых шпатов глубокой аномалией. Подобная аномалия фиксируется и в самих гранитах (рис., серое поле). Наблюдается обратная зависимость между содержанием РЗЭ в породе и биотите. В процессе кристаллизационной дифференциации расплава и повышением в гранитах Rb/Sr отношения, а также обогащения Y, Nb, в породах уменьшается концентрация РЗЭ, а их количество в биотите при этом возрастает. Так, биотиты наиболее дифференцированных серо-розовых мелкозернистых гранитов (гл. 145,4 м) демонстрируют наиболее высокий уровень РЗЭ (рис.), а в биотитах средне-крупнозернистых гранитов (гл. 161,5 м и гл. 202,0 м) суммарное содержание РЗЭ уменьшается.

В глубинных средне-крупнозернистых гранитах суммарное количество РЗЭ постепенно увеличивается, а в биотитах уменьшается. В породе наблюдается чёткое преобладание лёгких РЗЭ над тяжёлыми [1], что так не проявлено в биотитах.

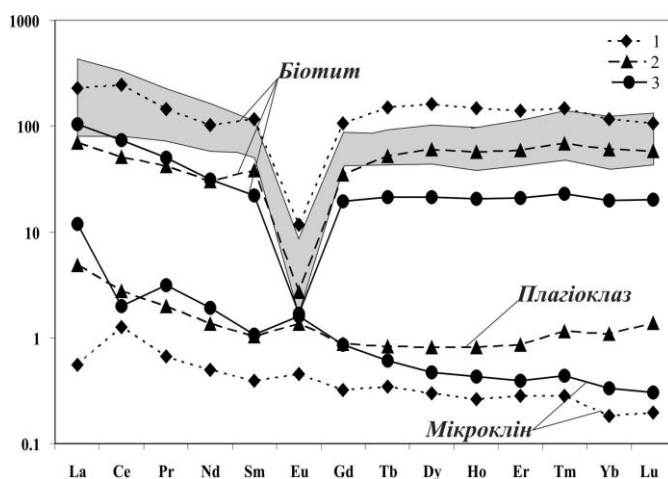


Рисунок – Распределение редкоземельных элементов в русско-полянских гранитах (серое поле) из интервала глубин 139,2–252,5 м и в породообразующих минералах из трёх глубин скважины. Нормализовано по составу хондрита [4]
1 – 145,4 м; 2 – 161,5 м; 3 – 202,0 м.

Выводы. Разработаны аналитические схемы пробоподготовки образцов горных пород для ICP-MS анализа с использованием микроволнового поля. Для гранитов самым эффективным является разложение в смеси HF , H_2SO_4 , HNO_3 , что даёт возможность снизить продолжительность и трудоёмкость пробоподготовки.

Разработана методика ICP-MS определения РЗЭ в горных породах и минералах без предварительного концентрирования в диапазоне от 0,01 до 100 мг/кг с относительным стандартным отклонением 0,08–0,116.

Определены содержание и распределение РЗЭ в гранитах Русско-Полянского массива и их породообразующих минералах. От средне-крупнозернистых и порфироподобных до мелко-среднезернистых гранитов происходит увеличение содержания тяжёлых РЗЭ, уменьшение – лёгких РЗЭ и углубление европиевого минимума.

По сравнению с полевыми шпатами биотиты редкоземельных гранитов характеризуются отрицательной европиевой аномалией и высоким содержанием РЗЭ, что связано с присутствием в нём большого количества акцессорных минералов, обогащённых этими элементами.

Библиографические ссылки

1. Заяць О. В. Геохімія русько-полянських рідкіснometалевих гранітів Корсунь-Новомиргородського плутону (Інгульський мегаблок УЩ) // Мінерал. журн. 2015. Т. 37, № 3. С. 67–77.

2. Николаева И. В., Палесский С. В., Козьменко О. А., Аношин Г. Н. Определение редкоземельных и высокозарядных элементов в стандартных геологических образцах методом масс-спектрометрии с индукционно связанной плазмой (ИСП-МС) // Геохимия. 2008. № 10. С. 1085–1091.

3. Самчук А. І., Пономаренко О. М., Антоненко О. Г. Аналітичні схеми мікрохвильового розкладу гірських порід і мінералів та визначення в них мікроелементів методом мас-спектрометрії з індукційно зв'язаною плазмою // Укр. хім. журн. 2010. Т. 76, № 10. С. 115–121.

4. Тейлор С. Р., Мак-Леннан С. М. Континентальная кора: её состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.

5. Щербаков И. Б. Петрология Украинского щита. Львов: ЗУКЦ, 2005. 366 с.

УДК 550.424.6

ГЕОХИМИЯ И ГЕНЕЗИС АРХЕЙСКИХ ИНТРУЗИЙ ГАББРО-ДИОРИТ-ПЛАГИОГРАНИТНОГО СОСТАВА В СОФИЕВСКОЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ СТРУКТУРЕ

Г. В. Артеменко

Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н. П. Семененко НАН Украины,
пр. акад. Палладина 34, 03142 Киев, Украина; regulgeo@gmail.com

Софиевская зеленокаменная структура отличается от других зеленокаменных структур (ЗС) Среднеприднепровского мегаблока присутствием большого количества интрузий габброидов, диоритов, плагиогранитов и трондьемитов (рис. 1). Софиевская ЗС сложена осадочно-вулканогенными породами сурской свиты конкской серии (парагенерации КТ-1, КТ-2, КТ-3) [1]. Интрузии габброидов отнесены к габбро-диабазовой формации, среди которой выделяются две возрастные группы. К габброидам первой интрузивной фазы относят силлы среди вулканогенных пород коматит-толеитовой формации (КТ-1), а также штокообразные тела изометричной формы, достигающие размера до 1-2 км. Они представлены метагаббро и метагаббро-долеритами и рассматриваются как комагматиты с вулканическими породами парагенерации КТ-1. Интрузии габброидов второй интрузивной фазы имеют штокооб-

разную форму. Они прорывают вулканиты парагенераций КТ-1 и КТ-2 и являются, предположительно, комагматичными с вулканитами парагенерации КТ-3. Они представлены метагабброидами и габбро-норитами. Габбро-нориты слагают тела мощностью до 180 м и длиной до 8 км.

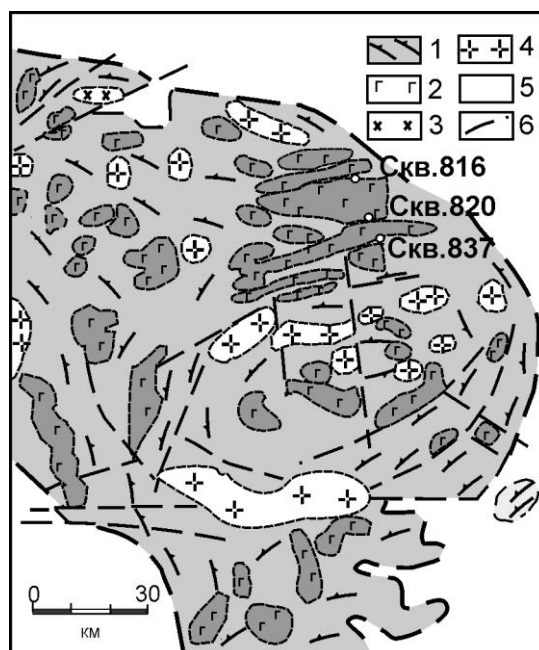


Рисунок 1 – Схематическая геологическая карта Софиевской ЗС

1 – осадочно-вулканогенные породы конкской серии; 2 – габброиды; 3 – диориты; 4 – плагиограниты; 5 – плагиомигматиты днепропетровского комплекса; 6 – тектонические разломы.

Интрузии плагиогранитоидов прорывают габброиды. Они отнесены к сурскому комплексу [1]. Среди них выделяют три интрузивные фазы. К первой интрузивной фазе отнесены дайки и штокоподобные тела плагиогранит-порфиров; ко второй – кварцевые диориты, диориты и тоналиты; и к третьей – мусковит-биотитовые и биотит-амфиболовые трондьемиты. Наиболее поздними являются жильные тела калиево-натриевых гранитов токовского комплекса, мощностью от первых сантиметров до первых метров.

U-Pb возраст по циркону гиперстен-салитовых габбро-диабазов и меланогаббро диалагового интенсивно уралитизированного второй интрузивной фазы – $3\,090 \pm 15$ млн лет и $3\,090 \pm 5$ млн лет (соответственно) [2]. Эти датировки определяют верхнюю возрастную границу базитового магматизма конкской серии.

Возраст жильных тел лейкогаббро по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ – 3 080 млн лет. Дайка низкощелочных гранитов имеет возраст $3\,075 \pm 15$ млн лет (конкордантный). Таким образом, интрузии габброидов второй интрузивной фазы габбро-диабазовой формации и гранитоидов второй и третьей интрузивных фаз сурского комплекса сформировались в течение узкого интервала времени 3,09–3,08 млрд лет.

Методика исследований. Малые и редкие элементы определяли методом индукционно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием анализа (ICP-MS) в ЦЛ ВСЕГЕИ и АСИЦ ИПТМ РАН. Разложение образцов пород, проводили методом кислотного разложения. Правильность анализов контролировалась путем измерения международных и российских стандартных образцов GSP-2, ВМ, СГД-

1А, СТ-1. Ошибки определения концентраций составляли от 3 до 5 мас. % для большинства элементов.

Результаты геохимических исследований. Среди габброидов габброидов второй интрузивной фазы различаются несколько минеральных и структурных разновидностей: мезо- и меланогаббро, габбро-порфириды, габбро-нориты и габбро-диабазы нескольких минеральных разновидностей. Выделяются как не метаморфизованные, так и метаморфизованные разновидности. К первым относятся преимущественно мелкозернистые гиперстен-диопсид габбро-диабазы, габбро-нориты и диабазы, которые иногда имеют порфироподобную текстуру и признаки амфиболизации на стадии автометаморфизма. Ко вторым – амфиболизированные и уралитизированные габбро.

Меланогаббро (обр. 93-118) отличаются низким содержанием K_2O (0,11 %) (табл. 1). По соотношению $Na_2O/K_2O = 18,9$ относятся к натриевой петрохимической серии. В них невысокое содержание TiO_2 (1,24 %) и MgO (6,50 %). Магнезиальность низкая ($\#mg = 0,45$). На диаграмме АФМ их фигуративная точка лежит в поле пород толеитовой серии (рис. 2). В них низкое содержание РЗЭ ($\Sigma REE = 36,4$ мг/кг), невысокое содержание высокозарядных – Y (19,3 мг/кг), Nb (4,93 мг/кг), Yb (2,06 мг/кг) и переходных – Cr (86,9 мг/кг), Ni (36,0 мг/кг) элементов (табл. 2). РЗЭ слабо дифференцированные – $(La/Yb)_N = 1,47$ (при $Yb_N = 19,2$) (рис. 3). Выделяется небольшая отрицательная аномалия $Eu - Eu/Eu^* = 0,83$. Высокое отношение $(Nb/La)_N = 1,16$ указывает на отсутствие контаминации коровым веществом. Расплав меланогаббро образовался из плюмового источника – $\Delta Nb > 0$. В габброидах повсеместно присутствует сингенетический циркон.

Лейкогаббро (обр. 93-120) отличаются повышенным содержанием TiO_2 (1,71 %) Al_2O_3 (17,41 %) (табл. 1). В них низкое содержание K_2O (0,20 %) По соотношению $Na_2O/K_2O = 12,5$ относятся к натриевой петрохимической серии. Это низкомагнезиальные породы ($\#mg = 0,23$). На диаграмме АФМ их фигуративная точка лежит в поле пород толеитовой серии (рис. 2). В них высокое содержание высокозарядных – Y (31,3 мг/кг), Nb (3,84 мг/кг), Yb (3,27 мг/кг) и переходных Cr (286 мг/кг), Ni (93,1 мг/кг) элементов (табл. 2). РЗЭ слабо дифференцированные – $(La/Yb)_N = 1,47$ (при $Yb_N = 19,2$) (рис. 3). Выделяется небольшая отрицательная аномалия $Eu - Eu/Eu^* = 0,88$. Низкое отношение $(Nb/La)_N = 0,55$ указывает на сильную контаминацию коровым веществом.

Диориты (обр. 93-259) характеризуются низким содержанием K_2O (0,16 %) (табл. 1). По соотношению $Na_2O/K_2O = 12,75$ относятся к натриевой петрохимической серии. Это высокомагнезиальная порода ($\#mg = 0,50$). На диаграмме АФМ попадают в поле толеитовой серии (рис. 2). В них очень низкое содержание Rb (1,37 мг/кг) и умеренное Sr (136 мг/кг) и Ba (82,7 мг/кг). Отличаются высоким содержанием высокозарядных элементов – Y (26,5 мг/кг), Nb (8,51 мг/кг), Yb (2,93 мг/кг) и низким переходных – Cr (6,83 мг/кг), Ni (4,83 мг/кг) элементов (табл. 2). РЗЭ слабо дифференцированные – $La_N/Yb_N = 2,96$ при $Yb_N = 17,4$. Низкое отношение Sr/Y (5,13). Выделяется положительная аномалия $Eu - Eu/Eu^* = 1,25$ (рис. 3). Их расплав мог образоваться в малоглубинном (<30 км) магматическом источнике в результате кристаллизационной дифференциации основной магмы.

Плагииграниты (обр. 93-24) по соотношению $Na_2O/K_2O = 3,32$ соответствуют калиево-натриевой серии, магнезиальность низкая – ($\#mg = 0,30$). На диаграмме АФМ попадают в поле известково-щелочной серии (рис. 2). В них небольшое содержание Rb (52 мг/кг), Sr (172 мг/кг) и Ba (191 мг/кг). Повышенное содержание высоко-

козарядных элементов – Y (33,8 мг/кг), Nb (7,27 мг/кг), Yb (3,99 мг/кг) и низкое содержание переходных – Cr (18,7 мг/кг), Ni (14,7 мг/кг) элементов. РЗЭ слабо дифференцированные – $(La/Yb)_N = 2,66$ (при $Yb_N = 23,5$) с отрицательной аномалией Eu – $Eu/Eu^* = 0,78$ (рис. 3). Их расплав мог образоваться в малоглубинном (<30 км) магматическом источнике.

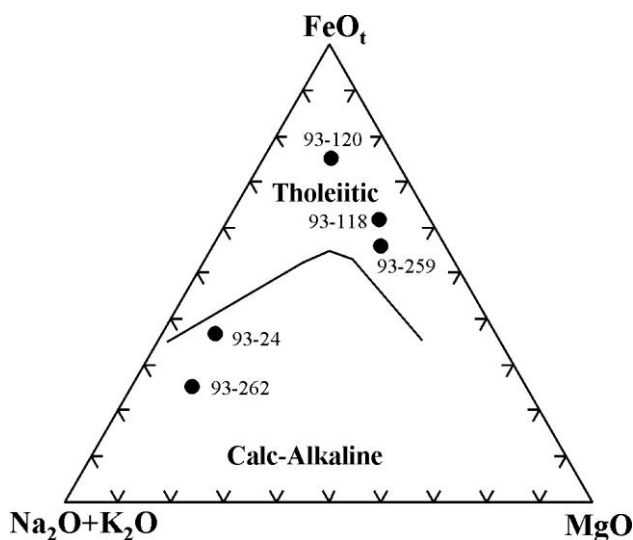


Рисунок 2 – Диаграмма AFM для интрузивных пород, развитых в Софиевской ЗС

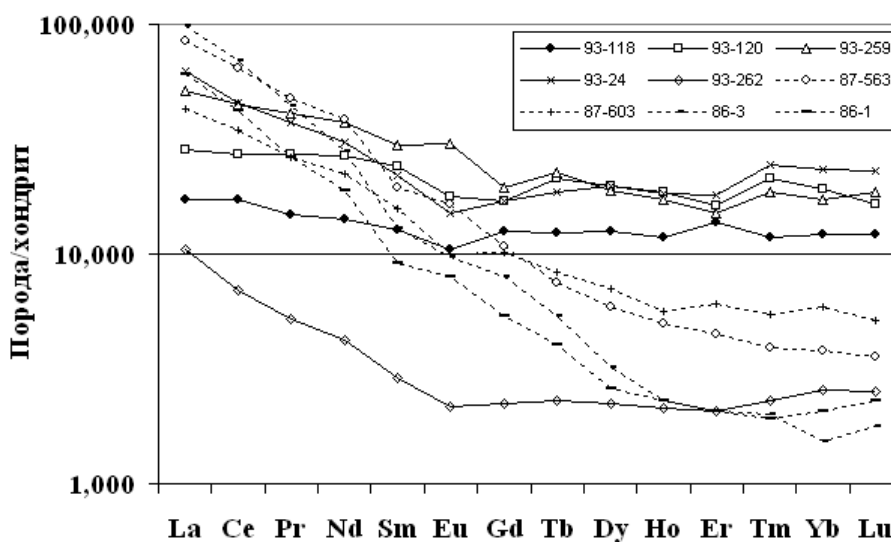


Рисунок 3 – Графики распределения РЗЭ для интрузивных пород из Софиевской ЗС. Нормировано по составу хондрита C1 [3]

Трондьемиты (обр. 93-262) по соотношению $Na_2O/K_2O = 7,13$ соответствуют натриевой петрохимической серии. Порода низкомагнезиальная ($\#mg = 0,42$). На диаграмме AFM попадают в поле известково-щелочной серии (рис. 2). В них низкое содержание Rb (8,65 мг/кг), умеренное содержание Sr (90,5 мг/кг) и повышенное – Ba (259 мг/кг). Очень низкое содержание РЗЭ ($\sum РЗЭ = 11,9$ мг/кг), высокозарядных –

Y (3,36 мг/кг), Nb (1,86 мг/кг), Yb (0,438 мг/кг), Ta (0,092 мг/кг) и переходных – Ni (0,68 мг/кг), Cr (1,5 мг/кг) элементов. В трондьемитах низкое отношение Sr/Y (26,5). График распределения РЗЭ слабо дифференцированный – $(La/Yb)_N = 4,08$; при $Yb_N = 2,6$ с небольшой отрицательной аномалией Eu – $Eu/Eu^* = 0,96$ (рис. 3). Их расплав мог образоваться в малоглубинном магматическом источнике (<30 км).

Выводы. Габброиды, диориты и плагиограниты, слагающие интрузии в Софиевской зеленокаменной структуре, выплавились, вероятно, в результате кристаллизационной дифференциации базитовой магмы в малоглубинных магматических камерах (<30 км) на этапе затухания вулканизма. По геохимическим характеристикам они резко отличаются от ТТГ Среднеприднепровского мегаблока. В них значительно выше содержание тяжёлых РЗЭ (рис. 3), Y и значительно меньшая величина отношение Sr/Y (табл. 2). На спайдер-диаграмме в них выделяются отрицательные аномалии Sr и Ti, что свидетельствует, вероятно, о процессах кристаллизационной дифференциации. Породы ТТГ сурского комплекса, слагающие преобладающую площадь Среднеприднепровского фрагмента мезоархейского кратона, формировались в другой геодинамической обстановке. Их геохимические характеристики указывают на формирование расплавов ТТГ при частичном плавлении метабазитов на глубинах >40 км. В их магматических источниках в составе реститовой фазой были амфибол и/или гранат.

Таблица 1 – Силикатные анализы интрузивных пород в Софиевской ЗС

%	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	47,10	46,99	52,55	66,59	76,81	59,34	61,90	71,50	71,33
TiO ₂	1,24	1,71	0,57	0,44	0,20	0,60	0,84	0,42	0,33
Al ₂ O ₃	15,30	17,41	16,56	16,37	11,64	18,64	18,20	14,32	15,21
Fe ₂ O ₃	3,50	2,10	1,82	1,42	1,28	1,43	0,73	0,48	0,14
FeO	11,00	15,44	8,39	3,07	1,01	3,21	4,45	2,30	2,08
MnO	0,30	0,34	0,10	0,08	0,05	0,07	0,11	0,05	0,04
MgO	6,50	2,91	5,69	1,08	0,92	2,59	2,03	1,32	0,98
CaO	12,00	8,74	11,27	3,81	1,77	5,59	4,30	2,23	3,16
Na ₂ O	2,08	2,50	2,04	4,42	4,42	5,22	4,36	4,46	4,54
K ₂ O	0,11	0,20	0,16	1,33	0,62	1,20	1,28	1,68	1,26
S _{заг}	0,03	–	0,03	–	0,18	0,04	сл.	сл.	сл.
P ₂ O ₅	0,11	0,53	0,12	0,09	0,06	0,39	0,08	0,11	0,11
CO ₂	–	–	–	–	0,62	0,30	1,02	–	0,24
H ₂ O ⁻	–	0,15	0,12	0,12	0,09	0,09	0,20	0,05	–
В.п.п.	1,00	0,79	0,99	0,97	0,38	0,80	0,12	0,85	0,46
Сумма	100,27	99,81	100,41	99,79	100,05	99,51	99,68	100,49	99,88
#mg	0,45	0,23	0,50	0,30	0,42	0,50	0,41	0,45	0,44

Примечания. Интрузивные породы в Софиевской ЗС: 1 – меланогаббро, скв. 837, инт. 290,5–301,9 м (обр. 93-118); 2 – габбро-диорит, скв. 837, инт. 177–186,5 м (обр. 93-120); 3 – диорит, скв. 819, гл. 118,8 м (обр. 93-259); 4 – плагиогранит, скв. 775, гл. 51 м (обр. 93-24); 5 – трондьемит, скв. 816/6, гл. 134,5 м (обр. 93-262). ТТГ Среднеприднепровского мегаблока: 6 – тоналит, Рыбальский карьер (обр. 87-563); 7 – диорит, Правобережный район, Ореховский участок, скв. 17846, инт. 187,5–188 м (обр. 87-603); 8 – плагиогранит, Коломыйцевский карьер (обр. 86/3); 9 – плагиогранит, с. Редуты, карьер (обр. 86/1). Химические анализы выполнены в лаборатории ИГМР НАН Украины.

Таблица 2 – Содержание элементов в интрузивных породах в Софиевской ЗС

мг/кг	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Li	н. опр.	10,2	7,43	17,8	0,71	19,7	17,5	–	22,0
Be	0,66	0,383	0,687	1,94	1,48	0,54	0,79	<1	0,63
Sc	н. опр.	37,4	23,3	6,51	0,513	6,7	11,6	–	3,1
V	305	177	30,9	45,4	8,51	60,5	176	33,2	18,1
Cr	86,9	286	6,83	18,7	1,5	27,9	17,1	6,51	7,4
Co	46,1	45,6	14,1	8,5	0,206	13,8	13,9	6,82	4,9
Ni	36,0	93,1	4,83	14,7	0,68	19,2	19,3	8,91	5,8
Cu	63,2	51,9	24,7	32,9	5,9	34,4	19,2	12,6	12,3
Zn	71,7	90,9	96,7	47,5	3,39	72,6	63,6	35,7	54,1
Ga	14,3	17,2	18,9	19,6	15,6	16,4	20,1	18,5	16,2
Rb	<2	1,86	1,37	52	8,65	21,5	37,8	27,5	34,0
Sr	82,4	135	136	172	90,5	865	381	185	301
Y	19,3	31,3	26,5	33,8	3,36	7,5	9,0	3,20	3,8
Mo	0,54	0,139	0,817	1,23	1,14	0,68	0,66	<1	0,41
Sb	<0,1	0,098	0,032	0,204	0,016	0,21	0,17	<0,5	0,31
Cs	0,10	0,219	0,056	1,5	0,044	0,27	0,7	0,37	1,1
Ba	11,7	54,1	82,7	191	259	544	356	359	391
La	4,11	6,71	12,1	14,8	2,49	20	10,1	23,4	14,3
Ce	10,6	16,7	27,5	28	4,24	39,6	21,1	42,4	25,8
Pr	1,41	2,58	3,89	3,57	0,499	4,5	2,5	4,17	2,5
Nd	6,61	12,5	17,5	14,3	1,97	18	10,5	13,1	8,8
Sm	1,96	3,68	4,56	3,37	0,44	3,0	2,4	1,99	1,4
Eu	0,61	1,03	1,75	0,871	0,125	0,95	0,58	0,56	0,46
Gd	2,56	3,49	4,02	3,49	0,459	2,2	2,1	1,64	1,1
Tb	0,46	0,792	0,85	0,692	0,086	0,28	0,31	0,20	0,15
Dy	3,18	4,99	4,83	5,05	0,568	1,5	1,8	0,82	0,66
Ho	0,67	1,05	0,979	1,04	0,121	0,28	0,32	0,13	0,13
Er	2,26	2,67	2,51	2,99	0,344	0,74	1,0	0,34	0,34
Tm	0,30	0,54	0,478	0,627	0,059	0,10	0,14	0,051	0,049
Yb	2,06	3,27	2,93	3,99	0,438	0,64	1,0	0,26	0,35
Lu	0,31	0,416	0,47	0,581	0,064	0,091	0,13	0,045	0,058
W	<0,15	0,159	0,192	0,492	0,083	0,13	0,4	<0,5	0,25
Pb	1,37	1,67	2,19	11,4	4,54	5,2	6,3	5,07	13,0
Th	<0,10	0,151	0,467	4,91	0,205	1,7	2,4	6,28	2,9
U	<0,05	0,06	0,675	1,45	0,134	0,32	0,87	0,62	0,44
Nb	4,93	3,84	8,51	7,27	1,86	2,7	5,0	4,49	3,0
Ta	0,23	0,296	0,546	0,531	0,092	0,095	0,49	3,20	3,8
Zr	29,4	30,7	308	108	64,1	127	90,2	4,49	3,0
Hf	0,85	0,845	5,75	2,27	1,53	3,0	2,3	0,53	0,29
Rb/Sr	0,024	0,014	0,010	0,30	0,096	0,03	0,1	0,15	0,11
Sr/Y	4,27	4,31	5,13	5,0	26,9	115,3	42,3	57,8	79,2
∑REE	37,1	60,41	84,367	83,371	11,903	91,88	53,98	89,106	56,10
Eu/Eu*	0,83	0,88	1,25	0,78	0,96	1,13	0,79	0,95	1,13
(La/Yb) _N	1,43	1,47	2,96	2,66	4,08	22,4	7,25	64,56	29,31

Библиографические ссылки

1. Бобров О.Б., Бестужев О.М., Кузь В.Д. Геологічна будова Софіївської зеленокам'яної структури (Середнє Придніпров'я, Український щит) // Мінер. ресурси України. 2004. № 4. С. 21–26.
2. Щербак Н. П., Артеменко Г. В. Лесная И. М., Пономаренко А. Н. Геохронология раннего докембрия Украинского щита (архей). Киев: Наук. думка, 2006. 321 с.
3. Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Saunders A. D., Norry M. J. Magmatism in the Ocean Basins, Geol. Society. Special Publication. 1989. N 42. P. 313–345.

УДК 551.3(478)

ЭПИГЕНЕЗ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ЮГО-ЗАПАДА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Э. Я. Жовинский, Н. О. Крюченко

Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н. П. Семенованко НАН Украины,
пр. акад. Палладина 34, 03142 Киев, Украина; zhovinsky@ukr.net

Для юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы характерно развитие вулканогенно-осадочных и осадочных формаций рифейского, вендского и палеозойского возраста с моноклинальным падением на юго-запад, под углом до 1° и горизонтально залегающих отложений меловой, частично палеогеновой и четвертичной систем.

Как было установлено ранее [1], индикатором эпигенеза осадочных пород юго-запада Восточно-Европейской платформы являются глинистые минералы. Их распределение в вертикальном разрезе (например, в осадочных породах верхнего протерозоя) находится в прямой зависимости от стадии эпигенетического преобразования пород, что, в свою очередь, связано с глубиной их залегания. Для эпигенеза характерны определённые процессы преобразования глинистого вещества: на начальных его стадиях (глубина 200–500 м) протекают процессы каолинизации, монтмориллонитизации, диккитизации и образование гидрослюд; на более высоких стадиях отмечается полная гидрослюдизация каолинита, монтмориллонита и начинается хлоритизация (глубина 1 500–2 000 м). В этих условиях в глинистых породах полностью исчезают каолинит, монтмориллонит и диккит. На глубине более 2 000 м среди глинистых минералов преобладает хлорит.

В эпигенетическом преобразовании глинистых пород основным фактором является гидростатическое давление, а песчаных – подземные воды. Это подтверждается закономерностью изменения пористости пород.

При изучении влияния различных факторов на эпигенетическое преобразование осадочных пород юго-запада Восточно-Европейской платформы установлена ведущая роль гидрохимических процессов, связанных с деятельностью подземных вод. Активность воздействия подземных вод на вмещающие породы определяется химическим составом и гидрогеологическим режимом, а также минеральным составом пород. От этого в значительной мере зависят условия равновесия в системе раствор-порода. Необходимо отметить, что наиболее интенсивные эпигенетические преобразования связаны, главным образом, с зонами тектонических нарушений. Естественно, что указанные факторы эпигенетического преобразования осадочных

пород будут влиять на перераспределение в них различных элементов. Так как на изучаемой территории находятся десятки рудопроявлений флюорита, приоритетным направлением исследований является изучение геохимических особенностей F при процессах эпигенеза.

Геохимическое поведение F при эпигенезе осадочных образований обусловлено, в первую очередь, особенностями эпигенетического преобразования самих пород и их породообразующих минералов. Содержание этого элемента в глинистых породах почти не изменяется с глубиной, в песчанистых – слабо уменьшается, а в карбонатных – резко падает. Т. е, из пород, прежде всего, удаляется F водорастворимых соединений, в меньшей степени – F рассеянных фосфатов, и полностью сохраняется F глинистых минералов.

Эпигенетическое перераспределение F при определённых физико-химических условиях среды приводит к образованию флюорита, часто промышленных концентраций. Например, флюоритовые рудопроявления в Приднестровье встречаются в песчаниках верхнего протерозоя – вендского комплекса (ольчедаевские, ямпольские слои). Они развиты в Подольской тектонической зоне и площадь их распространения охватывает значительную территорию. Так, фтороносные песчаники Бахтынского месторождения содержат до 48,7 % флюорита. Флюорит встречается здесь только в виде цемента просачивания, что указывает на более позднее его выделение из растворов, циркулирующих по породе. Эпигенетическое образование флюорита происходило при взаимодействии фторсодержащих вод и кальцитсодержащих обломочных пород. Кальциевым геохимическим барьером мог служить карбонатный цемент песчаников. Так как форма вновь образованных кристаллов флюорита кубическая, получающаяся при более или менее одинаковом соотношении в растворе Ca^{2+} и F^- , можно предположить, что содержание F в рудообразующих растворах было невысоким, порядка $n \cdot 10^2$ мг/дм³ [1].

Установлено [2], что своеобразным индикатором литогенеза является содержание F в биотитах и гидробиотитах осадочных пород. Определённая скорость выноса F из биотитов характерна для каждой зоны литогенеза. При медленном выносе F биотиты преобразуются в гидробиотиты, что характерно для биотитов тех зон литогенеза, где породы не были связаны с тектоническими нарушениями и вулканической активизацией, а постепенно погружались. При быстром выносе F биотиты слабо гидратируются, что типично для осадочных пород, расположенных в зонах тектонических нарушений с пульсирующей активизацией, резко изменяющей физико-химические условия среды. Скорость выноса F является показателем этапов литогенеза и позволяет отделять геохимические особенности этого процесса, что важно для познания закономерностей геохимической дифференциации и интеграции рудного вещества.

Говоря про геохимическую составляющую кристаллических пород территории флюоритовых рудопроявлений – Бахтын, Новая Ушица, Миньковцы, Вищеольчедаев, Хоньковцы, Жеребиловка, Грабаровка, изучен их микроэлементный состав (Be, Ag, Ni, Co, Li, Cu, La, Cr, Ga, Mn, Pb, Sn, Ba, Y, Mo, Nb, Ce, Zr, Ti). Установлены типовые ассоциации элементов-примесей в кристаллических породах [2]: гнейсы пироксен-плагноклазовые – Ag, Co; гнейсы гранат-биотитовые – Ni, Be, Li; чарнокиты (граниты, гранодиориты) – Cu, Ni; граниты розово-серые, разномерных к пегматоидных – Li, Cu, La, Ni; граниты гранат-биотитовые – Cr, Ni; граниты чудновбердичевские – Ba, Ga, Co, Cu, Be, Ni. Определено, что рудные тела обеднены микроэлементами, относительно вмещающих песчаников, с которыми контактируют.

Аномальное содержание микроэлементов фиксируется по периферии флюоритовых залежей, что является индикатором для определения их расположения.

Проведено сопоставление флюоритовых руд (по содержанию микроэлементов) различной текстуры – сферолитовой и вкрапленной. Установлено, что флюоритсодержащие песчаники вкрапленной текстуры обеднены микроэлементами, а сферолитовой – обогащены. Согласно чего, можно утверждать, что наиболее перспективными являются рудопроявления сферолитовой текстуры.

Выводы. Освещены результаты исследований эпигенеза осадочных пород юго-запада Восточно-Европейской платформы. Исходя из того, что изучаемая территория является фтороносной провинцией и характеризуется наличием рудопоявлений флюорита, изучено распределение F в осадочных породах и определена его роль, как индикатора процессов эпигенеза и рудообразования.

Библиографические ссылки

1. Жовинский Э. Я. Геохимия фтора в осадочных формациях юго-запада Восточно-Европейской платформы. Киев: Наук. думка, 1979. 200 с.

2. Жовинський Е. Я., Крюченко Н. О., Жук О. А. та інші. Геохімічна характеристика (мікроелементний склад) Бахтинського родовища флюориту // Геохімія та рудоутворення. 2018. Вип. 29. С. 16–23.

УДК 553.041

МЕТОДИКА ИНТЕГРАЛЬНОЙ ОЦЕНКИ ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ПОИСКОВЫХ БЛОКОВ И УЧАСТКОВ ЧАСТОТНО-РЕЗОНАНСНЫМ МЕТОДОМ ОБРАБОТКИ СПУТНИКОВЫХ СНИМКОВ

Н. А. Якимчук¹, С. П. Левашов², И. Н. Корчагин³

¹Центр менеджмента и маркетинга в области наук о Земле при ИГН НАН Украины, пер. Лабораторный 1, 01133 Киев, Украина; yakymchuk@gmail.com

²НВП «Геопром», пр. Героев Сталинграда 10А, 04210 Киев, Украина

³Институт геофизики им. С. И. Субботина НАН Украины, пр. Палладина 32, 03680 Киев, Украина; korchagin.i.n.@gmail.com

При подготовке к морской антарктической экспедиции 2018 г. началась целенаправленная апробация технологии интегральной оценки перспектив обнаружения скоплений углеводородов (УВ) и рудных полезных ископаемых с использованием модифицированных методов частотно-резонансной обработки данных дистанционного зондирования Земли (спутниковых снимков) и фотографий [2–4, 8–10], а также усовершенствованной методики вертикального, частотно-резонансного зондирования (сканирования) разреза с целью определения глубин залегания и мощностей различных типов пород (осадочных, метаморфических, магматических) и прогнозируемых скоплений (залежей) УВ и рудных полезных ископаемых. Эта прямопоисковая технология активно применялась при проведении геофизических исследований с борта судна, где она прошла дополнительную апробацию. Полученные в экспедиции (на судне) результаты подтвердили её работоспособность и эффективность.

В последнее время для демонстрации потенциальных возможностей технологии интегральной оценки перспектив обнаружения скоплений УВ в пределах круп-

ных блоков и локальных участков с её использованием были проведены поисковые исследования демонстрационного характера в различных нефтегазоносных бассейнах, в том числе и в Ханты-Мансийском автономном округе (ХМАО, Западная Сибирь). Целесообразность проведения исследований на этой территории обусловлена несколькими обстоятельствами. Во-первых, на этой территории ведётся интенсивная добыча УВ. В многочисленных научных статьях и в материалах научных конференций активно обсуждаются и дискутируются проблемы нефтегазоносности доюрского основания региона, а также добычи нефти из баженоской свиты [1, 5–7]. Результаты исследований на поисковом блоке в ХМАО представлены и анализируются ниже.

Методы исследований. Мобильная прямопоисковая технология частотно-резонансной обработки и декодирования данных ДЗЗ (спутниковых снимков) и фотографий [2–4, 8–10] на протяжении многих лет активно используется при проведении поисковых работ на различные полезные ископаемые, а также экспериментальных исследований различного характера. Отдельные компоненты (методы) этой технология разработаны на принципах «вещественной» парадигмы геофизических исследований [4], сущность которой заключается в поиске конкретного (искомого в каждом отдельном случае) вещества – нефти, газа, газоконденсата, золота, железа, воды, и т. д.

В модифицированных версиях методов частотно-резонансной обработки спутниковых снимков и фотографий, а также вертикального зондирования (сканирования) разреза используются базы (наборы, коллекции) химических элементов, минералов, пород и полезных ископаемых (фотографии конкретных образцов). Так, используемая коллекция образцов нефти включает 117 экземпляров, газоконденсата – 15 образцов.

База данных осадочных пород состоит из следующих групп: 1) обломочные породы – псефиты, конгломераты мономинеральные (22 образца); 2) обломочные породы – псаммиты (18); 3) обломочные породы: алевриты, аргиллиты, глины (6); 4) обломочные и глинистые породы: аргиллиты каолиновые (6); 5) обломочные породы – глинистые: глины каолиновые (10); 6) осадочно-вулканокластические породы (9); 7) карбонатные породы – известняки (24); 8) карбонатные породы – доломиты (11); 9) карбонатные породы – мергели (10); 10) кремнистые породы (13); 11) соль (3); 12) уголь (3).

База данных магматических и метаморфических пород включает 18 отдельных блоков пород: 1) группа гранитов и риолитов (29 образцов); 2) группа гранодиоритов и дацитов (7); 3) группа сиенитов и трахитов (18); 4) группа диоритов и андезитов (14); 5) породы группы лампрофиров (14); 6) группа габбро и базальтов (32); 7) группа бесполевошпатовых бесфельдшпатоидных ультрамафических пород (20); 8) группа фельдшпатоидных сиенитов и фонолитов (23); 9) группа фельдшпатоидных габброидов и базальтоидов (6); 10) группа бесполевошпатовых фельдшпатоидных ультрамафических и мафических пород (10); 11) группа кимберлитов и лампроитов (20); 12) несиликатные породы: группа карбонатитов (8); 13) метаморфические породы группы гранулитов (10); 14) метаморфические породы группы гнейсов (26); 15) метаморфические породы группы кристаллических сланцев (44); 16) метаморфические породы группы микро-кристаллических сланцев (филлитов) (11); 17) метаморфизованные породы группы аспидных сланцев (2); 18) железная руда (5).

Достаточно часто при проведении исследований дополнительно используются отдельные химические элементы и минералы: водород, углерод, гелий, кислород,

золото, алмаз, янтарь, железо, а также группы (наборы) минералов кислорода, водорода, алюминия.

Отметим также, что состав перечисленных выше групп пород, минералов, а также отдельных химических элементов может быть расширен за счёт добавления в их наборы других образцов из различных регионов (в том числе и фотографиями пород из обнажений, а также керн из пробуренных скважин).

Последовательность обработки отдельных снимков. При проведении частотно-резонансной обработки снимков (фотографий) участков обследования или их фрагментов выполняется следующая последовательность действий: 1) с использованием имеющихся фотографий образцов УВ (нефти, газоконденсата и газа) устанавливалось наличие (или отсутствие) в пределах блока (участка) обследования возможных скоплений нефти, газа и конденсата; 2) фиксируются сигналы (отклики) от присутствующих в точке сканирования осадочных пород различного типа; 3) фиксируются сигналы (отклики) от магматических и метаморфических пород; 4) вертикальным сканированием разреза определяются глубины залегания аномально поляризованных пластов типа «нефть», «газ», «газоконденсат»; 5) проводится определение глубин залегания установленных в пределах участков обследования разновидностей (типов) осадочных пород; 6) осуществляется определение глубин залегания выявленных на участках изучения магматических и метаморфических пород.

Результаты интегральной оценки. Спутниковый снимок блока территории в ХМАО представлен на рис. Прямоугольными контурами на снимке показаны фрагменты блока, обработка которых выполнялась дополнительно. Частотно-резонансная обработка спутникового снимка блока проводилась в несколько этапов.

На первом этапе оценивались перспективы нефтегазоносности всего блока в целом, на втором этапе – относительно крупного фрагмента площади в центре блока (голубой прямоугольник), на третьем – двух относительно небольших локальных участков (красный и розовый прямоугольники).

На начальном шаге первого этапа исследований в пределах всего крупного блока на рис. 4 зафиксированы аномальные отклики на резонансных частотах нефти, газоконденсата, газа, гелия, углерода, водорода и янтаря(!). Сигналы на частотах золота и алмазов отсутствовали.

На следующем шаге работ с поверхности (0,0 км) осуществлялась регистрация сигналов (откликов) от присутствующих в разрезе исследуемого блока осадочных и магматических (метаморфические включая) пород. Сигналы зарегистрированы от всех имеющихся в базе групп осадочных пород: 1–5(сильный), 6–12(хороший). Установлено также наличие в разрезе блока (зафиксированы отклики) от 6–9 групп магматических пород.

Процедура установления в пределах блока наличия (или отсутствия) вертикальных каналов миграции флюидов и минерального вещества была проведена путем регистрации (фиксации) сигналов от используемых групп осадочных и магматических пород на поверхности (глубине) 250 км. На этой поверхности зафиксированы отклики от 7 группы магматических пород и 1–5, 9–11 групп осадочных пород. Эти результаты позволяют предположить о наличии в пределах блока обследования вертикальных каналов, заполненных (1) ультрамафическими породами, (2) обломочными осадочными породами (песчаники, глины и т. д.), (3) карбонатными породами (мергели) и (4) солью. На таком крупном блоке выделено всего четыре типа вертикальных каналов миграции флюидов и минерального вещества.

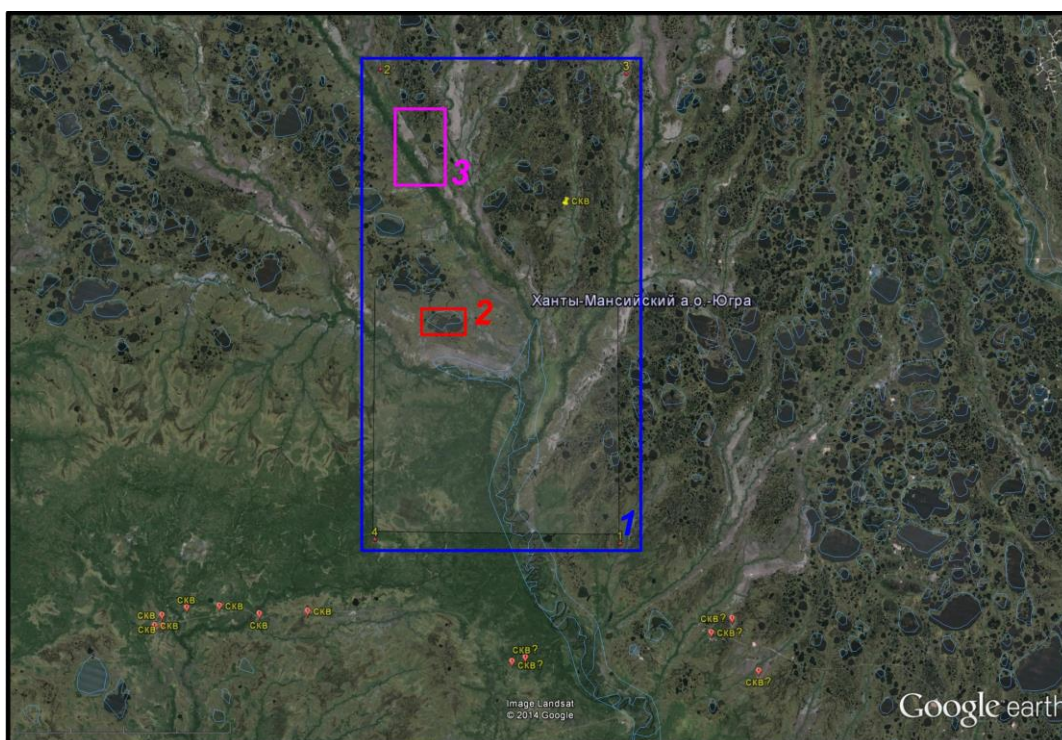


Рисунок – Спутниковый снимок крупного блока обследования в ХМАО (Западная Сибирь)

На завершающем шаге обработки снимка всего блока вертикальным сканированием разреза выполнена оценка глубин залегания прогнозируемых нефтяных пластов (аномально поляризованных пластов типа «нефть»). Начиная с поверхности, с шагом сканирования 1 м выделены следующие перспективные интервалы: 160–270 м; 300–430 м; 540–650 м; 730–970 м; 1,300–1,400 км; 1,760–3,200 км; 3,680–4,480 км; 5,000–6,150 км; 6,650–7,500 км; 8,670–9,710 км; 11,000–16,500 км. Далее, после перехода на шаг 10 м сигналы нефти регистрировались, начиная с 18,700 км; после 20 км был переход на шаг 50 м; после 56,800 км – переход на шаг 1 м; сигналы фиксировались до 57,030 км.

На глубине 57 км были зафиксированы сигналы от янтаря(!), а на глубине 60 км – от водорода и кислорода.

На втором этапе работ частотно-резонансная обработка спутникового снимка относительно крупной фрагменты территории обследования проведена не в полном объеме.

Здесь зафиксированы аномальные отклики (сигналы) на резонансных частотах нефти, газоконденсата, газа, кислорода, угля, водорода и янтаря(!). Сигналы на частотах золота и алмазов отсутствовали. Установлено также наличие в пределах блока обследования вертикальных каналов, заполненных (1) ультрамафическими породами, (2) обломочными осадочными породами (песчаники, глины и т. д.). Оценка интервалов залегания прогнозируемых пластов нефти не проводилась.

На третьем, заключительном этапе работ проводилась оценка перспектив нефтегазосности небольших локальных участков в пределах крупного блока обследования.

В пределах локального участка 2 (рис.) аномальных откликов (сигналов) на резонансных частотах нефти, газоконденсата и газа не обнаружено. В связи с этим, дальнейшая обработка снимка этого локального фрагмента не проводилась; для бо-

лее полного обследования был взят третий локальный участок на рис. (розовый прямоугольник).

В пределах этого участка зафиксированы аномальные отклики (сигналы) на резонансных частотах нефти, газа и газоконденсата, а отклики на частотах гелия и кислорода отсутствовали.

На локальном участке 3 (рис.) установлено наличие в разрезе осадочных пород из групп 1–5, 8, 11, а магматических – из групп 6 и 7.

Сканированием разреза с одновременным использованием образцов нефти и песчаников 2 (2 группа осадочных пород) получены аномальные отклики из следующих интервалов глубин: с 0 км, шаг 1 м: 170–470 м; 1,150 км – (на 1,900 км – интенсивный сигнал) – 2,020 км; (далее шаг 5 м) 3,100–3,800 км; 7,700–9,600 км; (далее шаг 10 м) 11,800–13,950.

Установлены глубины расположения глин из групп осадочных пород при сканировании с шагом 10 см: группа 3 – 10–130 м; группа 4 – до 200 м не обнаружено; группа 5 – с 5 м до 150 м.

Группа 8 осадочных пород (доломиты) зафиксированы зондированием с шагом 10 м с поверхности в интервале глубин 16,800–19,100 км. Сигналы на частотах соли (группа 11 осадочных) при сканировании с шагом 1 м, начиная 19,100 км, получены на глубинах 19,120–19,740 км. Породы группы габбро (группа 6 магматических) с шагами сканирования 1 м, 10 м и 100 м прослежены в интервале 19,800–109,000 км. Сигналы от ультрамафических пород (группа 7 магматических) зафиксированы сканированием с шагами 1 м и 100 м в интервале с 109,150 км до 194,200 км (начало слоя плавления пород.). В пределах этого локального участка слой плавления расположен в интервале глубин 194,200–219,000 км.

Краткие комментарии.

1. Проведённые исследования в пределах крупного блока на территории ХМАО носят сугубо демонстрационный характер; их можно считать ещё одним из этапов масштабной апробации супер-мобильной технологии частотно-резонансной обработки спутниковых снимков и фотографий с целью поисков и разведки скоплений УВ в традиционных и нетрадиционных коллекторах в различных горизонтах (в том числе и глубинных) разреза. Значительное количество отдельных процедур обработки спутниковых снимков при проведении работ на этой площади не было задействовано.

2. Стандартная процедура (последовательность) обработки как всего снимка участка в целом, так и отдельных его локальных фрагментов была реализована в неполном объёме.

3. Не оценивались сканированием разреза глубины залегания и мощности прогнозируемых скоплений газоконденсата, газа и янтаря.

4. Не были использованы в процессе обработки многочисленные материалы геолого-геофизических исследований в регионе – фотографии образцов пород и керн из различных горизонтов разреза, а также образцов нефти, газоконденсата и газа. Включение фотографий образцов нефти, газа и конденсата, а также образцов различных типов осадочных, метаморфических и магматических пород в используемые в процессе обработки снимков (фотографий) поисковых блоков и участков базы данных будет способствовать повышению достоверности и информативности исследований.

5. Технология интегральной оценки перспектив нефтегазоносности крупных блоков проходила также апробацию на территории Украины, Беларуси, Литвы, а

также в других регионах. С её использованием в пределах Украинского щита под верхним слоем гранитов выделена мощная толща осадочных пород, а также оценены перспективы обнаружения скоплений УВ в большинстве областей Украины. При обработке спутниковых снимков Республики Беларусь и Литвы зафиксированы отклики на резонансных частотах газа, нефти и газоконденсата, а также группы гранитов на глубине 250 км. Однако на территории Республики Беларусь такую оценку целесообразно провести для каждой области отдельно.

Выводы. Приведённые результаты исследований демонстрируют работоспособность и эффективность прямопоисковой технологии частотно-резонансной обработки спутниковых снимков при поисках скоплений УВ на суше и в акваториях шельфа. Применение этой мобильной технологии на начальных этапах поисковых работ позволит в пределах закартированных аномалий типа «залежь УВ» проводить сейсмические исследования 3Д повышенной детальности. Использование технологии для дополнительной оценки перспектив нефтегазоносности выявленных сейморазведкой структур и объектов предоставит возможность оптимизировать расположение первых поисковых скважин. Целенаправленное использование технологии при поисках и разведке скоплений УВ позволит ускорить и оптимизировать в целом геологоразведочный процесс на углеводородные ресурсы.

Библиографические ссылки

1. Бембель С. Р. Геология и картирование особенностей строения месторождений нефти и газа Западной Сибири. Тюмень: ТИУ, 2016. 215 с.
2. Левашов С. П., Якимчук Н. А., Корчагин И. Н. Новые возможности оперативной оценки перспектив нефтегазоносности разведочных площадей, труднодоступных и удалённых территорий, лицензионных блоков // Геоинформатика. 2010. № 3. С. 22–43.
3. Левашов С. П., Якимчук Н. А., Корчагин И. Н. Оценка относительных значений пластового давления флюидов в коллекторах: результаты проведённых экспериментов и перспективы практического применения // Геоинформатика. 2011. № 2. С. 19–35.
4. Левашов С. П., Якимчук Н. А., Корчагин И. Н. Частотно-резонансный принцип, мобильная геоэлектрическая технология: новая парадигма геофизических исследований // Геофиз. журн. 2012. Т. 34, № 4. С. 167–176.
5. Тимурзиев А. И. Фундаментная нефть Западной Сибири: реальность и альтернативы // Горные ведомости. 2016. № 5–6, С. 100–118.
6. Тимурзиев А. И. Альтернативы «сланцевого» сценария развития ТЭК России на основе глубинной парадигмы нефтегазовой геологии // Геофиз. журн. 2018. Т. 40, № 4. С. 133–154.
7. Шустер В. Л., Пуланова С. А. Обоснование перспектив нефтегазоносности юрско-палеозойских отложений и образований фундамента Западной Сибири // Георесурсы. 2016. Т. 18, № 4. Ч. 2. С. 337–345.
8. Levashov S. P., Yakymchuk N. A., Korchagin I. N., Bozhezha D. N. Application of mobile and direct-prospecting technology of remote sensing data frequency-resonance processing for the vertical channels of deep fluids migration detection // NCGT J. 2017. Vol. 5, N 1. P. 48–91.
9. Levashov S., Yakymchuk N., Korchagin I. On the Possibility of Using Mobile and Direct-Prospecting Geophysical Technologies to Assess the Prospects of Oil-Gas Content in Deep Horizons. Oil and Gas Exploration: Methods and Application / S. Gaci and O. Hachay Editors. April 2017, American Geophysical Union. 2017. P. 209–236.
10. Yakymchuk N. A., Levashov S. P., Korchagin I. N., Bozhezha D. N. Mobile Technology of Frequency-Resonance Processing and Interpretation of Remote Sensing Data: The Results of Application in Different Region of Barents Sea. Offshore Technology Conf. Arctic Technology Conf., 23–25 March, Copenhagen, Denmark, 2015. URL: <https://www.onepetro.org/conference-paper/OTC-25578-MS> (дата обращения: 1.03.2019).

ЛУБЕНСКИЙ КЛИМАТОЛИТ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО РАЗРЕЗА УКРАИНЫ: ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ И ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ

Е. А. Сиренко

Институт геологических наук НАН Украины,
ул. Олесь Гончара, 556, 01054 Киев, Украина; o_sirenko@ukr.net

В Украине отложения неоплейстоцена в субэаральной фации представлены ископаемыми почвами и лёссами.

Лубенский климатолит впервые установлен В. И. Крокосом как сульско-тилигульский интервал без указания стратотипа [3]. Позже М. Ф. Векlichem назван по г. Лубны Полтавской обл., вблизи которого находится стратотип – разрез у с. Вязовок [1]. По данным Н. А. Сиренко [5], в субэаральных фациях представлен почвенной свитой из двух почв оптимальной стадии (Ib_{b1} , Ib_{b2}) и почвы заключительной стадии (Ib_c), которая иногда отделяется от оптимальных почв маломощным прослоем лёссовидного суглинка. В процессе дальнейших исследований в полных разрезах установлено наличие ещё одного маломощного лёссовидного прослоя, разделяющего почвы раннего и позднего оптимумов педогенеза [6]. Почвы средне- и тяжёлосуглинистые по гранулометрическому составу. Наиболее представительны в разрезах почвы позднего оптимума и заключительной стадии педогенеза. Почвы раннего оптимума в разрезах ряда регионов встречаются лишь в виде пятен. Общая мощность 0,5–5,2 м, в некоторых разрезах достигает 6 м. Породы лубенского климатолита характеризуются прямой и аномальной полярностью и сформировались в эпоху прямой полярности Брюнес [10]. Стратиграфическим эквивалентом ископаемых почв в субаквальной фации является аллювий теплой фазы шестой надпойменной террасы. В стратиграфической схеме четвертичных отложений Украины лубенский климатолит относится к нижнему неоплейстоцену [8]. В разрезах залегает на сульских и покрывается тилигульскими лёссами и лёссовидными суглинками нижнего неоплейстоцена.

Лубенские отложения комплексно изучены нами в 10 разрезах, расположенных в пределах крупных тектонических структур Украины: Волыно-Подольской плиты, Украинского щита (УЩ), Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ), Донецкого складчатого сооружения. Наибольшее количество фактического материала получено для разрезов Украинского щита. Наиболее представительные разрезы лубенских отложений изучены в пределах ДДВ и Донбасса. Палеопедологические исследования лубенских отложений Донбасса и центральной части ДДВ выполнены нами совместно с Н. А. Сиренко, северо-западной части ДДВ, УЩ – совместно с Б. Д. Возгриным, Волыно-Подольской плиты – с А. Б. Богуцким. Для отложенной лубенского климатолита всех изученных разрезов автором проведены детальные палинологические исследования. Приводим краткую литологическую характеристику субэаральных фаций лубенского климатолита изученных регионов.

В пределах центральной части Донецкого складчатого сооружения климатолит представлен педогоризонтом, состоящим из трёх почв, разделённых маломощными (0,2–0,4 м) прослоями лёссовидных суглинков. Почвы раннего оптимума коричневатобурые, плотные, ореховатой структуры. Почвы позднего оптимума чернозёмовидные, луговые, глубоко внедряются в нижние. Почвы заключительной стадии пе-

догенеза серовато-коричневой окраски, маломощные (0,4–0,5 м), без чётко выраженной структуры. По гранулометрическому составу почвы тяжёлосуглинистые, иногда опесчанены. Мощность, в зависимости от рельефа, колеблется в пределах 1,0–4,5 м.

В центральной части ДДВ климатолит представлен педогоризонтом из трёх почв, иногда разделённых прослоями лёссовидных суглинков. В зависимости от геоморфологического положения, почвы раннего оптимума бурые, почвы позднего оптимума чернозёмовидные, лугово-чернозёмовидные, луговые тёмно-серой до черной окраски, почвы заключительной стадии серовато- и серобурые. Все почвы тяжёлосуглинистые. Характерной особенностью почвы позднего оптимума является глубокопоточная нижняя граница в виде трещин, глубоко проникающих в почву раннего оптимума. Общая мощность педогоризонта 0,5–3 м.

В северо-западной части ДДВ климатолит представлен педогоризонтом, состоящим из двух почв климатических оптимумов и почвы заключительной стадии педогенеза, в наиболее полных разрезах, разделённых маломощными лёссовидными прослоями. Почвы, раннего оптимума – бурые лесные, позднего оптимума – чернозёмовидные, заключительной стадии – светло-бурые, преимущественно среднесуглинистые. Общая мощность 1,0–4,0 м.

В пределах Волыно-Подольской плиты климатолит представлен педогоризонтом, состоящим из трёх почв: Ib_{b1} – почвы коричнево-бурой, тяжёлосуглинистой, разбитой клиньями вышележащей почвы, вследствие чего сохранившейся лишь в виде пятен; Ib_{b2} – почвы тёмно-серой, тяжёлосуглинистой, с глубоко поточной нижней границей; Ib_{bc} – почвы светло-бурой, среднесуглинистой, слабо уплотнённой. Общая мощность 5,2 м.

В пределах УЩ климатолит представлен педогоризонтом, в полных разрезах, состоящим из трёх ископаемых почв. Почвы раннего оптимума в северной части региона бурые и серые лесные, в центральной и южной частях – красновато-бурые, буровато-коричневые, красновато-коричневые. Согласно полученных нами данных, в составе лубенского климатолита ряда разрезов региона исследований может встречаться две почвы позднего оптимума. Нижние почвы позднего оптимума лугово-чернозёмовидные, чернозёмовидные выщелоченные в северной и центральной частях региона, на юге – коричневые и красновато-коричневые. Верхние почвы позднего оптимума и заключительной стадии педогенеза в северной части региона бурые лесные и буровато-коричневые – в центральной и южных частях. В ряде разрезов встречаются почвенные отложения (почвенный делювий) лубенского возраста. По гранулометрическому составу почвы педогоризонта преимущественно тяжёлосуглинистые, реже – среднесуглинистые. Мощность педогоризонта составляет 0,5–4,2 м.

В качестве примера приводим палинологическую характеристику лубенских отложений в двух разрезах. Первый, наиболее полный, находится в пределах Донецкого складчатого сооружения и расположен у г. Луганска. Вторым менее представлен, но территориально наиболее приближен к границе Беларуси и расположен в пределах северной части УЩ (Житомирское Полесье) у г. Коростышев Житомирской обл.

В разрезе у г. Луганска лубенский климатолит прослежен в интервале 9,1–4,5 м и представлен педогоризонтом состоящим из двух почв климатических оптимумов (Ib_{b1} , Ib_{b2}) и почвы заключительной стадии педогенеза (Ib_{bc}), а также лёссовидных прослоев их разделяющих:

9,1–6,9 м lb_{b1} – почва коричнево-бурая, тяжёлоуглинистая, плотная, ореховатой структуры, без видимых форм карбонатов, нижняя граница потечная;
6,9–6,5 м lb_{b1}-lb_{b2} – лёссовидный суглинок, тяжёлый, несколько светлее по окраске по сравнению с нижележащей почвой;
6,5–5,3 м lb_{b2} – почва тёмно-коричневая с серым оттенком, в нижней части профиля тяжёлоуглинистая, в верхней – глинистая, мелкоореховатой структуры. В нижней части профиля прослеживается чёткий карбонатный горизонт. Нижняя граница глубоко-потечная, клинья её проникают в нижележащие лёссовидный суглинок и почву на глубину 1,5 м;
5,3–5,0 м lb_{b2}-lb_c – лёссовидный суглинок серовато-бурый, глинистый, без чётко выраженной структуры, с мучнистыми формами карбонатов;
5,0–4,5 м lb_c – почва заключительной стадии педогенеза, светло-серая, тяжёлоуглинистая, с мучнистыми формами карбонатов и мелкими кристаллами гипса.

В составе спектров, характеризующих почву раннего оптимума (9,1–6,9 м) пыльца древесных пород находится в пределах 37,4–42,8 %, травянистых растений – 57,2–62,3 %. Для всех спектров характерно присутствие пыльцы влаголюбивых лиственных растений *Carpinus* cf. *betulus* L., *Tilia* cf. *platyphyllos* Scop., *Fraxinus* sp., а также появление пыльцевых зёрен *Picea* sect. *Eupicea* Willkm. Широколиственные растения умеренно-теплой зоны и кустарники представлены пыльцой *Quercus* spp. (1,3–2,1%), *Corylus* cf. *avellana* L. (4,1–6,4 %). Пыльца термофильных растений (0,8–1,9 %) принадлежит *Juglans* sp. По сравнению со спектрами из нижележащей мартоношской почвы, возросла роль пыльцы растений умеренной зоны: *Alnus* spp. (2,4–2,9 %) и *Betula* spp. (2,4–3,6 %). Пыльца *Pinus* sp. subg. *Diploxylon* Koehne. составляет 22,9–27,4 %. В группе травянистых растений, помимо *Chenopodiaceae* (21,3–26,8 %), *Artemisia* spp. (9,9–13,1 %) и *Asteraceae* (4,6–6,7 %) значительная роль принадлежит пыльце *Rosaceae* (11,2–13,4 %), в меньших количествах встречаются пыльцевые зёрна *Ranunculaceae* (0,8–1,4 %), *Poaceae*, *Apiaceae*, *Lamiaceae*, *Polygonaceae*, *Solanaceae*. Вновь появилась пыльца гидро- и гигрофитов: *Typha* sp. (1,5–2,6 %) и *Sparganium* sp. (0,7–2,1 %), а также споры *Polypodiaceae* (0,7–1,6 %).

В составе спорово-пыльцевого спектра, характеризующего лёссовидный прошлой (6,9–6,5 м), разделяющий ранне- и позднеоптимальные почвы возросла роль травянистых растений до 65,2 %, преимущественно за счёт *Chenopodiaceae*, *Asteraceae* и *Artemisia* spp. Заметно обеднился таксономический состав пыльцы широколиственных пород, представленных лишь *Quercus robur* L. Пыльца термофильных растений, а также споры, не обнаружены.

В составе спорово-пыльцевых спектров, характеризующих почву позднего оптимума (6,5–5,3 м) преобладают пыльцевые зёрна травянистых растений (62,3–57,2 %), доминанты в этой группе, по сравнению с ранее описанными спектрами, не изменились – *Chenopodiaceae*, *Asteraceae* и *Artemisia* spp. В то же время, сократилась роль и таксономическое разнообразие пыльцы разнотравья, а также гидро- и гигрофитов, представленных лишь единичными пыльцевыми зёрнами *Typha* sp. В группе древесных пород (34,2–42,1 %) по-прежнему доминировали пыльцевые зёрна *Pinus* sp. subg. *Diploxylon* Koehne. (25,8–29,8 %), однако, уже не отмечена пыльца *Picea* и других влаголюбивых растений – *Carpinus* *betulus* L., *Fraxinus* sp. Возросла роль пыльцы *Quercus* spp., *Tilia* spp. и *Juglans* spp., одновременно сократилось количество пыльцевых зёрен растений умеренной зоны – *Alnus* spp. (до 1,9 %) *Betula* spp. (до 0,9 %). Споры не обнаружены.

Спорово-пыльцевые спектры, отвечающие лёссовидному прослою, разделяющему почвы оптимума (5,3–5,0 м) и заключительной стадии педогенеза и характеризующие почву заключительной стадии педогенеза (5,0–4,5 м) отличаются обедненным таксономическим составом, как пыльцы древесных пород, так и травянистых растений. Основное различие состоит в более высоком количестве пыльцы *Betula* spp. (5,4 %) в составе спектров, характеризующих лёссовидный прослой, а также присутствию пыльцевых зёрен *Corylus* cf. *avellana* L. (1,8 %) и *Typha* sp. (1,8 %) в спектрах из ископаемой почвы. Доминанты среди пыльцы травянистых растений, по сравнению с предыдущими спектрами не изменились, сократилась лишь роль пыльцевых зёрен разнотравья. Споры не обнаружены.

В разрезе у г. Коростышев лубенский климатолит прослежен в интервале 7,0–5,5 м и представлен педогоризонтом, состоящим из двух почв раннего (Ib_{b1}) и позднего (Ib_{b2}) оптимумов:

- 7,0–6,1 м Ib_{b1} – бурая лесная почва с признаками гидроморфизма среднесуглинистая, с ореховато-призматической структурой;
- 6,1–5,5 м Ib_{b2} – почва тёмно-бурого цвета с серыми и охристыми пятнами, среднесуглинистая до тяжёлой, мелкоореховатой структуры.

В составе СПК, характеризующем лубенский педогоризонт пыльца древесных пород составляет 68,7–69,4 % (преимущественно за счёт *Pinus* spp. – 51,7–54,3 %). Почти во всех спектрах доминирует пыльца *Pinus* spp. subg. *Diploxylon* Koehne., и лишь в одном спектре встречаются пыльцевые зёрна *Pinus* sp. sect. *Cembrae* Spach. и *Pinus* sp. sect. *Strobus* Schaw. В отличие от мартоношского СПК, в описываемом комплексе не отмечены пыльцевые зёрна *Carpinus* cf. *betulus* L. и *Fagus*. Необходимо отметить, что по соотношениям основных групп пыльцы (древесных пород, травянистых растений и споровых) все спектры установленного СПК почти идентичны. В то же время, по соотношениям внутри групп – несколько различаются.

Отличительной особенностью спорово-пыльцевых спектров, характеризующих почву раннего оптимума (7,0–6,1 м) является высокий процент содержания пыльцы лиственных растений умеренной зоны (10,1–11,3 %), и незначительное участие пыльцы широколиственных пород умеренно-теплой зоны (4,5–4,8 %). Из этой группы отмечены пыльцевые зёрна *Tilia* cf. *cordata* Mill. (1,3–2,0 %), *Quercus* sp. (1,3–1,4 %). Пыльца кустарников принадлежит *Corylus* sp. (1,3–1,4 %) и *Elaeagnus* sp. (0,6 %). Термофильные растения представлены пыльцой *Juglans* cf. *cinerea* L. и *Juglans* cf. *nigra* L. (в сумме 1,4–1,9 %). В группе травянистых растений доминируют пыльцевые зёрна растений семейства *Chenopodiaceae* (5,4–6,3%) и рода *Artemisia* (6,8–6,9 %). Пыльца, относящаяся к растениям других родов семейства *Asteraceae*, составляет 2,5–2,7 %. Разнотравье (2,5–2,7 %) представлено достаточно разнообразно: *Ranunculaceae*, *Fabaceae*, *Lamiaceae*, *Brassicaceae*, *Cannabaceae*, *Polygonaceae*, *Rosaceae*, *Cichoriaceae*. Из группы гидро-и гигрофитов (0,9–1,4 %) отмечены пыльцевые зёрна *Sparganium* sp. и *Potamogeton* sp. Споры (1,3–2,7 %) принадлежат *Polypodiaceae* и *Bryales*.

Спорово-пыльцевые спектры, характеризующие почву позднего оптимума (6,1–5,5 м), отличаются сокращением роли пыльцы растений умеренной зоны, причём как рода *Betula*, так и *Alnus*, а также возрастанием содержания пыльцы широколиственных растений умеренно-теплой зоны (до 6,7 %), преимущественно за счёт *Tilia* cf. *cordata* Mill. (до 5,8 %). В составе спектров не отмечены пыльцевые зёрна *Quercus* sp. и *Juglans* cf. *nigra* L., характерные для первого подкомплекса. В группе

травянистых растений (26,1–30,5 %) также произошли изменения. Содержание пыльцы Chenopodiaceae не превышает 2,9 %, ещё больше, возрасла роль *Artemisia* sp. (8,8–12,4 %) и других представителей семейства *Asteraceae* (9,7–10,5 %). Сократилось содержание пыльцы разнотравья (3,7–3,8 %), а также обеднился её таксономический состав: *Lamiaceae*, *Ranunculaceae*, *Fabaceae*. Гидро- и гигрофиты представлены единичными пыльцевыми зёрнами *Sparganium* sp. Споры принадлежат семейству *Polypodiaceae* и роду *Sphagnum* (0,9 %).

Палинологические данные свидетельствуют о том, что спорово-пыльцевые комплексы (СПК), характеризующие лубенский климатолит преимущественно лесостепного типа, для отложений северной части УЩ и Волыно-Подольской плиты – лесного. К отличительным особенностям можно отнести: значительное участие и таксономическое разнообразие в составе спектров пыльцы травянистых растений, а среди этой группы – мезофильного разнотравья: *Brassicaceae*, *Fabaceae*, *Lamiaceae*, *Ranunculaceae*, *Rosaceae*, *Polygonaceae*, *Plantaginaceae*, *Scrophulariaceae*; не высокое содержание (до 1,8 %) пыльцы термофильных растений: *Juglans* cf. *cinerea* L., *Juglans* cf. *regia* L., *Juglans* sp., а в отложениях ряда разрезов и полное её отсутствие; значительное количество пыльцы лиственных растений принадлежащей, преимущественно *Betula* sp. sect. *Albae*, *Quercus* cf. *robur* L., *Tilia* cf. *cordata* Mill., *Ulmus* cf. *laevis* Pall., *Corylus* cf. *avellana* L. при одновременном сокращении её таксономического разнообразия, по-сравнению с мартоношским комплексом нижнего неоплейстоцена: (пыльцевые зёрна *Alnus* spp., *Fraxinus* sp., *Carpinus* cf. *betulus* L., *Fagus* sp., *T. cf. platyphyllos* Scop., *T. cf. rubra* D.C., *Elaeagnus* sp., *Rhamnus* sp. встречаются реже и в незначительных количествах); заметное снижение встречаемости пыльцы *Pinus* spp. subg. *Haploxylon* Koehne., и возрастание роли *Pinus* spp. subg. *Diploxylon* Koehne, в том числе – *Pinus longifoliaformis* Zakl.; присутствие в составе комплексов ряда разрезов пыльцы *Picea* spp. и спор *Polypodiaceae*; *Sphagnum* sp., *Lycopodium* sp., *Bryales*.

Установлено четыре подкомплекса.

I – характеризует почву раннего оптимума. В его составе зафиксирован наиболее высокий процент участия пыльцы древесных пород, преимущественно за счёт *Pinus* spp. subg. *Diploxylon* Koehne., а также пыльцы лиственных растений умеренной зоны и заметное участие пыльцы разнотравья, присутствие пыльцевых зёрен термофильных пород.

II – характеризует позднеоптимальные почвы педогоризонта и отличается наиболее широким представительством пыльцы травянистых растений, преимущественно за счёт *Asteraceae*, и некоторым возрастанием роли пыльцы широколиственных растений умеренно-тёплой зоны, в основном *Quercus* cf. *robur* L. и *Tilia* cf. *cordata* Mill.

III – отвечает почве заключительной стадии педогенеза (самая верхняя часть педогоризонта) и характеризуется возрастанием содержания пыльцы растений умеренной зоны и хвойных, полным исчезновением пыльцы термофильных растений, сокращением количества и таксономического разнообразия пыльцы разнотравья.

IV – установлен лишь для лубенских отложений разрезов ДДВ и Донбасса (как наиболее представительных из всех изученных), характеризует лёссовидные прослои между отдельными почвами педогоризонта. Отличается заметным сокращением роли пыльцы широколиственных пород умеренно-теплой зоны и отсутствием пыльцы термофильных элементов.

Анализ палинологических данных свидетельствует о том, что лубенский комплекс сопоставляется со спектрами, характеризующими мучкапские межледниковые отложения бассейна Дона [9], а также Верхнего Поднепровья [11]. Указанные комплексы сближает сокращение роли пыльцы хвойных в составе СПК, а также значительное участие пыльцевых зёрен *Quercus*, *Ulmus*, *Tilia cordata*. Полученные материалы также позволяют коррелировать лубенский педогоризонт с воронским педокомплексом, соответствующим в лёссово-почвенной серии Центральной России оптимальной фазе мучкапского межледниковья. Данный вывод подтверждается результатами комплексных исследований нижнелепесточеновых отложений Таганрогского залива территории Восточного Приазовья [2]. В исследованных разрезах по палеомагнитным характеристикам отложения воронского комплекса относятся к эпохе Брюнес и по микротериологическим данным связаны с завершением тираспольского хронологического этапа. Почвы лубенского педогоризонта в исследованных нами разрезах также имеют сходные палеомагнитные показатели и отнесены к эпохе Брюнес [7].

По комплексу литологических и палинологических данных лубенский климатолит коррелируется с беловежским горизонтом Беларуси и фердинандовиан Польши [4].

Библиографические ссылки

1. Веклич М. Ф. Палеоэтапность и стратотипы почвенных формаций верхнего кайнозоя Украины. Киев: Наук. думка. 1982. 202 с.
2. Величко А. А., Катто Н. Р., Тесаков А. С. и др. Особенности строения плейстоценовой лёссово-почвенной формации юга Русской равнины по материалам Восточного Приазовья // Докл. АН. 2009. Т. 428, № 6. С. 815–819.
3. Крокос В. И. Краткий очерк четвертичных отложений Украины // Бюл. Моск. О-ва испытателей природы. Отд. геол. 1926. № 4. С. 214–264.
4. Линднер Л., Гожик П. Ф., Еловичева Я. К. и др. Главные климатические изменения в квартере Польши, Беларуси и Украины // Проблемы стратиграфии фанерозоя України. Київ, 2004. С. 202–206.
5. Сиренко Н. А., Турло С. И. Развитие почв и растительности Украины в плиоцене и плейстоцене. Киев: Наук. думка, 1986. 187 с.
6. Сиренко Е. А. Палиностратиграфия континентальных верхнеплиоценовых-нижнелепесточеновых отложений южной части Восточно-Европейской платформы. Киев: Наук. думка, 2017. 165 с.
7. Сиренко О. А., Бахмутов В. Г., Нікітченко І. М. Нові матеріали до вивчення неоплейстоценових відкладів позальодовикової зони Українського щита // Геол. журн. 2008. № 4. С. 113–122.
8. Стратиграфічний кодекс України / відп. редактор П. Ф. Гожик. Київ: Національний стратиграфічний комітет України, 2012. 66 с.
9. Трегуб Т. Ф., Стародубцева Н. В. Палинологическое обоснование стратиграфического расчленения отложений нижнего плейстоцена // Вестн. ВГУ. Сер. геол. 2005. № 1. С. 38–55.
10. Третьяк А. Н., Вигилянская Л. И. Магнитостратиграфическая шкала плейстоцена Украины // Геофиз. журн. 1994. Т. 16, № 2. С. 3–14.
11. Шик С. М., Заррина Е. П., Писарева В. В. Стратиграфия и палеогеография неоплейстоцена центра и северо-запада Европейской России // Палинологические, климатостратиграфические и геоэкологические реконструкции (памяти Е. Н. Анановой). Спб.: Недра, 2006. С. 85–121.

ТЕХНОГЕННАЯ СОСТАВЛЯЮЩАЯ АТМОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ (НА ПРИМЕРЕ г. ЗАПОРОЖЬЕ)

В. А. Емельянов, Е. И. Наседкин

Институт геологических наук НАН Украины,
ул. Олесь Гончара, 556, 01054 Киев, Украина; eva@nas.gov.ua, nasedevg@ukr.net

В перечне закономерностей накопления тяжёлых металлов (ТМ) в составе компонентов окружающей среды и особенностей переноса их с потоками осадочного вещества всё больше значение приобретает антропогенный фактор, особенно в пределах городов с высоким промышленным потенциалом. В публикации представлены некоторые результаты многолетних непрерывных натуральных наблюдений за качественными и количественными характеристиками седиментационного вещества в составе атмосферных потоков в пределах г. Запорожья. Исследования, благодаря ежемесячным наблюдениям за количественными изменениями в составе золы взвеси и ряду лабораторных исследований её минеральной компоненты, позволили отобразить особенности взаимораспределения антропогенной и природной составляющих аэрозоля.

Отбор вещества проводился ловушкой для твёрдого вещества атмосферных потоков в пределах территории Научного гидрофизического центра НАН Украины. Её конструктивные особенности предусматривали необходимость длительного, со временем экспозиции до месяца, отбора вещества из атмосферы. Это определило необходимость вращения ловушки на 360° для постоянного позиционирования фильтра на ветер и её пассивный тип (без нагнетания на фильтры воздуха искусственным путем). Изъятие из ловушки натурального вещества один раз за каждые 30 дней создавало условия накопления его необходимого количества для проведения анализов на протяжении месяца.

Минеральный, макро- и микрокомпонентный, химический состав образцов натурального вещества определялся с применением электронной микроскопии, а также энерго- и волнодисперсионного анализов (сканирующий электронный микроскоп (СЕМ) JEOL-6490 LV (JEOL Ltd., Япония) с микроанализаторами EDS + WDS системы INCA Energy + (Oxford Instruments, Великобритания) в лаборатории физических методов исследований Института геологических наук НАН Украины. Для детального анализа гранулометрического состава образцов был использован лазерный седиментограф Mastersizer 2000 с модулем жидкостной дисперсии Hydro S (Malvern Instruments, Великобритания). Ряд лабораторных анализов (исследование распределения микроэлементов и магнитных свойств проб аэрозоля) также выполнялись в научных лабораториях Научно-учебного института «Институт геологии» Киевского национального университета им. Тараса Шевченко.

Результаты исследований показали, что содержание Fe и ряда ТМ в веществе атмосферных потоков Запорожья, как по естественным причинам, так и под влиянием антропогенного воздействия, значительно превышает их концентрации в составе грунтов, водной взвеси и донных осадков в пределах исследуемой территории, о чем наглядно свидетельствуют усредненные данные (рис. 1).

Электронномикроскопические исследования золы вещества позволили определить особенности ежемесячного распределения основных компонентов – со-

ставляющих аэрозоля. Часть аэрозольного материала, поступающего с поверхности грунтов, представлена обломками зёрен кварца, полевого шпата, слюды. К другой категории относятся частицы биогенного происхождения – главным образом пыльца и споры растений. Отдельная категория – это продукты выбросов высокотемпературных процессов и газофазных реакций.

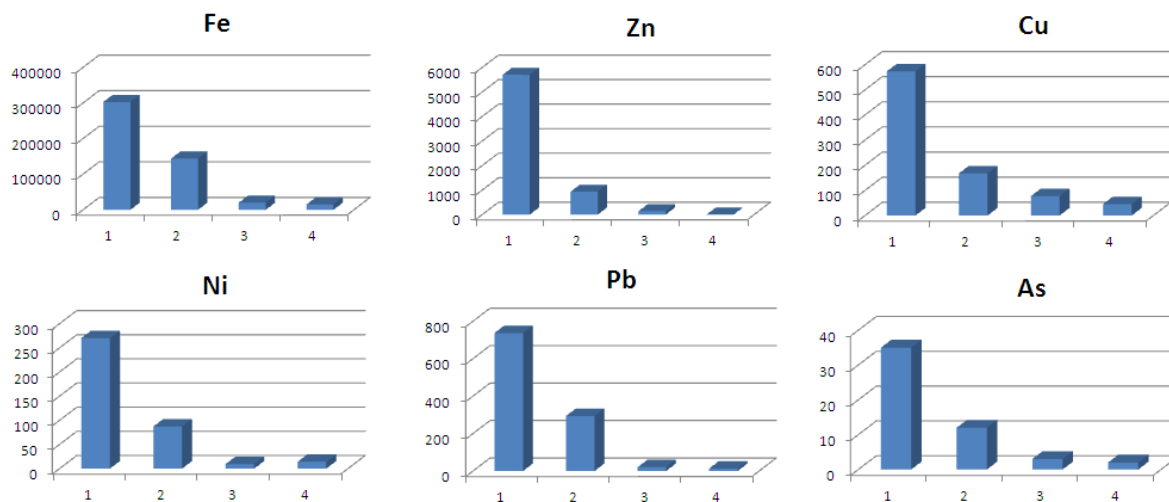


Рисунок 1 – Диаграммы, демонстрирующие распределение Fe и ряда ТМ в составе природного вещества (мг/кг, среднее значение)

1 – атмосферный аэрозоль, 2 – речная взвесь, 3 – донные отложения, 4 – береговые песчаные наносы в пределах исследовательского полигона (территория Государственного учреждения «Национальный гидрофизический центр НАН Украины», г. Запорожье).

Исследования показали, что: существенной составляющей твёрдой компоненты атмосферы является вещество, образованное (либо перенесенное из других территорий) и привнесенное в воздушную среду благодаря хозяйственной деятельности человека; содержание антропогенной составляющей эоловой взвеси достигает существенных значений в общем количестве атмосферного вещества и заметно колеблется в зависимости от синоптической ситуации и ряда других факторов; по морфологическим признакам частицы техногенного генезиса делятся на конденсационную и дисперсионную составляющие, которые в дальнейшем можно разделить на дополнительные категории, в частности в сфере принадлежности к определённым технологическим процессам.

Наиболее широко представленной компонентой вещества атмосферного аэрозоля в разные сезоны является обломочная составляющая – аэрозоли диспергации, характеризующиеся широким диапазоном размерности зёрен и сочетанием антропогенной и природной составляющих. При этом разнообразие минерального и химического состава частиц эоловой взвеси, а также наличие нетипичных для поверхностных грунтов района исследований соединений во многом определяется характером эмиссии в атмосферу продуктов антропогенной деятельности.

Химический состав обломочной компоненты эолового вещества обращает на себя внимание, в первую очередь, наличием существенного количества оксидов металлов, в частности Fe (рис. 2).

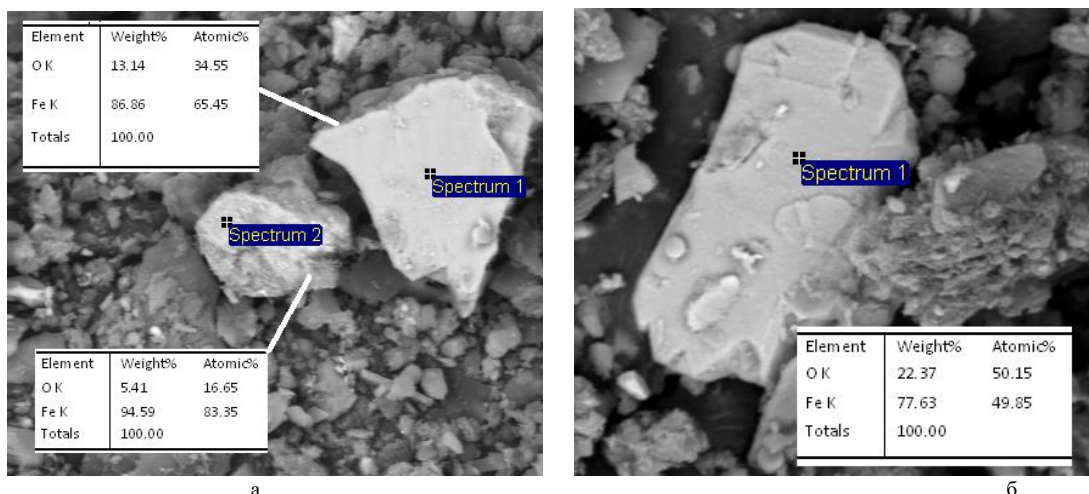


Рисунок 2 – Электронномикроскопические снимки обломочных фрагментов эоловой взвеси алеритовой размерности, представленных оксидом Fe
а – июнь-июль 2017 г., б – октябрь-ноябрь 2016 г.

При этом гранулометрический состав частиц, представленных оксидами металлов, может достигать алевритовой размерности, а содержание Fe в них превышать 90 %. Также полученные данные свидетельствуют, что повышение концентрации Fe не привязано к увеличению содержания глинозёма в пробах атмосферного вещества. Обломочной составляющей, обогащенной оксидом Fe, присущи так же примеси ряда чёрных металлов, в частности Ti, Mn и микропримеси ТМ – Ni, Cu, Pb, Zn.

Тяжёлые и благородные металлы также встречаются в виде отдельных образований, где их содержание может превышать 50 %, а отдельные фрагменты седиментационного вещества могут свидетельствовать не только о процессах, в ходе которых образуются антропогенные соединения, но и с большой вероятностью определить места расположения производств-загрязнителей (рис. 3).

В частности, в качестве примера, можно привести анализ химического состава частицы вещества эоловой взвеси, отобранной в зимний период 2016 г., содержащий сплав чёрных и цветных металлов, основную часть которого составляет Ni(60 %), W(13 %), Co(10 %), Cr и Al. Форма частицы и нетипичное для природного сочетание ТМ в сплаве свидетельствует об антропогенной природе этого образования. Процентный состав основных компонентов указывает на специфическую область применения таких материалов в производстве – жаростойкий сплав на никелевой основе для изготовления литых заготовок и дальнейшего переplava при изготовлении лопаток двигателей.

Открытые литературные источники свидетельствуют, что на территории Запорожья существует два промышленных объекта, деятельность которых связана с производством и последующим использованием такого рода материалов. Это Запорожский машиностроительный завод им. В. И. Омельченко, специализирующийся на производстве авиационных газотурбинных двигателей, а также промышленных газотурбинных установок (литейный цех точного литья деталей из жаропрочных сплавов), а также Публичное акционерное общество «Электрометаллургический завод «Днепроспецсталь» им. А. Н. Кузьмина» (литые заготовки из сплавов жаропрочных и жаропрочных материалов).

Аэрозоли конденсации образуются, главным образом, в результате высокотемпературных процессов при конденсации паров и состоят, в большинстве, из отдельных частиц шарообразной формы. Состав большинства исследуемых сферул (60–70 %) представлен алюмосиликатами с примесью Fe и других химических элементов, а также в ряде проб микропримесями ТМ (в большинстве случаев Zn и Cu) (рис. 4).

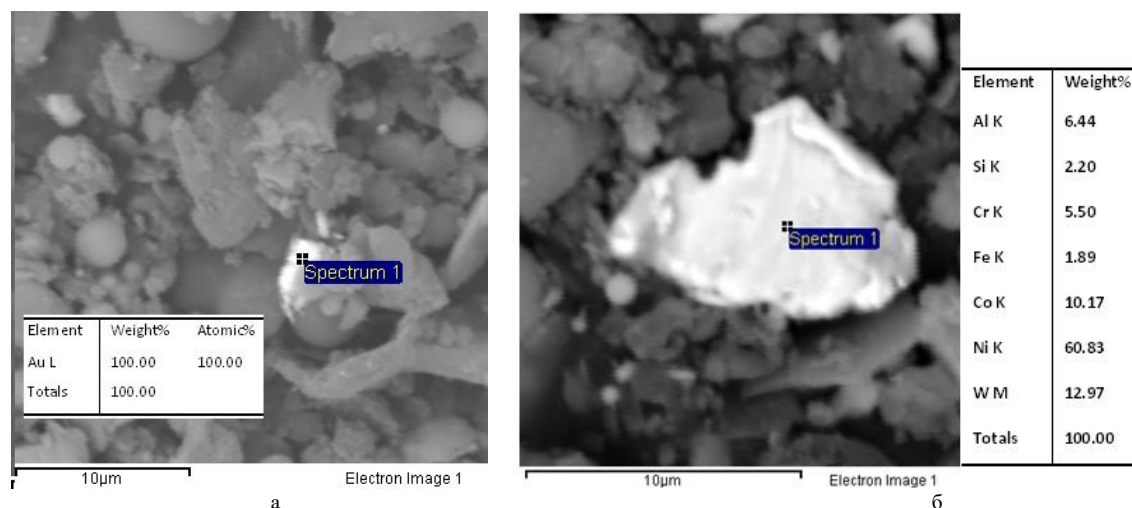


Рисунок 3 – Электронномикроскопические снимки а – Au в составе аэрозольного вещества, б – частица эоловой взвеси, представленная сложным сплавом, в основе которого никель; январь–февраль 2016 г.

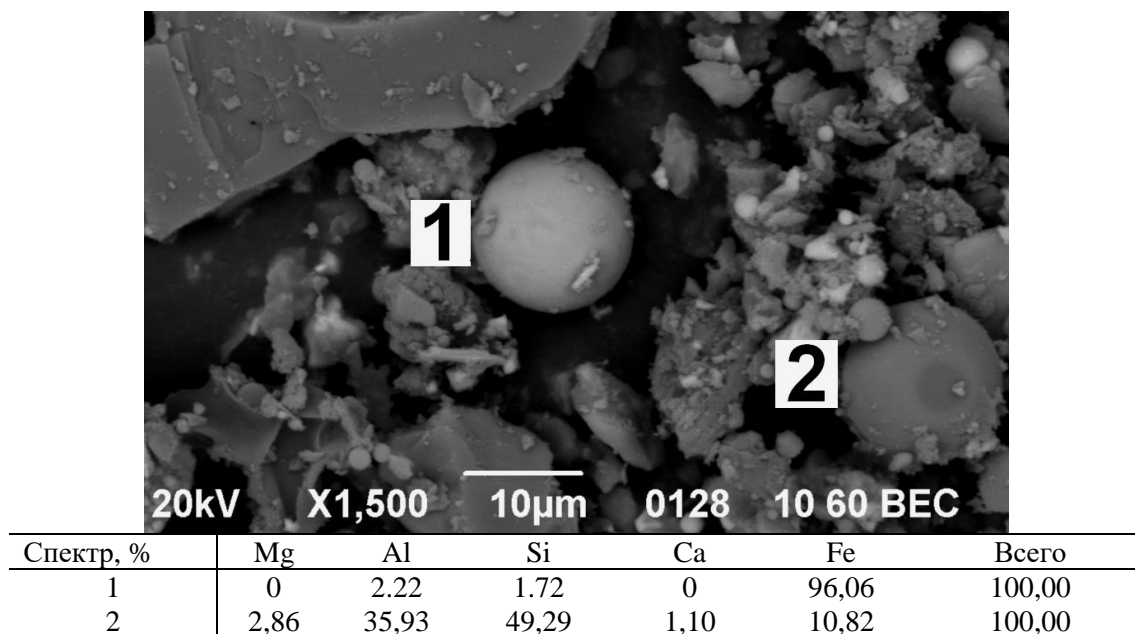
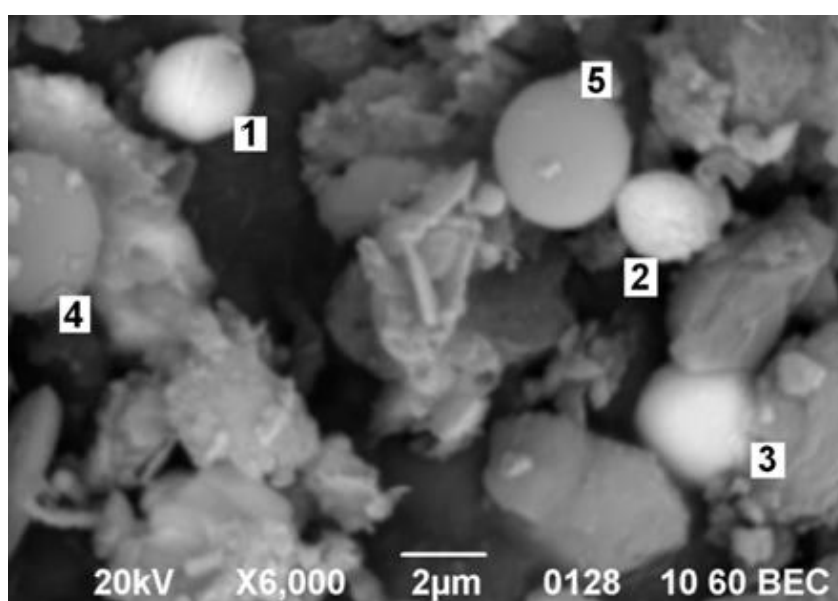


Рисунок 4 – Электронномикроскопический снимок вещества атмосферного аэрозоля Ценосфера, состоящая из Fe (1), на снимке заметно светлее аналогичного образования алюмосиликатного состава (2); вторая половина декабря 2017 г.– первая половина января 2018 г.

Считается, что образование алюмосиликатных сферул главным образом происходит в топках при высокотемпературном факельном сжигании угля на тепловых станциях, сферические образования из оксида Fe представлены выбросами предприятий металлургического профиля. Размер последних, в целом, заметно меньше алюмосиликатные ценосфер, так же они часто имеют в примесях ТМ (главным образом, Cu и Zn) (рис. 5).

Общее содержание конденсационной составляющей в пробах атмосферного вещества может заметно колебаться для разных месяцев, а в течение года наблюдается незначительное уменьшение её в тёплый период и увеличение в осенние и зимние месяцы.

В целом, исследования показали принципиальную возможность раздела антропогенной и природной составляющих в пробах эоловой взвеси по ряду признаков, включая особенности химического состава отдельных зёрен и их морфологию.



Элемент Спектр	Содержание, %				
	1	2	3	4	5
O	30,95	31,19	6,28	47,15	53,92
Al	2,85	1,89	2,08	15,85	13,51
Si	5,32	5,21	5,85	24,96	24,31
Na	0	0	0	0,80	1,06
Mg	0	0	0	0,96	1,03
Ca	0	0	0	0,82	0,40
Fe	60,29	58,66	85,79	6,69	3,64
K	0	0,76	0	2,77	2,13
Zn	0,59	2,29	0	0	0
Всего	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Рисунок 5 – Электронномикроскопический снимок вещества атмосферного аэрозоля Железосодержащие сферулы, как и на предыдущем изображении, светлее алюмосиликатных образований; вторая половина сентября–первая половина октября 2016 г.

ТЯЖЁЛЫЕ МЕТАЛЛЫ В ПОЧВАХ ЗОНЫ ВЛИЯНИЯ АВТОМАГИСТРАЛЕЙ

Е. В. Вовк, А. И. Самчук, В. А. Стадник

Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н. П. Семеновко НАН Украины,
пр. акад. Палладина 34, 03142 Киев, Украина; kaslush@rambler.ru

Автомобильные дороги с прилегающей полосой представляют особый техногенный ландшафт, в котором за счёт выхлопных газов, веществ, образованных при стирании составных частей автомобиля и покрытия дороги, и других воздействий, изменяется состав атмосферы, почв, растений и животных. На сегодня автотранспорт является одним из основных источников загрязнения урбанизированных территорий [1, 2, 5, 8].

Тяжёлые металлы (ТМ) входят в состав топлива автотранспорта в виде природных примесей (Cu, Ni, Cd, Hg) или специальных добавок (Pb, Zn, Mn). Некоторые марки бензина содержат до сих пор в качестве антидетонационной присадки тетраэтилсвинец (0,41–0,82 г/л), а в дизельное топливо для уменьшения в составе отработанных газов сажи вводят металлоорганические соединения на основе Pb, Cu, Ni, Cr (0,02–0,25 %) [3].

Zn попадает в почву при сгорании моторного масла, Cd – с шин, Ni – из бензина и моторного масла. Микроэлементы поступают в почву также при стирании подвижных металлических и резиновых частей автомобиля. Так, при стирании тормозных колодок в воздух и почву попадают Zn, Mo, Ni, Cr, при износе автопокрышек – Cd, Pb, Mo, Zn.

По данным Госкомстата, автотранспорт является основным загрязнителем воздуха г. Киева, причём его роль постепенно возрастает, как за счёт увеличения выбросов от самого автотранспорта и роста количества автомобилей, так и вследствие уменьшения выбросов от промышленных предприятий. Если показатель автомобилизации по Украине в целом 170 авто/1 000 жителей, то в г. Киеве он составляет 530 авто/1 000 жителей.

Согласно [4], опасной величиной для окружающей среды и здоровья человека является интенсивность транспортного потока более 300 машин в час и расстояние 100 м от проезжей части улиц. По данным [7], средняя интенсивность движения на магистралях города составляет 18,7 тыс. приведённых единиц (ПЕ) в сутки, что в 2,6 раза превышает безопасную величину. Наибольшая нагрузка достигает 50–85 тыс. ПЕ на мостах через р. Днепр, кольцевой дороге, пр. Победы, пр. Голосеевский, бул. Дружбы народов. Интенсивность движения между правым и левым берегом составляет более 300 тыс. ПЕ в сутки и 27,1 тыс. ПЕ в час «пик», что на 20 % превышает пропускную способность действующих мостов и создает опасное для здоровья человека загрязнение воздуха.

В данной работе исследовалось содержание ТМ вдоль дорог с интенсивным движением г. Киев. Пробы отбирались в радиусе ближнего воздействия автодороги на почву – до 5 м от кромки дороги.

По химическому составу исследуемые почвы мало отличаются друг от друга (табл. 1). Это связано, главным образом с тем, что они представлены смесью при-

родных почв и привозных песков, строительных отходов и других веществ, которые использовались для подсыпки дорог.

Таблица 1 – Химический состав почв вдоль автодорог г. Киева, %

Дороги	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S _{общ}
Правый берег	83,18 ±5,04	0,29 ±0,1	3,01 ±1,37	1,47 ±0,58	0,05 ±0,02	0,55 ±0,32	1,50 ±0,8	0,42 ±0,17	1,05 ±0,33	0,09 ±0,06	0,04 ±0,01
Левый берег	82,79 ±8,24	0,24 ±0,12	2,64 ±0,99	1,56 ±0,84	0,11 ±0,05	0,62 ±0,24	2,01 ±2,32	0,41 ±0,22	0,93 ±0,35	0,26 ±0,06	0,03 ±0,01

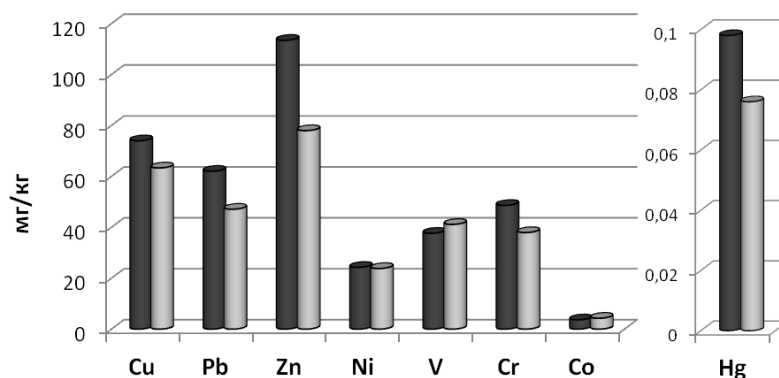


Рисунок 1 – Содержание ТМ в почвах вдоль автодорог г. Киев, мг/кг

Выявлено, что наибольшими загрязнителями автодорог г. Киев среди ТМ, по сравнению с фоновыми значениями, выступают Pb, Zn, Hg и Ni (рис. 1.). Повышенное содержание Pb связано, главным образом с тем, что до сих пор многие марки бензина содержат его производные. Хотя за последние годы появились новые технологии очистки автомобильного топлива, что существенно уменьшило количество вредных выбросов, но почвы являются достаточно инертной системой, которая, накапливая и удерживая в себе ТМ и другие загрязняющие вещества, имеет длинный период самоочищения [1, 5]. Средние коэффициенты концентрации ТМ по сравнению с фоновыми значениями следующие: Pb – 4,83; Zn – 4,93; Hg – 2,67; Ni – 1,82; Cr – 1,33; Cu – 1,26. Согласно классификации, представленной в [3], среднее загрязнение почвенного покрова ТМ вблизи автодорог Киевской агломерации ($Z_c = 12$) является допустимым. Почвы автодорог, расположенных на правом берегу города, особенно центральной части, характеризуются более высоким содержанием исследуемых элементов. Это можно объяснить длительной историей развития этих районов, скоплением здесь автотранспорта, как следствие, большим количеством пробок. В большинстве случаев наблюдается прямая корреляция между интенсивностью транспортного потока и содержанием ТМ в почвах.

Для почв зоны влияния автомагистралей выявлены существенные положительные связи между Ni–V–Cr с $R = 0,93–0,94$ (табл. 2). Это элементы переменной валентности, характеризующиеся похожим поведением при гипергенных геохимических процессах.

Анализ подвижности ТМ в почвах вдоль автомагистралей позволил построить соответствующий ряд (в скобках подвижность, %): Cu(16) > Zn(15) > Pb(12) > Ni(11). Подвижность ТМ выше, но незначительно (на 5–6 %) по сравнению с лесопарковыми-

ми зонами г. Киев. Также наблюдается увеличение подвижности Cu по отношению к Zn.

Литературные данные [1, 6, 8] указывают, что более 20 % выбросов автотранспорта оседают в непосредственной близости от автодороги, интенсивное загрязнение наблюдается чаще всего на расстоянии до 10 м. Крупные частицы ТМ оседают непосредственно у полотна дороги (5–7 м), мелкие потоками воздуха могут переноситься на большие расстояния (в работах [1, 6, 8] зафиксировано загрязнение Pb на расстоянии до 500 м от полотна дороги).

Исследование изменения содержания ТМ при удалении от автотрассы проводилось в пределах Киево-Святошинского р-на вдоль трассы М 07 (Е 373) «Киев-Варшава». На выбранном участке по обе стороны от трассы прорастает природная лесная растительность – главным образом, сосновый лес с подлеском, среди деревьев преобладает сосна и дуб, встречаются берёза, акация, осина. Были заложены три профиля поперек автостреды на расстоянии до 50 м от полотна дороги.

Таблица 2 – Корреляционные взаимосвязи между содержанием ТМ в почвах вдоль автомагистралей г. Киева

Элемент	Cu	Pb	Zn	Ni	V
Pb	0,68				
Zn	0,42	0,48			
Ni	0,38	0,19	0,40		
V	0,29	0,16	0,47	0,94	
Cr	0,36	0,21	0,50	0,93	0,93

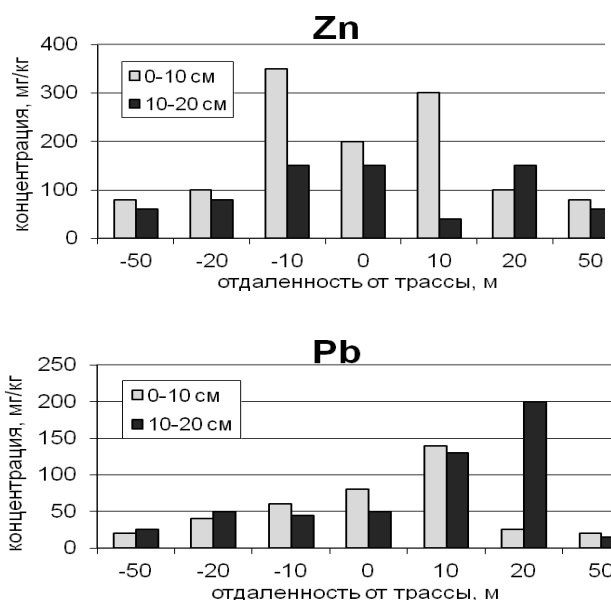


Рисунок 2 – Содержание Zn и Pb в почвах зоны влияния автостреды М07, мг/кг

Анализ полученных результатов показал, что наблюдается постепенное снижение содержания ТМ при удалении от автостреды. На расстоянии 50 м их концентрация часто приближается к фоновому значению. Интенсивное загрязнение фиксируется на расстоянии до 10–15 м. Например, для Zn и Pb по профилю 3 максимальное

содержание наблюдается на расстоянии 10 м от полотна дороги, затем оно постепенно снижается (рис. 2.).

В большинстве случаев максимальное содержание ТМ наблюдается в поверхностной части разреза (0–10 см). Эти элементы, попадая в почву воздушным путем от автодороги, связываются в перегнойно-гумусном горизонте, богатом органическим веществом

Из вышесказанного можно сделать выводы, что автомобильные дороги являются мощным источником загрязнения почв и атмосферы ТМ. Их влияние зависит от интенсивности автомобильного потока, состава почвенного покрова, наличия зеленых насаждений. Придорожные почвы Киева наиболее загрязненные в центральной части города и на кольцевых дорогах вокруг него. Главными загрязнителями среди ТМ выступают Zn(КК = 4,9) и Pb(КК = 4,8). Выявлено, что интенсивное накопление в почвах токсичных микроэлементов приходится на отрезок 0–15 м от автострады.

Библиографические ссылки

1. Автомобильные дороги в экологических системах (проблемы взаимодействия) / Д. Н. Кавтарадзе [и др.]. М., 1999. 240 с.
2. Волощинська С. С. Біоіндикація стану забруднення довкілля важкими металами (на прикладі автомагістралі «Київ-Варшава») // Вісн. Дніпропетровського ун-ту. Біологія. Екологія. 2008. № 16 (2). С. 24–28.
3. Геохимия окружающей среды / Ю. Е. Саэт [и др.]. М.: Недра, 1990. 335 с.
4. Гігієнічна оцінка забруднення атмосферного повітря в зоні впливу міських вулиць різних категорій / І. С. Кіреєва [та ін.]. Київ: МОЗ, 2005. 6 с.
5. Желновач А. Н. Анализ особенностей и последствий влияния автотранспортных систем на почвы и водную среду // Сучасний стан регіональних екологічних проблем та шляхи їх вирішення: матер: Міжнарод. наук. конф. молодих вчених. Одеса: ОДЕКУ, 2014. С. 88–90.
6. Иванов В. И. Экология и автомобилизация. М.: Недра, 1989. 125 с.
7. Клебанова Н. С., Клебанов Д. О. Вплив пересувних та стаціонарних джерел викидів забруднювальних речовин на якість атмосферного повітря в місті Києві в 2009–2010 роках // Наук. праці УкрНДГМІ. 2011. Вип. 260. С. 235–249.
8. Копытенкова О. И., Леванчук А. В. Метод контроля качества среды обитания в мегаполисе // Успехи современ. естествознания. 2006. № 9. С. 59–61.

УДК 550.424.6

ПОКАЗАТЕЛИ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ТРАНСФОРМАЦИИ ПОЧВЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В УСЛОВИЯХ ТЕХНОГЕНЕЗА

И. В. Кураева¹, Ю. Ю. Войтюк¹, Е. Г. Мусич², Е. Г. Локтионова¹

¹Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н. П. Семеновко НАН Украины,
пр. акад. Палладина 34, 03142 Киев, Украина; voitiuk_yulia@ukr.net

²Институт геохимии окружающей среды НАН Украины,
пр. акад. Палладина 34а, 03142 Киев, Украина

Почва является основной биокосной системой, которая выступает защитным геохимическим барьером при поступлении и дальнейшей миграции поллютантов в объекты окружающей среды. В. И. Вернадский отмечал большую роль почвы в развитии биосферы как жизнеобеспечивающей биокосной системы.

Большой вклад в развитие геохимии почв внесли труды Б. Б. Полынова, А. П. Виноградова, В. В. Добровольского, В. А. Ковды, А. И. Перельмана, Н. Г. Зырина, М. Я. Школьника, М. А. Глазовской, П. А. Власюка и др. Изучению геохимии почвенных отложений и геохимии ландшафтов посвящены труды белорусских и украинских учёных К. И. и В. К. Лукашёвых, И. К. Вадковской, Б. Ф. Мицкевича, Э. Я. Жовинского и др.. В настоящее время интерес учёных направлен на изучение закономерностей трансформации природной среды и в первую очередь почвенных отложений в условиях техногенеза (В. С. Хомич, Т. И. Кухарчик, С. В. Какарека и др.).

Цель исследований – определение основных геохимических показателей трансформации почвенных отложений в условиях техногенеза. *Объекты исследования* – почвенные отложения на территориях предприятий чёрной металлургии, химической промышленности, крупных городских агломераций, а также условно чистые территории.

Методы исследования. Пробы почв отбирались согласно ГОСТ 17.4.4.02-84. Для определения содержания тяжёлых металлов (ТМ) в почвах, растительности использованы физико-химические методы исследования [1]. Определение форм нахождения ТМ в почвах выполнено с помощью метода постадийный вытяжек [4]. Эколого-геохимическая оценка проводилась по суммарному показателю загрязнения по методике Ю. Е. Саета [3]. Техногенность ТМ рассчитана по методике Ю. Н. Водяницкого [2], S. Varon [8]. Буферность почв к загрязнению рассчитана по методике А. И. Самчука [7]. Видовой состав микромицет и комплекс почвенных грибов определены по показателям частоты встречаемости [6].

Результаты исследований. Основными геохимическими показателями, которые характеризуют геохимическую трансформацию техногенно загрязнённых почв являются: физико-химические параметры почвенных отложений; показатель буферной способности к загрязнению; показатель суммарного почвенного загрязнения; техногенные геохимические ассоциации; доля техногенности; формы нахождения поллютантов в почвенных отложениях; биогеохимические и микробиологические показатели почв.

Проведённые нами исследования показали, что на территориях под влиянием предприятий чёрной металлургии (г. Мариуполь, г. Алчевск, г. Каменское) в чернозёмах обычных малогумусных изменяется ёмкость катионного обмена, она уменьшается по сравнению с фоновыми территориями от 4 до 7 раз. Соответственно, уменьшается коэффициент буферности почв от 10 до 20 раз. Показатели суммарного почвенного загрязнения на техногенных территориях под влиянием чёрной металлургии изменяются от 10 до 600. Доля техногенности ТМ в почвах составляет: для Zn – 90, Sn – 80, Cu – 75, Cr – 70. При исследовании форм нахождения ТМ в техногенно загрязнённых почвах было установлено, что содержание их подвижных форм выше, чем в почвах условно чистых территорий. Например, подвижность Zn возрастает в 5–6 раз, Ni в 4–6 раз, Cu в 3–5 раз, Pb и Cr в 2 раза. С помощью селективных экстрагентов выделены формы нахождения ТМ в почвах санитарно-защитных зон предприятий чёрной металлургии. Наименьшее количество ТМ содержится в водорастворимой форме, в среднем до 1 % от валового содержания. В обменной форме находится до 10 % ТМ. Для почв условно чистых территорий этот показатель составляет 2 %. Содержание ТМ, связанных с карбонатами, в техногенно загрязнённых почвах достигает 20 %, связанных с оксидами и гидроксидами Fe, Mn – 40 %, связанных с органическим веществом – до 14 %. В почвах фоновых

участков основная часть ТМ прочно удерживаются в труднорастворимой форме – от 80 до 95 %. Для загрязнённых почв эта величина в 3–4 раза меньше. Техногенное воздействие вследствие поступления ТМ в окружающую среду негативно влияет не только на почвы, но и на растительность. Анализ коэффициентов биологического перехода позволил выявить закономерности биологического поглощения ТМ растительностью. Наиболее интенсивно травянистая растительность поглощает Мо и Си, менее интенсивно Ni и Со, меньше всего Cr и V. Вследствие техногенного поступления ТМ происходит влияние на природные биологические комплексы, что приводит к изменению в составе живых организмов, а это значительно влияет на видовой состав микроскопических грибов. Роль индикатора загрязнённых ТМ почв может исполнять набор видов микроорганизмов [1].

Нами исследовались почвы г. Шостка под влиянием предприятий химической промышленности, как техногенно загрязнённые, так и почвы фоновых участков. Содержание ТМ влияет на физико-химические показатели почв. Например, содержание $C_{орг}$ в гумусовом горизонте, рН и содержание поглощённых катионов исследуемых почв на техногенно загрязнённых территориях уменьшается по сравнению с почвами фоновых участков [5].

Как показали наши исследования, валовое содержание ТМ в почвах под влиянием ОАО «Акционерная компания «Свема»» превышает фоновые значения в десятки раз. Например, валовое содержание Ni (в гумусовом горизонте) превышает фон в 6 раз, Со – 2 раз, Cr – 20 раз, Pb – 7 раз, Ag – 2. И только валовое содержание Си не превышает фон [5].

Валовое содержание ТМ в почвах под влиянием Публичного акционерного общества «Шосткинский завод химических реактивов» также превышает фоновые значения. Например, валовое содержание Ni (в гумусовом горизонте) превышает фон в 2 раза, Cr – 10 раз, Pb – 4 раз, Си – 6 раз. Валовое содержание Со и Ag находится в пределах фоновых значений [5].

Отмечено превышение валовых концентраций ТМ в почвах под влиянием Шосткинского завода «Звезда» по сравнению с фоновыми значениями. Например, валовое содержание Cr и Си (в гумусовом горизонте) превышает фон в 4 раза. Валовые содержания Со, Ag, Ni, Pb находятся в пределах фоновых значений [5].

Как показали исследования, показатель суммарного загрязнения достигает максимальных значений в районе промышленных предприятий города. Этот показатель достигает 150 возле закрытого цеха по производству гидрохинона Публичного акционерного общества «Шосткинского завода химических реактивов». Таким образом, территория г. Шостка находится под интенсивным техногенным воздействием. По показателю общего суммарного загрязнения территория города сильно загрязнена [5].

Содержание подвижных форм металлов под влиянием предприятий химической промышленности повышается по сравнению с фоновыми участками, что является критерием загрязнённости почвенных отложений. Например, подвижность Pb возрастает в 33 раза, Ni – 13 раз, Cr – 35 раз, Си – 9 раз, Со – 2 раза.

Микробиологические исследования техногенно загрязнённых почв под влиянием предприятий химической промышленности с большой повторяемостью высевов показали, что наиболее часто и в большом количестве встречаются представители рода *Penicillium*. Среди них много видов с большой биохимической активностью, таких как *P. hazzianum Rifai*, *P. Thomii Zalessky*, *P. Godlevsky Zalessky*, *P. Decumbens Thom*. Именно эти виды пеницилиев и *Trichoderma harzianum Rifai*

могут быть индикаторами наличия ТМ в почве. Для образца почвы, взятого на глубине 100 см выделены следующие виды грибов: *Trichoderma* – *Tr. hamatum* Bainier и *Tr. koningii* Oudem, а также *P. notatum* Westling и *P. kursanovii* Chalab, которые специфичны только для грунтовых отложений исследуемого промышленного района. Есть и другие виды – *Alternaria*, *Aspergillus*, они типичны для многих промышленных районов [6].

Также выделены наиболее токсичные виды *Aspergillus sulphureus* Thom et Church, *Botrytis cinerea* Fries, *Chaetomium homopilatum* Omvik, тёмноокрашенный *Cladosporium cladosporioides* и *Clonostacchis rosea* устойчивые к экстремальным условиям обитания [6].

По результатам эколого-геохимических исследований г. Киева были отобраны образцы почв с повышенным уровнем ТМ по сравнению с фоновыми участками. Например, на территории завода «Радикал» наблюдается повышенное содержание Cd, Zn, Pb и Cu; вдоль Кольцевой дороги, р-н Академгородка повышенное содержание Zn, Pb; на территории «Речного вокзала» повышенное содержание Cu, Zn; на территории завода «Энергия» – Cu и Zn [6].

Исследования показали, что активный процесс урбанизации ведет к образованию новых искусственных городских экосистем с характерными биогеохимическими показателями. Изменение количества отдельных эколого-трофических групп микроорганизмов урбоземов г. Киева свидетельствует о значительных нарушениях его функционирования.

Кроме отмеченного снижения биоразнообразия микромицетов в урбоземах г. Киева выявлены изменения в их видового состава, в связи с угнетением роста в городской урбоекосистеме. Появляются виды, не только устойчивые к высоким концентрациям ТМ, но и типичные аллергенные виды грибов рода *Alternaria*, виды с фунги-антибиотической, фито-зоотоксичной действием родов *Fusarium*, *Penicillium*, *Aspergillus*, конкурирующие с другими видами. Важное значение имеет также и тот факт, что выделенные виды *Fusarium* устойчивы к достаточно высоким концентрациям меди, а виды *Penicillium* и *Aspergillus* к Pb и Cd. В изменённой микобиоте городских почв чётко проявляется феномен накопления меланинсодержащих грибов, а также видов вредных для человека. Анализ видового состава микромицетов показал, что полученные результаты могут быть использованы в целях биоиндикации, для сравнительной оценки данного антропогенного воздействия на почвенную микобиоту [6].

Таким образом, при комплексной оценке эколого-геохимического состояния и геохимической трансформации почвенных отложений необходимо использовать широкий спектр литохимических, почвенных и биогеохимических показателей.

Библиографические ссылки

1. Важкі метали у компонентах навколишнього середовища м. Маріуполь (еколого-геохімічні аспекти) / С. П. Кармазіненко, І. В. Кураєва, А. І. Самчук, Ю. Ю. Войтюк, В. Й. Манічев. Київ: Інтерсервіс, 2014. 168 с.
2. *Водяницкий Ю. Н.* Тяжёлые и сверхтяжёлые металлы и металлоиды в загрязнённых почвах. М.: Почвенный институт им. В. В. Докучаева, 2009. 95 с.
3. Геохимия окружающей среды / Сагт Ю. Е. [и др.]. М.: Недра, 1990. 325 с.
4. *Кузнецов В. А., Шимко Г. А.* Метод постадийных вытяжек при геохимических исследованиях. Минск: Наука и техника, 1990. 65 с.
5. *Кураева И. В., Войтюк Ю. Ю., Кармазіненко С. П., Матвиенко А. В.* Геохимия тяжёлых металлов в почвах Новгород-Северского Полесья на примере г. Шостка // Природ.

ресурсы Полесья: оценка, использование, охрана: Материалы Международ. науч.-практ. конф. Пинск, 8–11 июня 2015 г. Пинск, 2015. Ч. 1. С. 162–166.

6. *Матвієнко О. В., Кураєва І. В., Самчук А. І., Войтюк Ю. Ю.* Еколого-геохімічні дослідження території м. Шостка // Пошукова та екологічна геохімія. 2016. № 1(17). С. 20–25.

7. Физико-химические условия образования мобильных форм токсичных металлов в почвах / Самчук А. И. [и др.]. // Минерал. журн. Киев, 1998. № 2. С. 48–59.

8. *Baron S., Carignan J., Ploquin A.* Dispersion of heavy metals (metalloids) in soils from 800-year old pollution (Mont-Lozere, France) // Environ. Sci. Technol. 2006. Vol. 40. P. 5319–5326.

УДК 911.2+502/504(477)

ЗАКОНОМЕРНОСТИ И МЕХАНИЗМЫ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТЯЖЁЛЫХ МЕТАЛЛОВ В СИСТЕМЕ «ПОЧВА-РАСТЕНИЕ»

А. О. Сплодитель¹, Л. Ю. Сорокина², И. В. Кураева¹

¹Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н. П. Семеновко НАН Украины, пр. акад. Палладина 34, 03142 Киев, Украина; asploditel@gmail.com

²Институт географии НАН Украины, ул. Владимирская 44, 01034 Киев, Украина

Одно из важных звеньев миграционных потоков тяжёлых металлов (ТМ) в природной среде – их транслокация из почвы в растения. От её характера в значительной степени зависит содержание ТМ в биоте. Актуальными и перспективными для исследования закономерностей накопления и перераспределения ТМ в системе «почва-растение» являются вновь созданные природоохранные объекты – национальные природные парки (НПП), сеть которых в Украине получила развитие в последние 10–15 лет. Эти территории, как правило, характеризуются значительным биотическим и ландшафтным разнообразием, которое и является объектом охраны. В то же время, в результате длительного хозяйственного использования ныне охраняемых и сопредельных территорий здесь часто присутствуют заметные количества техногенных загрязняющих веществ, в том числе ТМ. Для успешной реализации функций, которые выполняют НПП (природоохранной, рекреационной, ограниченного природопользования и др.), необходима всесторонняя геоэкологическая оценка их территории.

Целью исследования является анализ закономерностей распределения ТМ в системе «почва-растение» в ландшафтах модельного природоохранного объекта – Национального природного парка «Нижнесульский».

Общие закономерности и механизмы перераспределения ТМ в системе «почва-растение». ТМ являются необходимым компонентом в метаболизме растений. Однако при высоких содержаниях в почве они способны к значительной аккумуляции растениями и заметным токсичным влияниям. Изучение химического состава растений позволяет установить критерии их индикаторной способности, даёт основания использовать определённые виды растений в качестве биоиндикаторов уровней загрязнения почв [5–7].

Поступление ТМ в растения из почвы контролируют две группы факторов: содержание подвижных форм ТМ в почве, которое регулируется свойствами самой почвы, и биологические особенности растений, определяющие их взаимодействие с ионами ТМ. На поглощение ТМ растениями почва влияет двояким образом. Неоди-

наковая степень закрепления ТМ в почвах свидетельствует о том, что их поступление в растения, в первую очередь, определяется типом почвы и теми её свойствами, которые отвечают за поглотительную способность. На поступление ТМ влияет несколько факторов: видовые особенности растений, тип почвы, концентрация, форма нахождения ТМ, рН почвы, гранулометрический состав, содержание органических веществ, ёмкость поглощения катионов в почве, наличие техногенных источников загрязнения ландшафтов и др. [3, 4].

Почвам с высокими показателями рН, значительным содержанием глинистых минералов, карбоната кальция и органического вещества свойственна высокая поглотительная способность по отношению к ТМ. Такие почвы или полностью блокируют контакты растения с ТМ, или делают эти контакты менее опасными.

Удаление ТМ из почвенного раствора происходит в процессе осаждения или адсорбции. ТМ имеют повышенную способность к адсорбции органическим веществом и оксидами, а также к замещению щелочных и щелочноземельных металлов. В кислых почвах подвижность ТМ повышается и тем самым увеличивается их доступность. Как правило, из кислых почв ТМ поступают в растения в значительно больших количествах, чем из слабощелочных, нейтральных или слабокислых. В то же время растения имеют защитные свойства к поглощению ТМ. У них существует несколько систем контроля за поступлением ионов. В основном они находятся в корнях и репродуктивных органах (семенах и плодах). Химический состав растений зависит от состава почв, на которых они произрастают, но не повторяют его, потому что избирательно поглощают необходимые элементы в соответствии со своими физиологическими и биохимическими потребностями [8]. Уровень накопления ТМ растениями зависит от их генетических и видовых особенностей.

Невзирая на существенную изменчивость способностей растений к накоплению металлов, биоаккумуляция элементов имеет определённую тенденцию. Это позволяет упорядочить ТМ в несколько групп: 1) Cd, Cs, Rb – элементы интенсивного поглощения; 2) Zn, Mo, Cu, Ni, Pb, As – средней степени поглощения; 3) Mn, Cr, Co – слабого поглощения; 4) Se, Fe, Ba, Te – элементы труднодоступны для растений [4].

Принципы и методы нормирования количества ТМ в системе «почва-растение» являются дискуссионными вопросами. Сложные процессы взаимодействия ТМ с компонентами ландшафта делают проблематичным вопрос о нормировании содержания поллютантов в рамках экологически допустимых концентраций.

Ландшафтные условия территории исследования. НПП «Нижнесульский» расположен в долине р. Сулы – левого притока р. Днепра. В соответствии с физико-географическим районированием Украины [1], территория Парка расположена в пределах Левобережноднепровского Лесостепного края Днепроградской террасовой равнины. В геоструктурном отношении она приурочена к юго-западному борту Днепроовско-Донецкой впадины. Территория исследования представлена ландшафтами лёссовых и моренно-водноледниковых надпойменных террас и пойм рек. Отличительной особенностью территории является значительное разнообразие почвенного покрова, в котором широко представлены засоленные почвы.

Потенциальными источниками поступления загрязняющих веществ, в том числе ТМ, в ландшафты исследуемой территории являются крупные промышленные предприятия, расположенные на незначительном удалении от НПП «Нижнесульский»: ОАО «Полтавский горнообогатительный комбинат» в г. Комсомольске, АО «Укртатнафта» в г. Кременчуге, ОАО «Кременчугский сталелитейный завод», ООО

«ТФ «Кременчуг-нефтепродукт» и другие. Также загрязнение почв связано здесь с сельскохозяйственной деятельностью.

Ландшафтные, ландшафтно-геохимические исследования и анализ загрязнения территории ТМ [2, 9] дали возможность выявить определённые закономерности накопления ТМ в системе «почва-растение» в ландшафтах исследуемой территории.

Исследования проведены в течение вегетационных периодов в 2015 и 2016 гг. Для изучения были выбраны участки в разных ландшафтных условиях территории парка с различным режимом охраны. Пробоотбор растений производился на участках проведения комплексных полевых ландшафтных исследований с заложением и описанием почвенных профилей и отбором почвенных образцов.

Подготовка растительных образцов проводилась по общепринятым методикам. Растения отбирали вместе с корневой частью, выкапывая из земли в разных точках мониторинговых площадок (точечные пробы) (ГОСТ 27262-87). Из растений, принадлежащих к одному виду, формировалась объединённая проба. После отбора растения высушивали до воздушно-сухого состояния и измельчали. Корневая часть перед измельчением предварительно очищалась от частиц почвы для избежания их попадания в образец. Содержание ТМ в фитомассе растений определяли в их зольных растворах методом атомно-абсорбционной спектроскопии на приборе марки СТЕ-1 в Институте геохимии, физики минералов и рудообразования им. Н. П. Семененко НАН Украины. Для определения степени поглощения ТМ в системе «почва-растение» в исследуемых образцах проведен химический анализ содержания в растениях ТМ I класса опасности (Pb), II класса опасности (Ni, Cu, Cr) и других. Количественную оценку поступления токсичных микроэлементов из почвы в растения проводили, рассчитывая коэффициент биологического накопления (КБН), который определяется соотношением содержания металла в единице массы акцептора (растения в пересчёте на его сухую массу) и донора (почвы).

Анализ данных показал, что распределение ТМ в растительности территории НПП характеризуется значительной неоднородностью. Минимальное и максимальное значение валовой концентрации загрязнителей отличается до 100 раз. Так, содержание соединений V изменяется в диапазоне от 1 до 40 мг/кг, соединений Cr – от 2 до 30 мг/кг, Cu – от 4 до 100 мг/кг, Ni – от 1 до 50 мг/кг, Pb – от 2 до 25 мг/кг, Mn – от 10 до 4 500 мг/кг, Ti – от 2 до 3 000 мг/кг.

С отдалением от основных источников загрязнения наблюдается уменьшение валовой концентрации Ni, Pb и Cr, а концентрация Mn и V остается стабильно высокой. По содержанию валовых форм ТМ в растительности их можно расположить в следующий ряд: $Mn > Cu > Cr > Pb > V > Ni > Ti$. Такое распределение указывает на возможность поступления значительного количества соединений ТМ первых классов опасности из почвы в растения и их опосредованного влияния на состояние здоровья населения территории НПП.

Результаты расчётов коэффициентов биологического накопления по средним величинам содержания металлов в растениях позволили систематизировать исследуемые элементы по интенсивности их накопления в растительности. Согласно шкале И. А. Авессаламовой (1987) и В. В. Добровольського (1998), к элементам сильного накопления ($КБН > 1$) отнесены Cu, Ni, Mn, Ti. Слабое накопление ($КБН < 1$) характерно для Cr, V, Pb. Это дополнительно иллюстрируют сравнительные ряды интенсивности валового накопления исследуемых ТМ в разных видах растений территории НПП.

Результаты наших исследований показали, что все проанализированные виды растений в наибольшем количестве аккумулировали Cu и Mn, на втором месте по интенсивности накопления находился Pb, далее – Cr и V. В разрезе отдельных видов растений высокую аккумулирующую способность по отношению к Cu демонстрировали клён остролистный (*Acer platanoides*), а низкую – ива пепельная (*Salix cinerea* L.) и сныть обыкновенная (*Aegopodium podagraria*). Представители этих видов в наименьших количествах накапливали также V и Ti, а максимальные количества этих элементов концентрировали ежа сборная (*Dactylis glomerata*) и погребок поздний узколистный (*Rhinanthus major*).

В целом же наблюдалась тенденция увеличения концентрации ТМ в древесных видах, имеющих рассеченное строение листовой пластинки или же опушение либо восковой налёт на листьях, что можно объяснить усилением фиксации загрязнителей, поступающих аэральным путем, на поверхности листьев. Стоит отметить, что древесная растительность в целом накапливала больше ТМ, чем травянистая. В древесной растительности больше всего варьирует содержание марганца, а в травянистой – Pb и Cu.

В целом фитоаккумуляция металлов в условиях надпойменной террасы и поймы р. Сулы характеризуется видовой специфичностью и в значительной степени связана с условиями произрастания, в первую очередь с полиметаллическим загрязнением почвы и атмосферы. Наблюдается более сильное биологическое поглощение зольных элементов в органах листовых пород по сравнению с хвойными. В хвое содержание Pb в среднем составляет 0,1 мг/кг, в то время как в листьях – 0,6 мг/кг. Содержание Cu в ветках сосны обыкновенной (*Pinus sylvestris*) 0,4 мг/кг, содержание в ветках клёна остролистного (*Acer platanoides*) 2–5 мг/кг. Кора клёна активнее накапливает Pb и Cu. Таким образом, абсолютное количество всех минеральных элементов, которые участвуют в биологическом круговороте под пологом широколиственных лесов, выше, чем в хвойных.

Анализ проведённых исследований показывает, что в пределах одного вида растений распределение ТМ носит равномерно-дисперсный характер, но при этом колебания содержания отдельных ТМ в растениях может достигать от $\pm 7\%$ до $\pm 25\text{--}35\%$. Наибольшая способность к биоаккумуляции выражена у Mn и Cu, поскольку эти металлы относятся к биогенным микроэлементам. В целом, содержание ТМ в растениях территории НПП «Нижнесульский» является невысоким и может считаться фоновым для данного региона.

Если рассматривать аккумуляцию ТМ разными видами растений, то, как и можно было ожидать, наибольшей способностью к биоаккумуляции обладает щитовник мужской, погребок поздний узколистный и ежа сборная, а минимальной – древесные виды растений, в частности сосна обыкновенная. Перечисленные виды растений можно использовать в качестве биоиндикаторов загрязнения территории парка ТМ и как растения, пригодные для выведения из почвы ТМ (фиторемедиации).

Выявленные закономерности могут быть использованы при прогнозировании процессов накопления ТМ в растительном ценозе, которые являются важной составляющей моделирования геоэкологического состояния территории НПП, нормирования антропогенной нагрузки на участки парка с разным режимом охраны.

Библиографические ссылки

1. Географічна карта «Ландшафтні комплекси Національного природного парку «Нижньосульський» та прилеглих територій» (у цифровому форматі, базовий масштаб

1 : 25 000) / А. О. Сплодитель. Свідоцтво про реєстрацію авторського права на твір № 68925. Державна служба інтелектуальної власності України. Дата реєстрації 06.12.2016.

2. Географічна карта «Ландшафтно-геохімічна карта Національного природного парку «Нижньосульський» та прилеглих територій» (у цифровому форматі, базовий масштаб 1 : 25 000) / Л. Ю. Сорокіна, А. О. Сплодитель, С. Г. Брегеда. Свідоцтво про реєстрацію авторського права на твір № 68926. – Державна служба інтелектуальної власності України. Дата реєстрації 06.12.2016.

3. *Панин М. С.* Миграция тяжёлых металлов и пути поступления их в растения // Аккумуляция тяжёлых металлов растениями Семипалатинского Прииртышья. 1999. С. 23–30.

4. *Панин М. С.* Контроль уровня загрязнённости тяжёлыми металлами сельскохозяйственной продукции // Пища. Экология. Человек: Докл. 3-й Международ. науч.-техн. конф. М., 1999. С. 126.

5. *Позняк С. С.* Фоновое содержание тяжёлых металлов в почвах и растительности Центральной зоны Республики Беларусь // Изв. Тульского гос. ун-та. Естественные науки. 2011. Вып. 1. С. 254–264.

6. *Позняк С. С.* Содержание некоторых тяжёлых металлов в растительности полевых и луговых агрофитоценозов в условиях техногенного загрязнения почвенного покрова // Вестн. Томского госун-та. Биология. 2011. № 1(13). С. 123–137.

7. *Демура В. І., Готвянська В. О., Павличенко А. В.* Розподіл та накопичення важких металів в рослинах та ґрунтах на територіях розміщення відходів вуглевидобутку // Геотехнічна механіка. 2013. Вип. 111. С. 23–29.

8. *Садовникова Л. К.* Показатели загрязнения почв тяжёлыми металлами и неметаллами в почвенно-химическом мониторинге // Почвоведение. 1985. № 10. С. 84–89.

9. Серія географічних карт: Розподіл важких металів (Ag, Cr, Cu, Mn, Ni, Pb, Ti, V) та поліелементного забруднення (за сумарним показником забруднення) у сучасному ґрунтовому покриві (горизонт 0-5 см) Національного природного парку «Нижньосульський» та прилеглих територій» (у цифровому форматі, базовий масштаб 1 : 50 000) / І. В. Кураєва, Л. Ю. Сорокіна, А. О. Сплодитель. Свідоцтво про реєстрацію авторського права на твір № 68927. Державна служба інтелектуальної власності України. Дата реєстрації 06.12.2016.

**ДОКЛАДЫ УЧЁНЫХ ПОЛЬШИ.
СОВМЕСТНЫЕ ДОКЛАДЫ
УЧЁНЫХ ПОЛЬШИ И БЕЛАРУСИ**

УДК 551.337(438)

**REFLECTION OF 8.2 KA EVENT IN RELIEF AND ALLUVIA
OF WIERNA RZEKA (POLISH UPLANDS)**

T. Kalicki, M. Chrabąszcz

Jan Kochanowski University in Kielce, Institute of Geography, Department of Geomorphology,
Geoarchaeology and Environmental Management,
ul. Świętokrzyska 15, 25–406 Kielce, Polska; tomaszkalicki@ymail.com

Łososina river as the left tributary of Biała Nida river is located in the southern part of the Świętokrzyskie Province in the Polish Uplands. The drainage basin with an area of 313,8 km², has a meridional extent (Fig. 1). The study section near Wierna lies within the boundaries of the Przedbórz-Małogoszcz Range, which is a natural extension of the Holy Cross Mountains to the west, built from the Cretaceous and Jurassic rocks. The river in the middle section flows through the area of Lower Jurassic marls, limestones, dolomites, sandstones and clays. The valley is filled with the Pleistocene sands and gravels of the Visulian glaciation and periglacial fluvial sands and gravels. The youngest sediments in the studied section are the Holocene sands with silty inserts covered with organic silts and peats [3].

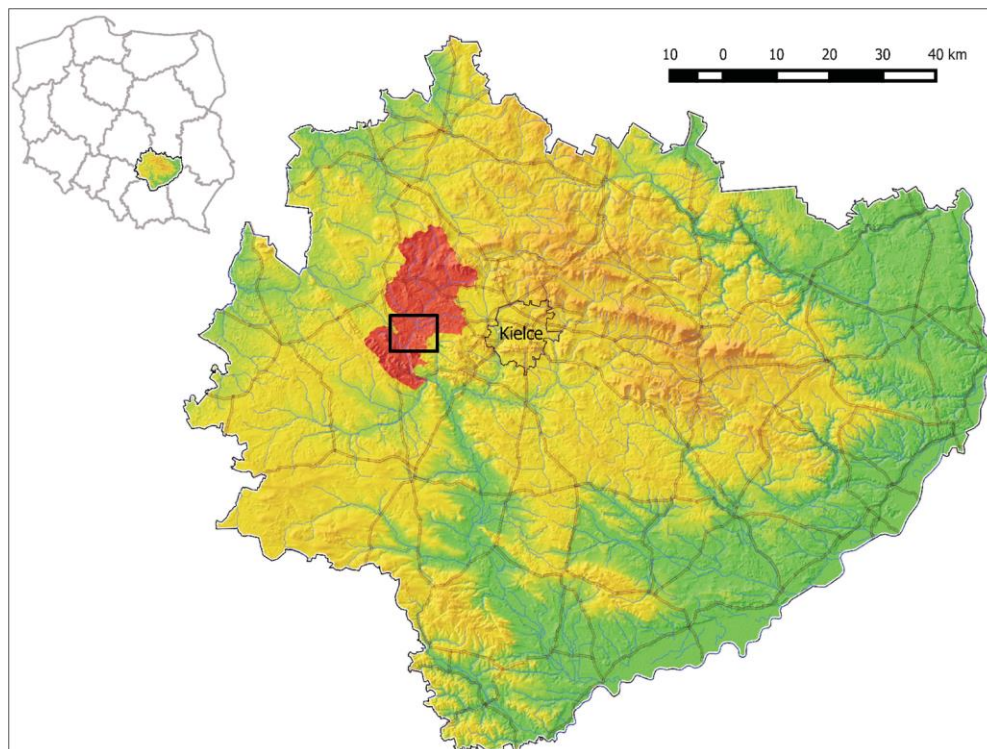


Figure 1 – Location of Łososina river drainage basin and research area on in Digital Elevation Model

The study section of the flood plain is characterized by some palaeomeander generations of different age preserved in the relief of right-sided valley bottom (Fig. 2). One of them with large parameters and with a very well developed point bar zone undercut the sandy terrace. An intensive lateral migration and accumulation of point bars started from 8230 ± 90 BP (MKL-3892) cal. 7415–7061 BC and it was continued in the early Atlantic period (Fig. 3–7).

The riverbed was cut off several hundred years later, which can be confirmed by the radiocarbon date from the bottom of the organic deposits 7790 ± 100 BP (MKL-3573) cal. 6721–6453 BC (Fig. 3).

This intense lateral migration of the riverbed and its subsequent straightening could be related to the phase of an increased fluvial activity registered in numerous river valleys of Central Europe [2, therein literature] and dated to the period of global cooling [5] now known as 8.2 ka event. This period was characterized by cooling at about $5\text{ }^{\circ}\text{C}$, which was an exception to the general tendencies of the Holocene climate optimum [1], This date was accepted as the boundary between the early and middle Holocene (Eo- and Mezholocene) [4], and today, according to the latest division of the Holocene (IUGS, June 2018), the 8.2 ka date is considered as the border between Greenlandian and Northgrippian.

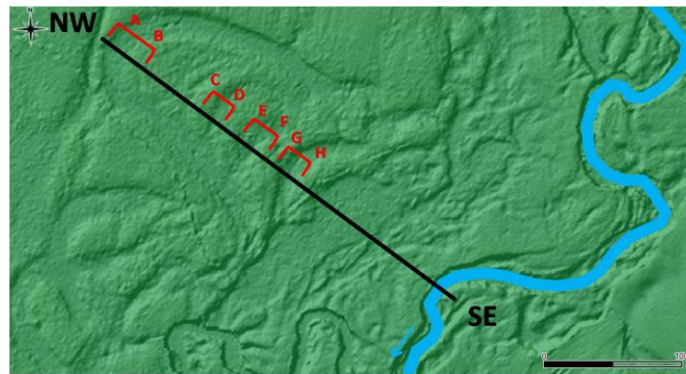


Figure 2 – Generation of palaeomeanders and lines of cross sections

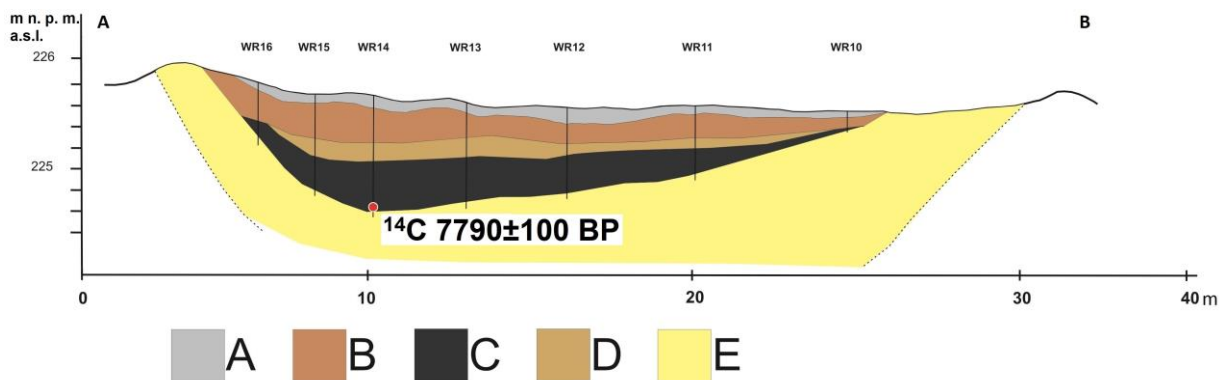


Figure 3 – Schematic geological A–B cross section
 A – peats poorly decomposed, B – peats medium decomposed, C – peats strongly decomposed,
 D – peaty silts, E- medium sands

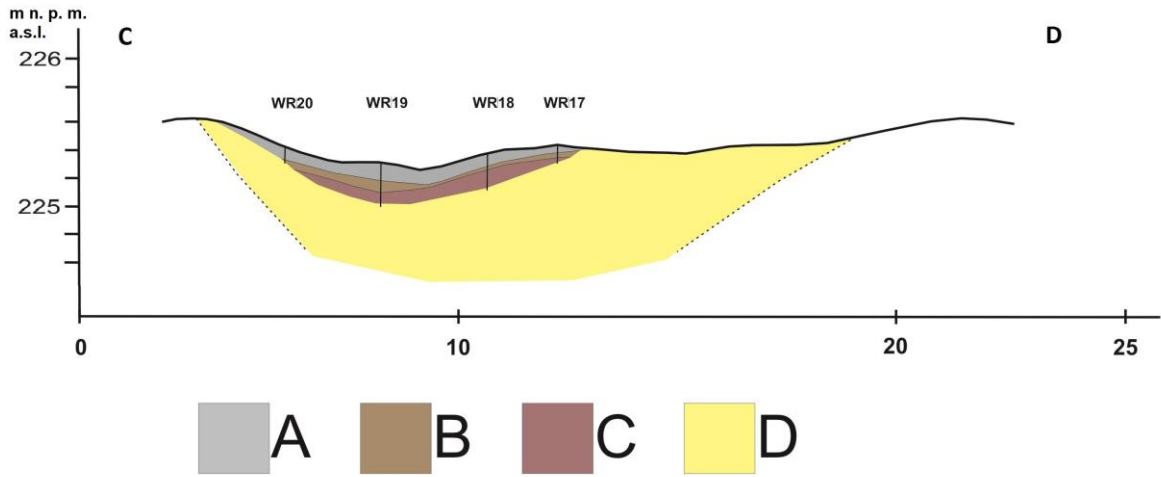


Figure 4 – Schematic geological C–D section
 A – peats poorly decomposed, B – clayey peats, C – sandy peats, D – medium sands

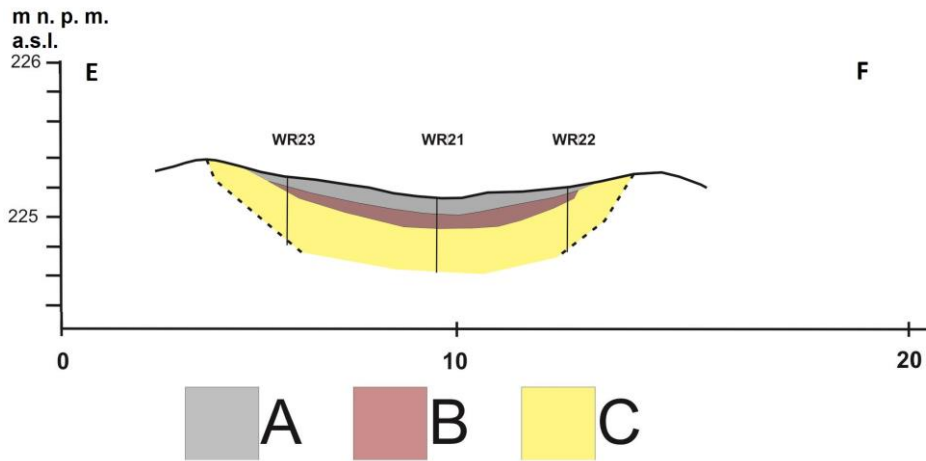


Figure 5 – Schematic geological E–F cross section
 A – peats poorly decomposed, B – sandy peats, C – medium sands

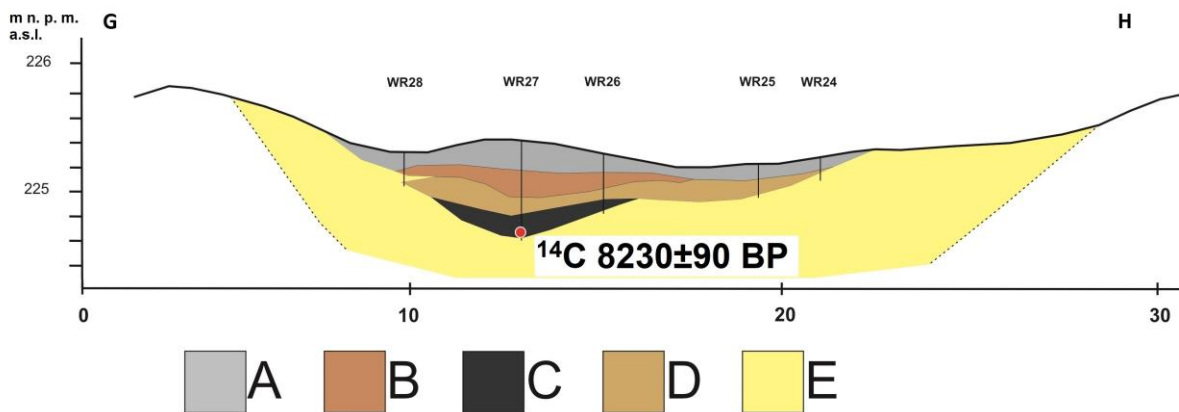


Fig. 6 – Schematic geological G–H cross section
 A – peats poorly decomposed, B – peats medium decomposed, C – peats strongly decomposed,
 D – peaty silts, E – medium sands

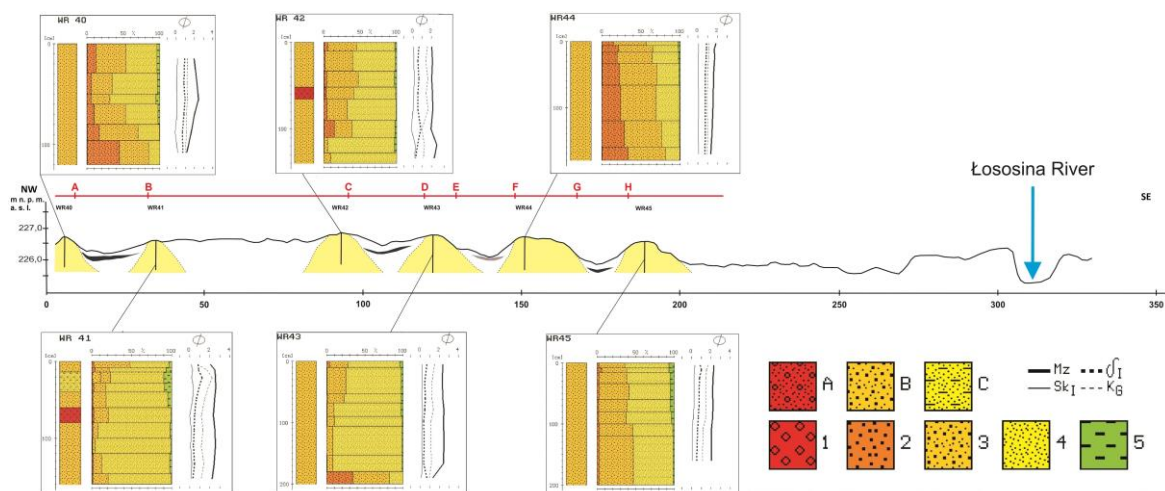


Figure 7 – Schematic geological section across sandy series of point bars and lithological profiles with grain size and Folk-Ward distribution parameters

Lithology: A – sands with gravels, B - medium sands, C – silty sands. Fractions: 1 – gravel (below -1ϕ); 2 – coarse sand ($-1-1 \phi$), 3 – medium sand ($1-2 \phi$), 4 – fine sand ($2-4 \phi$), 5 – silt and clay (above 4ϕ); Folk-Ward's distribution parameters: Mz – mean size, δ_1 – standard deviation, Sk_I – skewness, K_G – kurtosis

References

1. Bond G., Showers W., Maziet M. et al. A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates // *Science*. 1997. 278. P. 1257–1266
2. Kalicki T. Zapis zmian klimatu oraz działalności człowieka i ich rola w holocenijskiej ewolucji dolin środkowoeuropejskich // *Prace Geograficzne*. 2006. 204.
3. Lindner L., Mastella L. Geneza i wiek przełomu Wiernej Rzeki (Łososiny) w rejonie Bocheńca (SW Obrzeżenie Mezozoiczne Gór Świętokrzyskich) // *Prace Instytutu Geografii Akademii Świętokrzyskiej w Kielcach*. 2002. 6. P. 21–46.
4. Starkel L. *Paleogeografia holocenu*. Warszawa: PWN, 1977.
5. Starkel L. 8500–8000 years BP humid phase – global or regional? // *Science Reports of Tohoku University, 7th Series, Geography*. 2000. 49, 2. P. 105–133.

УДК 551.337(438)

CHANNEL AND SEDIMENTATION TYPE CHANGES IN CZARNA KONECKA RIVER VALLEY – NEW DATA (POLISH UPLANDS)

T. Kalicki, D. Zaborska

Jan Kochanowski University in Kielce, Institute of Geography, Department of Geomorphology,
Geoarchaeology and Environmental Management,
ul. Świętokrzyska 15, 25–406 Kielce, Polska; tomaszkalicki@ymail.com,
dominika_607880@wp.pl

Study section of the upper Czarna Konecka river valley is located downstream of Czarniecka Góra in northern Mesozoic margin of Holy Cross Mts. In the upper reaches its subsequent valley runs along erosion depression between Mesozoic hills.

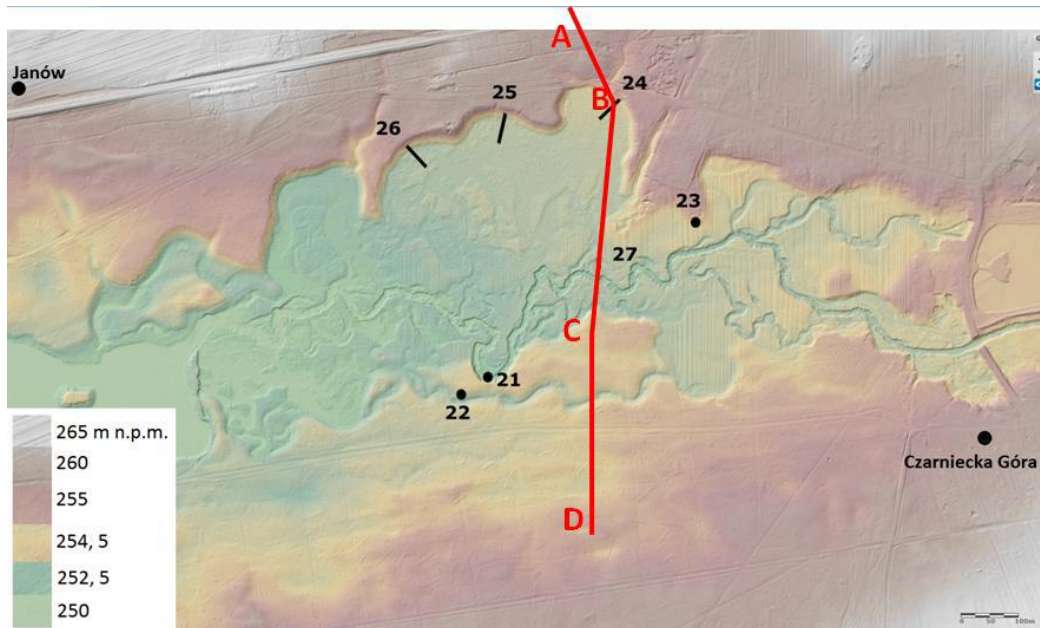


Figure 1 – Location of study profiles and cross section (see Fig. 2) in Czarna Konecka river valley downstream of Czarniecka Góra on Digital Elevation Model

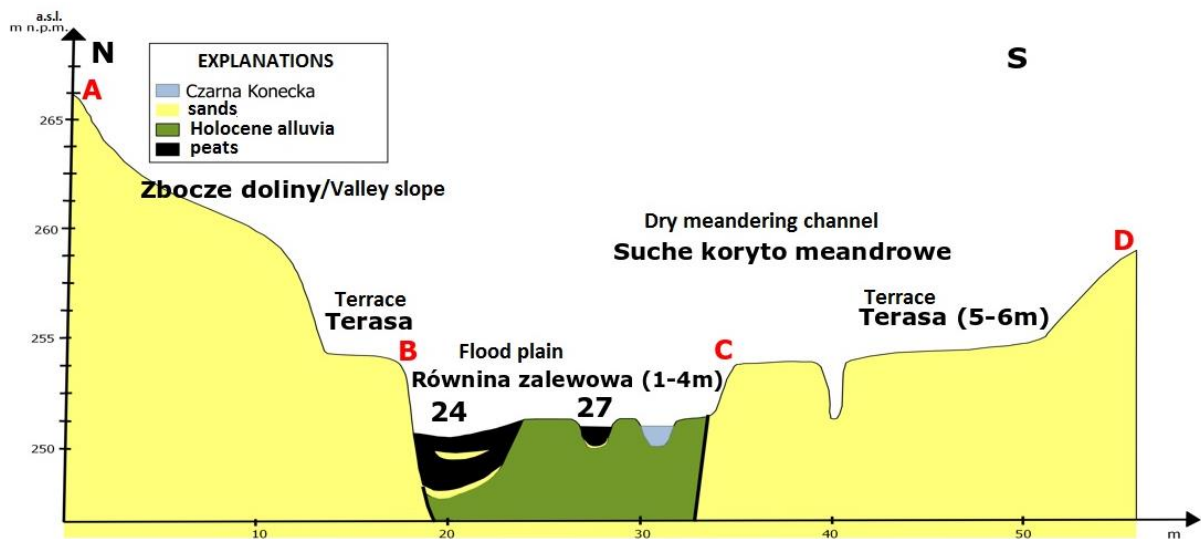


Figure 2 – Schematic section across the Czarna Konecka river valley downstream of Czarniecka Góra (location and No. of sites see on Fig. 1)

Within the valley can be divided some morphological levels of different age and structure.

The Pleistocene accumulative terraces are composed of sandy-gravel channel alluvia of braided river (Fig. 1, 2). The upper one (approx. 8,0–6,0 m a.r.l.) was OSL dated from depth about 1,0 m at $9,7 \pm 1,4$ ka (UJK-OSL-79) (profile Czarna 23). The lower one (approx. 3,5 m a.r.l.) was OSL dated from depth 3,0 m at $12,0 \pm 1,8$ ka (UJK-OSL-76) and from depth about 1,8 m at $15,3 \pm 2,3$ ka (UJK-OSL-78) (profile Czarna 21) [4]. The inversion of age between these terraces could be connected that on higher terrace was not dated their the alluvia but colluvia or, most probably, blow-wind sand cover. The left-site Pleis-

tocene terrace is cut by meandering abandoned channel filled by sands and peats 30–40 cm thick (profile Czarna 22).

According to the results of previous study [1–4] the floodplain of Czarna Konecka river consists a few cut-and-fill alluvial bodies at different ages. Cut off, changes of sedimentation type and fallen of trees reflected an increase and decrease of river activity. New data also confirm previous conclusions.

Along the river extend floodplain (2,0–1,0 m a.r.l.) with numerous oxbow lakes in the study section (Fig. 1, 2). Alluvia of this level show a clear facial differentiation typical for meandering river sediments. Some cut and fill alluvial bodies in one morphological level occurred. Three large palaeomeanders is visible in the northern part which cut the terrace. They are fill by peats (150–200 cm thick) with sandy layer. The bottom of the organic fill were radiocarbon dated at 8720 ± 60 BP (MKL-4117) cal. 7956-7596 BC (Czarna 26 profile) at 6770 ± 80 BP (MKL-3838) cal. 5815–5538 BC (Czarna 24 profile) and at 3870 ± 80 BP (MKL-3839) cal. 2502–2133 BC (Czarna 25 profile).

At Czarna 24 palaeomeander sandy intercalation in the peats indicate flood accumulation during the Roman period – after 1930 ± 60 BP (MKL-3829) cal. 51 BC–234 AD (Fig. 3). At Czarna 25 palaeomeander peats are locally cover by sandy delluvia in the Middle Age – after 385 ± 50 BP (MKL-3830) cal. 1438–1636 AD (Fig. 4). It indicate soil erosion on the terrace edge caused by anthropogenic deforestation in Old Polish Industrial District.

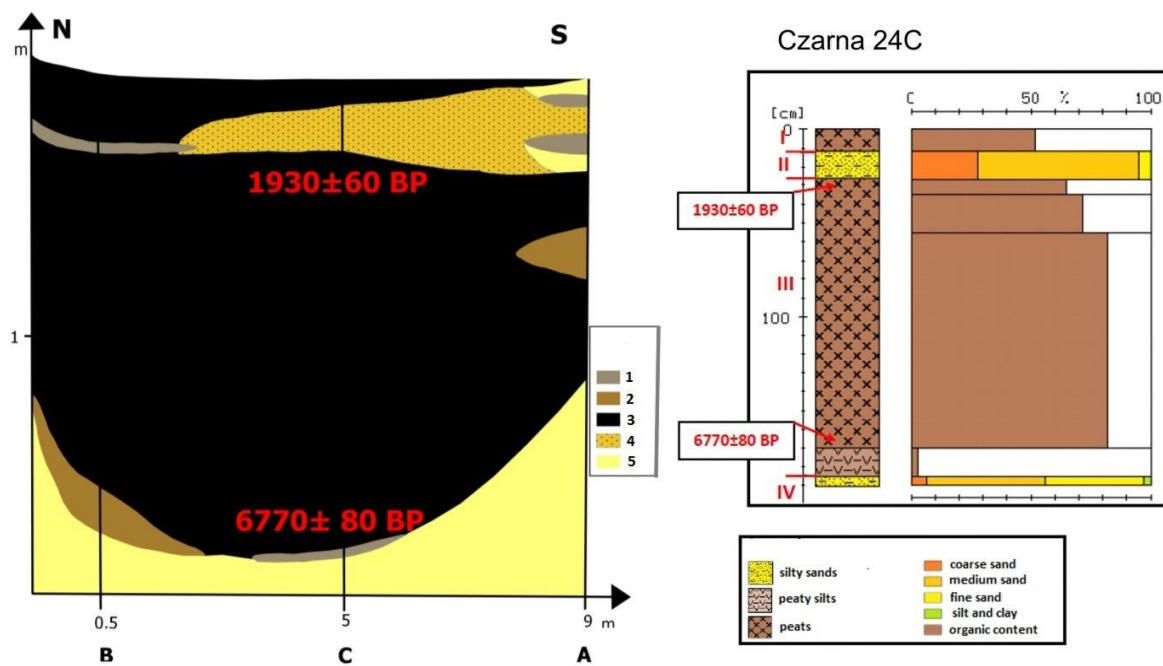


Figure 3 – Czarna 24 site: cross section of palaeomeander and grain size and organic content in profile Czarna 24 C

1 – peaty silts, 2 – clayey peats, 3 – peats, 4 – medium sands, 5 – silty sands

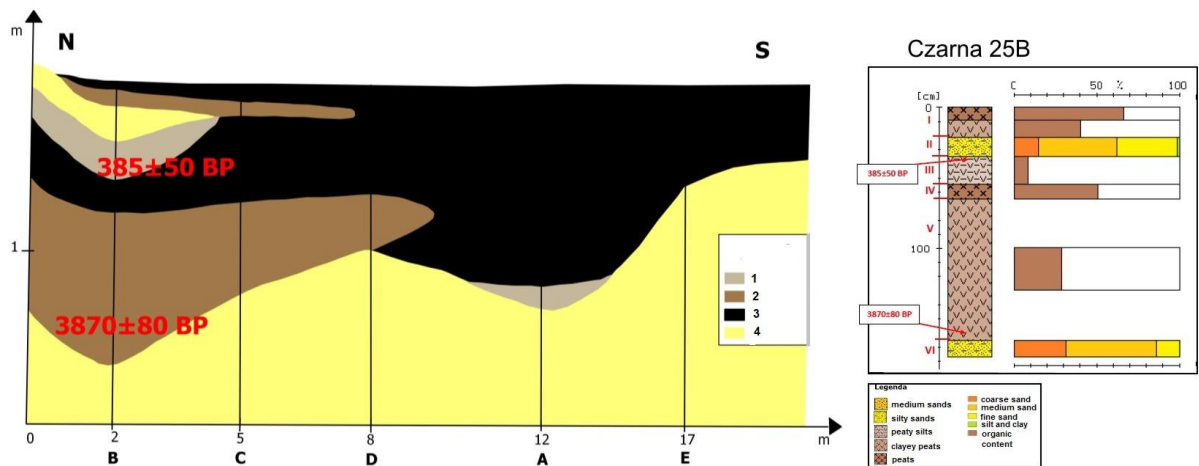


Figure 4 – Czarna 25 site: cross section of palaeomeander and grain size and organic content in profile Czarna 25 B
 1 – peaty silts, 2 – clayey peats, 3 – peats, 4 – sands

The youngest alluvial bodies with small palaeomeanders occur along the present-day riverbed. One of the abandoned meander at Czarna 27 profile was cut off at 1170 ± 60 BP (MKL-4118) cal. 691–989 AD (Fig. 1). There is filled with peats about 1,5 m thick.

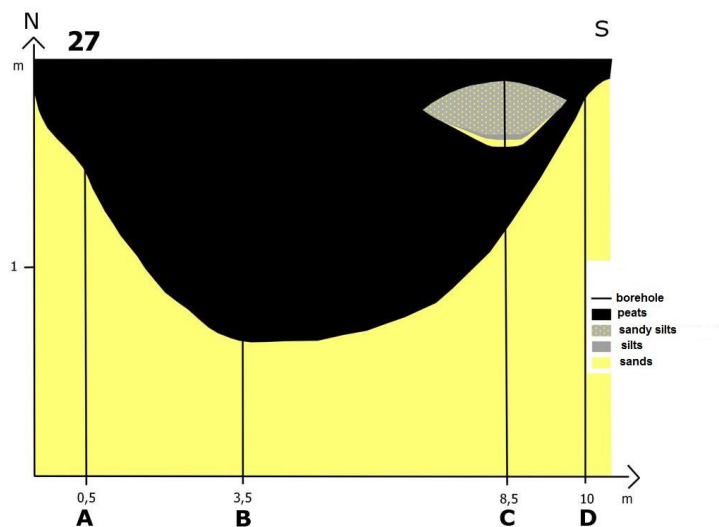


Figure 5 – Czarna 27 site: cross section of palaeomeander

References

1. Kalicki T., Krupa J., Przepióra P. et al. River valley evolution of Holy Cross Mountains region // In: Kalicki T., Frączek M., Przepióra P. (Eds.), Field Guide of FLAG Biennial Meeting «Evolution of river valleys in Central Europe». Kielce-Suchedniów, 2016. P. 48–93.
2. Kalicki T., Chrabąszcz M., Frączek M. et al. Zapis zmian antropogenicznych w formach i osadach dolin świętokrzyskich. Człowiek a środowisko – wzajemne oddziaływanie. Instytut Ochrony Środowiska – Państwowy Instytut Badawczy. Warsaw, 2018 (in print).
3. Kalicki T., Frączek M., Przepióra P. et al. Late Quaternary geomorphology and geochronology in the rivers of the Holy Cross Mountains region, central Europe // Quaternary Research, 2018. P. 1–16.

4. Kalicki T., Kuształ P., Nowak M., Zaborska D. Structure and age of terraces and flood plains: case study from the Czarna Konecka (Holy Cross Mountains – Polish Uplands) // *Geobalcanica Proc. Book. Physical Geography*, 2018. P. 111–118.

УДК 551.337(438)

RELIEF AND STRUCTURE OF CZARNA STASZOWSKA RIVER VALLEY DOWNSTREAM OF STASZÓW (POLISH UPLANDS)

P. Twaróg, T. Kalicki, M. Frączek, A. Zieliński

Jan Kochanowski University in Kielce, Institute of Geography, Department of Geomorphology,
Geoarchaeology and Environmental Management,
ul. Świętokrzyska 15, 25–406 Kielce, Polska;
pawel.twarog@interia.pl; tomaszkalicki@ymail.com; marcinfraczek1987@gmail.com;
artur.zielinski@ujk.edu.pl

Czarna Staszowska, the biggest river of Połaniec Basin (part of the Nida Basin), is the left tributary of Vistula river. Spring of the river is located in the Białe Ługi peat bog in Kielce Upland.

The river valley downstream of Staszów is about 4 km wide. On the Miocene clays occur here thick and genetically and lithologically diverse the Quaternary sediments. Fluvio-glacial terrace of the Oder glaciations and fluvial terraces of the Vistulian are preserved in the relief. Sandy-gravelly alluvia of these last terraces are cross bedding and have been accumulated by braided river (Rzym, Pod Napięciem and MiM profiles).

The flat valley bottom is separated from older forms by distinct and steep erosional edge. Erosional remnants of higher, older forms occurred within valley floor (Rytwiany, Kłoda). Some alluvial bodies of different structure and age could be distinguished in the cross section of flood plain between Tukłecz and Kłoda.

Świńska Krzywda site is located near the valley slope about 1,1 km from the present-day Czarna river bed. Macromeander is probably preserved here in the flood plain relief. Preliminary results of borings across this area confirm this interpretation. Large palaeomeander was filled by clastic and organic sediments. On sandy-gravelly channel deposits (depth 2,5–2,2 m) occurs silty-sandy member (2,2–1,63 m), probably Late Glacial age (pollen analyses made by L. Petr in progress). This clastic member was covered with peats (contents of organic matter 60–90 %) with layer of peaty silts (organic content 40%) at depth 1,2–1,1 m. Change of sedimentation type from clastic to organic one was dated at 8210 ± 80 BP (MKL-3028) cal. 7460–7059 BC (depth 1,30–1,35 m). The uppermost part of profile (depth 0,3–0,0 m) consist peaty silts (organic matter about 40 %). There were accumulated after 690 ± 60 BP (MKL-3027) cal. 1224–1400 AD (depth 0,40–0,45 m).

Kłoda site is located in the river bank near present-day landslide developed on the Miocene clays on the edge of Kłoda erosional remnant. Alluvia were accumulated during last millennium because there were TL dated at 1,3 ± 0,2 ka BP (KIE-866)(depth 1,5 m) and 1,2 ± 0,2 ka BP (KIE-865)(depth 0,53 m) and OSL dated at 1,6 ± 0,2 ka)(depth 1,5 m) and 1,3 ± 0,2 ka)(depth 1,0 m). Silty alluvia (40–10 % silt) have coarsening upward sequence.

Due to study results last incision of Czarna Staszowska downstream of Staszów could be dated on the end of Younger Pleniglacial because flood plain developed since

Late Glacial (macromeander at Świńska Krzywda site). Braided alluvia of the Vistulian terrace (Rzym, Pod Napięciem, MiM profiles) were dissected and concentration of river channel (large meanders) took place. Large meanders were cut off probably in the Younger Dryas/Holocene transition. There were filled first phase by clastic sediments in and in the second one (Holocene) by organic one. The cold event 8,2 ka BP is reflected in the peats as a decreasing of organic matter (layer of peaty silts) probably caused by an increase of flood frequency. The similar change of sedimentation type occurred in the last millennium when were deposited channel sediments near present-day river bed (Kłoda profile) and peaty silts (Świńska Krzywda profile) far from the river near the valley slope. This last change could be connected with anthropogenic impact (soil erosion and an increase of overbank sediments volume) and natural clustering of floods during the Little Ice Age.

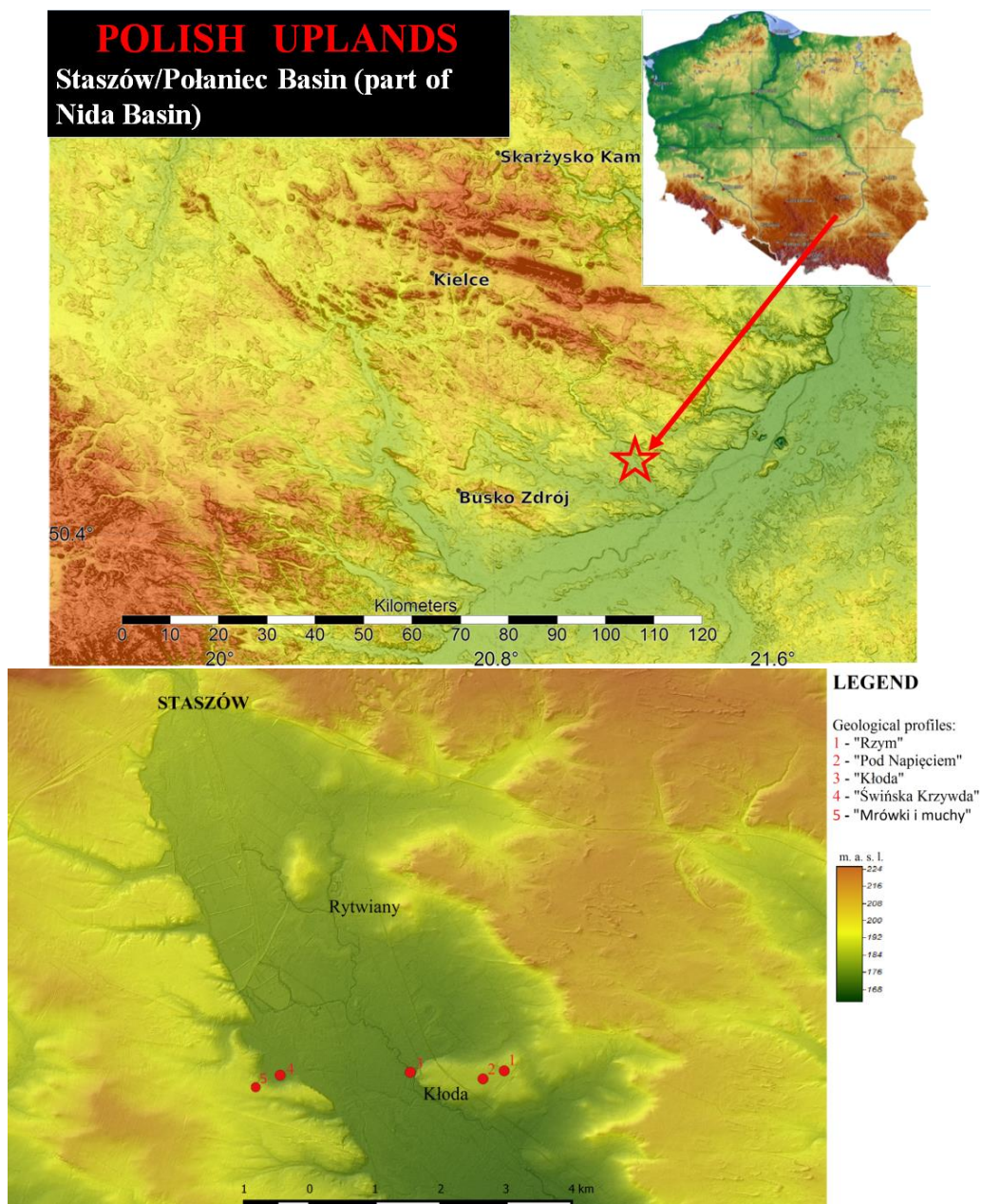


Figure 1 – Location of study area and sites

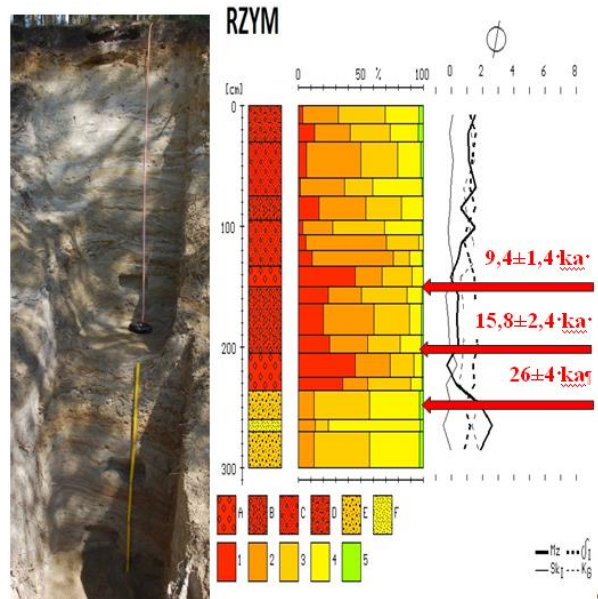


Figure 2 – Geological profile Rzym

Lithology: A – gravels with sands, B - sands with gravels, C – sands with single gravels, D – silty sands with gravels, E - varigrained sands, F – finey sands
 Fractions: 1 – gravel (below -1ϕ); 2 – coarse sand ($-1-1 \phi$), 3 – medium sand ($1-2 \phi$), 4 – fine sand ($2-4 \phi$), 5 – silt and clay (above 4ϕ); Folk-Ward's distribution parameters: Mz – mean size, δ_I – standard deviation, Sk_I – skewness, K_G – kurtosis

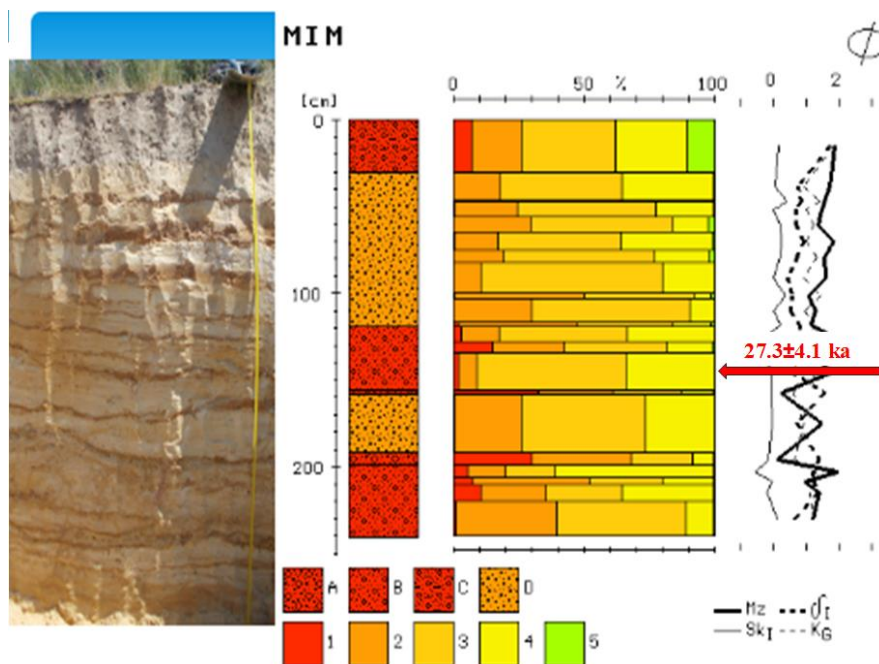


Figure 3 – Geological profile Mrówki i Muchy (MIM)

Lithology: A – sands with gravels, B – medium sands with single gravels, C – silty sands with gravels, D – varigrained sands;
 Fractions: 1 – gravel (below -1ϕ); 2 – coarse sand ($-1-1 \phi$), 3 – medium sand ($1-2 \phi$), 4 – fine sand ($2-4 \phi$), 5 – silt and clay (above 4ϕ); Folk-Ward's distribution parameters: Mz – mean size, δ_I – standard deviation, Sk_I – skewness, K_G – kurtosis

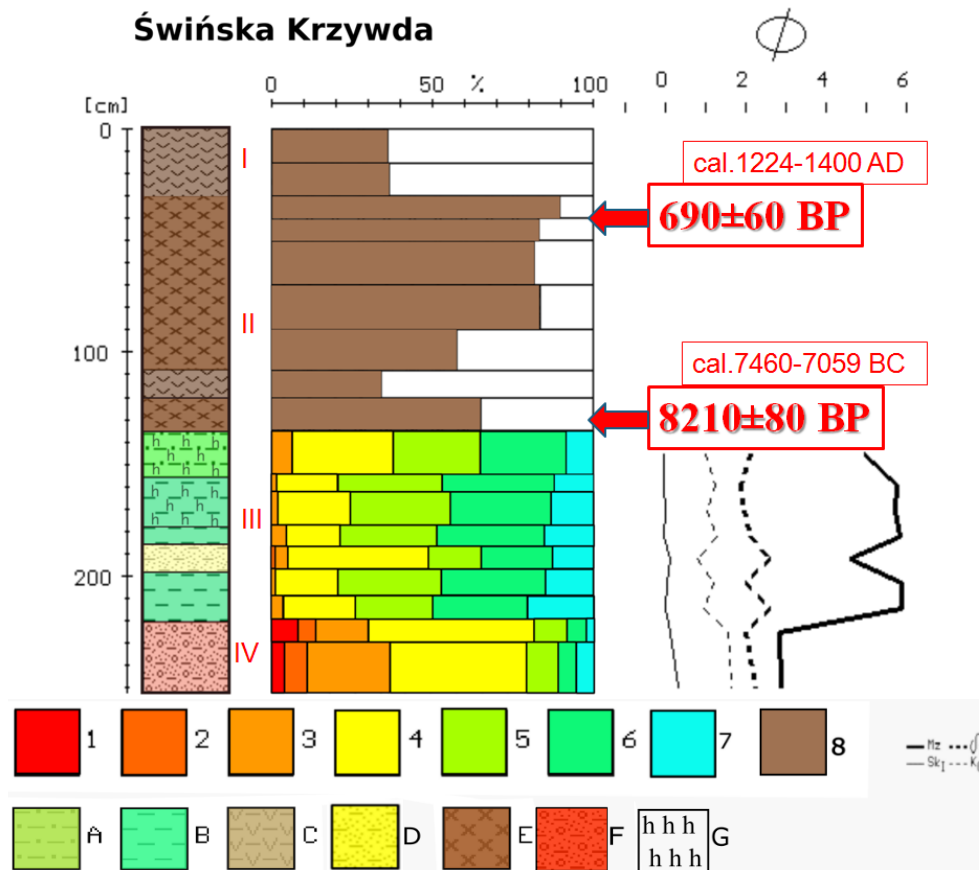


Fig. 4 – Large palaeomeander at Świńska Krzywda, geological profile of abandoned channel fill
Lithology: A – sandy silts, B – clayey silts, C – peaty silts, D – silty sands, E – peats, F – sands with single gravels, G – detritus;
Fractions: 1 – gravel (below -1 φ); 2 – coarse sand (-1–1 φ), 3 – medium sand (1–2 φ), 4 – fine sand (2–4 φ), 5 – coarse and medium silt (4–6 φ), 6 – fine silt (6–8 φ), 7 – clay (above 8 φ), 8 – organic matter content;
Folk-Ward's distribution parameters: Mz – mean size, δ₁ – standard deviation, Sk₁ – skewness, K_G – kurtosis

УДК 551.337(438)

GEOARCHAEOLOGICAL CONTEXT OF «VALLEY FORT» AT JATWIEŻ DUŻA (NE POLAND)

P. Przepióra¹, K. Żurek², T. Kalicki¹, M. Frączek¹, A. Wawrusiewicz³

¹Jan Kochanowski University in Kielce, Institute of Geography, Department of Geomorphology,
Geoarchaeology and Environmental Management,
ul. Świętokrzyska 15, 25–406 Kielce, Polska; pawelprzepiora1988@gmail.com

²Student Science Club of Geomorphologists «Złoty Bażant»,
Jan Kochanowski University in Kielce, ul. Świętokrzyska 15, 25–406 Kielce, Polska

³Department of Archaeology, Podlaskie Museum in Białystok,
Rynek Kościuszki 10, 15-426 Białystok, Poland

In the territory of north-eastern Poland (Podlasie) more are discovered traces of pre-historic settlements. In 2017, using the LiDAR method, located about 26 settlement sites in the Podlasie Lowland (Fig. 1). All these sites have a similar construction form and together

they represent a compact settlement system called «valley forts». The main aim of this studies is to present the preliminary results of geoarchaeological studies of those objects. The Jatwież Duża 5 site is an good example of this kind of objects where is currently being studied by archaeologists and geomorphologists research team. Interdisciplinary works allowed to obtain many important information about this section [4–7].

The Jatwież Duża 5 site is located about 1,5 km westward of the Brzozówka River. Analyzed object is located on the Pleistocene tills, fluvioglacial sands and gravels. In the JW1 profile visible material representing fluvioglacial sands. Prevail here medium sands with the admixture of silty material and single gravels. In the first phase of accumulation there were coarsening upwards sediments. The upper part of the profile is visible second phase of accumulation of fining upward deposits (Fig. 2) [7].

The form has an oval shape and is built by two distinct moats separated by embankment. In its central part is located flat area with a diameter of about 60 m (Fig. 3).

The methodology of archaeological research consisted in marking out a trench on the NW-SE orientation, 25 m long and 2 m wide. The archaeological survey was conducted from the central elevation of the form and crossed two moats (Fig. 4).

During excavations, discovered 10 archeological resource objects with 79 parts of pottery and 83 flint artifacts. Technological and stylistic analysis of the pottery has shown that these artifacts belong to Urnfield culture communities (Surash Group) [1, 3]. The communities of this group developed in the Podlasie Lowland in the Bronze and Iron Age.

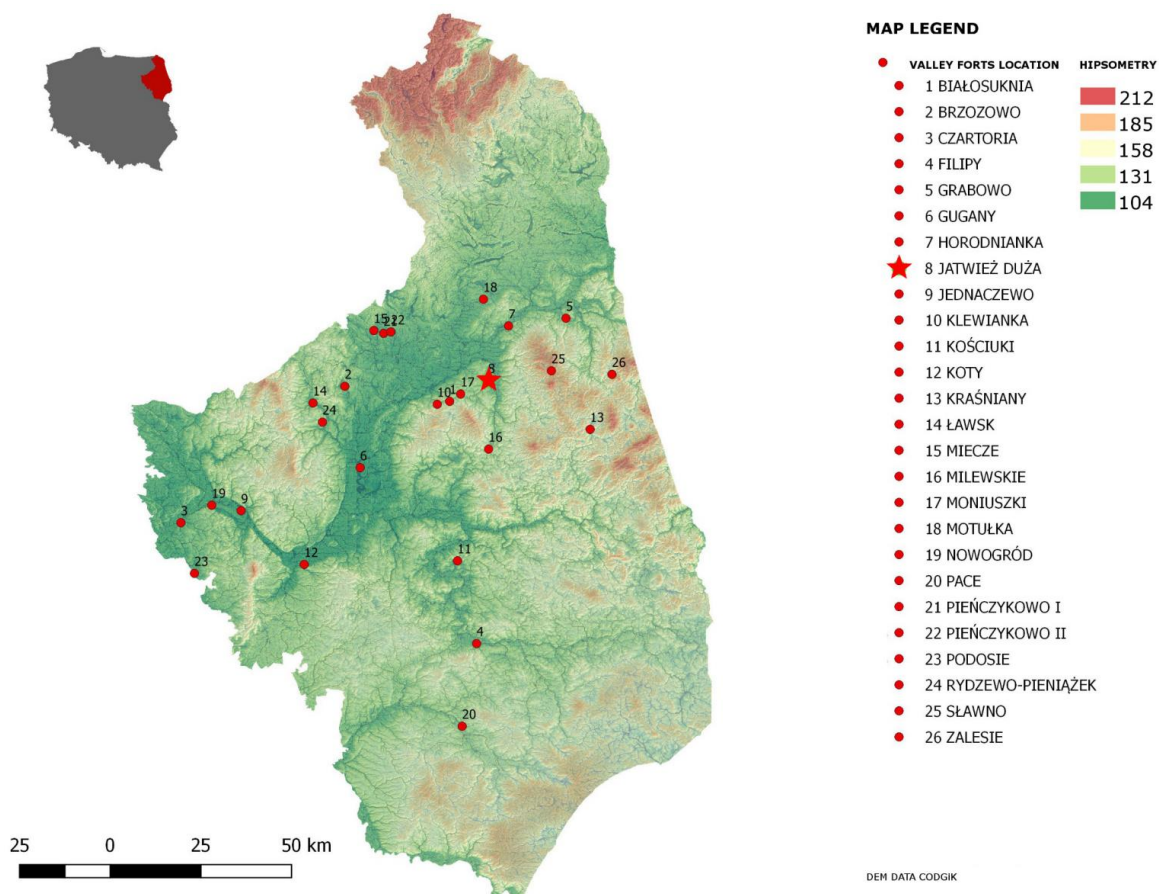


Figure 1 – Location of the Jatwież Duża 5 site against the others «valley forts» in the Podlasie

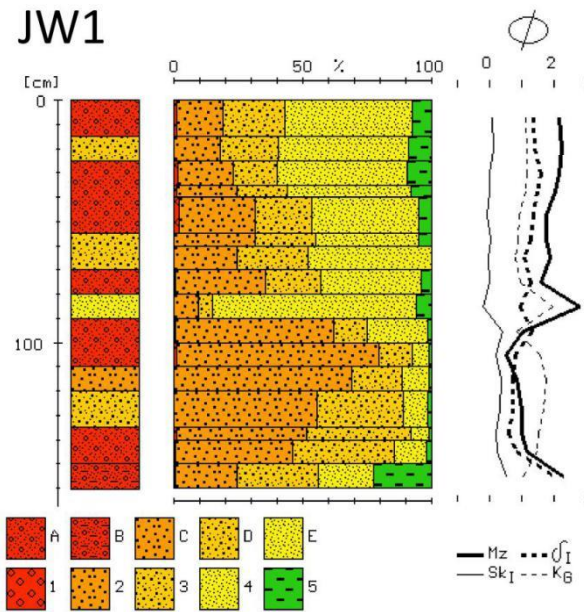


Figure 2 – JW1 profile (drilling) located about 20 m NW from the archaeological site
 Lithology: A – sands with single gravels, B – silty sands with gravels, C – coarse sands, D – medium sands, E – fine sands; Fractions: 1 – gravels, 2 – coarse sands, 3 – medium sands, 4 – fine sands, 5 – silts and clays; Folk-Ward's distribution parameters; Mz – mean diameter, δ_1 – standard deviation (sorting), Sk₁ – skewness, K_G – kurtosis

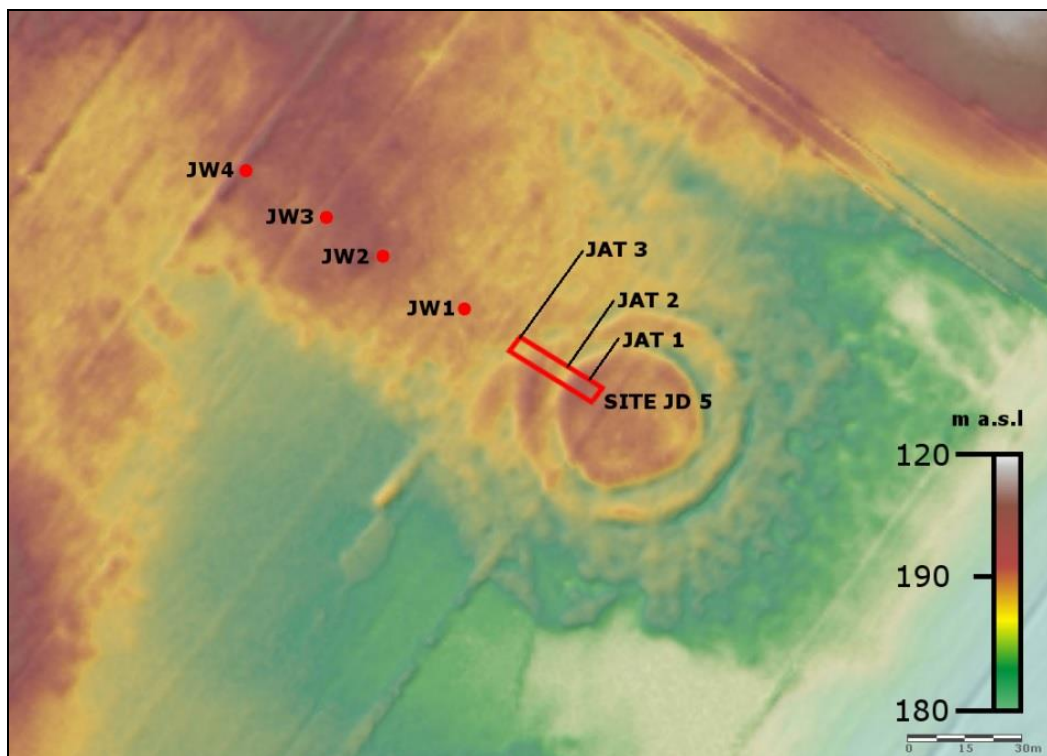


Figure 3 – The archaeological site and geological profiles location on the Digital Elevation Model

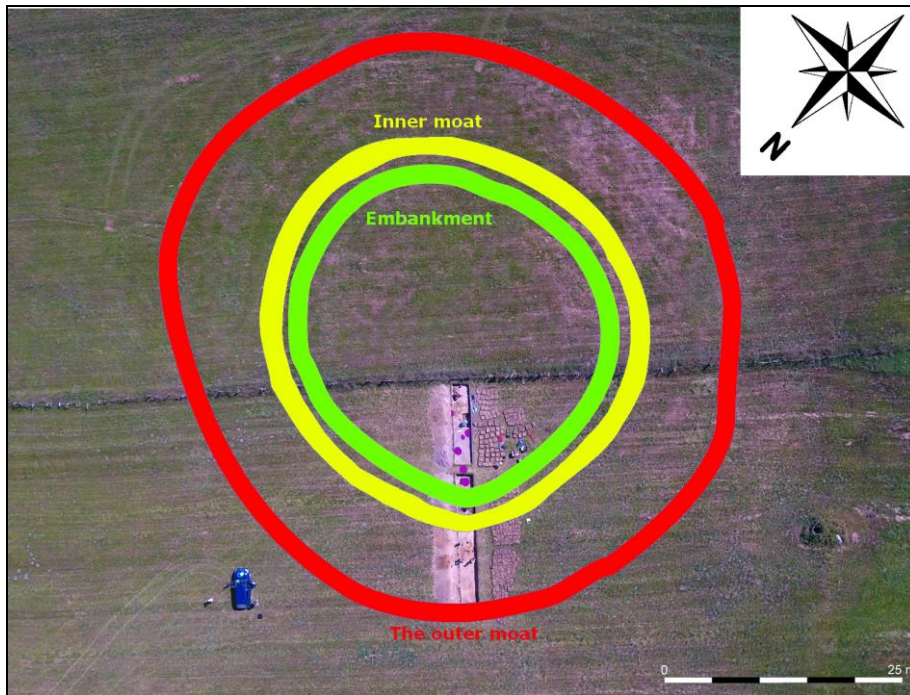


Figure 4 – Schematic explanation of the analyzed object at the Jatwież Duża 5 site

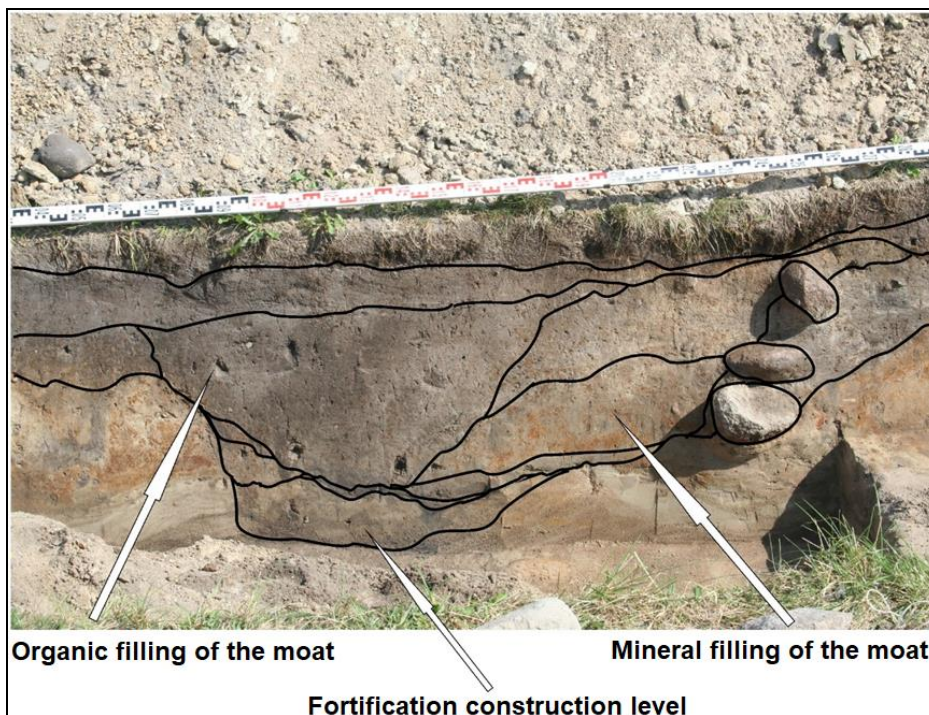


Figure 5 – Schematic explanation of the inner moat in Jatwież Duża 5 site

The sample taken from the southern profile from inner moat bottom (Fig. 5) was OSL dated at $2,93 \pm 0,44$ ka (UJK-OSL-98). This date should be associated with the beginning of the functioning of this «valley fort» period about 900 BC (HaB/V EB). It corre-

lates with the community Urnfield culture activity in NW Poland and with climate cooling – second Bond Event [2].

Preliminary results of the studies indicate that this structure was used as a storage facility in the Bronze Age. The entire object is too small to function as a permanent settlement and it was probably used seasonally. Sudden cold period forced Urnfield culture communities to storage food in the pit hole (Fig. 6) in this kind of «valley fort» which many of them occur all over the Podlasie area [4–6].

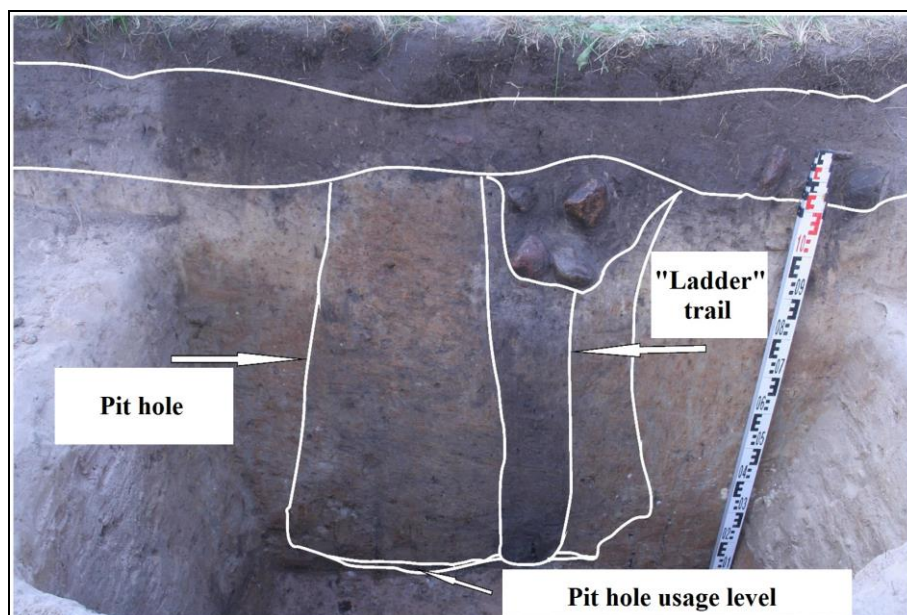


Figure 6 – Schematic explanation of the pit hole in Jatwież Duża 5 site

References

1. *Dąbrowski J.* Epoka brązu w północno-wschodniej Polsce, Białystok. 1997.
2. *Marks L.* Zmiany klimatu w holocenie // *Przegląd Geologiczny*. 2016. Vol. 64, N 1. P. 59–65.
3. *Pawlata L.* Stanowisko kultury łużyckiej w Popowlanach, gm. Tykocin, pow. białostocki // *Zeszyty Podlaskie*. 2009. Vol. 5. P. 55–95.
4. *Żurek K., Kalicki T., Wawrusiewicz A. et al.* «Valley Forts» in Poldasie river valleys – preliminary archaeological and paleogeographical results on the Jatwież Duża archaeological site // 24. Kvarter, Brno. 2018. P. 70.
5. *Żurek K., Kalicki T., Frączek M. et al.* Fenomen założeń obronnych typu «Valley Forts» w dolinach Podlasia – wstępne wyniki badań geoarcheologicznych ze stanowiska Jatwież Duża // 20. MISSA. Poznań, 2019. P. 48.
6. *Żurek K., Kalicki T., Wawrusiewicz A. et al.* «Valley Forts» as a settlement strategy of Urnfield Culture communities in the time of environmental crisis // *Sbornik abstraktu, 15. Konferencja Environmentálnej Archeológie, «Historie neznámá kdyby»*, Katedra archeológie Moravské zemské muzeum, Brno. 2019. P. 43–44.
7. *Przepióra P., Żurek K., Kalicki T. et al.* Geoarchaeology of «Valley Forts»: case study at Jatwież Duża (Podlasie, E-Poland) – first results // *Geobalcanica proceedings*. 2019 (in print).

FACIAL DIFFERENTIATION OF CZARNA KONECKA RIVER SEDIMENTS IN TWO SELECTED PROFILES

Y. Trifonov¹, P. Kuztal², P. Grzeszczyk², M. Aksamit², T. Kalicki³

¹Belarus State University, Department of Geography and Geoinformatics,
Nezavisimosty ave. 4, 220030 Minsk, Belarus; yurytrifon@gmail.com

²Student Science Club of Geomorphologists «Złoty Bażant», Jan Kochanowski University in Kielce,
ul. Świętokrzyska 15, 25–406 Kielce, Polska, roch1990@gmail.com, paula-44@gazeta.pl,
m.aksamit1989@gmail.com

³Jan Kochanowski University in Kielce, Institute of Geography, Department of Geomorphology,
Geoarchaeology and Environmental Management, ul. Świętokrzyska 15, 25–406 Kielce,
Polska; tomaszkalicki@ymail.com

The research profiles is located in the upper Czarna Konecka river valley (3rd order river within the Vistula basin in central Poland) downstream of Stąporków. This valley runs along erosion depression between Mesozoic hills (the Jurassic sandstones in the basement) on uplands of NW part of the Holy Cross Mountain region (Fig. 1). In the 15th–19th c., functioned there Old Polish Industrial District. The numerous ironworks were located on the Czarna Konecka river at that time [1, 2].

The study of floodplain sediments was carried out. The field and laboratory research (macroscopic structure analysis of the outcrops, measurements of the pH values and of organic matter and carbonate contents in deposits, sediment grain-size analysis by sieve method, Folk and Ward's distribution parameters counting and graphic presentation by GRANULOM program of A. Walanus) made it possible to determine the facial differentiation of the alluvial deposits of study area.

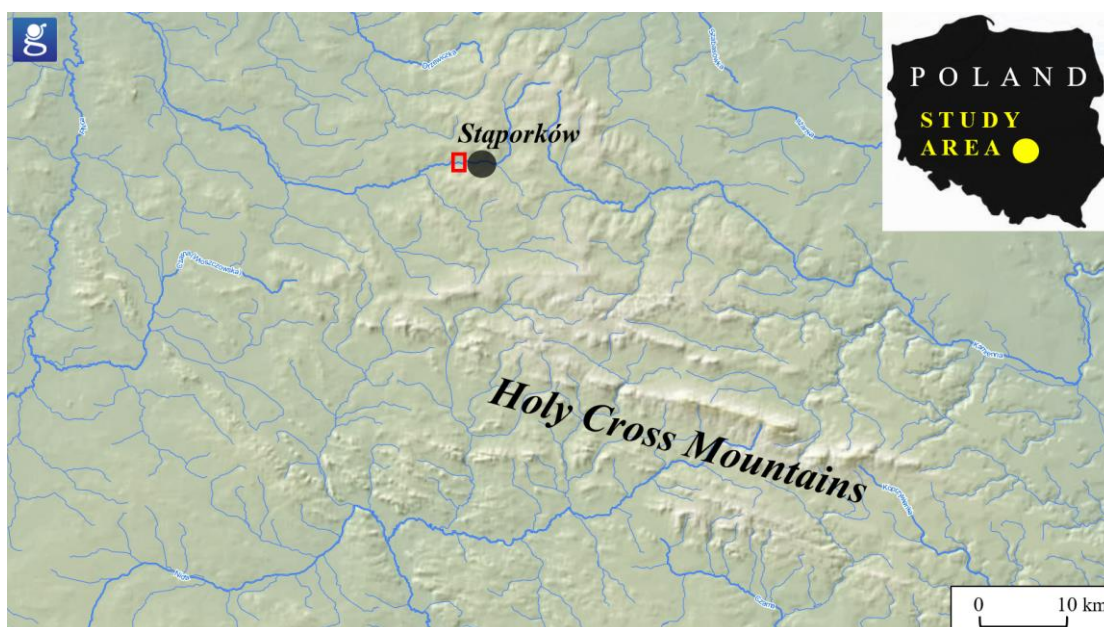


Figure 1 – Location of the research section (red border) of Czarna Konecka river valley on the Digital Terrain Model [3]

Czarna 36 profile. The outcrop is located on the left bank of the riverbed near the village of Grzybów (downstream of Stąporków). It measures 130 cm above the river level and shows the structure of the low floodplain (Fig. 2).

The silty sands and sandy silts in the lower part of the profile (130–87 cm) transform upwards into organic sediments (87–47 cm), which in the top part (65–47 cm) consisting of about 70–80 % of organic matter. Above is the overbank deposits – poorly sorted ($\delta_1 = 1,7-1,9$) sandy silts (47–35 cm), which are covered by sands showing fining upwards sequence (35–0 cm) with pedogenic structures (30–0 cm) (Fig. 3). In the overbank alluvium of the top part of the profile (47–0 cm) are charcoals, probably from the historical iron-works (Fig. 2).



Figure 2 – General view of the Czarna 36 profile (2018)

Czarna 37 profile. The outcrop is located on the right bank of the riverbed near the village of Grzybów (downstream of Stąporków). It measures 215 cm above the river level and shows the structure of the high floodplain (Fig. 4).

The clastic sediments (mainly sands and gravels) in the lower part of the profile (215–90 cm) show fining upwards sequence (185–90 cm). Above is the fossil soil (90–70 cm) consisting of about 20 % of organic matter and levee deposits (50–20 cm) which are

composed of intercalations of sands and silts. In the top of the profile are sediments transformed by soil processes (20–0 cm). Between the fossil soil and the deposits of the levee is a poorly sorted ($\delta_I = 1,8$) silty transition layer (70–50 cm) with micro artifacts (charcoals), probably from the historical ironworks. The pH value of deposits of this layer and the fossil soil is the lowest (about 3,5), while the highest pH value (more than 5,0) is at the bottom of the profile (205–215 cm) and in the top part of the levee deposits. In the sediments of the entire outcrop, there are no carbonates (Fig. 5).

Czarna 36

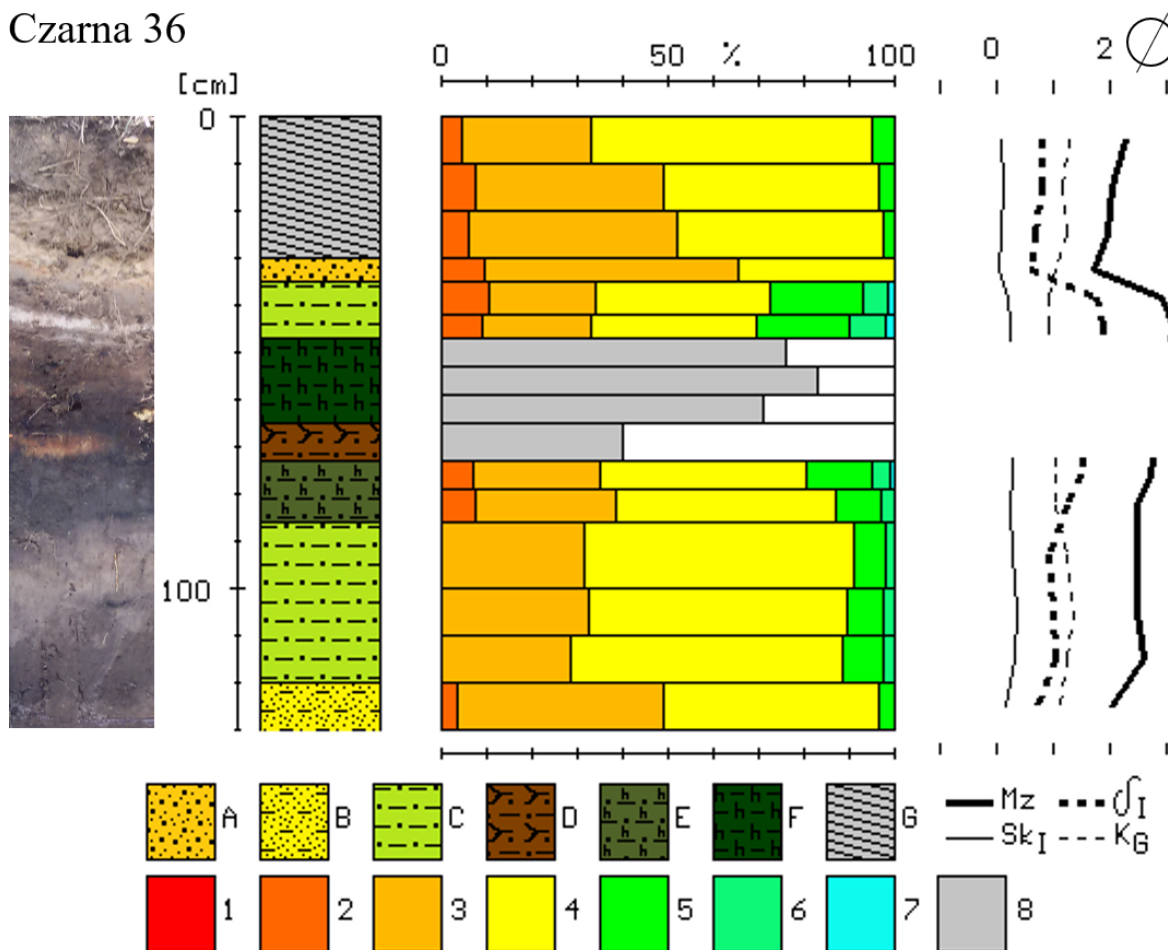


Figure 3 – Lithology, grain size, Falk-Ward distribution parameters (Mz – mean diameter, δ_I – standard deviation, SkI – skewness, K_G – kurtosis, organic matter content at Czarna 36 profile)

Lithology: A – medium sands, B – silty sands, C – sandy silts, D – sandy silts with organic detritus, E – organic sandy silts, F – organic silts, G – soil; Grain size: 1 – gravel, 2 – coarse sand, 3 – medium sand, 4 – fine sand, 5 – coarse silt, 6 – medium and fine silt, 7 – clay, 8 – percent of organic matter

Sediments of floodplain in the research profiles demonstrate a distinct facial differentiation typical for meandering river. The variation of sedimentation types (recorded in the outcrops) indicate changes in the river activity in the Holocene related to climate fluctuations and human impact (layers of clastic and organic sediments, soil fossilization and its covered with levee deposits). Dating of the sediments will determine the age of these changes.



Figure 4 – General view of the Czarna 37 profile (2018)

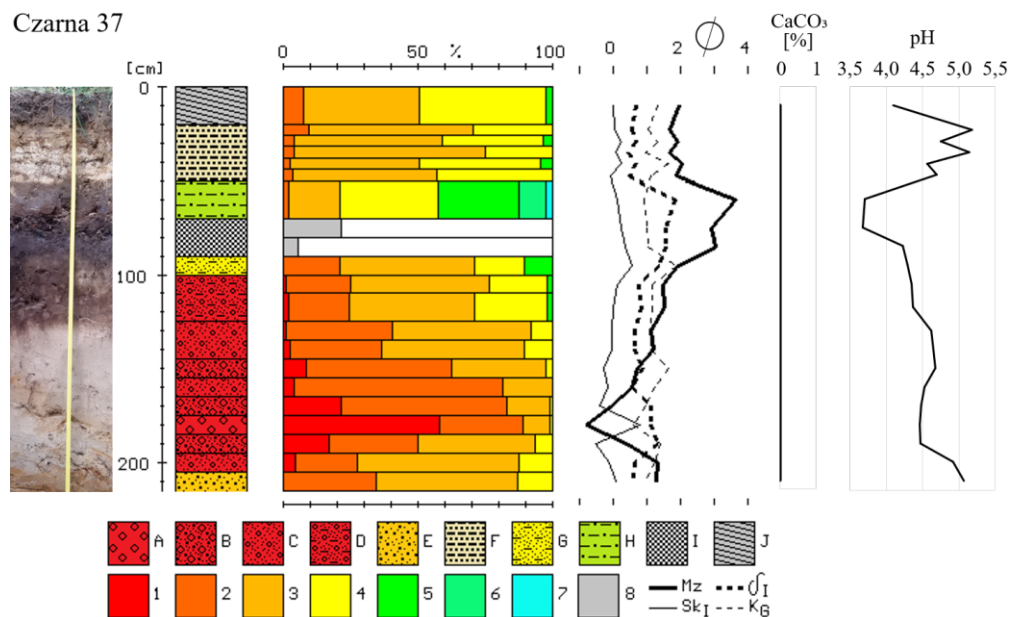


Figure 5 – Lithology, grain size, Falk-Ward distribution parameters

(Mz – mean diameter, δ_1 – standard deviation, Sk_I – skewness, K_G – kurtosis, pH values, percentage of organic matter and carbonates in deposits at Czarna 37 profile)

Lithology: A – gravels with sands, B – sands with gravels, C – sands with single gravels, D – silty sands with single gravels, E – medium sands, F – sands with silts layers, G – silty sands, H – sandy silts, I – buried soil, J – soil; Grain size: 1 – gravel, 2 – coarse sand, 3 – medium sand, 4 – fine sand, 5 – coarse silt, 6 – medium and fine silt, 7 – clay, 8 – percent of organic matter

References

1. Kalicki T., Krupa J., Przepióra P. et al. River valley evolution of Holy Cross Mountains region // T. Kalicki, M. Frączek, P. Przepióra (ed.), Field Guide of FLAG Biennial Meeting «Evolution of River Valleys in Central Europe». Kielce-Suchedniów, 2016. P. 48–93.
2. Kalicki T., Przepióra P., Kuzstal P. Anthropogenic flash floods on two selected rivers of Holy Cross Mts. region in 20th c. – origin and effects // Prace i Studia Geograficzne. 2019. T. 64, N 1. P. 21–36.
3. geoportal.gov.pl – Digital Terrain Model [Electronic resource] (date of access: 17.02.2019).

УДК 551.336(476)

ИЗМЕНЕНИЯ РЕЧНОЙ СЕТИ БАСЕЙНА ЗАПАДНОЙ БЕРЕЗИНЫ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ БЛИЗ ВОЛОЖИНА

Т. Калицкий¹, М. Франчек¹, Ю. Ю. Трифонов²

¹Университет Яна Кохановского в Кельце, Институт географии,
ул. Свентокшистская 15, 25–406 Кельце, Польша; tomaszkalicki@ymail.com
²Белорусский государственный университет, факультет географии и геоинформатики,
пр. Независимости 4, 220030 Минск, Республика Беларусь; yurytrifon@gmail.com

Река Зап. Березина принадлежит к бассейну Балтийского моря, имеет длину 226 км и площадь водосбора 4 000 км². Река берет начало возле д. Бортники на территории Минской возвышенности и является третьим по величине притоком Нёмана. Её устье находится возле д. Метичи в Нёманской низине.

Развитие долин бассейна Нёмана было тесно связано с явлением подпора рек деградирующим ледником [3]. Основные формы рельефа исследуемой территории образовались во время сожской стадии припятского оледенения, когда сформировалась Воложинско-Логойско-Докшицкая полоса конечных морен. В катагляциальный период этой стадии оледенения у края ледника создавались маргинальные долины, фрагменты которых непродолжительное время занимали приледниковые озёра. В этот же период образовался сквозной отрезок долины Зап. Березины, разделяющий моренные гряды Минской и Ошмянской возвышенностей. Следы спуска вод тающего сожского ледника являются долинными зандры на высоте 160–170 м над уровнем моря, которые непосредственно примыкают к склонам конечно-моренных гряд. Во время муравинского межледниковья вследствие гляциоизостатических движений произошел размыв зандров за счёт углубления и разрушения dna долины [1].

Исследуемый отрезок долины Зап. Березины близ Воложина весьма отличительный во всем бассейне Нёмана. На нём удалось установить цикл изменений русла от многоорукавного через крупнорукавные меандры до малых меандров [4, 9–13].

Во время максимума последнего оледенения здесь проходил сток талых ледниковых вод из Нарочано-Вилейского приледникового озера. С этим периодом или с очередными рецессионными фазами ледника необходимо связывать образование высоких террас, прослеживаемых на участке между деревнями Углы и Калдыки. В их строении господствует недифференцированный песчано-гравийный и песчаный аллювий разветвляющейся реки. На формирование этих террас многоорукавным потоком указывает и прямолинейное подрезание склонов долины, а также сохранившиеся

ся местами на их поверхности следы протоков многорукавной реки (2,0–2,5-метровая терраса близ д. Савичи Воложенского р-на) [4, 9].

Многорукавность Пра-Зап. Березины во время деградации материкового ледникового покрова объяснима особенностями её питания. Как показывают исследования [8], гипотетическим режимам равнинных рек перегляциальной зоны были свойственны плавные и длительные летние ледниковые паводки (половодье). На летнее ледниковое половодье весной накладывались снеговые, а осенью дождевые паводки. В результате, река имела значительные жидкий и твёрдый руслообразующие расходы в течение большей части года. Другими словами, паводковое состояние было близким нормальному для ледниковой Пра-Зап. Березины, что обуславливало увеличение поперечного сечения её русла за счёт многорукавности.

По мере деградации материкового оледенения, среднегодовой сток реки все ближе приближался к меженному. Образование временных пойменных протоков становилось возможно (как и в современной пойме) только в период максимального относительно непродолжительного половодья, что и обусловило изменение в русловых процессах. Разветвленное русло сменилось однорукавным меандрирующим потоком.

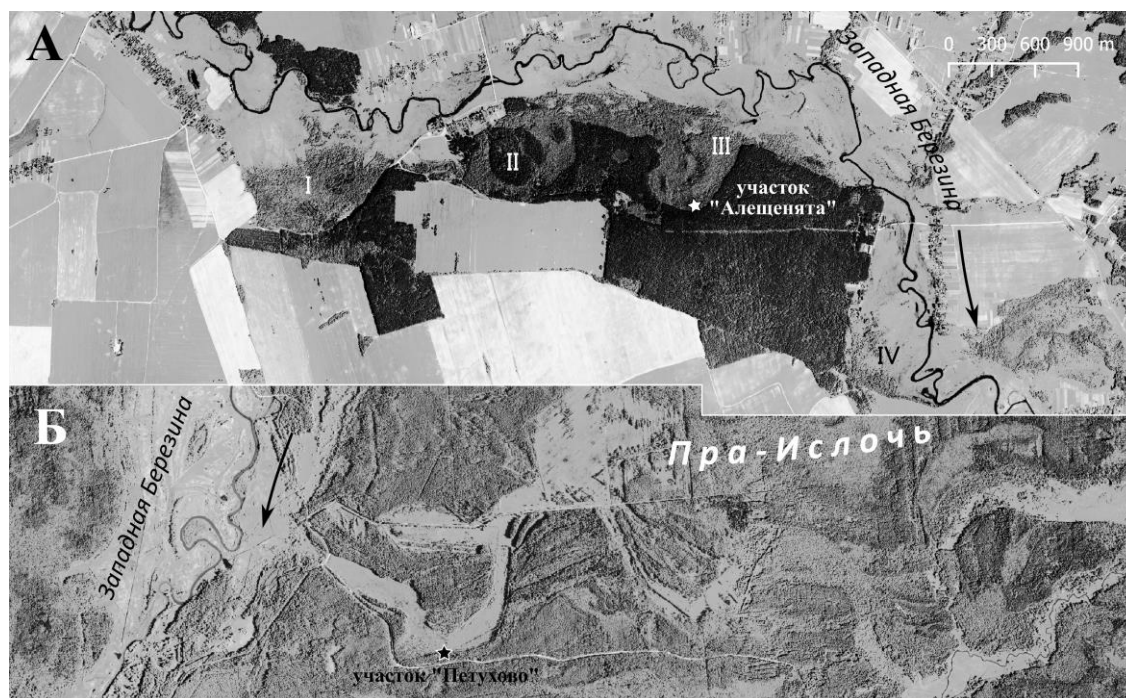


Рисунок – Участки полевого исследования 2018 г. на ортофотопланах, составленных по материалам АФС (масштаб 1 : 10 000)

А – участок «Алешенята» (панхроматическая съёмка, 2008 г., пространственное разрешение – 40 см); I, II, III, IV – палеомеандры; Б – участок «Петухово» (мультиспектральная (RGBN) съёмка, 2016 г., пространственное разрешение – 30 см)

Так, близ д. Олешенята Воложенского р-на образованная многорукавной рекой, терраса подрезана двумя крупноручьевыми (около 200 м) и широкими (свыше 100 м) палеомеандрами (рис. А II и III), ещё два из них врезаны в склоны долины (рис. А I и IV). В ходе полевых исследований на участке «Алешенята» было установлено, что мощность торфа в них достигает 2 м (рис. А III) [12]. На участке долины от агрого-

родка Городьки до устья р. Ластоянки по дистанционным данным также чётко дешифрируется серия из более десяти палеомеандров, сопоставимых по параметрам с описанными возле Олещенят.

Палеомеандры интерпретируются по материалам аэрофотосъёмки (АФС) по более светлому тону заболоченных лесных массивов с преобладанием мелколиственных древесных пород. Их рисунок более светлый и мелкозернистый чем у высоких террас, покрытых сосновым лесом, но более темный, чем ровный рисунок лугов современной поймы. Контуры макроизлучин имеют характерные полукруглые очертания (рис. А).

Заметим, что как у современных рек субарктической зоны, в долине Пра-Зап. Березины могли на определённом этапе одновременно существовать много- и однорукавные участки русла.

Куда более сложная, с точки зрения палеогеографической реконструкции, ситуация наблюдается в бассейне Зап. Березины на участке южнее Ошмянской конечно-моренной гряды, вплоть до места впадения в р. Нёман. Здесь переформирования русел Зап. Березины и её притоков не ограничивались склонами ложбины стока ледниковых вод. Речные долины развивались свободно, а гидрографическая сеть претерпела существенные изменения. Эти обстоятельства не позволяют также уверенно, как на участке Западной Березины в пределах долины прорыва талых ледниковых вод, установить последовательность смены многорукавных русел местных крупных рек на меандрирующие. Однако можно предположить, что здесь этот процесс протекал подобным образом примерно в тоже геологическое время.

Довольно хорошо сохранились в структуре ландшафта бассейна Зап. Березины на участке южнее Ошмянской конечно-моренной гряды особо крупные макроизлучины и фрагменты меандрирующих палеорусел.

Весьма показательный крупноручевой (около 600 м), широкий (200 м) палеомеандр расположен в долине Западной Березины близ д. Малая Чапунь Ивьевского р-на. Примечательно, что параметры изгибов современной долины на этом участке сопоставимы его размерам, что позволяет косвенно утверждать об унаследовании современной поймой траектории крупного палеорусла некогда протекавшей здесь Пра-Зап. Березины.

Также в ходе исследований, на основе анализа материалов дистанционных съёмок, нами был выявлен отшнуровавшийся в результате авульсии участок меандрирующего палеорусла, предположительно Пра-Ислочи, протяжённостью более 20 км. Траектории современной р. Ислочь и пра-долины расходятся возле д. Яцково-Пески Воложинского р-на. Далее они пролегают параллельно друг другу на расстоянии около 4 км. Пра-Ислочь, как и современная р. Ислочь, «впадает» в Западную Березину около д. Чапунь Ивьевского р-на.

На ортофотоплане (рис. Б) палеорусло и макроизлучины дешифрируются по более светлому тону (светло-зелёному цвету) рисунка. Более темный сосновый лес, покрывающий поверхность террас, здесь сменяется довольно ровным рисунком болотной растительности с небольшими вкраплениями кустарников и групп мелколиственных деревьев. Изгибы русла мертвой долины и веера его блуждания хорошо узнаваемы по своим плановым очертаниям.

Мёртвая долина Пра-Ислочи, сложенная средними и мелкими, преимущественно сортированными, песками, была перекрыта торфом и органо-минеральными грунтами, предположительно, после деградации многолетнемерзлых пород. Не перекрыты органическими породами в долинах Пра-Ислочи и Зап. Березины на приусть-

евом участке только сложенные песчаным материалом эоловые дюны и вершины гряд веерообразных блуждания современных и палеорусел.

Для формирования крупногабаритных меандрирующих русел пра-рек Русской равнины требовались значительные объёмы стока. Этот фактор при малом количестве осадков в условиях перигляциального климата объясняется некоторыми исследователями [6] влиянием многолетнемерзлых пород. Наличие многолетней или глубокой сезонной мерзлоты не позволяло талым водам во время деградации снежного покрова питать грунтовый и более глубокие горизонты. Они без остатка скатывались в реки. Это обуславливало высокие значения коэффициента стока и скорости стекания воды. Влияние также оказывали более значительные величины снегонакопления в условиях более продолжительного зимнего сезона и дружный характер снеготаяния вследствие сдвига его календарных сроков в сторону больших величин инсоляции.

В итоге, значительные руслообразующие расходы обуславливали формирование на порядок больших, в сравнение с современными, излучин. Ярко выраженный же сезонный режим питания способствовал концентрации потока в едином русле в отличие от многорукавных ледниковых рек, находившихся в паводковом состоянии большую часть года.

В пределах же современной поймы широко распространены меандры и старицы, лучи которых не превышают 30–40 м, а ширина – 15–20 м. Отсутствие датировок не позволяет точно определить период смены крупных макроизлучин малыми голоценовыми меандрами. Однако, как показывают исследования в долине Нёмана [2, 3, 11], такая смена в развитии рек с многорукавных на меандрирующие произошла на этой территории в позднем гляциале. Подобные изменения отмечаются и в некоторых долинах Польши [14, 15] и других стран Центральной Европы [11]. В связи с этим, функционирование крупных палеомеандров можно связать с поздним гляциалом, а малых – с голоценом.

Установлено, что на территории Русской равнины на протяжении атлантического периода голоцена из-за снижения речного стока произошло существенное уменьшение размеров русел рек и увеличения крутизны излучин [7]. Тем не менее, особо малые старицы голоценового оптимума слабо сохранились в рельефе долины Зап. Березины и её основных притоков (рис. А). Их разрушение могло произойти в результате латеральной миграции и размыва берегов меандрирующим руслом на наиболее современном этапе развития долины.

Тем не менее, небольшой тектонический подъём [5], а также внезапное и очень сильное уменьшение расходов воды привели к тому, что Зап. Березина в голоцене лишь незначительно врезалась в террасовые уровни с сохранившимися крупными палеомеандрами. Слабый дренаж способствовал значительному заболачиванию и заторфовыванию всего дна долины [4, 9–12].

Выводы. На исследуемом отрезке долины Зап. Березины удалось установить цикл изменений русла от многорукавного через крупнолучевые меандры до малых меандров.

Наилучшим образом в долине Зап. Березины и её притоков сохранились широкие макроизлучины и меандрирующие участки палеорусел. В меньшей степени сохранились следы многорукавной Пра-Зап. Березины. Особо малые палеомеандры голоценового оптимума, вероятно, были размывы руслом на наиболее современном этапе развития долины.

Палеоруслу мертвых долин и макроизлучины уверенно интерпретируются по материалам дистанционных съёмок по ряду прямых (форма плановых очертаний) и косвенных (смена растительных ассоциаций) дешифровочных признаков.

Самые значительные изменения речной сети в бассейне Зап. Березины произошли на участке южнее Ошмянской конечно-моренной гряды, вплоть до места впадения в р. Нёман. Здесь переформирования русел Зап. Березины и её притоков не ограничивались склонами ложбины стока ледниковых вод.

Библиографические ссылки

1. *Аношко В. С., Жмойдяк Р. А., Лопух П. С.* Учебное пособие по полевой географической практике: в 2 ч. Минск, 1990. Ч. 1. 82 с.
2. *Вальчик М. А., Зименков О. И.* Новые данные о строении и возрасте аллювия первой надпойменной террасы долины Нёмана в обнажении Латыши // Литология, геохимия и стратиграфия континент. кайнозой. отложений Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1988. С. 218–224.
3. *Вознячук Л. Н., Вальчик М. А.* Морфология, строение и история развития долины Нёмана в неоплейстоцене и голоцене. Минск: Наука и техника, 1978. 212 с.
4. *Калицкий Т.* Морфология долины Западной Березины в районе Воложина // Докл. АН Беларуси. 1993. Т. 37, № 1. С. 87–90.
5. *Мещераков Ю. А.* Молодые тектонические движения и эрозионно-аккумулятивные северо-западной части Русской равнины. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 88 с.
6. *Панин А. В., Сидорчук А. Ю.* Макроизлучины («Большие меандры») проблемы происхождения и интерпретации // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2006. № 6. С. 14–22.
7. *Сидорчук А. Ю., Панин А. В., Борисова О. К.* Снижение стока рек равнин северной Евразии в оптимум голоцена // Водные ресурсы. 2012. Т. 39, № 1. С. 1–14.
8. *Шанцер Е. В.* Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. М.: Изд-во АН СССР, 1951. 275 с.
9. *Kalicki T.* Evolution morphologique de la vallee de la Zapadnaya Beresina pres de Volozhin (Bielorussie) au Tardiglaciaire et a l'Holocene (Late glacial and Holocene morphology and evolution of the Zapadnaya Berezina valley near Volozhin, Byelorussia) // Revue Geographique de l'Est. 1993. Vol. 4. P. 261–266.
10. *Kalicki T.* Studia nad późnoglacialną i holocenią ewolucją wybranych dolin rzecznych na Białorusi // Folia Geographica. 1993. Ser. Geogr. Phys. Vol. 24–25. P. 73–74.
11. *Kalicki T.* Zapis zmian klimatu oraz działalności człowieka i ich rola w holocenijskiej ewolucji dolin środkowoeuropejskich // Prace Geograficzne. 2006. N 204. P. 348.
12. *Kalicki T., Fraczek M., Trifonov Y.* Architecture of Western Berezina river valley near Olshyniata (Belarus) – new results // 24. Kwartér: Sborník abstraktů. Brno, 2018. S. 27.
13. *Kalicki T., Sanko A.* Changes of the Niemen pattern downstream of Grodno during the Late Vistulian and the Holocene (Belarus) // The Late Pleistocene in Eastern Europe: stratigraphy, palaeoenvironment and climate. Abstract volume and excursion guide of the INQUA-SEQS Symposium. Vilnius, 1997. P. 29.
14. *Kozarski S., Rotnicki K.* Valley floors and changes of river channel patterns in the north Polish Plain during the late Würm and Holocene // Quaestiones Geographicae 1977. Bd. 4. S. 51–93.
15. *Szumański A.* Postglacialna ewolucja i mechanizm transformacji dna doliny dolnego Sanu // Kwartalnik AGH, Geologia. 1986. T. 12, N 1. S. 1–92.

ТИП «НЕДОКОРМЛЕННЫЕ РЕКИ» НА ТЕРРИТОРИИ БЕЛАРУСИ

Т. Калицкий¹, А. Ф. Санько², Ю. Ю. Трифонов²

¹Университет Яна Кохановского в Кельце, Институт географии,
ул. Свентокшистская 15, 25–406 Кельце, Польша; tomaszkalicki@ymail.com

²Белорусский государственный университет, факультет географии и геоинформатики,
пр. Независимости 4, 220030 Минск, Республика Беларусь;
sankoaf@tut.by, yurytrifon@gmail.com

Недокормленные (underfit) реки, согласно модели развития речных потоков и речных террас Г. Х. Дьюри [11], на территории Беларуси встречаются как в зоне последнего оледенения, так и в зонах развития более древних ледниковых покровов [14].

Реки черноморского бассейна (Днепр, Березина, Адров, Оршица и Сож и другие) до момента быстрой деградации поозёрского ледника питались перигляциальными водами [4, 9]. Поэтому в настоящее время они являются «недокормленными», без поступления талых ледниковых вод. Развитие долин этих рек было результатом регрессивного движения источников питания вслед за ледниковым покровом. Однако этот процесс закончился быстро, сразу после отступления последнего ледникового покрова от границы максимального распространения [1].

Увеличение потоков воды, связанных со сбросом перигляциальных вод из приледниковых водоёмов на юг, вызвало боковую эрозию в долинах. На участках долин, расположенных в непосредственной близости от ледяного покрова, были разрушены более древние террасы: а) раннепоозёрская 13-метровая терраса Березины (у д. Муравово) приблизительно в 100 км от фронта ледника, где аллювий перекрывал муравинские межледниковые отложения, б) среднепоозёрская терраса в долине Днепра с абсолютным возрастом 36–40 тыс. лет назад (разрез Красная Горка близ Рогачёва), что почти 200 км на юг от границы максимального распространения последнего ледника ([14], см. здесь ссылки на литературные источники). Ближе к фронту ледника древний аллювий сохранялся локально в ископаемом состоянии и часто отделен от вышележающих, более молодых уровней аллювия морзлотными структурами, например, в районе Дубровно и Митьковщина на 10-метровой террасе Днепра [15] и Гливино 1 на 8-метровой террасе Березины [12].

Боковая эрозия привела к расширению долины Березины и появлению «эрозионных сегментов» позднепоозёрских террас, встречающихся при пересечении рекой борисовских гряд. Долина Днепра выше Орши получила в это время слегка извилистую форму в плане с изогнутыми меандрами: вариант с-1 и частично с-3 (тип Осидж) согласно классификации Г. Х. Дьюри [11].

Долина Днепра между Оршей и Шкловом делится дважды на два рукава, которые функционировали одновременно в периоды высоких паводков (рис. 1). После уменьшения паводков активным оставался только один рукав. Это позволило ввести в классификацию недокормленных рек Дьюри новый тип рек, названный днепровским [15, 16]. Этот тип недостаточного питания реки проявился в рельефе долины в качестве «брошенных руковов долины». В интервале поздний плейстоцен-голоцен только один рукав функционировал как долина реки. Естественно канализованное дно реки привело к тому, что её развитие было ограничено вертикальным нарастанием аллювия из-за его избыточного накопления в узкой пойме вдоль канализован-

ного русла. Фазы повышения и ослабления флювиальной активности зафиксированы в строении поймы в виде ископаемых почв. Вторые рукава имеют спрямленный вид. Они параллельны главной долине. Такие своеобразные «мёртвые долины» длиной 9–14 км и шириной около 1 км прослеживаются на уровне 10-метровой террасы, почти полностью занятой торфяником (см. рис. 1).

Послеледниковая эволюция долин Днепра и Березины происходила по-разному, что может быть связано с различным проявлением гляциоизостатических движений. Течение Днепра совершалось в зоне с характерными вертикальными движениями [15], тогда как в долине Березины, если такие движения вообще происходили, то они были намного слабее [12]. Это нашло свое отражение в строении пойм обеих рек, где фазы паводков регистрируются по-разному в каждой из долин. Днепр врезался в подстилающие отложения и поэтому его долина очень узкая с отдельными сегментами надпойменных террас и пойм. Высокая стабильность врезающегося русла ограничивала наращивание обеих уровней поймы только вертикальным ростом внерусловых отложений, а увеличение скорости седиментации на пойме вызывало формирование ископаемых почв. В отличие от Днепра, Березина в голоцене явно расширила свою долину, подрезая и разрушая молодые поозёрские террасы, что привело к созданию очень широкой поймы с многочисленными озёрами-старицами. Во многих местах пойма Березины занимает почти всю ширину долины. Поэтому на пойме можно обнаружить линзы осадков из различных серий пойменного аллювия. В периоды повышенной активности река срезала меандры и меняла тип осадконакопления в пойменных озёрах. Последнее также могло быть вызвано перемещением русла.

Также, вероятно, ледниковые воды с района г. Смоленска стекали к югу по долине р. Сож. Далее от границы последнего оледенения река унаследовала раннее существовавшие ледниковые ложбины, а в районе д. Присно она имеет признаки недокормленной реки [7, 10]. Голоценовая пойма со следами бокового врезания русла реки занимает практически всё дно долины. В то же время внутри него есть также «мёртвая долина», которая находится на высоте около 2 м над уровнем реки и отделена от зоны меандрирования изолированными и вытянутыми по ходу долины песчаными (с палеогеновым цоколем) останцами, поднимающимися на высоту 7–8 м над поймой. Отсутствие здесь следов меандрирования указывает на то, что «мёртвая долина» в позднем плейстоцене и голоцене бездействовала, существовала независимо от реки. В позднем дриасе и раннем голоцене в небольших водоёмах, расположенных на пойме, накапливался озёрный мергель и карбонатные супеси с многочисленными раковинами пресноводных моллюсков [2, 5, 6].

Иной тип долин недокормленных рек встречается в районе развития более древних отложений, чем поозёрские. Такие реки как Птичь [17], Друть, Неропля [18], текут по древним перигляциальным ложбинам и флювиально трансформируют только узкие пояса вдоль русла рек [14]. Например, «недокормленная» река Друть в районе Бельниччи (отрезок Гута-Пильшичи) использует старую ледниковую ложбину сожского оледенения, прорезающую Центральноберезинскую флювиогляциальную равнину (рис. 2). Ширина долины колеблется от 1,5 до 2,5 км. На дне долины сохранилась позднепоозёрская песчаная терраса высотой 5–6 м в виде узких сегментов и эрозионных останцов. В долине шириной 0,5–1,5 км можно выделить два уровня, соответствующие двум основным этапам развития поймы. Первый уровень (около 2/3 ширины дна) без следов протекающей реки занят торфяником, нарастающим с конца аллереда. Второй, «флювиальный» уровень является относительно узким и

состоит из ряда разновозрастных голоценовых линз аллювия [18], что близко к геологическому строению аллювия прадолины Бебжи в бассейне Вижны в Польше [19].

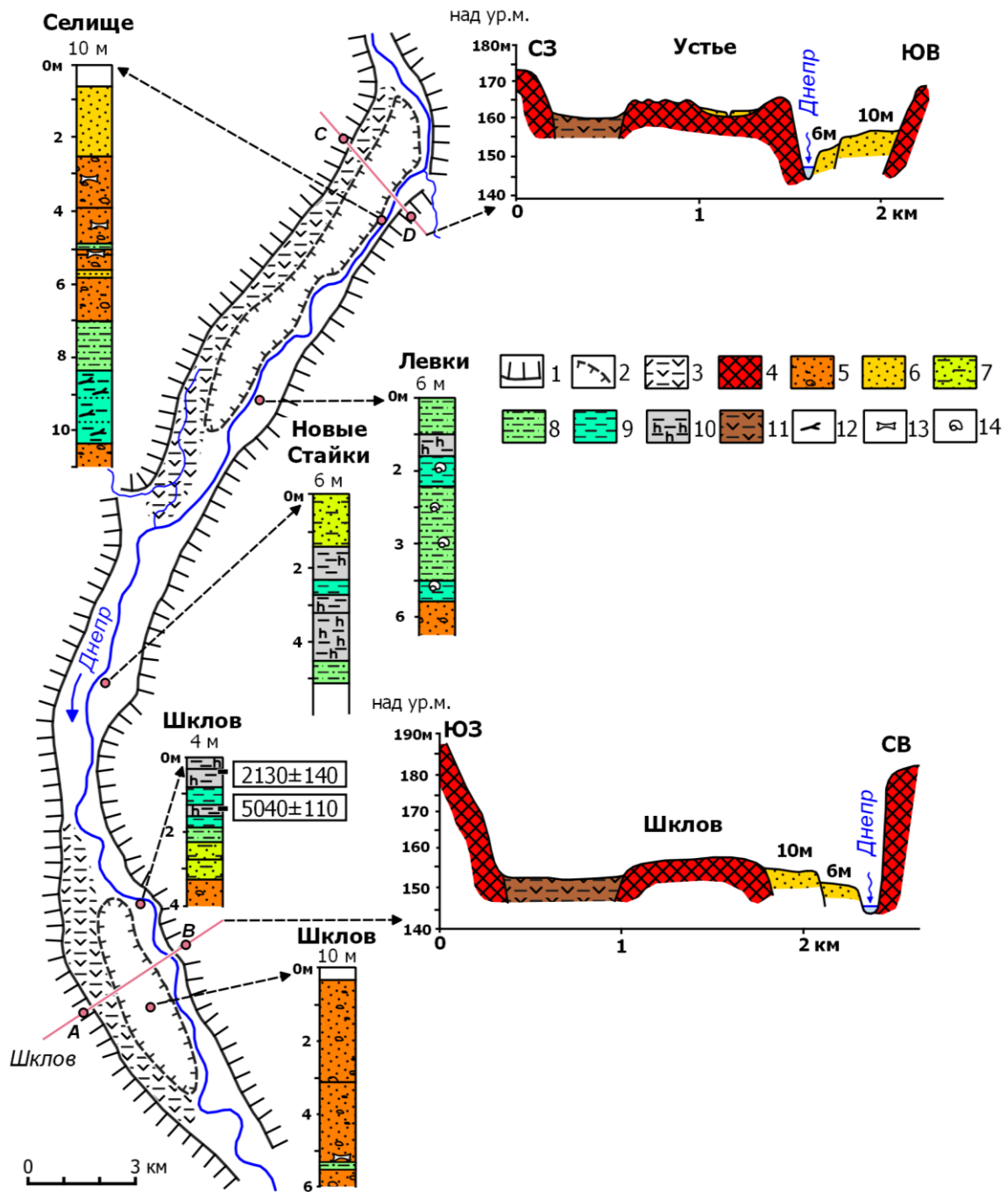


Рисунок 1 – Схема геологического строения долины Днепра между гг. Орша и Шклов [16]
 1 – склон долины, 2 – склоны эрозионных останцов в долине Днепра, 3 – торф и оглеенный торф, 4 – моренные отложения, 5 – песок и гравий, 6 – песок, 7 – глинистый песок, 8 – супесь песчанистая, 9 – супесь, 10 – органогенная супесь, 11 – торфянистая супесь, 12 – органогенный детрит, 13 – кости млекопитающих, 14 – раковины моллюсков.

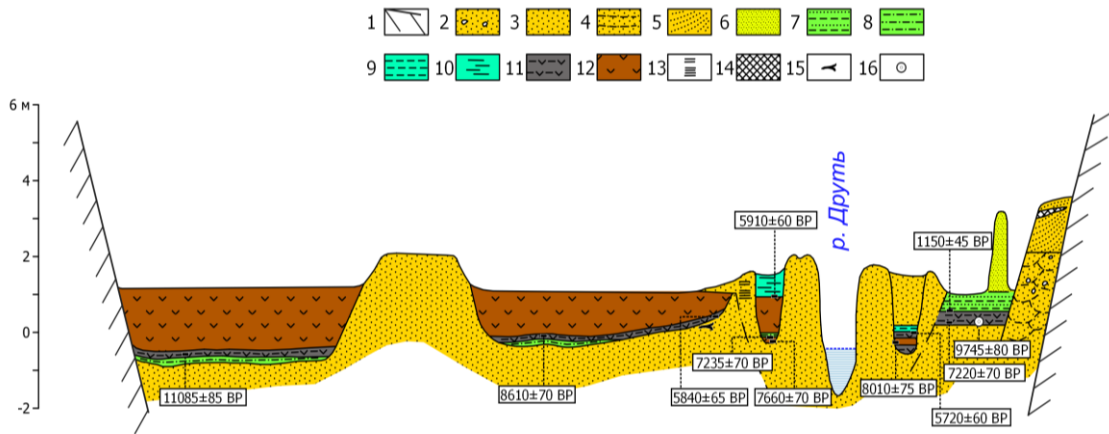


Рисунок 2 – Схематический геологический разрез через долину реки Друть [18]

1 – коренная порода, 2 – гравий с песком, 3 – песок, 4 – золотый песок (дюна), 5 – делювиальный песок, 6 – илистый песок, 7 – заиленный песок с органикой, 8 – песок с прослоями супеси, 9 – песчаный ил, 10 – ил (алеврит), 11 – глинистый ил, 12 – торфяной ил, 13 – торф, 14 – гиттия, 15 – луговая железная руда, 16 – археологические артефакты, 17 – детрит, 18 – субфоссильные древесные остатки.

Третьим типом долин недокормленных рек являются реки, текущие в прадолинах (ложбинах стока талых ледниковых вод) вблизи от границы максимального распространения последнего оледенения. Типичным примером является долина реки Западная Березина, унаследующая маргинальную ложбину стока талых ледниковых вод (маргинальную прадолину). Реки этого типа вытекали из приледниковых водоёмов на запад, в частности из покрытого льдом водоёма в районе нынешнего оз. Нарочь по долине р. Вилии. В районе исследований этого типа рек были обнаружены следующие изменения в структуре русла – от многорукавных через большие меандры к малым меандрам [3, 13, 14]. С периодом максимального поступления талых вод и последующими рецессивными фазами дегляциации было связано образование высоких (10-метровой и 5-метровой) флювиогляциальных террас, наблюдаемых в разрезах между дд. Углы и Калдыки. В районе Олешинята высокая терраса подрезана двумя палеомеандрами большого радиуса (около 200 м) и шириной (более 100 м). Третий палеомеандр был врезан в склон долины. Мощность торфа в пределах этих палеомеандров достигает нескольких метров. Слабые вертикальные поднятия [8], быстрое и очень большое поступление талых вод в поозёрское время привели к тому, что Западная Березина в голоцене имела очень слабую эрозионную силу и лишь незначительно врезалась в подстилающие отложения, сохранив при этом большие палеомеандры. В пойме выражены небольшие палеомеандры с радиусами не более 30–40 м и шириной 15–20 м, которые функционировали длительное время в голоцене. Плохой дренаж привел к значительному развитию болот и торфяников на дне всей долины.

Библиографические ссылки

1. Вальчик М. А. Развитие долинно-речной сети Белоруссии и Прибалтики в связи с деградацией валдайского ледникового покрова // Гидрографическая сеть Белоруссии и регулирование речного стока. Минск: Изд-во «Университетское», 1992. С. 3–10.
2. Верамчук С. М. Геахімічная характарыстыка пахаваных глебаў галацэну ў пойме р. Сож // Літасфера. 2001. № 2(15). С. 148–151.

3. *Калицкий Т.* Морфология долины Западной Березины в районе Воложина // Докл. АН Беларуси. 1993. Т. 37, № 1. С. 87–90.
4. *Квасов Д. Д.* Палеогидрология Восточной Европы в валдайское время // Проблемы палеогидрологии. М.: Наука, 1976. С. 260–266.
5. *Кузнецов В. А., Рябова Л. Н., Еловичева Я. К., Симакова Г. И.* Соотношение педогенеза и седиментогенеза в пойме р. Припяти (по геохимическим и палинологическим данным) // Літасфера. 2000. № 12. С. 133–140.
6. *Кузнецов В. А., Санько А. Ф., Еловичева Я. К., Генералова В. А.* Малакофауна и геохимическая среда позднего голоцена в долине р. Сож // Літасфера. 1998. № 9. С. 73–79.
7. *Зерницкая В. П., Михайлов Н. Д., Симакова Г. И. и др.* Радиоуглеродное датирование и палиностратиграфия осадков позднеледниковья и голоцена Беларуси // Стратиграфия и палеонтология геол. формаций Беларуси. Минск: Ин-т геол. наук НАН Беларуси, 2003. С. 129–134.
8. *Мещеряков Ю. А.* Молодые тектонические движения и эрозионно-аккумулятивные процессы северо-западной части Русской равнины. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 88 с.
9. *Санько А. Ф.* Неоплейстоцен северо-восточной Белоруссии и смежных районов РСФСР. Минск: Наука и техника, 1987. 178 с.
10. *Санько А. Ф., Зярніцкая В. П., Аношка М. П. і інш.* Будова і ўзрост поплава Сожа ў наваколлі в. Прысна Веткаўскага раёну Гомельская вобласці // Праблемы палеагеаграфіі позняга плейстацэну і галацэну: Матэр. беларуска-польскага семінару, 26–29 вер. 2000 г. Гродна, 2000. С. 72–75.
11. *Dury G. H.* General theory of meandering valleys and underfit streams // G. H. Dury (ed.) Rivers and river terraces. London, 1970. P. 264–275.
12. *Kalicki T.* Budowa teras i wiek równiny zalewowej Berezyny koło Borysowa (Białoruś) // Przegl. Geogr. 1991. Т. 63, N 3–4. P. 362–376.
13. *Kalicki T.* Evolution morphologique de la vallée de la Zapadnaya Beresina près de Volozhin (Biélorussie) au Tardiglaciaire et à l'Holocène // Revue Géographique de l'Est. 1993. Vol. 4. P. 261–266.
14. *Kalicki T.* Zapis zmian klimatu oraz działalności człowieka i ich rola w holocenijskiej ewolucji dolin środkowoeuropejskich // Prace Geograficzne. 2006. N 204. 348 p.
15. *Kalicki T., Sanko A. F.* Genesis and age of the terraces of the Dnieper river between Orsha and Shklov, Byelorussia // Geographia Polonica, 1992. Т. 60. P. 151–174.
16. *Kalicki T., Sanko A. F.* Palaeohydrological changes in the upper Dnieper valley during the last 20 000 years (Belarus) // G. Benito, V. R. Baker, K. J. Gregory, (eds). Palaeohydrology and Environmental Change. Wiley, Chichester, 1998. P. 125–135.
17. *Kalicki T., San'ko A. F., Litvinjuk G. I.* Zapis późnoglacialnych i holocenijskich zmian klimatu i działalności człowieka w osadach dna i zboczy doliny Ptyczy koło Mińska // T. Kalicki (ed.), Badania ewolucji dolin rzecznych na Białorusi – I / Dokum. Geogr. 1997. Т. 6. S. 83–104.
18. *Kalicki T., Sauchyk S., Calderoni G., Simakova G.* Climatic versus human impact on the Holocene sedimentation in river valleys of different order: Examples from the upper Dnieper basin, Belarus // Quaternary International. 2008. Т. 189. P. 91–105.
19. *Wawrusiewicz A., Kalicki T., Przędziecki M, et al.* Grądy-Woniecko. Ostatni łowcy-zbieracze znad środkowej Narwi. Białystok, 2017. 320 s.

ДОКЛАДЫ УЧЁНЫХ РОССИИ. СОВМЕСТНЫЕ ДОКЛАДЫ УЧЁНЫХ РОССИИ И БЕЛАРУСИ

УДК 553.98.01

БАССЕЙНОВЫЙ АНАЛИЗ ТЕРРИТОРИИ – УНИВЕРСАЛЬНЫЙ МЕТОД ОЦЕНКИ ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ НОВЫХ РЕГИОНОВ

В. Л. Шустер

Институт проблем нефти и газа РАН,
ул. Губкина 3, 119333 Москва, Российская Федерация; tshuster@mail.ru

Сегодня остро стоит вопрос о восполнении ресурсной базы за счёт прироста запасов углеводородов (УВ). Прирост запасов и ресурсов нефти и газа возможен на новых неосвоенных территориях и в новых неопроискованных, как правило, глубоко-залегающих отложениях.

Очевидно, что для открытия новых залежей УВ необходим анализ геологического строения и прогноз нефтегазоносности на новых крупных объектах уже на ранних стадиях геологоразведочных работ.

В последние годы всё активнее во всех нефтегазодобывающих странах мира для решения задач, связанных с прогнозом нефтегазоносности и выбором первоочередных направлений поисково-разведочных работ на нефть и газ, используется технология моделирования нефтегазоносных систем. Эта технология разработана компанией VeicipFzanlab на основе научных методик Французского института нефти (IFP) из [1] и затем существенно усовершенствована [2]. Эта технология позволяет создавать региональную геологическую модель любой по размерам территории на основе комплекса имеющихся на данном этапе геологических, геофизических и геохимических материалов, оценивать перспективы нефтегазоносности сводя воедино результаты структурного и литофациального анализа, петрофизических и геохимических исследований, воспроизводя флюидодинамическое развитие исследуемого региона на всех этапах геологической истории.

Моделирование нефтегазоносных систем необходимо проводить, начиная с регионального этапа геологоразведочных работ (ГРР), уточняя модель на всех последующих этапах (поисковом, разведочном), по мере накопления геолого-геохимических и геофизических материалов.

Создаваемая на каждом этапе ГРР модель является основополагающим каркасом для создания эффективных проектов по поискам и разведке нефтегазовых скопелений и учёта возможных рисков успешного проведения работ.

В процессе создания региональной модели уже на ранних стадиях поисково-разведочного процесса возникает возможность прогноза основных элементов нефтегазовой системы, таких как формирование ловушек, коллекторов и флюидоупоров, выявление очагов генерации УВ и региональная оценка масштабов генерации нефти и газа. В конечном итоге – определить первоочередные направления работ и наиболее перспективные объекты.

Учёт всех этих факторов, порой разнонаправленных, возможен лишь при системном подходе к анализу всех видов материалов.

Такой подход, разработанный В. Т. Фроловым [2], названный «бассейновым анализом», используется при моделировании углеводородных систем. Главной целью этого анализа является получение обобщенной концентрированной информации об осадочном бассейне. Причём, не только о современном его строении, но и о реконструкции эволюции формирования этого бассейна, в том числе и процессов формирования месторождений нефти и газа.

Основы бассейнового анализа разработаны в начале 1950-х гг. советскими учёными И. О. Бродом, Н. А. Ерёмченко, позднее В. Е. Хаиным, Н. Б. Вассоевичем и другими геологами. Но только в последние 10–20 лет, после появления современных технических средств и технологий, появилась возможность решать необходимые задачи (см. выше) на требуемом уровне.

В основе современного бассейнового анализа лежит численное моделирование геологических процессов, таких как накапливание осадков, оценка теплового режима, генерации углеводородов и последующей их миграции и аккумуляции. Причём, оценка этих процессов производится в исследуемом регионе с начала отложения осадочных пород. Эти процессы моделируются с помощью современных программных продуктов.

На заключительном этапе создания региональной геологической модели появляется возможность прогноза качественной и количественной характеристики параметров залежи нефти или газа. Технология бассейнового моделирования на современном этапе детально разработана в РГУ нефти и газа им. И. М. Губкина В. Ю. Керимовым и др. [3].

Студенты и магистранты РГУ выполняют дипломные проекты (диссертации) по различным регионам России, используя эту технологию [4].

Доклад подготовлен в рамках выполнения государственного задания: тема «Фундаментальные проблемы геологии, геохимии и гидрогеологии нефтегазовых осадочных бассейнов. Обоснование значимых факторов эффективного прогноза крупных скоплений УВ в неструктурных условиях», АААА-А-16-116022510269-5.

Библиографические ссылки

1. Шильман А. В., Севастьянов О. А., Баймухаметова О. А. Возможности использования бассейнового моделирования для перспектив нефтегазоносности // Экспозиция. Нефть. Газ. 2012. № 4(22). С. 98–99.
2. Фролов В. Т. Бассейновый анализ: определения, задачи, методы, проблемы // Ломоносовские чтения: Тез. науч. конф. М.: МГУ. 2005. С. 11–13.
3. Керимов В. Ю., Мустаев Р. Н., Серикова У. С. и др. Генерационно-аккумуляционные углеводородные системы на территории п-ва Крым и прилегающих акваторий Азовского и Чёрного морей // Нефтяное хоз-во. 2015. № 3. С. 56–60.
4. Шустер В. Л., Зинатуллина Л. И. Опыт использования бассейнового моделирования для оценки перспектив нефтегазоносности юрских отложений в западной части полуострова Ямал // Актуал. проблемы нефти и газа. 2018. Вып. 3(22) [Электрон. ресурс]. URL: http://oilgasjournal.ru/issue_22/shuster-zinatullina.html (дата обращения: 1.03.2019).

МЕТАЛЛОГЕНИЯ НАФТИДОВ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

С. А. Пуанова

Институт проблем нефти и газа РАН,
ул. Губкина 3, 119333 Москва, Российская Федерация; rupanova@mail.ru

В работе проанализировано содержание микроэлементов (МЭ) в нефтях из палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений по многим нефтегазоносным бассейнам (НГБ) на основе данных более 1 000 проб нефтей [1–3]. В обобщённом виде фактический материал изображен на диаграмме (рис. 1), на которой показано распределение ранжированных 19 элементов в наиболее рудоносных нефтях месторождений бывшего СНГ. Максимальное содержание определённого элемента в нефти выражено высотой столбца, в поле которого вписаны регионы с максимальным и высоким содержанием этого элемента в нефти.

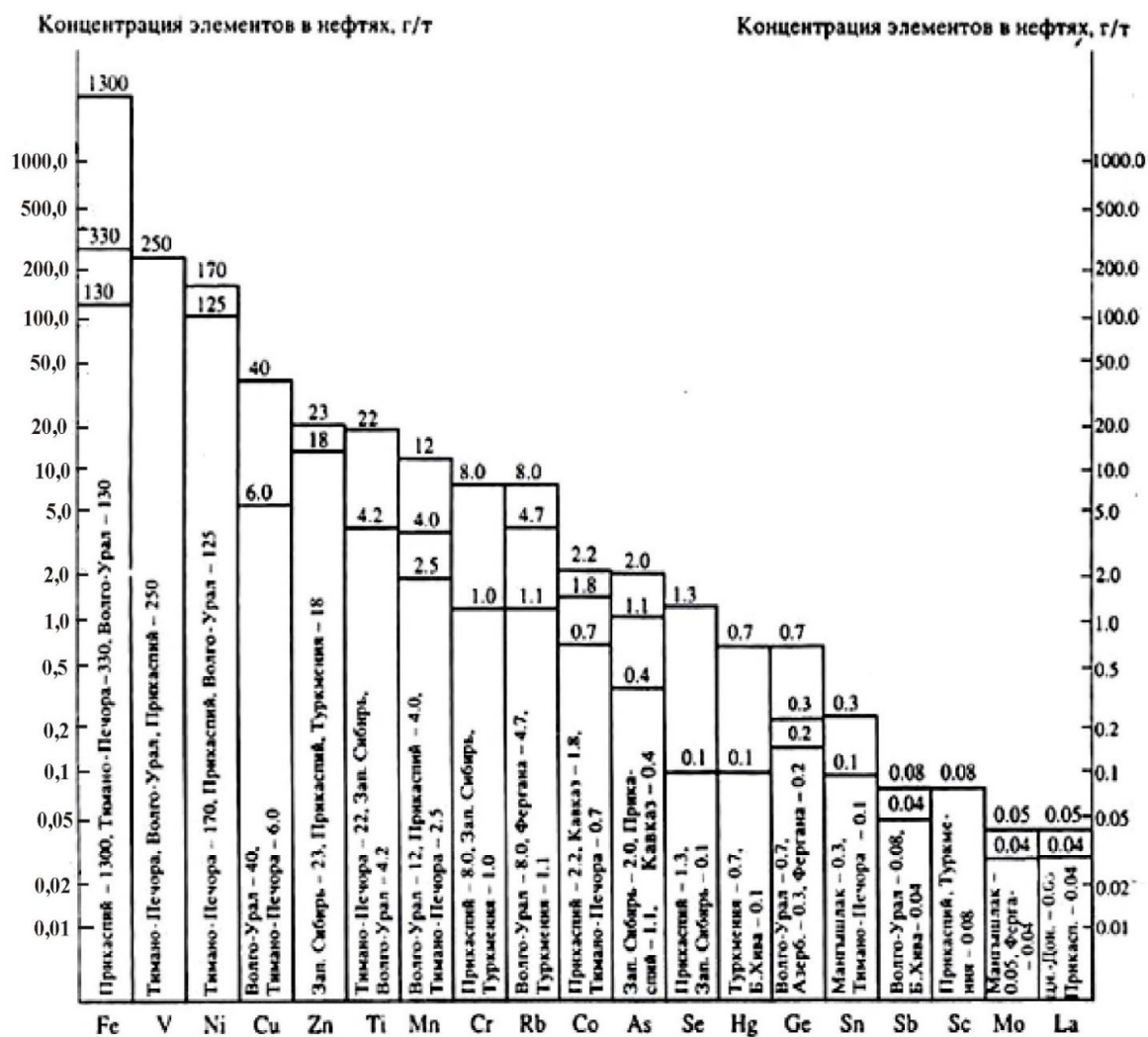


Рисунок 1 – Распределение максимальных концентраций 19 элементов в наиболее рудоносных нефтях России и бывших республик СССР

Основываясь на данных приведённого графика, можно разделить элементы по их содержаниям в нефтях на три группы: 1. Элементы, концентрация которых в нефтях составляет более 10 мг/кг – Fe, V, Ni, Cu, Zn, Ti, Mn. 2. Элементы, содержание которых в нефтях колеблется от 10 до 1 мг/кг – Cr, Pb, Co, As, Se. 3. Элементы, содержание которых меньше 1 мг/кг – Hg, Ge, Sn, Sb, Sc, Mo, La.

Анализ фактического материала позволил дать оценку содержания МЭ в нефтях месторождений большинства НГБ и выявить залежи с повышенными концентрациями промышленно важных металлов. Сюда входят как нефти месторождений Восточно-Европейской платформы – Волго-Урала (Татария, Башкирия, Ульяновская обл. – месторождения Зимницкое, Уратьма, Шавьяды), Тимано-Печоры (месторождения Ярега, Западный Тэбук, Средняя Макариха, Салюка), а также Прикаспия (Бузачинская группа поднятий – месторождения Каражанбас, Бузачи, Жалгизтюбе), Южно-Таджикской впадины (месторождения Хаудаг, Кокайты).

В качестве параметров сравнения приняты степени концентрирования МЭ каустобиолитами (Q_i) и их золами (Q_i^A) по сравнению с их средним содержанием в глинистых породах (K). Элементы, для которых величины $Q > K$, названы по Я. Э. Юдовичу и др. [4, 5] характеристическими или типоморфными. По сравнению с другими каустобиолитами, минеральное вещество нефтей наиболее обогащено МЭ и характеризуется максимальным числом типоморфных МЭ. Оно отличается от углей и сланцев как числом всех типоморфных МЭ, так и количеством МЭ, характерных только для одного вида каустобиолита. В работе приведены типоморфные элементы в минеральном веществе нефтей месторождений осадочных бассейнов различного геоструктурного типа (бассейны древних и молодых плит и гетерогенные), характеризующихся палеозойским, мезозойским и кайнозойским возрастом вмещающих отложений.

Максимальное количество МЭ в нефтях попадает в интервал $Q_i^A = 10-100$, также достаточно много элементов имеет значение Q_i^A от 100 до 1 000. Минеральное вещество нефтей палеозойского возраста некоторых регионов содержит значительные количества V и Ni. Так, по V величина Q_i^A для палеозойских нефтей Волго-Урала составляет 1246, Тимана – 881,5. Эти величины для нефтей из мезозойских и кайнозойских отложений существенно ниже, колеблясь для нефтей различных регионов от 2,3 (Мангышлак) до 96,1 (Дагестан). Однако не всегда нефти палеозойских отложений имеют такие высокие величины Q_i^A , а нефти мезозойских и кайнозойских – низкие. Нефти девонских отложений Припятской впадины также характеризуются низким содержанием МЭ, а нефти кайнозоя Южно-Таджикской депрессии – очень высоким. В разновозрастных вмещающих отложениях нефти могут значительно различаться по концентрации МЭ, тогда как в тектонически однородных регионах, характеризующихся сходством степени мобильности территории и близким онтогенезом, нефти даже разновозрастных отложений имеют близкие концентрации МЭ.

Анализ свидетельствует о том, что нефти, обогащенные МЭ, характерны для центральных частей древних и молодых плит, впадин эпиплатформенных орогенов (Ферганская, Южно-Таджикская), а с низкими концентрациями – для нефтей окраинных впадин в теле древних и молодых плит (Нижнее Поволжье, Бухаро-Хивинская область). Разброс и разнообразие содержания V и Ni в нефтях, а также связь концентраций элементов с физико-химическими свойствами нефтей мы показали на картах плотности нефтей, содержания V, Ni, серы, смол и асфальтенов в нефтях (например, по V; рис. 2).

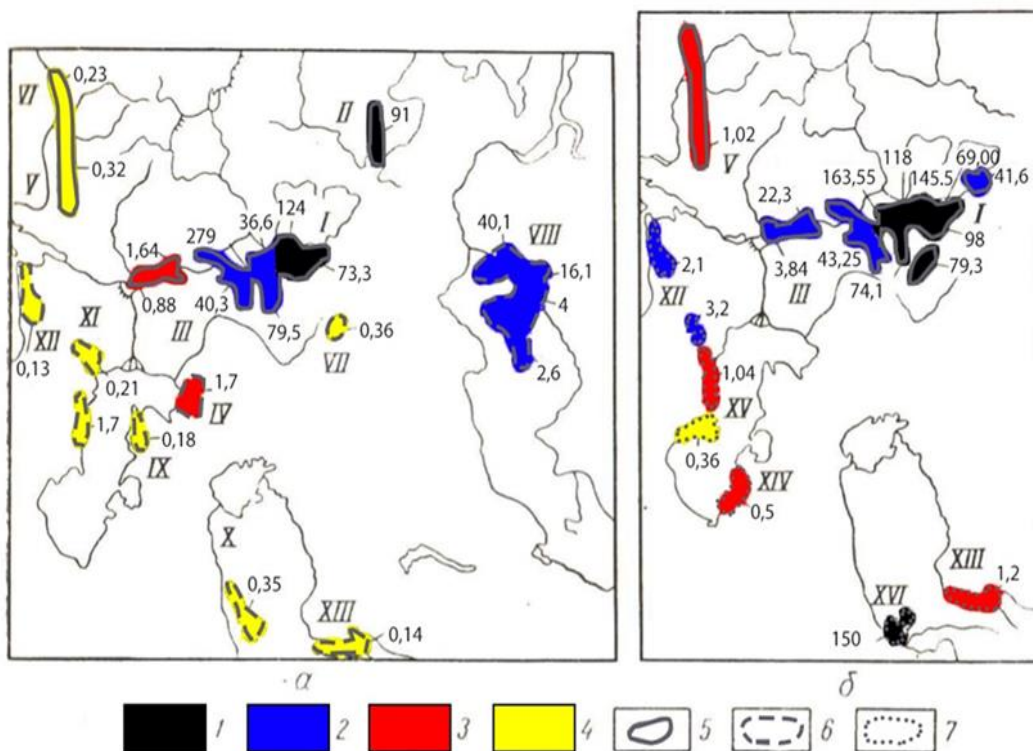


Рисунок 2 – Концентрация V в нефтях различных регионов

а) нефти нижней части нефтеносного разреза; б) нефти верхней части нефтеносного разреза. Концентрация в мг/кг: 1 – (50–300); 2 – (2–50); 3 – (0,5–2,0); 4 – (0,1–0,5). Контуры нефтегазоносных территорий с вмещающими отложениями (цифрами обозначена средняя величина параметра): 5 – палеозойского возраста; 6 – мезозойского возраста; 7 – кайнозойского возраста. Нефтегазоносные территории: I – Центральная часть Волго-Уральской области; II – Тимано-Печорский бассейн; III – Рязано-Саратовская впадина и восточный склон Воронежского свода (Нижнее Поволжье); IV – Эмбинский район; V – Днепровско-Донецкая впадина; VI – Припятская впадина; VII – Челябинский грабен; VIII – Западно-Сибирская платформа; IX, X – Туранская платформа (IX – Мангышлак; X – Юго-Западный Узбекистан); XI – Скифская платформа (Прикумско-Сухокумский район); XII – геосинклинальный борт Предкавказского краевого прогиба (Западное Предкавказье, Дагестан, Терская область); XIII – Ферганская впадина; XIV – Туркмения; XV – Южно-Каспийская впадина (Азербайджан); XVI – Южно-Таджикская депрессия.

При анализе подобного распределения можно видеть, что возраст вмещающих нефть отложений не влияет на накопление МЭ. Нефти как палеозойских, так и мезозойских и кайнозойских отложений характеризуются достаточно широким диапазоном изменения концентраций V и Ni; в каждом районе нефти нижней части нефтеносного разреза отличаются пониженным содержанием этих элементов по отношению к нефтям верхней части нефтеносного разреза.

Нижние части нефтеносного разреза в большинстве нефтегазоносных регионов залегают на глубине от 2 000 до 4 000 м и характеризуются хорошей изоляцией нефтей от агентов поверхностного окисления. Среди нефтей нижних горизонтов осадочного чехла в указанных районах повышенным содержанием V и Ni выделяются нефти большинства нефтегазоносных областей Урало-Поволжья, за исключением Рязано-Саратовской впадины и восточного склона Воронежского свода, а также нефти Западной Сибири. Низким содержанием этих элементов характеризуются нефти Эмбы, Прикумско-Сухокумского района, Мангышлака, Ферганы, Юго-Западного Узбекистана, всего Предкавказья, Челябинского грабена, Днепровско-

Донецкой и Припятской впадин. Таким образом, повышенные концентрации V и Ni имеют нефти платформенных областей. Особенно низкими концентрациями V и Ni отличаются нефти геосинклинального борта краевых прогибов, впадин как в теле древних плит (Припятская и Днепровско-Донецкая), так и сформировавшихся по разломам в теле молодых плит (Челябинский грабен), а также нефти впадин в пределах постплатформенного орогена (Ферганская). Низкое содержание V и Ni имеют также нефти Скифской и Туранской платформ, т. е. молодых плит, граничащих с альпийской геосинклиной, а также нефти Прикаспийской впадины, т. е. граничной зоны Восточно-Европейской платформы.

Таким образом, нефти нижних горизонтов осадочного чехла тектонически активных областей характеризуются пониженным содержанием V и Ni, а также других МЭ. Вероятнее всего, это можно объяснить большой подвижностью нефтей, длительными и частыми их перемещениями в этих зонах и потерями ими на путях миграции МЭ, приуроченных к тяжёлым асфальтово-смолистым компонентам, и при этом хорошей изоляцией нефтей от агентов поверхностного окисления, а также их образованием в зонах повышенного катагенного фактора (при жестких термобарических условиях).

Нефти верхней части нефтеносного разреза по условиям залегания резко отличаются от нефтей нижней части нефтеносного разреза. В районах альпийского тектогенеза, где интенсивность движения нефтей была наиболее высокой, а условия консервации скоплений нефти и газа в верхней части разреза не обеспечивали надёжной изоляции их в пределах осадочной толщи, возможны явления перетока флюидов из нижних горизонтов в верхние. В то же время, большая раскрытость недр позволяла улетучиваться наиболее лёгким и наиболее подвижным компонентам нефти, и агенты гипергенеза оказывали на нее значительное действие.

Выявленные особенности размещения месторождений УВ с различными содержаниями МЭ позволяют провести типизацию нефтей по их обогащённости МЭ в связи с процессами онтогенеза УВ.

1. *Нефти главной зоны генерации, первично обогащённые микроэлементами.* Содержание «биогенных» элементов – V, Ni и Fe составляет 70–150 мг/кг. Нефти генерированы сапропелевым органическим веществом (ОВ) морского генезиса (средней стадии преобразованности (МК₁–МК₃¹). По преобладанию V характеризуются как ванадиевые ($V/Ni > 1$) с высоким содержанием МЭ и металлопорфириновых комплексов (МПК). Первичное исходное ОВ уже в диагенетическую стадию обладало высокими концентрациями МЭ (V, Ni, Co, Mo, Cr, Zn и др.), тесно связанных со смолами, асфальтенами и серой. Залежи нефти приурочены к платформенным областям и залегают в относительно спокойных тектонических условиях на небольших глубинах (например, нефти из девонских и каменноугольных отложений Волго-Урала, Тимано-Печоры, из верхнеюрских отложений Западной Сибири).

2. *Нефти зоны ранней генерации, первично обедненные микроэлементами.* Содержание «биогенных» элементов – V, Ni и Fe, как правило, меньше или равно 10 мг/кг. Первые места в концентрационном распределении в этих нефтях занимают Ni, Fe, Cu, Pb, Zn, Br и др. элементы, связанные с лёгкими, масляными компонентами. Содержание Ni в нефтях, как правило, выше содержания V ($V/Ni < 1$); аналогичное отношение характерно и для МПК ($Vp/Nip < 1$). Нефти ранней генерации образуют самостоятельную группу флюидов никелевой металлогении. Они слабо преобразованы (ПК₁–МК₁), раннекатагенетические, нефтеносного основания, довольно тяжёлые и смолистые, залегающие на небольших глубинах (например, нефти из отложений

сеномана Западной Сибири, верхних частей разреза Западной Камчатки, Восточного Сахалина, карбонатно-терригенных фаций межсолевых девонских отложений Припятского прогиба, Азербайджана, Западной Туркмении, нефти озёрных фаций Китая и др.).

3. *Нефти зоны гипергенеза, вторично обогащённые микроэлементами.* Содержание V, Ni и Fe может превышать 150 мг/кг. Это обычно ванадиевый ($V > Ni > Fe$) или железистый ($Fe > V > Ni$) типы нефтей. Нефти гипергенно преобразованы, биодеградированы, тяжёлые, высокосмолистые. Основное обогащение нефтей МЭ происходит в результате потери нефтями лёгких фракций. Залежи нефтей часто связаны с платформенными областями, расположены на небольших глубинах (менее 2 км) – нефти пермского возраста Волго-Урала (Башкирия, Татария) и Тимано-Печоры, юрско-мелового возраста Бузачинского свода и др. Кроме этого, они могут быть приурочены к тектонически мобильным областям, рифтовым зонам, авлакогенам, краевым прогибам, межгорным впадинам, альпийским подвижным поясам (например, палеогеновые нефти и битумы Западно-Венесуэльского НГБ).

Анализ результатов исследований по воздействию гипергенеза на МЭ состав нафтидов позволил нам сгруппировать регионы с учётом их тектонической принадлежности и показать пределы изменения содержаний наиболее изученных элементов (V и Ni) в нефтях, затронутых и не затронутых преобразованием, а также в природных битумах, являющихся продуктами максимального проявления действия гипергенеза.

Нефти и природные битумы, имеющие рудные концентрации элементов, например, V, U, Re, Mo и др., являются промышленно металлоносными и представляют большой интерес как комплексное сырьё для добычи УВ сырья и промышленно значимых металлов.

4. *Нефти зоны катагенеза, вторично обеднённые микроэлементами.* Содержание «биогенных» элементов – V, Ni и Fe, как правило, меньше 10 мг/кг. Тип нефти – никелевый ($Ni > Fe > V$) или железистый ($Fe > Ni > V$).

Направленность изменений ОВ пород и нефтей на больших глубинах, связанная с катагенетическими процессами вплоть до стадий апокатагенеза, обусловлена их облегчением, потерей гетероатомных, асфальтово-смолистых компонентов, соответствующим падением их комплексобразующей способности, вызывает перераспределение МЭ и МПК. При этом в нафтидах накапливаются МЭ, связанные преимущественно с углеводородной частью, и снижается концентрация МЭ, ассоциированных с тяжёлыми компонентами. В результате происходит уменьшение величин отношений – V/Fe , V/Cu , V/Pb , Ni/Cu и др. Залежи катагенно преобразованных нефтей сформировались при длительном и устойчивом погружении вмещающих пород, залегают на больших глубинах в условиях хорошей изоляции. В тектоническом плане это месторождения нефтей молодых платформ, граничащих с областями альпийской складчатости (Туранская и Скифская платформы – Бухаро-Хивинская, Южно-Мангышлакская и Прикумско-Сухокумская нефтегазоносные области). Подобные нефти характерны и для окраинных впадин в теле древних платформ (Днепровско-Припятская, Нижнее Поволжье). Эти выводы были подтверждены и экспериментальными исследованиями по изменению МЭ состава ОВ пород в процессе их прогрева до 400 °С [6].

Типизация нефтей по содержанию «биогенных» МЭ выявила в процессе нафтидогенеза существенные отличия нефтей ранней генерации от гипергенно изменённых. Незрелые нефти обеднены МЭ и образуют провинции никелевой метал-

логении. Гипергенно преобразованные нефти и генетически связанные с ними природные битумы отличаются высокими, вплоть до промышленных, концентрациями МЭ и создают металлогенические провинции ванадиевого типа. Совокупность рассмотренных геохимических характеристик и генетическая диагностика флюидов являются основой прогноза их качественного состава и фазового состояния, а также способствует совершенствованию методов оценки перспектив нефтегазоносности. Существование нефтей с различной металлогенией, таким образом, связано с составом исходного ОВ и с вторичными процессами преобразования УВ флюидов в ходе геологической истории развития НГБ.

Доклад подготовлен в рамках выполнения государственного задания: тема «Фундаментальные проблемы геологии, геохимии и гидрогеологии нефтегазовых осадочных бассейнов. Обоснование значимых факторов эффективного прогноза крупных скоплений УВ в неструктурных условиях», АААА-А-16-116022510269-5.

Библиографические ссылки

1. Пунанова С. А. Микроэлементы нефтей, их использование при геохимических исследованиях и изучении процессов миграции. М.: Недра, 1974. 218 с.
2. Бабаев Ф. Р., Пунанова С. А. Геохимические аспекты микроэлементного состава нефтей. М.: ООО «Изд. Дом Недра», 2014. 181 с.
3. Пунанова С. А. Микроэлементы нафтидов в процессе онтогенеза углеводородов в связи с нефтегазоносностью: дисс. ... д-ра геол.-мин. наук. М., 2017. 288 с.
4. Юдович Я. Э. Геохимия ископаемых углей. Л.: Наука, 1978. 264 с.
5. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Элементы-примеси в чёрных сланцах. Екатеринбург: УИФ «Наука», 1994. 304 с.
6. Пунанова С. А. Геохимические особенности распределения микроэлементов в нафтидах и металлоносность осадочных бассейнов // Геохимия. 1998. № 9. С. 959–972.

УДК 550.4:662.8

РУДНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ СЛАНЦЕВЫХ ФОРМАЦИЙ И ВОЗМОЖНЫЕ ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ РИСКИ

С. А. Пунанова

Институт проблем нефти и газа РАН,
ул. Губкина 3, 119333 Москва, Российская Федерация; punanova@mail.ru

Сланцы являются породами смешанного литологического состава, состоят из алевритовой и пелитовой фракций, обладают сланцеватостью и высоким содержанием органического вещества (ОВ). Проницаемость сланцев, как правило, ниже 1 мД, минимально 0,01–0,001 мД. Чёрные сланцы – тонкоплитчатые тонкозернистые осадочные породы чёрного или бурого цвета, ОВ (от 8 до 20 %) сапропелевого типа значительной стадии преобразования. Количество глинистой фракции, как правило, не превышает 30 % объёмных. При содержании ОВ ниже 8 % чёрные сланцы переходят в разряд обычных глинистых или глинисто-карбонатных пород. Именно чёрные сланцы, называемые ещё доманикитами, по представлениям геохимиков – типичные нефтематеринские свиты. В мире известны многочисленные аналоги классического типа черносланцевых нефтематеринских формаций: доманикиты – доманиковский горизонт (среднефранский ярус верхнего девона) Волго-Уральского и Тима-

но-Печорского НГБ; баженыты – верхнеюрско-нижнемеловые отложения баженовской свиты или её возрастных аналогов в Западной Сибири, киммерийские глины бассейна Северного моря, менилитовые сланцы олигоценового возраста Северо-Предкарпатского НГБ в Польше и западной Украине, в США свиты Баккен, Барнетт, формации Грин Ривер бассейна Юинта, свита Монтерей (кремнистые глины Калифорнийского бассейна), свита Ла Луна Маракайбо (Венесуэла) и др. Горючие сланцы на современном этапе их развития – слабо преобразованные аналоги будущих нефтематеринских отложений, характеризующиеся высокими концентрациями ОВ – до 80 %. Сланцы интересны как возможные исходные нефтематеринские свиты, а дополнительная информация, связанная с большой заинтересованностью современного мира в изучении сланцевого газа и сланцевой нефти для последующей разработки, важна в научном и практическом аспектах.

Рудные элементы сланцевых формаций. Оценим более детально содержание МЭ в чёрных и горючих сланцах на примере отдельных регионов. В ОВ доманиковых отложений Волго-Урала концентрации металлов достигают промышленных рудных значений (в мг/кг): V – 1 400–1 700, Ni – 1 200–1 435; Cu – 7,3; Cr – 5,8; Mo – 2,2; Co – 0,4; Pb – 0,2 [1]. Подсчитанные нами концентрации МЭ в золах нафтидов, генерированных доманикитами, и в самих сланцевых толщах доманика Восточно-Европейской платформы, которые являются промышленным объектом комплексного освоения УВ сырья и металлов, свидетельствуют о том, что керогеновые фракции глинисто-сланцевых доманиковых формаций Урало-Поволжья несут высокую нагрузку в плане рудоносности [2].

Проведённое сравнение распределения средних содержаний МЭ в сланцах Кендерлыкского месторождения (республика Казахстан) с составом МЭ в сланцевых месторождениях бывшего СССР (по аналитическим данным [3]) и кларками элементов в глинистых породах показало, что кендерлыкские сланцы содержат большой комплекс элементов в повышенных концентрациях. Так, нами отмечено, что концентрации Ag, Hg, Mo, Sc, Mn, Zn, V, Ti в кендерлыкских сланцах более высокие по сравнению с кларками этих элементов в глинах. В сланцах этого месторождения содержания Ba, Zn и $V \geq 100$ мг/кг, концентрация Ti достигает 4 000, а Mn – 4 500 мг/кг. В горючих сланцах Байхожинского месторождения отмечается высокое содержание Re, широко применяемого в катализаторах и тугоплавких сплавах [2].

Анализ содержаний большой группы МЭ в сланцах формации Барнетт США (по аналитическим данным [4]) также указывает на высокие концентрации в них целого ряда токсичных элементов. Чётко проявляется бóльшая обогащённость МЭ глинистых отложений Нижнего и Верхнего Барнетта, характеризующихся высоким содержанием ОВ, по сравнению с известковистыми, обеднёнными ОВ разностями Среднего Барнетта. Концентрация основных порообразующих элементов составляет целые проценты (Fe, Ca, Si, Mg, Al, K, Ti, Sr), а содержание ряда ПТЭ приближается или превышает 100 мг/кг (Ni, Rb, V, Cr, Mn, Zn).

В глинисто-кремнистых разностях пород верхнеюрско-нижнемелового возраста баженовской свиты Западно-Сибирского НГБ (по данным [5]) содержатся повышенные концентрации (в мг/кг): Au (0,035–0,02), Pt (0,013–0,005), Ni (336,7, что в 5,3 раза превышает встречающиеся значения для обычных глинистых пород), Mo (264,5, превышение в 9 раз), Co (30,3, превышение в 2,6 раза), U (66,5), Th (5,0), K (0,81). Исследованные отложения сланцев характеризуются наиболее высоким содержанием органического углерода и пирита, как показателями восстановительного режима, при пониженном содержании глинистого материала, и являются металло-

носными. Геохимические исследования высокоуглеродистых пород куонамской горючесланцевой формации глинисто-карбонатного и кремнисто-карбонатно-глинистого состава, развитой на востоке Сибирской платформы в разрезе кембрийской части осадочного чехла, показали, что они характеризуются высоким содержанием МЭ: Mo, U, Cu, V, Ni, Co, Cr, Sr, Ba и др., и могут рассматриваться как комплексное энергетическое и минеральное сырьё [6]. Геохимический фон пород этой толщи по V оценивается в 220 мг/кг. В высокоуглеродистых породах бороулахского горизонта содержание V составляет 2 277 мг/кг. Средние концентрации V, Ni и Mo достигают, соответственно, 1 500, 230 и 100 мг/кг, повышаясь в бороулахском «металлоносном» горизонте примерно в полтора раза. В краевой части прогиба (р. Джеллинда) средние концентрации этих же металлов, соответственно, равны 811, 123 и 96 мг/кг [6].

Сопоставление содержаний МЭ в сланцах различного возраста показывает, что чёткой связи с возрастом сланценосных формаций выявить не удаётся. Это объясняется влиянием других факторов, а именно фаціальным типом осадков и геоструктурным положением сланценосного бассейна. Максимальное содержание МЭ в сланцах часто приурочено к платформенным формациям (битуминозным породам доманика Русской платформы, баженовской свите Западной Сибири), однако и некоторые глинисто-сланцевые формации геосинклинальных областей также могут быть обогащены МЭ (Байсунское месторождение Узбекистана, сузакские сланцы Таджикистана) [7]. Такая приуроченность повышенных концентраций МЭ в каустобиолитах связана с тем, что именно в указанных бассейнах или их частях создавались благоприятные возможности как для сингенетического (с максимальным проявлением транспортных, ресурсных, барьерных, средообразующих и других функций живого и ОБ), так и для эпигенетического (температурные, гидротермальные, геодинамические) накопления МЭ в изученных каустобиолитах [8]. Детализированные усредненные данные по 36 МЭ, приведённые в табл., подтверждают повышенные концентрации МЭ в чёрных и горючих сланцах (содержание многих рудных элементов выше 100 мг/кг). Содержание следующих рудных элементов выше, чем кларки глин – в сланцах: Республики Беларусь – Zn, Cu, Pb, Co, Mo, V; Польши – Zr, Zn, Cu, Pb, Mo, Ag, V; Грин-Ривер – Sr, Cr, Pb, Mo, Ag; Швеции – V, Pb, Zn, Mo, Ti.

Таблица – Распределение усредненных данных по содержанию МЭ в минеральном веществе сланцев

Сланцы	Концентрация микроэлементов в сланцах (по декадам), мг/кг						
	<0,01	0,01–0,1	0,1–1,0	1,0–10	10–100	100–1 000	>1 000
Чёрные	Au	–	Hg, Re, Ag	Ge, W, Be, U, Hf, Th, Sn, Cs, Se	Sc, Nb, Co, Ga, Pb, Y, Mo, As, La, Li, Cu, Ce, B, Rb, Ni, Cr	Zr, Sr, Zn, V, Mn, Ba	Ti
Горючие	Re, Au	Ag	Hg	Ge, Mo, W, Be, U, Hf, Th, Sn, Cs	As, Se, Sc, Nb, Co, Ga, Pb, Y, La, Cu, Li, Ni, Ce, Cr, Zn	Rb, Zr, B, V, Sr, Mn, Ba	Ti

Экологические риски. Многими практиками и учёными отмечались негативные экологические последствия разработки месторождений тяжёлых нефтей, освоение сланцевых формаций и добычи из них нефтяных и газовых УВ. При гидроразрыве

пласта (ГРП), широко применяемого при разработке сланцевых формаций методом горизонтального бурения, возможно попадание токсичных элементов, как из сланцев, так и из содержащихся в них нафтидов в окружающую среду. На фоне сравнительно высокой изученности последствий воздействий УВ на окружающую среду практически не затрагиваются проблемы негативного влияния на неё при освоении сланцевых месторождений МЭ состава, как самих сланцев, так и сланцевой нефти. К таковым относят Fe, As, Be, Cl, Co, Cr, F, Hg, Mn, Ni, Pb, Sr, Sb, Se, Tl, V, Zn, U, Th, Rn и др.

Известно, что около 15–20 % добываемого УВ сырья содержит в своём составе ПТЭ в количествах, превышающих их безопасный уровень, и объёмы его добычи с годами возрастают. Наиболее миграционно подвижные и летучие из них Hg, Cd, As. В числе прочно химически связанных в комплексных металлоорганических соединениях в УВ – V, Ni, Co, Cr, Cu, Zn и другие биологически инертные в природной нефти и битумах, но токсично опасные в микродисперсном состоянии после техногенного, особенно высокотемпературного (более 450 °С), воздействия на сырьё. Актиноиды, вне зависимости от прочности связи с молекулярными структурами УВ, входят в класс активно опасных в любом состоянии. Исследования экологических последствий разработки нефтяных месторождений с повышенным содержанием токсически опасных элементов проведены С. П. Якуцени [9], которым выполнен анализ токсорисков и предложены основы стратегии превентивной защиты окружающей среды от негативного влияния при освоении УВ, обогащенных ПТЭ. Кроме того, обращено внимание на то, что в нефтях из глубоких горизонтов (более 4,5 км) с низким содержанием асфальто-смолистых компонентов концентрируются токсичные и летучие элементы, такие как Cd, Hg, As, Tn, Se, Mo и др. Нефти такого состава могут встречаться и на малых глубинах и, как правило, приурочены к зонам рифтов и молодых прогибов. Поэтому содержания таких высокотоксичных и летучих элементов необходимо оценивать на предварительных этапах разработки любых месторождений УВ, в том числе и сланцевых.

Тепловое воздействие на пласт, увеличение давления, закачка химических реагентов при ГРП при большом количестве перфораций на протяжении длинного горизонтального участка приводят к высвобождению элементоорганических соединений, возможно летучих металлов и их выбросу в окружающую среду. Теплохимические методы, например, метод внутрипластового горения при выработке запасов ванадиеносных нафтидов неприемлемы в виду значительных потерь металлов в пласте, а также из-за возможного попадания V и Ni в вышележащие водоносные горизонты, используемые для водоснабжения населения. Это подтверждается как природными наблюдениями, так и лабораторными исследованиями. Так, лабораторное моделирование, проведённое нами, подтвердило факт потери нафтидами МЭ при высоких температурах и перехода их в окружающую среду, либо при сорбции на породах вместе со смолисто-асфальтовыми компонентами, либо за счёт разрушения металлоорганических соединений. О возможности массопереноса ПТЭ и органического материала поровыми водами, отжимаемыми из глинистых пород с высоким содержанием ОВ в условиях геодинамических нагрузок, свидетельствуют экспериментальные исследования по уплотнению горючих сланцев (кукерситов) и выделению из них поровых вод, значительно обогащенных МЭ [10]. При проведении работ на сланцы необходима постановка дополнительных исследований по мониторингу МЭ состава сланцевых формаций для исключения экологических рисков.

Сланцевые формации Республики Беларусь. Республика Беларусь по запасам и по разведанной мощности горючих сланцев, впервые выявленных в 1963 г., находилась на третьем месте в Советском Союзе после Прибалтийского и Средневожского бассейнов. Сланцевые формации сосредоточены в Припятском бассейне на двух месторождениях – Туровском и Любанском на площади около 20 тыс. км². Их прогнозные запасы оцениваются в 8,3 млрд т, а реальные промышленные – в 3,6 млрд т. Глубина залегания сланцев колеблется от 50 до 600 м, мощность пласта – от 0,1 до 3,7 м. Наиболее целесообразно, как считают учёные, разрабатывать, прежде всего, Туровское месторождение из-за большей мощности основного пласта и меньшей глубины залегания [11, 12].

Содержание в горючих сланцах Беларуси ОВ варьирует в пределах 10–25 %, выход смолы составляет 6–9 %, на отдельных участках – до 11 %, что вполне удовлетворительно для налаживания их рентабельной химической переработки в синтетическую нефть с использованием современных технологий. Минеральная часть сланцев имеет преимущественно глинисто-мергелистый состав. Глинистая составляющая представлена в основном гидрослюдой и монтмориллонитом, карбонатная – кальцитом и доломитом в различных соотношениях, но с более частым преобладанием кальцита. Карбонаты обычно чистые, иногда встречаются их железистые модификации. По данным спектрального анализа, в золе горючих сланцев содержание Mn достигает 0,7 кг/т, Ti – 2 кг/т, Cr – 0,1 кг/т, P – 1,5 кг/т, V – 0,15 кг/т, Cu – 0,1 кг/т, Zn – 0,3 кг/т [13].

По мнению белорусских исследователей, горючие сланцы в Припятском сланцевом бассейне из-за высокой зольности (75 % и более), низкой теплоты сгорания (средняя удельная теплота сгорания – 5,8 МДж/кг) и высокого выхода экологически опасных летучих соединений (15–25 %), содержащих S (2–3%), являются малоэффективным твёрдым топливом. Поэтому они непригодны для прямого сжигания и долгое время добыча белорусских сланцев считалась нецелесообразной. Однако с учётом мировых тенденций роста цен на нефть, ближайшей исчерпаемости её ресурса, а также ввиду такого немаловажного аргумента, как национальная энергетическая безопасность, в настоящее время добыча и переработка этих полезных ископаемых в Беларуси признана рентабельной [12, 13].

Таким образом, не стоит недооценивать экологические риски последствия разработки сланцевых формаций и тяжёлых нефтей в связи с высокими содержаниями в них Fe, As, Be, Cl, Co, Cr, F, Hg, Mn, Ni, Pb, Sr, Sb, Se, Tl, V, Zn, U, Th, Rn и других ПТЭ. С одной стороны, производителям и учёным стоит задуматься о тех невозвратных потерях ценных промышленно значимых металлов, которые происходят из-за отсутствия рентабельной и экономически эффективной технологии их добычи из нефтидов, а с другой стороны, возможно попадание потенциально токсичных элементов, как из сланцев, так и из содержащихся в них УВ в скважинное оборудование и окружающую среду. В связи с этим, для учёта экологической ситуации участков сланцевых формаций, вводимых в разработку, и принятия решений о комплексной технологии переработки сланцев с извлечением газа, нефти и металлов, необходимо проведение дополнительных исследований по оценке микроэлементного состава, как сланцевых отложений, так и нефтидов, содержащихся в них.

Доклад подготовлен в рамках выполнения государственного задания: тема «Фундаментальные проблемы геологии, геохимии и гидрогеологии нефтегазовых осадочных бассейнов. Обоснование значимых факторов эффективного прогноза крупных скоплений УВ в неструктурных условиях», АААА-А-16-116022510269-5.

Библиографические ссылки

1. Гольдберг И. С., Мицкевич А. А., Лебедева Г. В. Углеродородно-металлоносные провинции мира, их формирование и размещение. Л.: ВНИГРИ, 1990. С. 49–60.
2. Punaova S. A., Nukenov D. The Question of Environmental Consequences at Horizontal Drilling of Shale Formations in Connection with their Enrichment with Microelements // Georesources. 2017. Vol. 19, N 3. Part 1. P. 239–248.
3. Клер В. Р., Ненахова Ф. Я., Сапрыкин Ф. Я. и др. Металлогения и геохимия углеродных и сланцесодержащих толщ СССР. М.: Наука, 1988. 256 с.
4. Chizoba C. N. Chemostratigraphy of the mississippian – age Barnett Formation, Fort Worth Basin, Wise County, Texas. USA. University Of Texas At Arlington May. 2013. 80 p.
5. Занин Ю. Н., Замирайлова А. Г., Эдер В. Г. Закономерности распределения некоторых элементов в различных типах пород баженовской свиты // Чёрные сланцы: геология, литология, геохимия, значение для нефтегазового комплекса, перспективы использования как альтернативного углеводородного сырья: Материалы Всероссий. науч.-практ. конф., г. Якутск, 23–25 июля 2015 г. Якутск: Ахсаан, 2015. С. 128–132.
6. Зуева И. Н., Чалая О. Н., Каширцев В. А. и др. О возможности использования высокоуглеродистых пород куонамской формации как комплексного минерального сырья // Чёрные сланцы: геология, литология, геохимия, значение для нефтегазового комплекса, перспективы использования как альтернативного углеводородного сырья: Материалы Всероссий. науч.-практ. конф., г. Якутск, 23–25 июля 2015 г. Якутск: Ахсаан, 2015. С. 133–137.
7. Пунанова С. А., Штирт М. Я. Экологические последствия разработки сланцевых формаций, содержащих токсичные элементы // Химия твёрдого топлива. 2018. № 6. С. 55–63.
8. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Элементы-примеси в чёрных сланцах. Екатеринбург. УИФ: Наука, 1994. 304 с.
9. Якуцени С. П. Распространённость углеводородов, обогащённых тяжёлыми элементами-примесями. Оценка экологических рисков. СПб: Недра, 2005. 372 с.
10. Абрамова О. П., Абукова Л. А. Глинистые толщи осадочных бассейнов – генераторы нефтидо- и рудообразующих флюидов // Чёрные сланцы: геология, литология, геохимия, значение для нефтегазового комплекса, перспективы использования как альтернативного углеводородного сырья: Материалы Всеросс. науч.-практ. конф., г. Якутск, 23–25 июля 2015 г. Якутск: Ахсаан, 2015. С. 9–11.
11. Пещенко А. Д., Мычко Д. И. Горючие сланцы Беларуси: ресурсы и перспективы использования // Хімія: праблемы выкладання. 2011. № 8. С. 3–13.
12. Лиштван И. И., Фалишин П. Л., Крайко В. М. и др. Состав и свойства горючих сланцев туровского месторождения Беларуси // Химия твёрдого топлива. 2009. № 2. С. 3–6.
13. Лиштван И. И., Дударчик В. М., Крайко В. М. и др. Пиролиз смесей на основе горючего сланца и бурого угля Беларуси и характеристика получаемых топливных продуктов // Химия твёрдого топлива. 2014. № 2. С. 3–7.

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДОВ РАСЧЁТА СМЕШАННОЙ КОРРЕЛЯЦИОННОЙ РАЗМЕРНОСТИ И МЕРЫ ТАНИМОТО- РОДЖЕРСА ДЛЯ КЛАСТЕРИЗАЦИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

М. В. Родкин

Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН,
ул. Профсоюзная 84/32, 117997 Москва, Российская Федерация
Институт проблем нефти и газа РАН,
ул. Губкина 3, 119333 Москва, Российская Федерация; rodkin@mitp.ru

Рудные месторождения являются сложными природными объектами. Каждое месторождение по-своему уникально. Но для эффективной обработки информации о большом числе месторождений и для лучшего понимания процессов рудогенеза необходима их содержательная кластеризация, оценка степени близости между разными типами месторождений, интерпретация выявленных взаимосвязей. Известен ряд схем кластеризации (классификации) месторождений в зависимости от набора в них рудных компонент и других характеристик [1]. Однако все эти классификации являются экспертными, т. е., в определённой степени субъективными. Отсюда представляется актуальной задача разработки формально-математических методов кластеризации месторождений.

Ниже представлены два подхода к решению этой задачи – на основе расчёта меры близости Танимото-Роджерса [2, 3], и на основе расчёта величин смешанной корреляционной размерности [4]. На основе обоих этих подходов определяются значения меры близости между двумя типами месторождений, а затем, на основе совокупности значений мер близости, реализуется та или иная процедура кластеризации месторождений. Два используемых метода различаются не только методом расчёта величин мер близости, но и набором используемых при этом данных о месторождениях. Полученные результаты расчёта мер близости сравниваются между собой и с ранее предложенными экспертными классификациями месторождений. Большая часть результатов кластеризации ожидаемо хорошо отвечает ранее предложенным экспертным классификациям, однако некоторые результаты являются новыми. Эти результаты обсуждаются ниже более детально. Расчёты реализованы по данным ГИС КСКМ [5] о крупных и суперкрупных рудных месторождениях мира.

Использованы два метода расчёта степени близости месторождений разных видов рудного сырья – на основе расчёта значений меры близости Танимото (по данным о вероятности сонахождения в одном месторождении двух сравниваемых рудных компонент) и на основе расчёта значений смешанной корреляционной размерности (по данным о взаимном пространственном расположении месторождений данных двух типов рудного сырья). Полученные этими двумя способами оценки степени близости оказались тесно связанными, что свидетельствует в пользу корректности обоих использованных подходов (рис. 1).

Обсудим чуть подробнее каждый из двух методов расчёта степени близости (или условного расстояния) между разными группами месторождений. Первый вариант кластеризации базируется на расчёте мер близости Танимото (T), реализуемом по данным о наборе рудных компонент, добываемых в разных месторождениях. Конкретно рассчитывается доля месторождений, в которых два данных рудных ком-

понента (например, Zn и Cu) встречаются совместно среди общего числа месторождений, содержащих рудные компоненты А и Б, $T = (A \cap B) / (A \cup B)$, пересечение множеств А и Б, делённое на их объединение. Как уже отмечалось выше, этот метод представляется более робастным и потому был использован для более полного расчёта модели кластеризации.

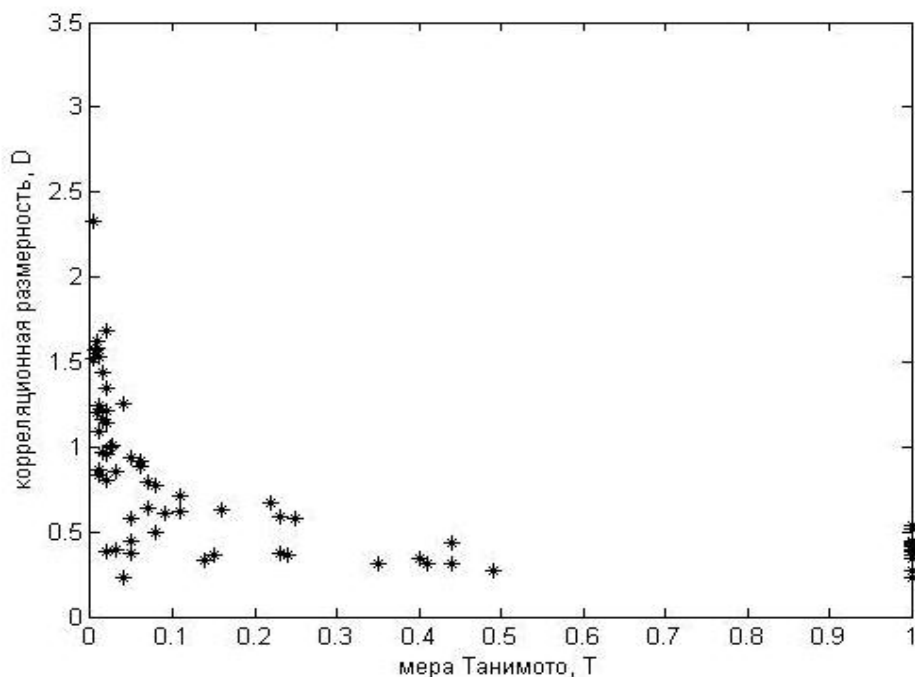


Рисунок 1 – Соотношение величин меры близости Танимото (T) и смешанной корреляционной фрактальной размерности (D)

Видно, что большим значениям меры близости T отвечают малые значения корреляционной размерности D и наоборот.

Второй метод расчёта величин условного расстояния между двумя группами месторождений основан на расчёте величин корреляционной фрактальной размерности D . Реализованный метод расчёта отличается от обычно используемого (например, при расчётах корреляционной размерности множества эпицентров или гипоцентров землетрясений) по ряду существенных моментов. Во-первых, демонстрируется целесообразность и возможность получения разных величин размерности для разных пространственных масштабов. Такое разделение оказалось полезным в плане различения закономерностей взаимного расположения месторождений на разных пространственных масштабах – на масштабе рудного узла, рудной провинции, ..., целого континента. Для случая месторождений сделана попытка интерпретации получаемых различий величин корреляционной размерности в масштабах рудного узла, рудной провинции, целого континента. Во-вторых, вводится и используется новое понятие смешанной корреляционной размерности для объектов двух разных типов (например, для месторождений Au и Ag). Обычная формула расчёта корреляционной размерности тривиальным образом обобщается на этот случай. Показано, что значения смешанной корреляционной размерности бывают как меньше, так и больше размерности вмещающего пространства. Случаи корреляционной размерности, большие размерности вмещающего пространства интерпретируются как отвечающие «взаимному отталкиванию» месторождений данных двух типов. Напротив, малые

значения размерности указывают на тенденцию пространственно-сближенного расположения месторождений соответствующих видов. Таким образом, можно ожидать, что случаи больших значений меры близости T будут соответствовать малым значениям смешанной корреляционной размерности D , и наоборот, большие значения D , будут отвечать малым значениям меры близости Танимото T . Данные рис. 1 подтверждают такие предположения. Расчёты реализованы с учётом сферичности Земли, что существенно, если расчёты проводится для пространственных объектов масштаба континентов. Различные типы поведения иллюстрируются рассмотрением искусственных модельных примеров.

Заметим, что сценарий взаимного отталкивания может реализовываться в определённом (с двух сторон ограниченном) диапазоне масштабов также и для объектов только одного вида, что легко показать на модельном примере. Но для ранее исследовавшегося случая сейсмичности сценарий взаимного отталкивания эпицентров (гипоцентров) землетрясений не реализуется, наоборот, возникновение землетрясения повышает вероятность реализации поблизости также и следующего толчка. Поэтому случаи, чтобы получаемое в некотором диапазоне масштабов значение корреляционной размерности D превышало размерность вмещающего пространства при анализе сейсмического режима, ранее никогда не наблюдались, и их возможность даже не обсуждалась.

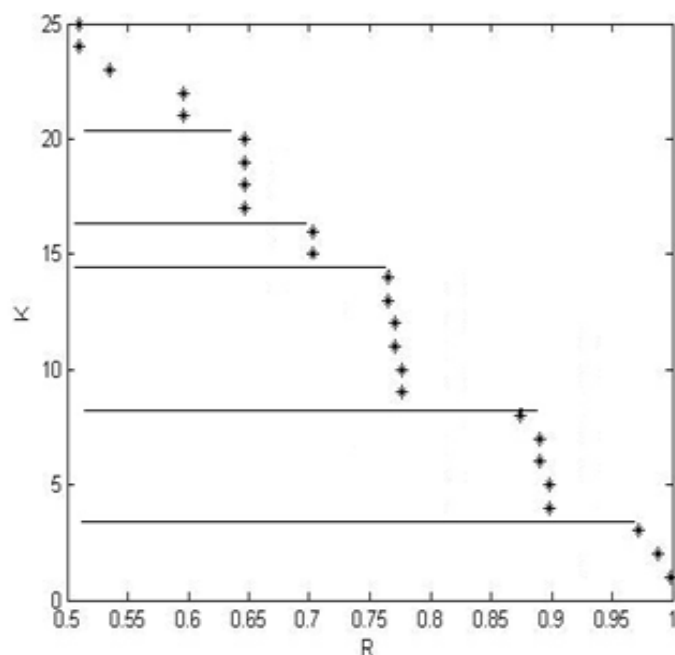


Рисунок 2 – Зависимость числа кластеров K от величин расстояния Танимото R . Звёздочками отмечены точки объединения старых кластеров в новый, происходящих с ростом R . Горизонтальные линии – диапазоны устойчивости схемы кластеризации с изменением величин расстояния R .

Предлагается предварительная интерпретация ряда формально выявленных статистических закономерностей. Большинство из формально полученных выводов о степени близости месторождений разных видов рудного сырья и о составе формирующихся из них кластеров отвечают известным закономерностям и вполне ожидаемы (таковы, например, кластеры, объединяющие Ag, Au, Cu и Pb и Zn). Отсюда

можно заключить об адекватности предложенных новых формальных количественных методов расчёта степени близости и кластеризации. Некоторые результаты кластеризации являются, однако, новыми и достаточно неожиданными. Так оказывается, что уменьшение числа кластеров с увеличением условного расстояния происходит немонотонно. Как видно на рис. 2, интервалы быстрого уменьшения числа кластеров K разделяются довольно широкими областями изменения условного расстояния R на которых число кластеров K не меняется (условное расстояние R определено здесь как $R=(1-T)^2$, где T – мера близости Танимото). Этот результат можно интерпретировать как отражение иерархичности множества месторождений.

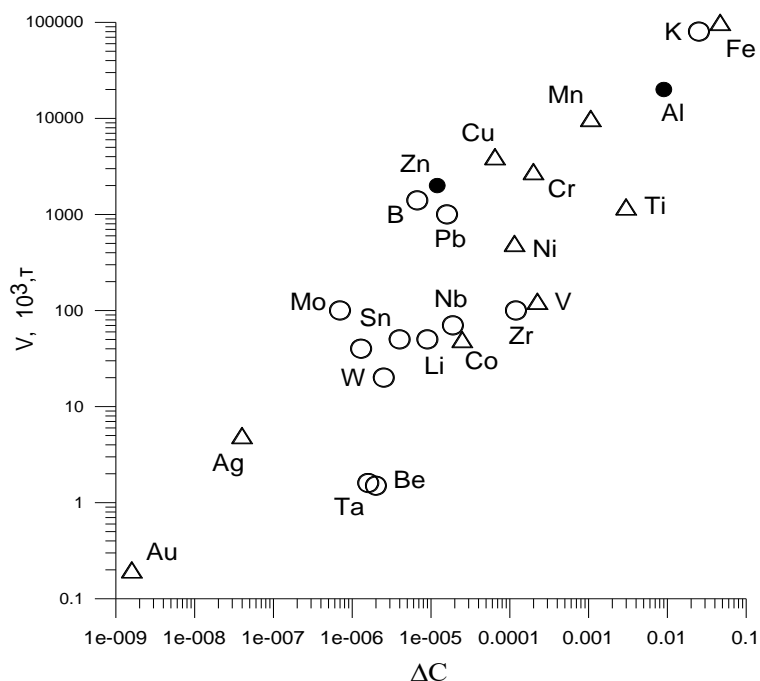


Рисунок 3 – Связь разницы ΔC средних концентраций элементов в верхней и нижней коре с характерными значениями запасов крупных месторождений V . Кружками даны случаи сильного обогащения в верхней континентальной коре, треугольники отвечают обогащению в нижней коре, точки – случаи отсутствия существенных изменений концентрации.

Другим важным новым результатом является аномально частое выделение кластеров, состоящих исключительно (чаще, преимущественно) из элементов с обогащением или только в верхней, или только в нижней континентальной коре. Полученный результат интерпретируется нами как указание, что формирование крупных и суперкрупных рудных месторождений может являться попутным продуктом преобразования (превращения) вещества тектоносферы между основными физико-геохимическими резервуарами тектоносферы (такими как верхняя континентальная кора, нижняя континентальная кора, океаническая кора, верхняя мантия, иные резервуары). Энергия таких превращений и обеспечивает реализацию мощных негэнтропийных процессов по концентрации рудного вещества в месторождения. В пользу предложенной интерпретации свидетельствует достаточно тесная корреляция между характерными величинами запасов разных видов рудного сырья по данным [1] и разницей в концентрации этих компонент между средним химическим составом верхней и нижней континентальной коры [6]. Принято полагать (и это статистически подтверждается), что объёмы разных видов минерального сырья связаны с

концентрацией соответствующих элементов в земной коре, естественно, месторождения Fe больше по тоннажу запасов, чем месторождения Au. Но оказывается, что статистически не менее надёжна связь объёмов месторождений со средней разницей концентрации данной компоненты в верхней и нижней коре (рис. 3).

Завершая обсуждение, заключаем, что два предложенных метода кластеризации месторождений дают результаты, хорошо согласующиеся между собой и с ранее предложенными экспертными классификациями месторождений. При этом, кроме известных ранее, выявлены соотношения указывающие на иерархичность множества рудных месторождений и на связь процессов формирования месторождений с преобразованием вещества тектоносферы между разными георезервуарами. Источником энергии для формирования высоких негэнтропийных концентраций рудных компонент в месторождениях является энергия геотектонических процессов.

Библиографические ссылки

1. Рундквист Д. В., Ткачёв А. В., Черкасов С. В. и др. Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых: В 3 т. М.: ИГЕМ РАН, 2006.
2. Мандель И. Д. Кластерный анализ. М.: Финансы и статистика, 1988. 176 с.
3. Родкин М. В., Шатахьян А. Р. Исследование рудных месторождений методами анализа динамических систем. II. Кластеризация рудных месторождений и её интерпретация // Физика Земли. 2015. № 3. С. 112–121.
4. Родкин М. В., Шатахьян А. Р. Исследование рудных месторождений методами анализа динамических систем. I. Расчёт корреляционной размерности // Физика Земли. 2015. № 3. С. 102–111.
5. Largest Mineral Deposits of the World, CD-ROM, Commission on Geological Map of the World, 2006.
6. Тейлор С. Р., Мак-Леннан С. М. Континентальная кора, её состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 383 с.

УДК 550.8:552.5

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА ОТЛОЖЕНИЙ ДЛЯ ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫХ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

В. Л. Коломиец

Геологический институт СО РАН,
ул. Сахьяновой 6а, 670047 Улан-Удэ, Российская Федерация; kolom@ginst.ru

В процессе проведения геологических съёмок разного масштаба, поисковых работ и аэрофотогеологического картирования впадин Байкальской рифтовой зоны производственными и научными организациями получен большой объём данных по гранулометрии плейстоценовых отложений.

Популярность гранулометрического метода неоспорима – простота применения в полевых условиях, быстрое получение характеристик, позволяющих наполнить числовыми значениями описания, на первый взгляд, литологически-однородных разрезов и осуществить первичную оценку площадей, пригодных в качестве нерудного сырья. К сожалению, дальнейшего глубокого осмысления грану-

лометрических показателей проведено не было, богатейший фактический материал, оказался по существу, не интерпретированным.

Между тем, гранулометрический анализ включает в себе важную информацию. Потенциал его уже давно оценен в многочисленных работах по литологии, седиментологии, стратиграфии, учении о фациях, региональных исследованиях в России и за рубежом [1–4, 6–8, 11]. При изучении осадочного чехла межгорных впадин Байкальского рифта нами самое пристальное внимание было уделено гранулометрическим данным как методу фациальных и палеогеографических реконструкций [5].

Графический способ изображения гранулометрических анализов. По результатам гранулометрического рассева каждого образца строится кумулятивная кривая и эмпирический полигон распределения (ЭПР) в координатах конечных размеров фракций по оси абсцисс и весовых процентов, соответствующих каждой фракции, – по оси ординат. Получаемый ЭПР даёт наглядное графическое изображение гранулометрического состава отложений.

Метод квартилей и энтропийная мера оценки сортировки. По методу квартилей Траска [10] с кумулятивной кривой гранулометрического рассева снимаются показания абсциссы, отвечающие ординате 25 % (Q_3 – третья квартиль), ординате 50 % (Q_2 (M_d) – вторая квартиль или медианный диаметр), ординате 75 % (Q_1 – первая квартиль), а также ординате 1% (квантиль С – размер частиц, относительно которого более крупные зёрна составляют 1 %). Распределение оценивается тремя параметрами: медианой M_d , коэффициентом сортировки

$$S_0 = (Q_3/Q_1)^{0,5} \quad (1)$$

и коэффициентом асимметрии

$$S_k = (Q_3Q_1)/M_d^2 \quad (2)$$

Энтропия определяется дробностью гранулометрического анализа и шкалой, фиксирующей размер фракций, по соотношению:

$$h = \sum_{i=1}^{i=n} p_i * \ln p_i, \quad (3)$$

где n – число фракций в анализе, p_i – содержание в долях единицы частиц в i -й фракции. Чем ближе значение h к нулю, тем лучше сортирован осадок. Энтропия абсолютно сортированного осадка, в случае сосредоточения всего осадка в одной фракции, равна нулю. Верхняя числовая граница сортировки не устанавливается.

С. И. Романовским [8] рекомендована удобная таблица оценки сортировки осадков, составленная благодаря использованию нормированной энтропии (H_r), которая позволяет качественно аттестовать два крайних случая: абсолютно сортированный и несортированный осадки, а также устраняет неудобство, связанное с отсутствием верхней числовой границы сортировки.

Нормированная энтропия рассчитывается по формуле:

$$H_r = h/\ln n, \quad (4)$$

где n – максимальное число фракций в каждом анализе. Если $H_r = 0$, то все частицы осадка относятся к одной фракции, если $H_r = 1$, то отложения абсолютно не сортированы. Остальные градации выделяются по равномерной шкале в долях единицы.

Метод статистических моментов. Мера сортировки или стандартное отклонение (σ), равным образом как средневзвешенный размер частиц (x^*), коэффициент асимметрии (α), эксцесс (τ), отражающие в обобщенном виде распределение зёрен по размерным фракциям, достаточно полно описываются первыми четырьмя момен-

тами распределения [1; 10; 11]. Интересующие нас моменты определяются выражениями:

$$\mu_1 = \bar{x} = 0,01 \sum f x, \quad (5)$$

где f (%) – частота встречаемости значений аргумента совокупности x ; \bar{x} – среднее арифметическое x ,

$$\mu_2 = 0,01 \sum f (x - \bar{x})^2; \quad (6)$$

$$\mu_3 = 0,01 \sum f (x - \bar{x})^3; \quad (7)$$

$$\mu_4 = 0,01 \sum f (x - \bar{x})^4. \quad (8)$$

По этим моментам рассчитываются четыре величины, получившие название гранулометрических коэффициентов.

Среднее арифметическое (в применении к гранулометрии – средний размер зёрен) указывает на изменение динамики среды седиментации:

$$\bar{x} = \mu_1. \quad (9)$$

Стандартное отклонение (в применении к гранулометрии – коэффициент сортировки), характеризующее степень рассеивания или разбросанности значений ЭПР, составляет:

$$\sigma = \mu_2^{0,5}. \quad (10)$$

Большие значения σ свидетельствуют о плохой сортировке материала, а их уменьшение – о её наличии в той или иной мере. Монофракционные осадки не характерны для отложений рифтовых впадин Байкальской рифтовой зоны. Многофракционность осадков связана с господством турбулентных движений в водной и воздушной средах, следовательно, мера сортировки выражает степень турбулентности движения воды и воздуха [7].

Ещё более информативным в отношении сортировки является коэффициент вариации:

$$v = \sigma / \bar{x}. \quad (11)$$

Этот параметр отражает турбулентность течений в среде седиментации вне зависимости от фракционного состава осадков и указывает на диапазон разброса средних показателей энергии осадконакопления в той или иной фации. Для озёрных отложений значения v находятся в пределах от 0,2 до 0,8, для речных – от 0,4 до 2,0. Чем выше параметр v , тем в более динамической обстановке происходило осадконакопление. При изучении разреза по этому коэффициенту устанавливаются отложения, сформировавшиеся в режиме межени или паводка.

Коэффициент асимметрии (безразмерная величина)

$$\alpha = \mu_3 / \sigma^3 \quad (12)$$

является характеристикой симметричности (скошенности) ЭПР. Положительная асимметрия ($\alpha > 0$) говорит о хорошей сортировке крупнозернистых фракций и, соответственно, о плохой сортировке тонкозернистых фракций. Отрицательная асимметрия ($\alpha < 0$) указывает на плохую сортировку крупнозернистых фракций и хорошую сортировку тонкозернистых фракций. При $\alpha = 0$ ЭПР симметричен. В нашем случае, коэффициент асимметрии служит в качестве количественной оценки процессов сортировки в среде седиментации [7]. Положительные значения α дают представление о высокой активности среды осадконакопления, а отрицательные значения α – о низкой.

Эксцесс

$$\tau = (\mu_4 / \sigma^4) - 3 \quad (13)$$

служит показателем остро- или плосковершинности ЭПР. Этот коэффициент может принимать значения $\tau = 0$, $\tau > 0$, $\tau < 0$. В первом случае, ЭПР соответствует нормальному распределению. Во втором случае, ЭПР является островершинным, что свидетельствует о стабильной динамической обработке осадка и значительном превышении скорости обработки поступающего вещества в область седиментации над привносом [7]. Особенно большие значения эксцесса выступают показателями относительно спокойного тектонического режима среды осадконакопления и малой глубинной эрозии реки в условиях её выработанного продольного профиля. В третьем случае, ЭПР является плосковершинным и указывает на нестабильные условия осадконакопления, возможность проявления неотектонических процессов, усиление эрозионного размыва и постоянный привнос новых порций материала в бассейн аккумуляции, а также слабую динамическую обработку терригенного материала.

Палеопотамологический анализ. Для осадков флювиального генезиса в первом приближении можно реконструировать параметры речного потока, транспортировавшего и отлагавшего осадочный материал, используя при этом установленные связи и закономерности между различными гидродинамическими характеристиками. Такие исследования в отечественной практике впервые были проведены А. И. Животовской [3]. Данный метод широко апробировался в ходе изучения песчаных толщ впадин Байкальской рифтовой зоны [5].

Отправной точкой в палеопотамологических реконструкциях выступает гранулометрический состав наносов. По общеизвестному закону Эри:

$$p = d^3 = Av^6 \quad (14)$$

скорость потока (v) и крупность осадка – вес (p) или диаметр зёрна (d), находятся в жесткой связи. Это означает, что скорость движения потока определяет его основную транспортирующую силу и пропорциональна размеру частиц: она должна быть тем больше, чем частицы крупнее. В гидродинамике такая скорость называется скоростью сдвига или срывающей скоростью ($v_{ср}$). Математическое обоснование этой величины было получено в следующем виде (формула М. А. Великанова–Н. М. Бочкова):

$$v_{ср} = 3,14(15d + 0,006)^{0,5}, \quad (15)$$

где d – диаметр частиц наносов в м, цифры – эмпирические коэффициенты [3].

При сложном распределении гранулометрического состава отложений, какое всегда характерно для аллювия, за диаметр его частиц следует принимать средневзвешенный размер x^* , вычисляемый по методу статистических моментов:

$$d_{рф} = \mu_1 = x^* = 0,01 \sum fx. \quad (16)$$

Эта размерность должна количественно преобладать в осадке и формировать основную фракцию речных наносов, получившую название руслоформирующей ($d_{рф}$).

Между необходимым минимумом срывающих скоростей и скоростью, которая приведет к осаждению $d_{рф}$, находится определённый промежуток, где частица осадка как раз испытывает перемещение во взвешенном либо влекомом состоянии. Для прекращения движения и последующей аккумуляции скорость потока должна уменьшиться до величины в $0,64v_{ср}$ (формула Г. И. Шамова). Такая скорость потока называется нижней предельной или скоростью отложения ($v_{отл}$). Следовательно

$$v_{отл} = 0,64v_{ср}. \quad (17)$$

Глубину потока можно вычислить двумя способами, используя значения $v_{ср}$ и $v_{отл}$. Существуют следующие зависимости: формула В. Н. Гончарова

$$H' = (v_{ср} / (6,8 \{ 1,75 [d_{рф} + 0,0014]^{0,5} \})) (d_{max} / d_{рф})^{0,2})^5; \quad (18)$$

формула Г. И. Шамова

$$H = (v_{отл}/3,7d_{рф}^{1/3})^6. \quad (19)$$

Нами, при обработке данных были использованы обе формулы. Вычисленные значения H' и H существенно различаются. Величина H' , за редким исключением, значительно отличается от H в большую сторону. Такой факт имеет, на наш взгляд, свое объяснение.

Расчётная глубина H по формуле Шамова ближе подходит к средним показателям, так как исходит только от $d_{рф}$ (входящий в формулу показатель скорости отложения, в свою очередь, также зависит от диаметра руслоформирующей фракции). В формуле Гончарова, помимо параметра $d_{рф}$, отражающего усредненные энергетические уровни живой силы потока, введено значение d_{max} , которое соответствует размеру, приходящемуся на 1% (квантиль С). Таким образом, уравнение (18) будет учитывать максимально возможные транспортирующие мощности водной среды, что соразмерно отражается через её пропускную способность – глубину и, скорее всего, величина H' несет информацию о каких-то предельно допустимых значениях глубины в русле, например, паводковом или близком к нему режиме, когда и происходит перенос самых крупных обломков.

Одним из способов проверки правильности начальной стадии проводимых исследований является, по нашему мнению, определение предельного диаметра подвижной части наносов ($d_{пред}$), при заданных глубинах и срывающих скоростях по формуле А. В. Карашева:

$$d_{пред} = 0,012v_{ср}^3/H^{0,5}. \quad (20)$$

Значения $d_{пред}$ должны неизменно превышать $d_{рф}$ и быть ниже d_{max} ($d_{рф} < d_{пред} < d_{max}$), так как за счёт пульсационного изменения скоростей в толще потока происходит перемещение частиц, не только близких к $d_{рф}$, но и более крупных. Вместе с тем, энергии средних скоростей будет явно недостаточно, чтобы сдвигать частицы с размерами, близкими к d_{max} .

Пульсационные срывающие скорости, определяющие взвешивание и транспорт наносов, не равнозначны скорости потока на вертикали его глубины (v), всегда несколько большей, ввиду отсутствия необходимости преодоления шероховатости руслового ложа. Для определения величины v через известные уже $d_{рф}$, $v_{ср}$, H имеется формула В. Н. Гончарова:

$$v = 2,5v_{ср}(d_{рф}/H)^{1/12}. \quad (21)$$

Для контроля, в свою очередь, правильности расчётов средней скорости потока А. И. Животовской [3] предлагается использовать известный из гидравлики «универсальный критерий» А. Н. Ляпина, представляющий собой отношение скорости потока v к его волновой скорости $(gH)^{1/2}$:

$$\beta = v/(gH)^{1/2}, \quad (22)$$

где g – ускорение силы тяжести (9,81 м/сек). Значения β при этом служат показателем грядового перемещения наносов на дне потока. Грядовые формы, и как следствие, наличие косой слоистости в отложениях, возникают при β , равной интервалу 0,2–1,0. Если значения $\beta > 1$, то гряды уничтожаются, если $\beta < 0,2$, то дно представляет собой гладкую поверхность.

Достоверно выявленное наличие донных грядовых форм рельефа в палеорусле описывается очередными их параметрами по формулам В. Ф. Пушкарёва: высота гряды h_r

$$H_r = 0,00445(v^2/gd_{ф})H + 0,049H; \quad (23)$$

длина гряды

$$I_r = h_r/0,09; \quad (24)$$

скорость перемещения гряды

$$c_r = 0,0188(v^3/gH) - 0,0292(gd_{рф}/v). \quad (25)$$

Примечательной особенностью грядового рельефа является зависимость между высотой гряды и порядком потока, обнаруженная Н. А. Ржаницыным. Используя значения h_r по графику, предложенному этим исследователем, становится возможным определить показатель порядка потока, имеющий определённое палеогеографическое значение.

Чтобы диагностировать такую важную характеристику потока, как его продольный уклон (I), можно воспользоваться общепринятым законом Шези:

$$I = v^2/c^2H, \quad (26)$$

где c – коэффициент Шези. Данный коэффициент c , в нашем случае, следует вычислять по формуле Штриклера, увязывающей его с $d_{рф}$ (в мм), как исходной величиной:

$$c = 33(H/d_{рф})^{1/6} \quad (27).$$

Большую помощь в фациальных и палеогеографических реконструкциях может оказать коэффициент шероховатости n , имеющий тесную связь с $d_{рф}$ (формула Штриклера – Чанга):

$$1/n = 0,03d_{рф}^{1/6}, \quad (28)$$

где $d_{рф}$ измеряется в миллиметрах. Имея значения данного коэффициента, по таблице М. Ф. Срибного, либо таблице И. Ф. Карасева, представляется возможным сделать подробное заключение о характере русла, его гидрологических особенностях, режиме течения, рельефе дна, типе поймы и природе произрастающей на пойме растительности.

Недостающая характеристика из основных морфологических показателей потока – средняя ширина русла B , в метрах – легко рассчитывается по формуле В. Г. Глушкова

$$B = (2,75H)^2. \quad (29)$$

Как определено автором данной зависимости, она справедлива для условий, когда мощность потока целиком заполняет его основное русло. Поэтому, при нахождении величины B необходимо использовать параметры глубины потока H' , удовлетворяющей такие требования.

Русловые потоки не могут находиться в неизменном состоянии. Они на протяжении всего периода своего существования, через русловые и эрозионные процессы, играют заметную роль в эволюции гидрографической сети и рельефа в целом. Для сравнения рек по скорости развития русловых преобразований применяется такое понятие, как устойчивость русла, которой придается числовое выражение, позволяющее количественно оценить степень русловых деформаций и дать качественное описание таких изменений.

Чтобы достичь поставленной цели, можно воспользоваться ϕ -критерием устойчивости русла, который вычисляется по формуле:

$$\phi = v^2/gd_{рф} - (15 + 0,006/d_{рф}). \quad (30)$$

Если $0 < \phi < 100$, то русла считаются слабоподвижными, следовательно, эрозионная деятельность их ослаблена, $100 < \phi < 500$ – подвижными, $\phi > 500$ – очень подвижными и для такого рода русел характерно деление их на рукава с отсутствием типичных излучин.

По числу Лохтина можно сделать заключение о близости конечного водоёма (уменьшение Λ), которое определяется уравнением (формула В. М. Маккавеева):

$$\Lambda = d_{\text{рф}}/HI, \quad (31)$$

где $d_{\text{рф}}$ измеряется в мм, глубина потока H – в м, продольный уклон I – в м/км.

Ещё одним критерием типизации рек выступает число Фруда

$$Fr = \beta^2, \quad (32)$$

благодаря которому распознаются характер течения, наличие тех или иных русловых форм, типы речных русел (равнинное $Fr < 0,1$, полугорное $0,1 < Fr < 0,3$, горное $Fr > 0,3$) и подтипы, что особенно значимо при фациальном анализе, а с привлечением значений продольных уклонов, определяется площадь водосбора.

Библиографические ссылки

1. Боровко Н. Г., Боровко Н. Н. О гранулометрическом анализе песков и способах обработки его данных // *Вопр. литологии и палеогеографии*. Тр. ВСЕГЕИ, 1967. Т. 110. С. 231–242.

2. Борсук О. А. О применении гранулометрического анализа галечников для палеогеографических целей (на примере Забайкалья) // *Бюлл. МОИП. Отдел геол.* 1968. Т. 43, вып. 6. С. 139–140.

3. Животовская А. И. Об одном порядке осаждения // *Очерки по физической седиментологии*. Л.: Недра, 1964. С. 22–43.

4. Жуков В. В. Применение гранулометрического анализа при поисках алмазоносных россыпей (на примере Северо-Востока Сибирской платформы) // *Гранулометр. анализ в геологии*. М.: ГИН АН СССР, 1978. С. 147–159.

5. Коломиец В. Л. Седиментогенез плейстоценового аквального комплекса и условия формирования нерудного сырья сухоходольных впадин Байкальской рифтовой зоны: автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. Иркутск, 2010. 18 с.

6. Котельников Б. Н. Реконструкция генезиса песков: гранулометрический состав и анализ эмпирических полигонов распределения Л.: Изд-во Ленинградского ун-та, 1989. 132 с.

7. Рожков Г. Ф., Голоудин Р. И. Некоторые гранулометрические параметры современных осадков как индикаторы тектонических движений в бассейнах седиментации // *Геология и геофизика*. 1972. № 4. С. 64–76.

8. Романовский С. И. Седиментологические основы литологии. Л.: Недра, 1977. 408 с.

9. Рухин Л. Б. Гранулометрический метод изучения песков Л.: Изд-во Ленинградского ун-та, 1947. 213 с.

10. Шаранов И. П. Применение математической статистики в геологии М.: Недра, 1965. 259 с.

11. Шванов В. Н. Песчаные породы и методы их изучения. Л.: Недра, 1969. 248 с.

УДК 550.8:552.5

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕНЕТИКО-ФАЦИАЛЬНЫЕ КРИТЕРИИ ПОИСКОВ СТРОИТЕЛЬНЫХ МАТЕРИАЛОВ

В. Л. Коломиец

Геологический институт СО РАН,
ул. Сахьяновой ба, 670047 Улан-Удэ, Российская Федерация; kolom@ginst.ru

Ещё в недалеком прошлом, в 70–80-х гг. XX века возведение Байкало-Амурской магистрали, освоение зоны её влияния, широкое развитие промышленного

и гражданского строительства в Байкальском регионе требовало больших объёмов строительного песка, камня, гравия и песчано-гравийной смеси. Совершенствованию научных основ и методов выделения перспективных площадей, поискам и разведке минерального сырья уделялось большое внимание. Народнохозяйственные потребности в нерудных строительных материалах существенно возросли. Несмотря на временные трудности, переживаемые экономикой России, проблема развития минерально-сырьевой базы актуальна и важна.

Песчано-гравийная смесь без фракционного разделения в естественном виде используется для балластных отсыпок в дорожном строительстве, при производстве бетона и железобетона. Основным заполнителем бетонов служит, помимо щебня, получаемого при дроблении, также и такой природный компонент, как песок. Кроме этого, он широко применяется в приготовлении кладочных растворов, штукатурных растворов для отделочного слоя, в качестве того же балласта при строительстве железных и автомобильных дорог, при намыве плотин в гидротехническом строительстве. Песок представляет основное сырьё для производства силикатного кирпича, лёгких силикатных бетонов ячеистой структуры, силикатного камня и других мелкоштучных прессованных изделий автоклавного твердения.

Немаловажный статус отводится природным полевошпатовым и кварц-полевошпатовым пескам при производстве технического, листового, оконного, тарного стекла в стекольной промышленности, электротехнического, художественного и хозяйственного фарфора и фаянса, санитарно-технических изделий, отделочных и облицовочных плиток, а также другой продукции.

Неоплейстоценовые осадки, повсеместно слагающие верхний ярус кайнозойских образований рифтовых впадин Байкальской Сибири, играют главенствующую роль в разведанных, прогнозных запасах строительного песка и песчано-гравийных смесей [1, 2]. К разным генотипам этих отложений приурочено большинство известных месторождений и проявлений. Дальнейшее увеличение прироста запасов следует ожидать только с рассматриваемым комплексом.

Песок для производства силикатных изделий. Оценка пригодности песчаных отложений для производства силикатных изделий автоклавного твердения определяется ОСТом 21-1-80. Начальным условием, или первым, литологическим, критерием, повсеместной разбраковки верхнего яруса кайнозойских осадков в межгорных впадинах Прибайкалья (Верхнеангарская, Муйско-Куандинская, Баргузинская, юго-восточное побережье оз. Байкал, Усть-Селенгинская, Тункинская) на площади, годные ОСТу, являются структурные особенности отложений. Теоретически этим требованиям удовлетворяет та часть спектра обломочных пород, к которым относятся все разности песчаных частиц. Следовательно, вторым, генетическим, критерием поиска перспективных площадей на силикатные пески является выделение таких генотипов континентальных осадочных образований, для которых наиболее характерны размерности частиц от 10 до 0,01 мм. Этому размерному диапазону соответствуют аллювиальные, пролювиальные, озёрные, озёрно-ледниковые и эоловые осадки. Данная совокупность, особенно отложения флювиальной и лимнической групп аквального парагенетического ряда, занимает господствующее положение в перечисленных впадинах. Поэтому, перспективы выделения площадей, сложенных пригодными для производства силикатных изделий осадками, чрезвычайно велики.

Аллювиальный и лимнический генотипы, слагающие террасовый комплекс котловин (наличие не менее семи уровней в каждой из впадин) являются главными источниками запасов силикатных песков. Ключевая роль в оценке пригодности при-

надлежит уже третьему, фациальному, критерию поиска перспективных площадей. В этом отношении наибольший интерес представляет группа пойменных фаций, фация прирусловой отмели, фации береговых и прибрежных отложений озёрной группы. Ввиду высокого содержания псефитовых разностей практически не пригодна пристрежневая фация, а также группа старичных фаций и отложений вторичных водоёмов пойм по причине завышенного насыщения алевритово-глинистыми частицами (A_0).

С этой совокупностью (процент пригодности проб (ППП) до 90–95) связаны крупные по запасам месторождения: Конфликтное (площадь – 5 км², запасы – 50 млн м³) Тукалакты (33 км², 620 млн м³), Левомуйское (11 км², 209 млн м³), Старый Витим (4 км², 77 млн м³), Бурдуковское (35 км², 150 млн м³), Перемычка (0,3 км², 3 млн м³) в Муйской; Право-Аргадинское (6 км², 18 млн м³), Улан-Бурга (41 км², 678 млн м³), Майское (4 км², 40 млн м³), Элесун (4 км², 12 млн м³), Гусиха-2 (10 км², 50 млн м³) в Баргузинской; Бадар (40 км², 128 млн м³), Торы (30 км², 75 млн м³) в Тункинской; Шергинское (16 км², 45 млн м³) в Усть-Селенгинской впадинах; Турка (14,5 км², 40 млн м³), Саяпиха-1 (6,5 км², 15,6 млн м³), Саяпиха-2 (2,8 км², 7,8 млн м³), Котокель (18 км², 38 млн м³) на юго-восточном побережье оз. Байкал.

Напротив, другие генотипы, в частности, *пролювиальные* отложения пригодны выборочно в пределах периферийных фаций предгорных шлейфов и конусов выноса. Ввиду ограниченного развития отложений *гляциального* ряда в Байкальском регионе перспективы использования его не велики. Исключения составляют озёрно-ледниковые осадки Тункинской депрессии, где ППП максимален – 100 % (месторождение Нилова Пустынь, 2,3 км², 8 млн м³). Высокий процент A_0 разубоживает *эоловый* генотип. Их применение возможно лишь для районных потребностей в небольших объёмах сырья и с целью экономии средств на перевозки. Химический состав силикатных песков за редким исключением соразмерен предельным значениям ОСТА и находится в норме.

Песок для строительных работ. Пригодность песка определяется техническими условиями ГОСТа 8736-93. Завышенное содержание A_0 по региону обуславливает избирательность оценок при выборе перспективных площадей. Поэтому на поисковой стадии работ пристальный взгляд следует обратить на фациальную изменчивость в пределах каждого генотипа, пригодного в общей массе. Если для силикатных песков поисковые критерии представлены рядом «литология» – «генотип» – «группа фаций», где главная роль в оценке отводится выделению соответствующих генотипов, фациальная вариабельность которых с высокой степенью вероятности не выйдет за рамки общей пригодности, то для строительных песков основная функция этого ряда смещается в сторону последней составляющей.

Речные и озёрные отложения занимают главенствующее положение в разведанных и опосредованных месторождениях строительного песка. Перспективы обнаружения новых объектов самые благоприятные. Ведущим условием прогнозных оценок является выделение среди всего данного разнообразия тех фациальных групп и отдельных фаций внутри групп, гидродинамический режим накопления которых даёт материал, удовлетворяющий запросы ГОСТа. Максимальное значение представляют группы русловых и пойменных фаций, а именно: фация прирусловой отмели, фация перекатов, фация прирусловых валов, группа фаций смешанного озёрно-речного генезиса для высоких террас и фации береговых и прибрежных отложений озёрной группы. Не перспективными являются пристрежневая фация (существенное содержание фракций >10 мм), фация внутренней зоны поймы, фация вторичных во-

доёмов пойм, группа фаций старичного аллювия и фации внутренних частей озёр (повышенное насыщение A_0). Высокий потенциал годности свойственен террасовому комплексу. К разновозрастным осадкам его относятся месторождения строительного песка: в Муйской – Бурдуковское (35 км², 150 млн м³), Конфликтное (5 км², 50 млн м³), Тукаланта (33 км², 880 млн м³), Левомуйское (11 км², 209 млн м³), Старый Витим (4 км², 77 млн м³), Перемычка (0,3 км², 3 млн м³); в Баргузинской – Улан-Бурга (3 км², 41,7 млн м³), Право-Аргадинское (3 км², 6 млн м³), Гарга (0,5 км², 0,5 млн м³), Кулдук (0,5 км², 0,75 млн м³), Сеюйское (5 км², 10 млн м³), в Тункинской впадинах – Бадар (15 км², 45 млн м³) и Торы (3 км², 7,2 млн м³); на юго-восточном побережье оз. Байкал – Турка (10 км², 28 млн м³), Саяпиха-1 (6,5 км², 15,6 млн м³), Саяпиха-2 (2,8 км², 7,8 млн м³).

Проллювиальные отложения. ППП ниже среднего и имеет примерно равные значения по всем впадинам. Нормы ГОСТа в натуральном виде удовлетворяют фации периферийной зоны предгорных шлейфов и конусов выноса, а также разрозненные маломощные горизонты вершинной зоны, сложенные разномерным песком с малым количеством более крупных обломков. Значение этого генотипа в целом возрастает при фракционировании отложений с получением песка-отсева. Таковыми являются месторождения из Тункинской впадины, которые рекомендуются для использования в районном масштабе – Гужеры (5 км², 3,5 млн м³), Хобок (3,7 км², 1,2 млн м³), Ихэ-Ухгунь (7,9 км², 3,7 млн м³). Ситуация с прогнозными показателями для *ледниковых отложений* та же, что и для проллювиальных образований. В литолого-фациальном плане более перспективны лимногляциальные отложения (месторождение Нилова Пустынь – 2,3 км², 7,6 млн м³). Весомость ледниковых осадков увеличится в случае их фракционирования с попутным извлечением песка-отсева. Несмотря на то, что размерность частиц слагающих *эоловый тип осадков* полностью заключена в обозначенных рамках стандарта, из базового перечня он исключен, так как их медианный диаметр всегда смещен в сторону мелких частиц и находится в поле мелко-тонкозернистых песков. Это обстоятельство не позволяет дать каких-либо рекомендаций по использованию ветровых отложений в строительных работах даже с применением технических средств (дополнительного фракционирования или укрупняющих добавок) по причине удорожания конечного продукта.

Пески и песчано-гравийные смеси – заполнители в бетоны. Годность песков и песчано-гравийных смесей для тяжёлых бетонов диагностируется техническими требованиями ГОСТа 12730-0-78 (1994). Заполнители подразделяют на крупные – гравийно-галечные осадки и мелкие – средне-грубозернистые пески с гравием. В этом случае необходимо более сосредоточенное внимание к микрофациальному анализу (четвертый поисковый критерий) и последующему обособлению конкретных фаций внутри фациальных групп, удовлетворяющих в целом потребности госстандарта. Поисковый ряд критериев приобретает при этом вид: «литология» – «генотип» – «группа фаций» – «фация». Обнаружить **крупные заполнители** можно в аквальном (аллювий, пролювий) и гляциальном (ледниковые, водно-ледниковые осадки) парагенетических рядах.

Речные отложения. В фациальном отношении максимальный интерес представляет перлювиальная и пристрежневая фации русловой группы. Остальные фациальные группы в естественном виде не пригодны. ППП низкий, лучшие показатели имеют осадки высокой поймы (месторождения в Баргузинской впадине – Тунген (18 км², 18 млн м³), Гарга (0,5 км², 0,51 млн м³), Хахаргай (1 км², 1,5 млн м³). Значение генотипа должно в значительной степени возрасти при получении щебня с

фракционированием донных валунно-галечных отложений главных рек впадин и водотоков 1-2-го порядков.

Проллювиальные отложения. По фациальному анализу наиболее потенциальна фация вершинной зоны конусов выноса, гидродинамика которой позволяет накапливать объёмный материал. Этому генотипу принадлежат месторождения Хобок (3,7 км², 3,4 млн м³), Ихэ-Ухгунь (7,9 км², 11,1 млн м³), Гужирь (5 км², 14 млн м³) в Тункинской впадине, приуроченные к предгорным шлейфам и конусам выноса. Среди *ледниковых отложений* перспективны конечно-моренные и водно-ледниковые образования, ППП в естественном виде самый высокий, после фракционирования может достичь максимального предела (месторождения в Муйско-Куандинской впадине: Мудириканское (1 км², 12 млн м³) и Право-Муяканское (5,5 км², 15 млн м³).

Литологические особенности стандарта для **мелких заполнителей** удовлетворяют аллювиальный, озёрный, проллювиальный, флювио- и лимногляциальный генотипы.

Аллювиальные и озёрные отложения. По фациальной природе пригодными являются фации со средними гидродинамическими условиями живой среды седиментации, в которой потоки теряют способность транспортировать волочением галечный материал и характеризуются пульсационными изменениями придонных скоростей, ведущими к разрушению гидравлических ловушек и выносу частиц нижней части обломочного спектра.

Таким режимом обладают фации прирусловой отмели и перекаатов русловой макрофации, фации приречной зоны, фации проточных озёрных водоёмов. К описываемой совокупности причастны месторождения Левомуйское (0,35 км², 7,2 млн м³), Конфликтное (5 км², 50 млн м³), Тукаланта (33 км², 440 млн м³), Право-Аргадинское (3,0 км², 6,0 млн м³), Улан-Бурга (3 км², 4,2 млн м³), Саяпиха-1 (6 км², 14,4 млн м³).

Проллювиальные и ледниковые отложения. Пригодны единичные контуры фации периферийной зоны, не имеющие сплошного площадного распространения, в природном виде, практическим значением не обладают. Годная смесь может быть получена при добыче крупных заполнителей в качестве добавочного продукта.

Сырьё для стекольной промышленности. Качество сырья для стекольной промышленности определяется техническими требованиями к полевошпатовым и кварц-полевошпатовым материалам ГОСТа 13451-77. Заявка стандарта по фракционному набору ограничивается осадками в виде смеси из песчано-алевритово-глинистых частиц и исключает присутствие каких-либо примесей размером >1,25 мм. Поэтому, при выработке прогнозных рекомендаций пригодности стекольного сырья следует использовать поисковый ряд критериев «литология» – «генотип» – «группа фаций» – «фация».

Аллювиальные и лимнические отложения характеризуются устойчивым ППП, практический потенциал годности имеют фация внутренней зоны поймы, группа старичных фаций и отложений вторичных водоёмов пойм, группа фаций озёрного генезиса (береговые, прибрежные и приглубые фации). Для *проллювиальных осадков* ППП ниже среднего, но пробы из фаций полого-покато́й периферии крупных конусов выноса дают положительный результат и предлагаются как возможные источники получения сырья. *Эоловые отложения* имеют высокий ППП, годность понижается за счёт малых примесей (1–2 %) фракции 2,5–1,25 мм. При её отсева может быть достигнут хороший результат, так как в целом основная масса осадка заключена в песчано-алевритовой области (70–80 %). Такие гранулометрические распределения

сопоставляются с эмпирическими полигонами перемещенных песков зрелой стадии перевевания, и именно их следует рекомендовать на данный вид сырья.

Имеющиеся данные по полному химическому составу песков вносят свой отпечаток в выявленные закономерности. В первую очередь, повышенные содержания *оксида железа* (Fe_2O_3) 2–5 %, что на порядок выше требований ГОСТа, исключают возможность применения осадков в естественном виде для изготовления листового и оконного стекла. Поэтому они могут использоваться лишь как сырьё для производства изделий из тёмно-зелёного и тарного стекла (марка КПШС-Н-11,5 с ненормированной долей Fe_2O_3 , месторождение Котокель – 18 км², 38 млн м³). Количество *кремнезёма* SiO_2 и *оксида алюминия* Al_2O_3 по всему региону находится в пределах госстандарта. Насыщенность *щелочами* ниже нормы характерна только лишь для Тункинской котловины, причём каких-либо закономерностей в распределении $Na_2O + K_2O$ выявить не удалось, поэтому данная впадина, как источник стекольных песков, оценивается отрицательно.

Пригодность плейстоценовых отложений рифтовых впадин определена на основе учёта литологических, генетических, фациальных, гидродинамических особенностей, анализа закономерностей размещения полезных залежей в пределах месторождений, проявлений строительных материалов и данных гранулометрических распределений (табл.).

Таблица – Пригодность четвертичных отложений на разные виды строительного сырья

Генотип	Силикатные изделия	Строительные растворы	Крупные заполнители	Мелкие заполнители	Стекольные материалы*
aQ ₄ ²	–	–	±	–	–
aQ ₄ ¹	±	±	±	±	±
a ¹ Q ₃ ⁴ -Q ₄ ¹	+	+	±	±	±
a ² Q ₃ ²	+	+	±	±	±
a ³ Q ₃ ¹	+	±	–	±	±
la ⁴ Q ₂ ³⁺⁴	+	+	–	±	±
al ⁵ Q ₂ ¹⁺²	+	+	–	±	±
al ⁶ Q ₁ ² -Q ₂ ¹	+	+	–	±	±
al ⁷ E ₂ -Q ₁ ¹	+	±	–	–	±
ap, p	±	±	±	±	±
af, f	–	–	±	–	–
lg	+	+	–	±	+
v	±	–	–	–	±

Примечание: Оценка перспективности осадков: + пригодны; ± пригодны выборочно; – не пригодны; * – пригодность дана по зерновому составу.

Наиболее перспективными выступают аллювиальные и озёрно-речные отложения, имеющие наибольшее площадное распространение. Для них характерна выдержанность строения, постоянство гранулометрического и химического составов, большая мощность полезной залежи, крупные запасы, исчисляемые десятками и сотнями млн м³, благоприятные гидрогеологические условия, даже в областях развития многолетней мерзлоты, общая доступность территории. Это главные и первоочередные объекты, как по разведанным и утвержденным, так по опойскованным и прогнозным запасам, любых видов нерудного сырья.

Осадки пролювиального, ледникового и эолового генезиса играют подчиненную роль в строении днищ рифтовых впадин и являются второстепенными объектами. Не в пользу освоения данных генотипов свидетельствуют непостоянство состава и невыдержанность мощности продуктивных горизонтов, частые «вредные» разнообразные примеси, удалённость от потребителей. Всё же они могут обладать определённым значением при совокупной разработке с получением разных видов стройматериалов – крупнообломочный материал используется как заполнитель в бетоны, песок-отсев – строительные работы и сырьё для силикатной и стекольной промышленности, а также, что особенно актуально в данное время, в целях экономии расходов на транспортировку. Назначение их возрастет и в случае применения в сугубо местных потребностях при необходимости в небольших объёмах требуемого компонента.

Несмотря на принадлежность исследуемой площади Байкальскому региону и обострение экологических проблем, отработка месторождений при соответственном выборе объектов, в первую очередь террасового комплекса впадин, не повлечет за собой каких-либо глобальных ландшафтных изменений. Добыча может вестись круглогодично механизированным карьерным способом, что всецело удовлетворит запросы крупной строительной промышленности Восточной Сибири. Имеющиеся неограниченные запасы, наличие разветвленной сети железных и автомобильных дорог позволяет также производить значительный вывоз нерудного сырья за пределы региона.

Библиографические ссылки

1. Колomieц В. Л. Комплексное освоение сырьевой базы строительных материалов Байкальского региона и перспективы её расширения // Материалы Всероссий. науч.-практ. конф. «Экологобезопасные технологии освоения недр Байкальского региона: современное состояние и перспективы». Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2000. С. 68–73.

2. Шатковская Л. В., Колomieц В. Л. Палеогеографические реконструкции при поисках нерудного сырья // Вопр. геологии Прибайкалья и Забайкалья. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО АН СССР, 1991. С. 64–72.

УДК 551.336(470)

МОРФОЛОГИЯ, ГЕОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС ЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В РАЙОНЕ ПОС. УМБА (ЮГО-ЗАПАД КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА)

**А. А. Вашков¹, О. Ю. Носова¹, В. В. Колька¹, О. П. Корсакова¹,
Д. С. Толстобров¹, В. А. Крошинский², Н. А. Костромина³, А. И. Крикунова³**

¹Геологический институт КНЦ РАН,

ул. Ферсмана 14, 184209 Апатиты, Российская Федерация; vashkov@geoksc.apatity.ru

²Научно-производственный центр по геологии, филиал «Институт геологии»,

ул. Купревича 7, 220141 Минск, Беларусь

³Санкт-Петербургский государственный университет,

Университетская наб., 7/9, 199034 Санкт-Петербург, Российская Федерация

Установление закономерностей строения и распространения чехла четвертичных образований в Кольском регионе остаётся актуальной задачей. Эти осадки яв-

ляются ценным минерально-строительным сырьём и несут информацию об особенностях развития покровного оледенения в регионе. В ходе полевых работ 2017–2018 гг. в юго-западной части Кольского полуострова были получены новые данные о строении и условиях залегания четвертичных образований. Они позволят уточнить динамику последнего ледникового покрова, проследить ход дегляциации территории и процессы ледникового седиментогенеза на границе ледникового покрова и субстрата из коренных или рыхлых пород.

В результате исследований 1960–1970-х гг. в районе работ установлены отложения двух слоёв тиллов, которые условно отнесены к ранне- и поздневалдайскому возрасту. Разделялись тиллы дислоцированными флювиогляциальными осадками [5]. Положение краевой зоны последнего оледенения определено севернее пос. Умба, что находит отражение и в более поздних работах [8]. Согласно модели краевых образований [7] эта краевая зона относится к внешнему поясу I, представленному напорными конечно-моренными грядами. Она относится к позднему дриасу (11–10,3 тыс. лет назад) [7, 8]. В восточной части района работ установлена другая краевая зона, относимая к внешней зоне насыпных конечно-моренных гряд пояса II. Её возраст соотносится с потеплением бёллинг (12,9–12,5 тыс. лет назад) [7]. В последнее время в регионе проведены работы по установлению перемещения уровня моря и дегляциации территории в позднем плейстоцене и голоцене [8, 10]. Так, признаки первой позднеплейстоценовой морской трансгрессии в районе п. Умба зафиксированы 11,5 тыс. лет назад [8].

Местоположение района работ. Юго-западная часть Кольского полуострова у пос. Умба находится на южной периферии обширной равнины, которая протягивается от южных склонов Хибин до побережья Белого моря. Юго-западнее неё расположены поднятия гор Колвицких Тундр и Ёлка-Тундр. Северо-восточнее расположена островная Мунозерская возвышенность. Породы кристаллического фундамента в районе работ представлены кислыми и средними гранулитами юго-восточной ветви Лапландского гранулитового пояса. Они сложены силлиманит-гранат-биотитовыми и биотитовыми, реже содержащими кордиерит гнейсами и диорито-гнейсами, а также амфиболизированными и биотитизированными кристаллическими сланцами. В восточной части района работ кислые гранулиты прорваны крупной интрузией Умбинского комплекса, представленной чарнокитами, эндербитами и порфиридовидными гранитами. В пределах полуострова Турий гранитоиды Умбинского комплекса прорываются интрузиями ультраосновного щелочного состава комплекса мыса Турий, сложенными ийолитами-мельтейгитами. На юге Турьего полуострова и на прилегающих участках дна Белого моря распространены аркозовые песчаники турьинской свиты. Восточнее, вдоль побережья Белого моря, залегают толщи красноцветных аркозовых песчаников терской свиты. На севере района толщи гранулитов отделены зоной надвига от пород сергозерской толщи, представленной гнейсами, амфиболитами и кальцифирами. Севернее залегают гнейсы комплекса основания, а также слюдяные гнейсы и сланцы, кварциты и конгломераты кислосубской свиты [3].

Методика работ. В ходе исследования *геологическими методами* было изучено 14 искусственных обнажений: карьеры, расчистки на склонах гряд, шурфы (рис. 1). Проводилось подробное изучение структурно-текстурных особенностей: отмечался цвет, гранулометрический состав, текстуры и наличие отдельных слоёв, линз, вкраплений в ледниковых и водно-ледниковых отложениях. Для подтверждения генезиса и определения направлений нагнетания обломочного материала ледником применялся *структурный метод* массовых замеров плоскостных (плоскости

сланцеватости, слоистости) и линейных (длинные оси галек и валунов) элементов тилла [1]. Геоморфологические методы заключались в сопоставлении геологических данных с формами рельефа, а также в морфометрических исследованиях форм рельефа и геоморфологическом профилировании.

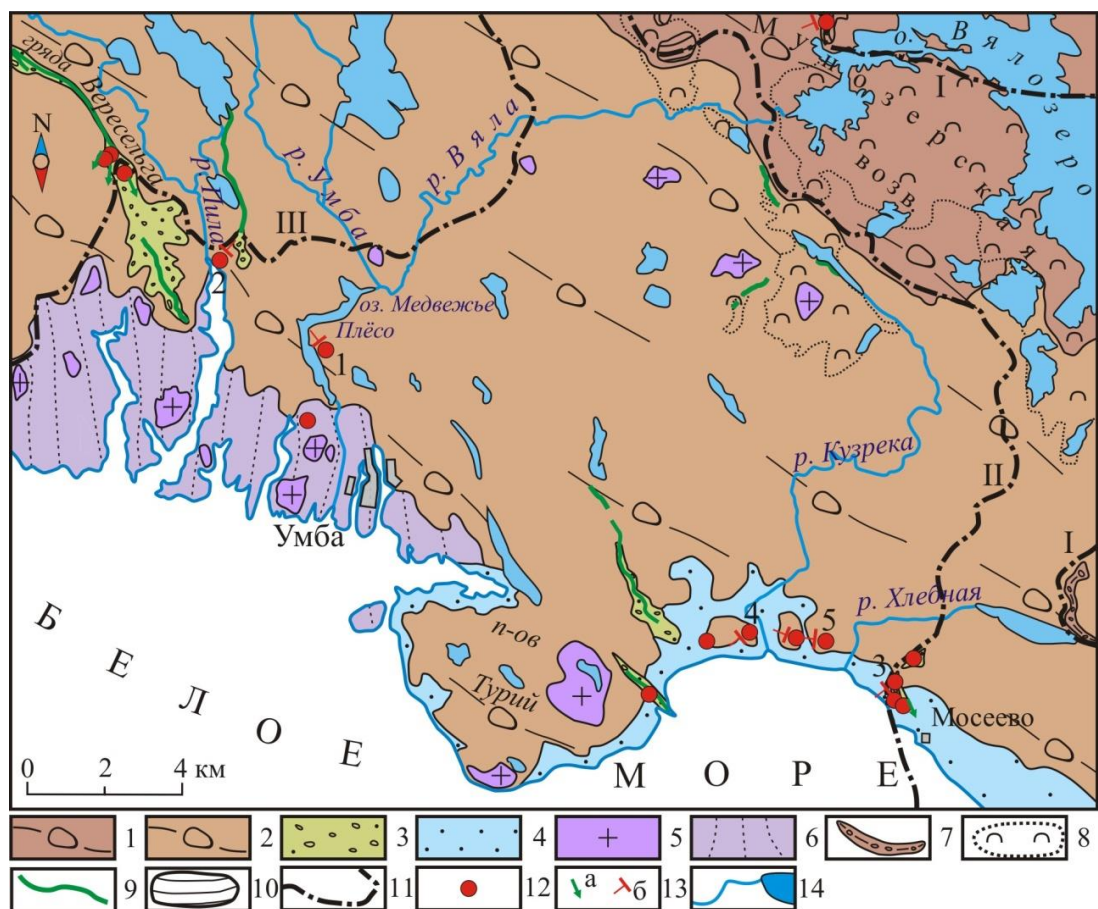


Рисунок 1 – Гляциоморфологическая схема района работ

1 – моренная возвышенность; 2 – моренная равнина; 3 – флювиогляциальные гряды и холмы; 4 – морские террасы; 5 – поднятия коренных пород, выраженные в рельефе; 6 – участки с преобладанием ледниково-эксарационного рельефа с фрагментами ледниковых осадков разного генезиса; 7 – моренные гряды краевых образований; 8 – участки моренного грядово-кольцевого рельефа; 9 – озовые гряды; 10 – моренные массивы со складчато-чешуйчатым строением; 11 – фазы предполагаемого края активного ледникового покрова; 12 – точки наблюдения с номерами; 13 – направления падения слоистости (а) и падения сланцеватости в базальном тилле (б); 14 – озёра и реки.

Результаты. Ледниковые отложения региона залегают в виде маломощного, прерывистого чехла мощностью, в среднем, 2–4 м. Отложения отсутствуют или имеют мощность менее 1 м на поднятиях кристаллического фундамента. Повышенная мощность в 8–20 м (реже – до 60 м) связана с моренными и озовыми грядами, а также с участками распространения гляциодислокаций. В структуре ледниковых отложений района работ доминируют базальные тиллы. Они залегают на породах кристаллического фундамента и на флювио- и лимногляциальных отложениях. Представлены тиллы обычно песками разнотельными, с гравием, галькой, валунами с характерной зеленовато-серой окраской и обладают сланцеватой или плитчатой текстурой, насыщены тонкими линзами песков мелкозернистых, хорошо промытых [5,

б]. Характерное строение толщи базальных тиллов вскрыто в строении карьера в 4 км севернее пос. Умба (N 66°44'21", E 34°17'17", точка 1 на рис. 1). Карьер заложен на равнинной площадке на абсолютных отметках 28–32 м н. у. м. Базальный тилл залегает здесь с поверхности, имеет мощность до 2,2 м и представлен песком серым с зеленоватым оттенком, разнозернистым, преимущественно мелкозернистым, с гравием, галькой, валунами (до 2 м в диаметре). Песок имеет сланцеватую текстуру и содержит большое число линз толщиной 1–3 см песка жёлто-серого, мелко-тонкозернистого. Сланцеватость и линзы образуют выраженный рисунок течения, огибая валуны и крупные гальки. Наиболее насыщен линзами песка интервал 1,0–1,6 м от поверхности, ниже его пески отличаются большим числом глинистых частиц, большей плотностью и меньшим числом гальки и валунов. Подошва тилла очень неровная, извилистая, с многочисленными включениями в виде клиньев песков нижележащего слоя. Структурный анализ сланцеватости и слоистости песков, а также падения длинных осей галек и валунов указывает на перемещение материала по азимуту 290°–110° (слой 1 на рис. 2). Ниже залегают переслаивания песка светло-серого, тонкозернистого, сортированного, с песками и алевритами тёмно-серого цвета с зеленоватым оттенком. Отложения имели первичную субгоризонтальную параллельную, волнистую слоистость. Пачка песчано-алевритовых отложений дислоцирована, разбита на блоки, залегающие несогласно. Породы в каждом из блоков смяты в лежачие и запрокинутые складки волочения, флексуры, инъективные формы. Блоки разделены в разрезе тремя плоскостями контакта (А, В, С на рис. 2), которые имеют уклон по азимутам 72°–113° под углами от 14° до 86°. В верхней части, вблизи границы с базальным тиллом, отмечается смена направления простирания. Плоскости контакта здесь принимают ориентировку согласно направлению текстур течения в базальном тиле и на границе двух слоёв. Деформированные аккумуляции этого слоя, судя по их структуре и текстуре, первоначально являлись озёрно-ледниковыми (слой 2 на рис. 2).

Ещё один разрез с деформациями четвертичной толщи обследован в заброшенном карьере у автодороги Умба–Кандалакша вблизи р. Пила (N 66°47'36", E 34°09'25", точка 2 на рис. 1). Данный разрез изучался ранее [5, 6]. Базальные тиллы здесь вовлечены в состав гляциоскладки вместе с подстилающими флювиогляциальными породами. Об этом свидетельствует значительная разница мощности тилла на крыльях складки и большое число осложняющих контакт тилла и песков небольших складчатых нарушений. Базальному тиллу этого разреза также характерна литологическая неоднородность за счёт повышенной глинистости и плотности слоя в его нижней части. Верхняя часть тиллов содержит тонкие линзы песка мелкозернистого из подстилающих отложений. Структурное исследование падения слоистости и сланцеватости в базальном тиле указывает на перемещение ледникового материала по азимуту 25°–205°. В нижней части разреза выявлено переслаивание песчано-гравийных смесей, хорошо промытых и сортированных, песков мелкозернистых, гравийно-галечных смесей с небольшими валунами. Эти осадки смяты в крупную перевернутую складку. В северо-восточной части разреза эти осадки смяты в веерообразные складки с пережатым ядром. Падение крыльев этих складок по азимуту 20°–40° под углами 28°–72°. В юго-западной части разреза крыло складки падает по азимуту 214° и под углом 25°. В центральной части разреза складка «срезана» базальным тиллом.

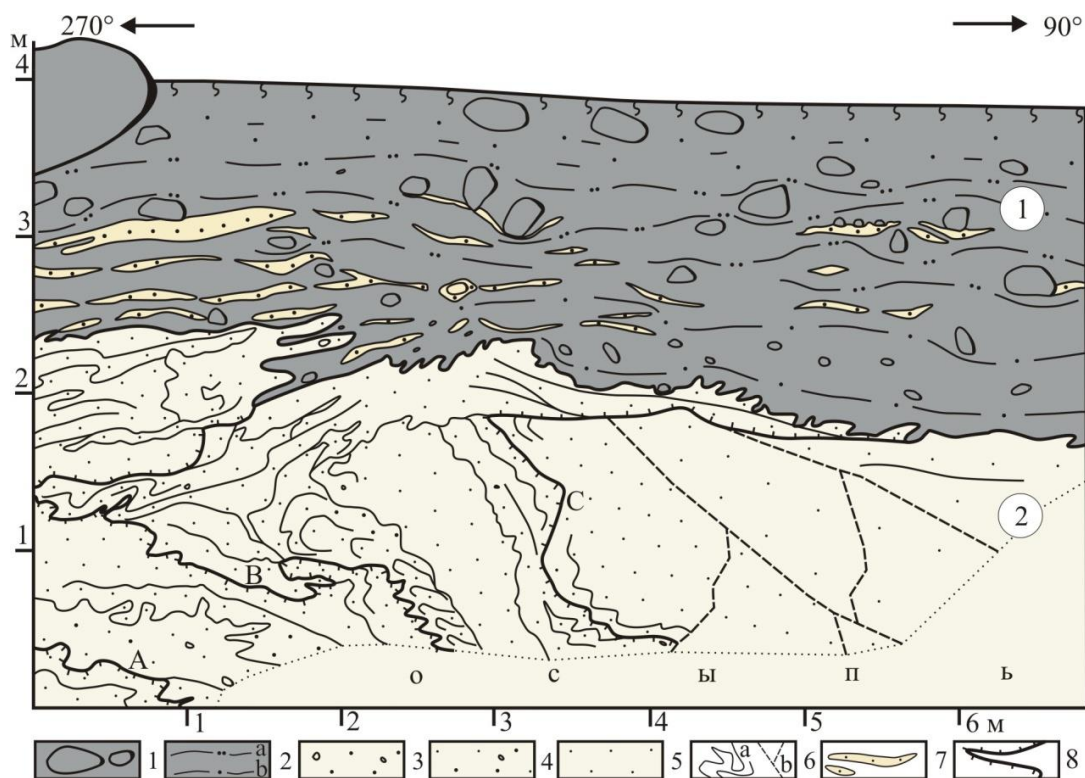


Рисунок 2 – Строение базального тилла и дислоцированных лимногляциальных отложений в карьере в 4 км к северу от пос. Умба

1 – валуны; 2 – песок глинистый, с гравием, галькой, валунами, со сланцеватой текстурой (а), супесь с гравием, галькой, валунами (б); 3 – песок разноразмерный с гравием и галькой; 4 – песок мелкозернистый с гравием; 5 – песок мелко- и тонкозернистый; 6 – слоистость (а) и разрывные нарушения (б) в песках озёрно-ледниковых; 7 – линзы песков мелкозернистых; 8 – плоскости контакта (А, В, С) дислоцированных блоков в слое 2.

Иное строение ледниковых аккумуляций установлено в юго-восточной части района работ. Здесь (точки 4–5 на рис. 1) повсеместно установлены базальные тиллы, залегающие непосредственно на породах кристаллического фундамента. Характерной чертой этого участка является широкое развитие абляционных тиллов протавивания и оползания, которые перекрывают базальные тиллы покрывкой мощностью 0,5–1 м. В пределах узких участков, выраженных в современном рельефе в виде валов и малых гряд, мощность абляционного тилла возрастает до 2–3 м.

Геологическое строение ледниковых осадков и соответствующий им рельеф позволяют отнести исследуемый район к моренной равнине. Её поверхность имеет уклон с северо-востока на юго-запад, опускаясь с 100–150 м до 30–80 м н. у. м. Ледниковый рельеф равнины осложняется крупными холмами и холмами-массивами высотой 40–120 м, выраженными за счёт выступов пород кристаллического фундамента. У побережья Белого моря ниже отметок 35–38 м развиты аккумуляции морских террас [4]. В районе пос. Умба прибрежный участок Белого моря представлен преимущественно ледниково-экзарационным рельефом с фрагментами небольших морских террас и участков развития ледниковых отложений. В северо-западной части равнины, ниже абсолютных отметок 55–60 м могут встречаться участки озёрно-ледниковых осадков пресноводного приледникового бассейна [10].

В строении моренной равнины также участвуют краевые ледниковые образования. В современном рельефе они выражены в виде гряд высотой до 5–15 м, длин-

ной 1–1,5 км и более. Их внутреннее строение представлено тиллами разных фаций: складчатого, базального, абляционного, а также флювиогляциальными осадками. Гряды могут быть выражены фрагментарно, иногда образуют цепочку из подобных форм (I, II, III на рис. 1). Одна из таких форм описана авторами у д. Мосеево (точка 3 на рис. 1) [2, 12]. Конфигурация краевых зон в районе работ веерообразная. В пределах юго-западного склона Мунозерской возвышенности гряды и холмистый рельеф складчато-чешуйчатых массивов разновозрастных краевых зон [9] отстоят друг от друга на расстоянии 2–8 км. На территории моренной равнины расстояние между краевыми образованиями увеличивается до 15–45 км. В котловине Белого моря они имеют продолжение [4, 11], где расстояния между ними увеличиваются до 35–70 км. Маркерами положения краевых зон в районе работ являются также системы радиальных озов и дельтовые аккумуляции на их дистальном окончании, которые широко представлены в северо-западной части района работ (гряда Вересельга) [12].

Обсуждение и выводы. Таким образом, изучение ледниковых образований в районе п. Умба позволило установить широкое распространение в районе работ базальных тиллов, выявить значительную степень гляциотектонического изменения рыхлых флювиогляциальных и лимногляциальных осадков под активно движущимся ледником. Этот процесс был связан с относительно малой мощностью рыхлых осадков, которые размещались между массой льда и кристаллическими породами и испытывали значительное сжатие. Дислоцированные флювио- и лимногляциальные не имеют строгой приуроченности к краевым зонам последнего оледенения, не всегда имеют морфологического выражения в рельефе. В связи с этим положение краевой зоны к северу от пос. Умба (цепочка III на рис. 1) представляется нам спорной, либо требуют уточнения гляциодинамические процессы этой краевой зоны. Структурные исследования тиллов и гляциодислокаций позволили установить направление движения ледника на территории равнины у пос. Умба на юг и юго-восток. Восточнее п-ова Турий оно изменялось на восточное и юго-восточное, что связано с локализацией Беломорской лопасти оледенения в депрессии современного Белого моря. Установлен механизм дегляциации территории. На юго-западном склоне Мунозерской возвышенности она имела черты фронтальной. На территории равнины и котловины Белого моря происходила ареальная дегляциация, о чем свидетельствуют значительные расстояния между цепочками краевых образований. Дискуссионной проблемой остаётся высокая скорость дегляциации в котловине Белого моря в конце среднего дриаса – начале аллерёда. Возраст моренной равнины и краевых образований соответствует, по нашему мнению, нескольким подвижкам ледникового покрова в среднем дриасе (12,5–11,8 тыс. лет назад).

Работа выполнена по теме НИР 0226–2019–0054 лаборатории № 43 геологического института КНЦ РАН

Библиографические ссылки

1. *Аболтиньи О. П.* Гляциоструктура и ледниковый морфогенез. Рига: Зинатне, 1989. 284 с.
2. *Ваиков А. А., Носова О. Ю.* Строение и морфология гряды с напорным моренным основанием у деревни Мосеево (Западная часть Терских Кейв, Кольский полуостров) // Вестн. ин-та геологии Коми науч. центра Уральского отделения РАН. 2018. №4 (280). С. 10–18.
3. Геологическая карта Кольского региона. Масштаб 1 : 1 000 000. Гл. ред. Ф. П. Митрофанов. Апатиты. 2001.
4. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Балтийская. Лист Q–(35), 36 (Апатиты). Гл. ред.

Ю. Б. Богданов. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 456 с.

5. *Евзеров В. Я., Кошечкин Б. И.* Палеогеография плейстоцена западной части Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980. 104 с.

6. *Евзеров В. Я.* Литология морены поздневалдайского оледенения западной части Кольского полуострова // Вестн. Мурманского гос. техн. ун-та. 2017. Т. 20, № 1–1. С. 48–59.

7. *Евзеров В. Я., Николаева С. Б.* Пояса краевых образований Кольского региона // Геоморфология. 2000. № 1. С. 61–73.

8. *Колька В. В., Евзеров В. Я., Мёллер Я. Й., Корнер Г. Д.* Перемещение уровня моря в позднем плейстоцене – голоцене и стратиграфия донных осадков изолированных озёр на южном берегу Кольского полуострова, в районе поселка Умба // Изв. РАН. Сер. геогр. 2013. № 1. С. 73–88.

9. *Колька В. В.* Мунозерская островная возвышенность // Вестн. Мурманского гос. техн. ун-та. 1998. Т. 1, № 3. С. 79–88.

10. *Сапелко Т. В., Колпаков Е. М.* След человека в истории Канозера // Природа. 2010. № 2(1144). С. 73–78.

11. Система Белого моря. Том IV. Процессы осадкообразования, геология и история. М.: Науч. мир, 2017. 1030 с.

12. *Kolka V., Korsakova O., Nikolaeva S., Yevzerov V.* The Late Pleistocene interglacial, late glacial landforms and Holocene neotectonics of the Kola Peninsula. ICG excursion, № 34, August 14–23, 2008. 72 p.

УДК 551.337.56.73:551.7(4)

ПРИРОДНО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ И ПРИРОДНО-ДИНАМИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ В КОНЦЕ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА-ГОЛОЦЕНЕ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА (СЕВЕРО-ВОСТОК ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА)

С. Б. Николаева¹, А. А. Никонов², Д. Б. Денисов³

¹Геологический институт КНЦ РАН,

ул. Ферсмана 14, 184209 Апатиты, Российская Федерация; nikolaeva@geoksc.apatity.ru

²Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН,

ул. Б. Грузинская 10/1, 123995 Москва, Российская Федерация

³Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН,
ул. Академ-городок 14а, 184209 Апатиты, Российская федерация

При изучении природно-климатических событий особое место занимали и занимают вопросы дегляциации территорий, подвергавшихся прежде оледенениям. К одной из них относится Балтийский (Фенноскандинавский) кристаллический щит и его северо-восточная часть – Кольский регион. Период дегляциации и распада покровных оледенений сопровождался не только климатическими изменениями, но и природными катастрофическими событиями, часто связанными с неравномерным поднятием территории и снятием ледниковой нагрузки.

Полученные в последнее время геолого-геоморфологические, хроностратиграфические и палеосейсмогеологические данные позволили существенно расширить представления о природных событиях, как климатических, так и сейсмоструктурных, происходивших в конце позднего плейстоцена – начале голоцена в Кольском регионе [1–3, 5]. В сообщении приводятся новые данные, основанные на детальных

литологических, микропалеонтологических и хроностратиграфических исследованиях кернов донных осадков озёрных котловин и разрезов четвертичных отложений, вскрытых шурфами и расчистками в одном из центральных районов Кольского региона – окрестностях оз. Имандра.

Одним из ключевых для понимания палеогеографических событий в регионе, происходивших в конце плейстоцена, стал разрез рыхлых отложений, вскрытых шурфом (N 67°41.5', E 32°29.01.2') на западном борту впадины оз. Экостровская Имандра, в 6 км от ближайшего берега озера.

Разрез расположен в тыльной части маленького фрагмента наивысшей террасы с выс. отм. 245 м н. у. м., у восточного борта крупного сейсмотектонического ущелья [5]. Песчано-супесчаные слоистые отложения, залегающие на морене, представлены двумя толщами (сверху вниз) (рис.). Это жёлто-серые, неотчётливо слоистые, с элементами косоволнистой слоистости, разномерные пески с единичными зёрнами крупного песка и гравия (толща 1) и серые слоистые мелко- и тонкозернистые пески с супесями и суглинками (толща 2). Толщи разделены прослоем супеси и тонкозернистого песка с резкими изгибами и разрывами. На глубине 80–40 см в песках наблюдаются нарушения первоначальной слоистости, взаимное проникновение отложений разного гранулометрического состава, будинаж, складки, изменение вытянутости слоев с субгоризонтальной на субвертикальную. Характер этих деформаций указывает на вертикально направленные воздействия при спонтанном разжижении песков (ликвифакции), как это происходит при сильных сейсмических сотрясениях [6].

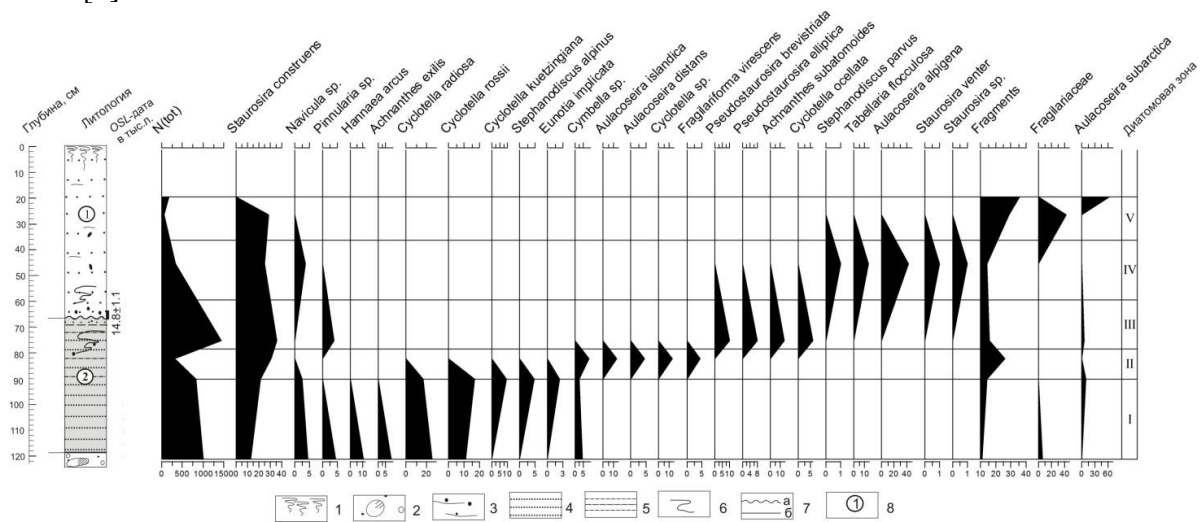


Рисунок – Разрез и распределение диатомей в лимногляциальных отложениях, вскрытых шурфом на западном борту оз. Экостровская Имандра, %

1 – почвенно-растительный слой, 2 – валуны, галька, песок, 3 – песок разномерный слабо слоистый, 4 – песок мелко-тонкозернистый слоистый, 5 – супеси и суглинки, 6 – деформации, 7 – контакты: нарушенные (а), чёткие (б). На диаграмме: N(tot) – общая численность диатомей, ств./г в-ва, Fragments – не поддающиеся определению фрагменты диатомовых панцирей (%)

Результаты спорово-пыльцевого анализа отражают практическое отсутствие какой-либо растительности во время формирования песков и супесей. Только в интервале глубин 0,20–0,35 м появляются единичные зёрна пыльцы сосны, берёзы и ольхи. Принос пыльцы в водную среду в этом местонахождении практически исключается.

То есть осадки формировались в суровых арктических обстановках, сменившихся субарктическими.

Результаты диатомового анализа, несмотря на то, что большая часть панцирей находится во фрагментированном состоянии, не позволяющем чётко идентифицировать видовую принадлежность, оказались более информативными. На диаграмме (рис.) выделены зоны, показывающие, что за всю историю формирования отложений неоднократно происходили события, полностью меняющие таксономический состав диатомовых комплексов, реагирующих на неоднократную смену глубоководных условий седиментации осадков на мелководные и другие изменения природных обстановок. Все обнаруженные таксоны диатомей пресноводные, и встречаются в современном планктоне, перифитоне и бентосе оз. Имандра.

Песчаные отложения в изученном разрезе не являются типичными озёрными. Сравнительно высокий процент планктонных видов диатомей даёт основание полагать, что на их формирование оказывал влияние глубоководный пресноводный водоём. Наиболее резкое уменьшение общей численности панцирей диатомей в осадках наряду с возрастанием числа фрагментированных створок произошел на глубине 0,8 м. Затем, с глубины 0,75 м и выше наблюдается увеличение численности диатомей и смена видового состава. Водная среда водоёма, в котором формировались осадки, была пресной и стоячей, только в самом низу и выше 0,7 м стоячие и текущие воды перемежались. В нижней части разреза, с глубины 1,2–0,7 м, в образцах представлены относительно тепловодные планктонные виды диатомовых и лишь в интервале глубин около 0,7–0,8 м появляются снова диатомовые холодноводные, бореальные. В начале позднеледникового в субарктической зоне вода в приледниковом озере могла быть (у берега, на мелководье) относительно теплой во время периодов бёллинг и аллерёд. Поэтому распределение диатомовых может указывать или на накопление мелко-тонкозернистых прибрежных осадков в разрезе на такой абсолютной высоте или в течение одного из этих периодов (климатических зон) или в течение обоих с промежуточной среднедриасовой фазой.

Результаты микропалеонтологических исследований тонкозернистых осадков приледникового бассейна подтверждается OSL-датировкой. Отобранный с глубины 0,65 м образец песка показал возраст 14 800 (RLQG 2365-065) л. н. То есть, исследованные отложения были образованы в начальный период деградации последнего оледенения. Не исключено, что образование их происходило в приледниковом водоёме, вблизи устья впадающего в него водотока.

Полученные нами данные свидетельствуют о возможности более раннего освобождения центральной части Кольского полуострова ото льда, во всяком случае, его отдельных (возвышенных) участков. Начало позднеледникового на исследованном участке, когда только возник приледниковый бассейн с береговой линией на высоте около 245–250 м, могло относиться и к 14 000–13 500 л. н. Деградация ледникового покрова на 60 м толщины с учётом двух похолоданий дриаса путём постепенного ареального таяния и испарения поверхности льда по площади и за счёт подработки водами снижавшего уровень приледникового бассейна могло занять 2–3 тыс. лет (в среднем 0,3 см/год).

Для определения времени освобождения ото льда территории, наряду с изучением изменения палеогеографических обстановок, обычно используют датировки, отражающие начало накопления органики в донных осадках озёр. Однако во многих местах они подстилаются отложениями, бассейновыми и/или субаэральными, мощностью до нескольких метров, без органики, надёжно свидетельствующими об от-

сутствии близости края ледникового покрова уже в течение (нескольких) тысяч лет, но это почему-то не принималось во внимание. В практике наших работ это учитывается. Полученные недавно радиоуглеродные даты из основания разрезов органических отложений в одном из озёр с выс. отм. 129,0 м у западного берега Экостровской Имандры показали возраст $11\,317 \pm 450$ л. н. (кал) [3]. Близкий к этому возраст, как правило, и принимают при определении времени дегляциации. При этом упущенным остается тот факт, что опробованные скважины не дошли до собственно ледниковых отложений. Этот временной интервал фиксирован песчано-галечными и глинистыми отложениями на террасах оз. Имандра с выс. отм. 130–230 м. Они пока не датированы, но сам факт их существования не учитывать нельзя. Нельзя не принимать в расчёт и длительность периода, необходимого для формирования такой многоступенчатой лестницы террас, а, следовательно, и времени от освобождения ото льда до начала накопления органических отложений на бортах и на дне котловины озера.

О возможности более раннего освобождения ото льда центральной части Кольского полуострова упоминается и в работах Е. С. Малясовой и др. (1974), Р. Н. Джиноридзе и др. (1979), В. Я. Шумкина (1988), П. М. Долуханова и др. (2009).

О природных катастрофических событиях свидетельствуют нарушения в залежании рыхлых отложений не только в вышеприведённом шурфе, но и в озёрных и озёрно-ледниковых комплексах террас, развитых на более низких высотных отметках. Особенности проявления обсуждаемых в докладе деформаций является сочетание разных типов текстур, свидетельствующих о формировании их в обстановке как горизонтального, так и вертикального движения материала, что характерно для сейсмических импульсов, а также присутствие инъекционных даек в разрезах.

Изучение колонок донных осадков озёрных котловин в Имандровской депрессии позволило охарактеризовать основные этапы осадконакопления и фазы смены растительности, которые охватывают интервалы от пребореала до субатлантического времени. Обнаружение сейсмогенных фаций в отложениях ряда озёр указывают на сейсмические события в районе исследований, которые происходили, как в позднеледниковье, так и после исчезновения последнего ледникового покрова. Так, в органических осадках озера с уровнем 204,9 м (N 69°34.94', E 32°29.60'), расположенного 0,2 км к северо-востоку от изученного шурфа, на западном берегу оз. Экостровская Имандра, обнаружены необычные горизонты на 90 % состоящие из макро- и микроостатков растений и торфа, что не типично для нормальных условий осадконакопления в таких водоёмах. Радиоуглеродные датировки пока не получены, но согласно результатам спорово-пыльцевого анализа (аналитик Н. Б. Лаврова), события имели место в позднеледниковье, в первой половине атлантического периода и в суббореальный период. Ещё один из ярких примеров – сейсмонарушения в донных отложениях малых озёр на побережье Бабинской Имандры [4]. В кернах выделен горизонт, резко отличающийся от перекрывающих и подстилающих отложений. Он состоит из кусочков гиттии и алевролита, а также включает фрагменты древесины, линзы песка и торфа, заключённые в сапропелевую матрицу. Характер нарушений явно свидетельствует о катастрофическом событии, в результате которого произошло «взламывание» осадков, повлекшее суспензирование их и последующее переотложение в виде «брекчиевого» горизонта на уже ранее сформированные и недеформированные слои.

В пределах трёх участков побережья оз. Имандра было проведено изучение рельефа и нарушений, среди которых выявлены следы позднеплейстоценовой и после-

ледниковой сейсмоструктурной активности в кристаллических породах. Это сейсмоструктурные рвы, серии ущелий, грабенообразные провалы, а также следы вибрационных сейсмических воздействий, выраженных в дроблении пород и латеральных смещениях крупных блоков.

Таким образом, полученные данные позволили уточнить время деградации в центральной части Кольского п-ова, в том числе и районе депрессии оз. Имандра, охарактеризовать основные этапы осадконакопления и динамики растительности, а также определить режим позднеплейстоценовых и голоценовых тектонических движений и их влияние на развитие рельефа и осадконакопление. Обнаружение сейсмиков в позднеледниковых осадках и сейсмонарушений в скальных породах ещё раз подтверждает вывод большинства скандинавских и многих отечественных исследователей о том, что период распада покровных оледенений сопровождался повышенной сейсмической активностью.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 18-05-60125.

Библиографические ссылки

1. Денисов Д. Б., Косова А. Л., Николаева С. Б., Толстобров Д. С. Голоценовые диатомовые комплексы донных отложений малого озера в реконструкции палеогеографических обстановок (бассейн оз. Имандра, Кольский полуостров) // Экол. проблемы сев. регионов и пути их решения: Материалы VI Всеросс. науч. конф. с международ. участием / Федеральное гос. бюджет. учр. науки Ин-т проблем пром. экологии Севера Кольского научного центра Российской акад. наук. Апатиты: Изд. Кольского науч. центра РАН, 2016. С. 186–188.

2. Николаева С. Б., Лаврова Н. Б., Толстобров Д. С., Денисов Д. Б. Реконструкция палеогеографических обстановок голоцена в районе озера Имандра (Кольский регион): результаты палеолимнологических исследований // Тр. Карельского науч. центра РАН. 2015. № 5. С. 34–47.

3. Толстоброва А. Н., Толстобров Д. С., Колька В. В., Корсакова О. П. История развития озера Осинное (Кольский регион) в поздне- и постледниковое время по материалам диатомового анализа донных отложений // Тр. Карельского науч. центра РАН. 2016. № 5. С. 106–116.

4. Nikolaeva S. B., Lavrova N. B., Denisov D. B. A catastrophic Holocene event in the lake bottom sediments of the Kola region (northeastern Fennoscandian shield) // Earth Sciences. 2017. Vol. 473, Pt. 1. P. 308–312.

5. Nikolaeva S. B., Nikonov A. A., Shvarev S. V., Rodkin M. V. Detailed paleoseismological research on the flank of the Lake Imandra depression (Kola region): new approaches and results // Russian Geology and Geophysics. 2018. Vol. 59, N 6. P. 697–708.

6. Obermeier S. F., Olson S. M., Green R. A. Field occurrences of liquefaction-induced features: a primer for engineering geologic analysis of paleoseismic shaking // Engineering Geology. 2005. Vol. 76. P. 209–234.

**БАЗА ДАННЫХ ОЗЁРНО-БОЛОТНЫХ РАЗРЕЗОВ
В ГРАНИЦАХ ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ КАК ИСТОЧНИК
ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ
ТЕРРИТОРИИ БЕЛАРУСИ И РОССИИ**

**Ю. А. Кублицкий¹, Л. С. Сырых¹, И. М. Греков¹, Д. А. Субетто^{1,2},
П. А. Леонтьев¹, Н. В. Соколова¹, В. В. Брылкин¹, А. В. Орлов¹, И. В. Панов¹,
А. А. Новик³, В. П. Зерницкая⁴, Б. П. Власов³, Н. Ю. Суховило³,
Т. В. Напреенко-Дорохова⁵, Д. Д. Кузнецов⁶**

¹Российский государственный педагогический университет им. А. И. Герцена,
наб. Мойки 48, 191186 Санкт-Петербург, Российская Федерация; ivanmihgrekov@gmail.com

²Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН,

пр. Александра Невского 50, 185030 Петрозаводск, Российская Федерация

³Белорусский государственный университет, факультет географии и геоинформатики,

пр. Независимости 4, 220030 Минск, Республика Беларусь

⁴Институт природопользования НАН Беларуси,

ул. Ф. Скорины 10, 220114 Минск, Республика Беларусь

⁵Балтийский федеральный университет им. И. Канта,

ул. Александра Невского 14, 236041 Калининград, Российская Федерация

⁶Институт Озероведения РАН,

ул. Севастьянова 9, 196105 Санкт-Петербург, Российская Федерация

Территория южной периферии Поозёрского (Валдайского) оледенения представляет интерес с точки зрения изучения наиболее древних отложений и возможности выявления синхронности/асинхронности развития природных процессов в субширотном направлении. При изучении отложений позднеледниковья и голоцена применяется комплексный подход, основанный на интеграции результатов исследований из разных областей естественных наук с использованием следующих методов: палинологического, диатомового, геохимического, литологического, хирономидного, радиоуглеродного датирования и др. Учитывая значительное количество объектов, изученных в разное время и с применением различных методов, представляется актуальным создание информационной базы данных с целью интеграции и систематизации всех опубликованных материалов по палеогеографии рассматриваемой территории [3].

Предлагаемая база данных включает в себя информацию об изученных скважинах донных отложений озёр и болот, расположенных на территории Калининградской и Смоленской обл. РФ, а также на территории Республики Беларусь. Информация собрана и структурирована в MS Excel в виде таблицы, откуда данные могут быть экспортированы в любую ГИС для анализа и визуализации. В настоящее время ГИС-оболочкой для базы данных служит онлайн-сервис CartoDB (cartodb.com), позволяющий управлять ими в режиме реального времени. Обследованные объекты представлены на рис.



Рисунок – Изученные объекты южной периферии Поозёрского (Валдайского) оледенения
 Маркерами обозначены объекты, изученные палеогеографическими методами.
 LGM – граница максимальной стадии поозёрского оледенения

Информация, представленная в базе по каждому объекту, включает в себя название объекта, область, координаты, тип объекта, морфометрические параметры объекта (а именно, площадь водосбора, максимальная глубина, площадь озера/болота), количество выполненных радиоуглеродных датировок, период формирования нижнего изученного горизонта, виды выполненных анализов по объекту. В основе Базы данных лежат опубликованные материалы исследований: статьи, монографии, диссертационные работы, электронные ресурсы, а также результаты собственных полевых исследований авторов. Все материалы, представленные в БД, снабжены ссылкой на источник информации.

История палеогеографических исследований в указанном регионе колеблется от 80 (Смоленская обл., территория Республики Беларусь) до 150 лет (Калининградская обл.). За это время проведено значительное количество научных работ, связанных с изучением истории изменения растительности и климата в позднем неоплейстоцене и голоцене, однако анализ литературных данных позволил выявить ряд недостатков. Во-первых, многие скважины изучены только палинологическим методом с отбором проб через 40–50 см и отсутствием на диаграммах фактического материала компонентов травянистой и споровой растительности. Во-вторых, в ряде разрезов, изученных спорово-пыльцевым методом, отражён небольшой интервал голоценовой истории, однако возраст этих осадков из-за отсутствия радиоуглеродного датирования определить невозможно.

Таким образом, в базу данных вошли материалы, по 76 объектам, которые можно считать наиболее репрезентативными 11 из них находятся в Калининградской обл., 5 – в Смоленской, 60 – на территории Беларуси. Среди них 26 озёр, 7 геоморфологических разрезов, 17 колонок болотных отложений и 26 скважин неизвестного генезиса.

Территория Калининградской обл., за исключением её западной части, изучена равномерно. Преобладающая часть комплексных палеогеографических исследований в области проведена в современный период – за последние 10 лет, что позволило

обеспечить большую часть объектов качественной хронологической привязкой. Объекты центральной и северной части области представлены болотами, образованными преимущественно в пребореальное–бореальное время и исследованными с помощью анализа ботанического состава торфов, палинологического и радиоуглеродного анализов [15, 24, 28, 29].

На юге и юго-востоке Калининградской обл. расположены объекты более древнего происхождения [10, 12, 16]. Для изучения наиболее репрезентативной колонки донных отложений (оз. Камышовое), мощность которой 9,4 м, был применён комплексный палеолимнологический подход [22], включающий в себя радиоуглеродный, палинологический, литологический, геохимический, диатомовый и хирономидный анализы, а также определение динамики органического вещества методом потерь массы образца при прокаливании [11, 13, 25].

Территория Смоленской обл. характеризуется слабой степенью изученности палеогеографии позднего неоплейстоцена и голоцена, а все исследованные объекты расположены в западной части области: в районе Смоленского Поозерья и в районе долины р. Сертейка. Это наиболее интересная территория с точки зрения эволюции ландшафтов, поскольку она была покрыта ледником, в отличие от остальной части Смоленской обл. Возникновение болот на этой территории относится к концу пребореала–началу бореала. Для объектов территории Смоленского Поозерья выполнен анализ ботанического состава торфов, а также палинологический и радиоуглеродный анализы. Для колонки из долины р. Сертейка выполнен палинологический, геохимический, диатомовый и радиоуглеродный анализ [27]. Стоит отметить, что в долине р. Сертейки активно ведутся археологические исследования, и база данных по хронологии находок превышает 200 датировок.

На территории Беларуси были изучены осадки в более чем 300 скважинах. База данных по радиоуглеродному датированию отложений насчитывает 210 дат. Однако, для устранения разночтений хода природных процессов в течение последних 14 000 лет, для анализа было отобрано 60 наиболее изученных скважин, в которых выполнены палинологические исследования отложений через 5–10 см, проведено радиоуглеродное датирование (34) и изотопно-геохимические исследования осадков (6).

В течение максимума Поозёрского (Валдайского) оледенения северо-западные и северные регионы Беларуси (Поозерье) были покрыты ледником. Учитывая, что процесс деградации ледникового покрова зависит от климатических и орографических условий, положения территории в зоне последнего оледенения и мощности ледника, можно предположить, что дегляциация поозёрского ледника в пределах Беларуси была несинхронной. Для установления этапов деградации последнего оледенения, авторами проекта были собраны и обобщены опубликованные данные, относящиеся к реконструкциям динамики поозёрских (валдайских) экосистем в постгляциальное время. Для Поозерья и прилегающей территории рассмотрено 60 разрезов, в которых познеледниково-голоценовые отложения изучены спорово-пыльцевым и геохимическими (включая радиоуглеродное датирование) методами [1, 4, 6, 9, 14, 17, 18, 21 и др.] Анализ и систематизация данных показали, что значительное количество разрезов изучено с редким отбором образцов (через 20–50 см). Такое разрешение при изучении послеледниковых аккумуляций влечет за собой потерю информации по отдельным этапам познеледниковья и голоцена (Дубатовка, Целевичи, Долбенишки, Опса, Дубро, Улла, Ситно, Вымно, Дымовщина, Большое Истно, Мястро, Черсвяты, Безымянное, Грядское и др.). Более детальные палинологические данные,

по которым возможно определить относительный возраст отложений, получены в следующих разрезах: Нарочь, Волос, Дривяты, Снуды, Пикулик, Воробьи, Глубелька, Потех, Грецкое, Сервечь, Волосово, Шо, Освея, Заборовский мох, Щербинский мох, Секировка, Оболь, Бобрица, Соломирское, Езерище, Орехи, Медвежино, Щучино, Жеринское и др. [1, 4, 5, 14, 19, 20, 23 и др.].

Наиболее репрезентативные разрезы с последовательным отбором образцов 2–5 см для спорово-пыльцевого анализа и радиоуглеродным определением возраста представлены в разрезах Межузол, Лозовики, Долгое, Нарочь, Оконо, Теклица, Освея, Церковное, Осовец [2, 7, 8, 30 и др.]. Кроме этого, в разрезах Лозовики, Теклица и Оконо выполнены исследования стабильных изотопов углерода и кислорода. Из представленных данных также видно, что наименее изученным регионом в аспекте палеогеографических событий является территория Городокской возвышенности, расположенная на северо-востоке Поозерья.

Таким образом, территория, южной периферии Поозёрского (Валдайского) оледенения изучена достаточно равномерно. Исключение составляют западная часть Калининградской обл., северо-восток Поозерья и территория Смоленской обл., расположенная вне границ последнего оледенения. Из базы данных, включающей 76 объектов, для 73 разрезов выполнен палинологический анализ, геохронологическую привязку имеют 49 объектов, для 10 колонок выполнен анализ ботанического состава торфов и геохимический анализ, для трёх – диатомовый. Территория Калининградской области обеспечена 96 радиоуглеродными датами на 12 объектах, территория Беларуси – 124 датировками на 34 объектах, Смоленская обл. – 62 датировками на 4 объектах (59 из них приходятся на долину р. Сертейки). К наиболее детально и комплексно изученным разрезам относятся оз. Камышовое (Калининградская обл.), оз. Старое и оз. Лозовики (Беларусь), колонка из долины р. Сертейки (Смоленская обл.).

Созданная база палеогеографических данных по южной периферии Поозёрского (Валдайского) оледенения позволяет систематизировать информацию о проведённых ранее исследованиях, расположении изученных объектов, выполненных анализах, также она содержит ссылки на публикации, что облегчает поиск первоисточника по конкретному объекту. Предлагаемая база данных может быть полезна для палеогеографов, геологов и археологов.

Исследования проводятся при финансовой поддержке РФФИ Бел_a 18-55-00008 и БРФФИ-РФФИ № X18P-037.

Библиографические ссылки

1. Богдель И. И. Развитие природы Белоруссии в голоцене: дисс. ... канд. геогр. наук. Мн., 1984. 129 с.
2. Власов Б. П., Зерницкая В. П., Колковский В. М., Павлова И. Д. История формирования ложбины Гиньково – Свядово – Долгое // Лимнол. и геоморфол. обеспечение рациона природопользования. Прикладная лимнология. Минск: БГУ. 2002. Вып. 3. С. 166–175.
3. Греков И. М., Сырых Л. С., Кошелева Е. А. и др. Применение геоинформационных баз данных в исследовании озёр Евразии // Астраханский вестн. экол. образования. 2018. № 1(43). С. 134–141.
4. Еловичева Я. К. Палинология позднеледниковья и голоцена Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1993. 93 с.
5. Еловичева Я. К., Кадацкий В. Б. Реконструкция природной среды севера Беларуси в голоцене по геохимическим и палинологическим данным // Природ. ресурсы. 1999. № 3. С. 76–87.

6. Жуховицкая А. Л., Власов Б. П., Курзо Б. В., Кузнецов В. А. Озёрный седиментогенез в голоцене Беларуси. Минск: ООО «Диксэйд», 1998. 276 с.

7. Зерницкая В. П., Колковский В. М. История развития оз. Межузол и этапы изменения растительности Верхнеберезинской равнины в позднеледниковье и голоцене // Теор. и прикл. проблемы современной лимнологии. Материалы Международ. науч.-практ. конф., посвящ. 30-летию кафедры общего землеведения и лаборатории озераведения БГУ. Минск: БГУ, 2003. С. 155–158.

8. Зерницкая В. П., Махнач Н. А., Колосов И. Л. Стабильные изотопы углерода и кислорода и пыльцевые спектры в средне-верхнеголоценовых карбонатных осадках озера Нарочь // Весн. Брэсцкага ўн-та. Сер. 5. Хімія. Біялогія. Навукі аб Зямлі. 2010. № 1. С. 88–98.

9. Зименков О. И. Время кульминации поозёрского оледенения на территории Беларуси // Новое в изучении кайнозойских отложений Белоруссии и смежных областей. Минск: Наука и техника, 1989. С. 30–45.

10. Кублицкий Ю. А., Мастерова Н. Н., Субетто Д. А. и др. Реконструкция природно-климатических изменений в Юго-Восточной части Балтийского региона в голоцене по результатам исследования донных отложений озера Проточного (Калининградская область) // Open Sci. Bull. 2014. № 2.

11. Кублицкий Ю. А., Субетто Д. А., Арсланов Х. А. и др. Палеоклиматическая реконструкция изменений природно-климатических обстановок в конце плейстоцена и голоцене в Юго-Восточной части Балтийского региона по данным литологического анализа и динамике потерь при прокаливании // Общество. Среда. Развитие. 2014. № 2(31). С. 179–184.

12. Кублицкий Ю. А., Харин Г. С., Субетто Д. А., Арсланов Х. А. Реконструкция формирования озёр Виштынецкой возвышенности (Калининградская область) и их седиментационных процессов // Общество. Среда. Развитие. 2016. № 1. С. 100–106.

13. Кублицкий Ю. А. Динамика природных условий юго-восточной части балтийского региона в позднем неоплейстоцене и в голоцене: дисс. ... канд. геогр. наук: 25.00.25. СПб., 2016. 150 с.

14. Махнач Н. А., Якушко О. Ф., Калечиц В. Ф. Палинологическая оценка озёрных отложений севера Белоруссии в поздне и послеледниковое время // Палинологические исследования в Белоруссии и других районах СССР. Минск: Наука и техника, 1971. С. 113–121.

15. Напреенко-Дорохова Т. В., Напреенко М. Г., Субетто Д. А. История развития природных экосистем в центральной части Калининградской области в связи с изменениями общегеографической обстановки и деятельностью человека // Общество. Среда. Развитие. 2016. № 2. С. 101–109.

16. Напреенко-Дорохова Т. В. Палеоэкологическая реконструкция растительного покрова юго-восточной части балтийского региона в голоцене: дис. ... канд. геогр. наук. Калининград, 2015. 174 с.

17. Новик А. А. Общие закономерности осадконакопления и колебаний уровней озёр Беларуси в послеледниковый период // Вестн. БГУ. Сер. 2: Химия. Биология. География. 2010. № 2. С. 95–99.

18. Новик А. А. Пространственно-временная корреляция изменения озёрных уровней региона Балтийских поозерий в позднеледниковье и голоцене // Журн. Белорус. гос. ун-та. География. Геология. 2017. № 1. С. 26–35.

19. Нейштадт М. И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 404 с.

20. Пидопличко А. П. Озёрные отложения Белорусской ССР (генезис, стратиграфия и некоторые качественные особенности). Минск: Изд-во АН БССР, 1975. 120 с.

21. Сравнительная озёрная седиментация в пространстве и времени. Геолого-геохимические исследования голоценовых осадков Белоруссии / В. А. Кузнецов, А. Л. Жуховицкая, Я. К. Еловичева и др. Минск: Навука і тэхніка, 1992. 45 с.

22. Субетто Д. А., Греков И. М., Кублицкий Ю. А., Сырых Л. С. Палеолимнологический подход к исследованию ландшафтов // Новые методы и результаты исследований ландшафтов в Европе, Центральной Азии и Сибири: в 5 т. Том 1. Ландшафты в XXI веке:

анализ состояния, основные процессы и концепции исследований. М.: Изд-во ФГБНУ «ВНИИ агрохимии», 2018. С. 233–237.

23. Якушко О. Ф., Махнач Н. А. Основные этапы позднеледниковья и голоцена Белоруссии // Проблемы палеогеографии антропогена Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1973. С. 76–94.

24. Bitinas A., Druzhinina O., Damušytė A., Napreenko-Dorokhova T., Guobytė R., Mažeika J. The lower reaches of the Nemunas River at the end of the Last (Weichselian) Glacial and beginning of the Holocene // Geol. Quarterly. 2017. 61(1). P. 156–165.

25. Druzhinina O., Subetto D., Stančikaitė M., Vaikutienė G., Kublitsky J., Arslanov Kh. Sediment record from the Kamyshovoe Lake: history of vegetation during late Pleistocene and early Holocene (Kaliningrad District, Russia) // Baltica. 2015. N 28(2). P. 121–134.

26. Harrison S. P., Yu G., Tarasov P. E. Late Quaternary Lake-Level Record from Northern Eurasia // Quaternary research. 1996. Vol. 45. P. 138–159.

27. Kul'kova M. A., Mazurkevich A. N., Dolukhanov P. M. Chronology and palaeoclimate of prehistoric sites in western Dvina-Lovat area of north-western Russia // Geochronometria. 2001. Vol. 20. P. 87–94.

28. Napreenko-Dorokhova T. V., Napreenko M. G., Lisitzin A. P. Pattern of Large Raised Bog Formation in the South-Eastern Baltic Region during the Holocene: the Case of Kaliningrad Oblast // Earth Sci. 2017. Vol. 475, Pt. 2. P. 900–906.

29. Napreenko-Dorokhova T., Napreenko M. The History and Pattern of Forest and Peatland Formation in the Kaliningrad Region During the Holocene // In: V. A. Gritsenko et al. (eds.), Terrestrial and Inland Water Environment of the Kaliningrad Region, The Handbook of Environmental Chemistry. 2018. Vol. 65. P. 121–146.

30. Novik A., Punning J.-M., Zernitskaya V. The development of Belarusian lakes during the Late Glacial and Holocene // Estonian J. of Earth Sci. 2010. Vol. 59, Issue 1. P. 63–79.

УДК 551.337:552 (470)

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ВЕРХОВОГО БОЛОТА В КОРНЕ КУРШСКОЙ КОСЫ (РОССИЙСКИЙ СЕКТОР ЮГО-ВОСТОЧНОЙ БАЛТИКИ)

А. В. Орлов¹, М. Г. Напреенко², Т. В. Напреенко-Дорохова², Д. А. Субетто¹

¹Российский государственный педагогический университет им. А. И. Герцена, наб. Мойки 48, 191186 Санкт-Петербург, Российская Федерация; 95orlov@rambler.ru

²Балтийский федеральный университет им. И. Канта, ул. Александра Невского 14, 236041 Калининград, Российская Федерация

Верховое болото Свиное, расположенное в корневой части Куршской косы (Зеленоградский р-н, Калининградская обл.), является уникальной экосистемой в регионе Юго-Восточной Балтики. Это единственное довольно крупное верховое болото, расположенное в прибрежной зоне моря, подобных которому не встречается на других косах (песчано-аккумулятивных пересыпях) Балтики. Корневая часть Куршской косы – участок, в котором песчаное тело косы соединяется с материковой частью (Самбийский полуостров), четвертичные отложения представлены здесь в основном торфяной залежью болота Свиного. Торфяное тело залегают непосредственно на моренном основании, мощность залежи достигает 10 м.

Наиболее информативным источником о литологической структуре торфяной залежи болота Свиного является работа [1], в которой был представлен профиль бо-

лота, построенный на основе зондировки торфяной залежи. Для составления профиля были проанализированы данные зондировки и определён общий характер отложений. Автор выделил горизонты более молодого (jüngerer) и старого (älter) сфагнового торфа (Sphagnumtorf), перекрывающие горизонт древесного торфа (Bruchwaldtorf), ниже которого был описан горизонт сапропеля (Gyttja), залегающего на минеральном основании. С учётом того, что описанное исследование было проведено более восьмидесяти лет назад, когда ещё не был открыт метод радиоуглеродного датирования, а также не был проведён ряд палеоботанических анализов, позволяющих выяснить детальную структуру торфяных отложений, возникла необходимость повторного исследования данного объекта с использованием современных методов.

С целью уточнения имеющейся информации о литологической структуре болота Свиного и выявлении истории его развития были проведены современная зондировка торфяной залежи и отбор кернов отложений для последующего анализа ботанического состава торфа. На основе профиля Х. Гамса [1] были выбраны представляющие наибольший интерес для бурения точки в центральной и краевой частях болота (т. № 1 и т. № 2 соответственно). Были отобраны две колонки отложений мощностью 1 000 см (т. № 1) и 650 см (т. № 2).

В первой колонке отложения представлены в верхней части различными типами и видами торфа (0–865 см), ниже которых был вскрыт горизонт сапропеля (865–875 см – опесчаненный торфо-сапропель, 875–895 см – опесчаненный сапропель). Нижняя часть колонки представлена глинистыми отложениями (895–920 см – сапропелевая опесчаненная глина, 920–1 000 см – опесчаненная глина). По результатам анализа ботанического состава торфов для первой колонки были выделены горизонты минерализованного торфа (0–7 см), горизонты шести видов верхового торфа (7–420 см), горизонт переходного торфа (420–525 см) и горизонты четырёх видов низинного торфа (525–865 см).

Для определения возраста начала образования торфяной залежи было проведено радиоуглеродное датирование образца сапропеля из т. № 1 на контакте торф-сапропель (взят образец с горизонта 890 см) сцинтилляционным методом (Институт географии РАН, г. Москва). Возраст отложений в зоне контакта торф-сапропель составил 7 302,5 кал. л. н. Таким образом, торфяная залежь в корне Куршской косы на месте современного верхового болота формировалась непрерывно на протяжении более 7 тыс лет.

Во второй колонке отложения целиком представлены различными типами и видами торфа. По результатам анализа были выделены горизонт минерализованного торфа (0–10 см), горизонты пяти видов верхового торфа (10–425 см), горизонты двух видов переходного торфа (425–600 см) и горизонт низинного торфа (600–640 см).

Выделенные на основании анализа ботанического состава виды торфа отражают последовательные сукцессии болотных фитоценозов в голоцене. Визуализированные данные литологического состава отложений, ботанического анализа торфов и сравнительной мощности горизонтов торфа в т. № 1 и т. № 2 представлены на схеме (рис.).

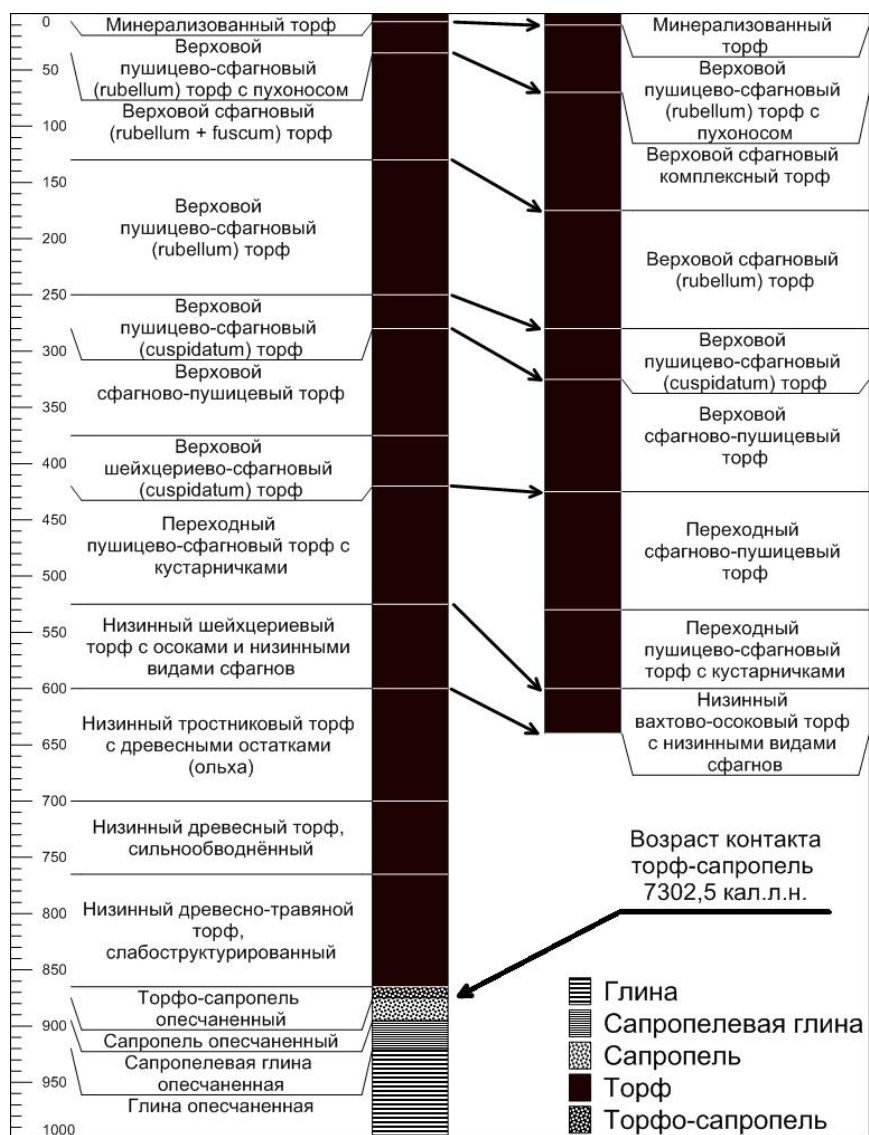


Рисунок – Литологическая структура колонок отложений т. № 1 (слева) и т. № 2 (справа).

Полевые работы, анализ ботанического состава торфа и его интерпретация выполнены в рамках гранта РФФИ 18-77-00030, лабораторная обработка проб торфа – при поддержке Программы повышения конкурентоспособности БФУ им. И. Канта «5–100», датирование осадков – за счёт средств гранта РФФИ №18-05-80087, обобщение данных – в рамках государственного задания ИО РАН (тема № 0149-2019-0013).

Библиографические ссылки

1. Gams H. Zur Geschichte der Moore der Kurischen Nehrung und des Samlandes // Schriften der Phys.-ökon. Gesellschaft zu Königsberg i. Pr. 1932. В. 67. Н. 3/4. S. 74–88.

ДИНАМИКА СОДЕРЖАНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ТОРФЯНИКА ДОЛИНЫ р. СЕРТЕЙКА (СМОЛЕНСКАЯ ОБЛАСТЬ РОССИИ)

И. В. Панов¹, Ю. А. Кублицкий¹, Д. Д. Кузнецов², П. А. Леонтьев¹,
А. Ю. Егоров¹, А. А. Новик³, А. Н. Мазуркевич⁴, П. Киттел⁵

¹Российский государственный педагогический университет им. А. И. Герцена,
наб. Мойки 48, 191186 Санкт-Петербург, Российская Федерация; ivanpanov.95@mail.ru

²Институт Озероведения РАН,

ул. Севастьянова 9, 196105 Санкт-Петербург, Российская Федерация

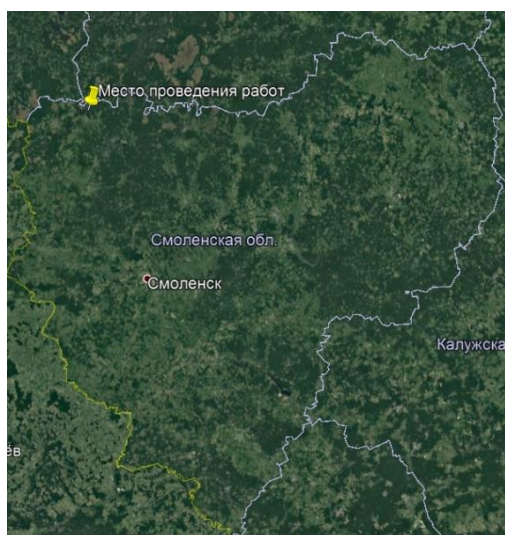
³Белорусский государственный университет, факультет географии и геоинформатики,
пр. Независимости 4, 220030 Минск, Республика Беларусь

⁴Государственный Эрмитаж,

Дворцовая пл. 2, 190000 Санкт-Петербург Российская Федерация

⁵Лодзинский университет, ул. Нарutowича 68, 90–136 Лодзь, Польша

В работе представлены результаты экспедиционных (июль 2017 г.) и лабораторных (2018–2019 г.) исследований по изучению донных отложений торфяника в долине р. Сертейка (Смоленская обл. России). Полевые работы проходили на севере Смоленской обл. (Велижский р-н) на торфянике в 1 км от д. Сертея (рис. 1, 2). Район исследований расположен на южной периферии Валдайского оледенения, поэтому изучение озёрных и болотных отложений, сформировавшихся в начале органического осадконакопления, позволит реконструировать природные условия позднего неоплейстоцена в этой зоне [1]. Через центральную часть торфяника был проложен палеолимнологический трансект, включающий серию скважин, выполненных русским торфяным буром. Отбор донных отложений проводился в точке с максимальной их мощностью (13,5 м). Для каждого керна донных отложений выполнено литологическое описание, включая цвет, структурные особенности, наличие включений (рис. 3).




 - Место проведения полевых работ

Рисунок 1 – Карта Смоленской обл. [2]



 - Место бурения,  - Граница торфяника

Рисунок 2 – Схема торфяника [3]

Лабораторные исследования проводились в Институте озероведения РАН и РГПУ им. А. И. Герцена (г. Санкт-Петербург). Анализ потери массы при прокаливании (500 °С) выполнен по стандартной методике. Разобранные и отсортированные образцы просушивались при комнатной температуре от 1 до 2 дней, до визуальной потери влаги, затем, в сушильном шкафу при температуре 105 °С 2 ч до полной потери влаги, после чего образцы взвешивались. Просушенные образцы помещались в муфельную печь на 6 ч при температуре 500 °С, где из них выгорало всё органическое вещество. После образцы взвешивались для определения потери массы после прокаливании, и высчитывалась доля потерянного вещества (рис. 3).

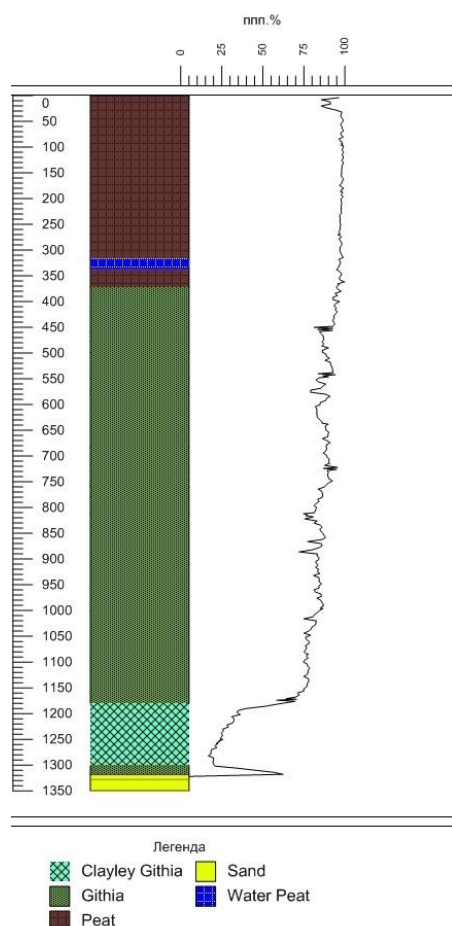


Рисунок 3 – Литология донных отложений торфяника в долине р. Сертейка и результаты определения потери массы при прокаливании

Отложения изученного торфяника представлены песком, гиттией, глинистой гиттией и торфом. Результаты анализа потерь при прокаливании (ППП) (рис. 3) позволяют оценить содержание органического вещества в донных отложениях разного типа и, соответственно, изменения условий осадконакопления и биопродуктивности водоёма.

На основе предварительной интерпретации изменения литологического состава и динамики содержания органического вещества (ОВ) в донных отложениях, была составлена гипотетическая картина трансформации седиментационных условий. Нижняя часть колонки представлена песком с низкой долей содержания органического веществ. На песках залегает горизонт торфа (оторфованная гиттия), предположительно образовавшийся при протаивании мертвого льда, характеризуется высоким содержанием ОВ.

По мере увеличения глубины водоёма происходит изменение типа осадконакопления на озёрный, происходит образование глинистой гиттии.

Содержание ОВ резко сокращается. С залегающей выше органогенной гиттией связано увеличение ППП. При переходе границы гиттия-торф рассматриваемый показатель стабилизируется на уровне 90 %.

В рамках исследования запланировано выполнение геохимического, хирономидного, спорово-пыльцевого, палеоботанического и радиоуглеродного анализов для детальной реконструкции природных условий времени позднего Валдайского оледенения рассматриваемого района.

Исследования проводятся при финансовой поддержке РФФИ Бел а 18-55-00008 и БРФФИ-РФФИ № X18P-037.

Библиографические ссылки

1. Kittel P., Mazurkevich A., Dolbunova E., Kalicki T. et al. Evolution of lake basins in the Serteya region (Western Russia) in the context of neolithic settlement's development // Палеолим-

нология Северной Евразии. Опыт, методология, современное состояние: Proc. of the Int. Conf. North-Eastern Federal University, Russian Academy of Sciences. 2016. С. 13–16.

2. Google maps: [Электрон. ресурс]. URL: <https://www.google.ru/maps/> (дата обращения: 1.03.2019).

3. EtoMesto.ru: [Электрон. ресурс]. URL: http://www.etomesto.ru/map-genshtab_n36-a/ (дата обращения: 1.03.2019).

УДК 551.337.73(470)

НОВЫЕ ДАННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЛЁССОВО-ПОЧВЕННОЙ СЕРИИ СТРАТОТИПИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА ЛИХВИН (ТУЛЬСКАЯ ОБЛАСТЬ)

П. Г. Панин, К. Г. Филиппова

Институт географии РАН,

Старомонетный пер. 29, 119017 Москва, Российская Федерация; granin@igras.ru

Лёссово-почвенная серия (ЛПС) разреза Лихвин, расположенного вблизи г. Чекалин Тульской обл., впервые детально была описана Н. Н. Боголюбовым в 1904 г. Затем разрез изучали А. И. Москвитин, В. Н. Сукачёв, К. И. Лисицын, К. К. Марков, К. А. Ушко, В. П. Гричук, Н. С. Болиховская, Н. И. Глушанкова, А. А. Величко, Т. Д. Морозова и др. [1, 2, 6, 7, 9, 10].

По результатам этих исследований разрез Лихвин стал считаться стратотипом плейстоценовых отложений Лихвинского межледниковья. В работах приведены детальные морфологические описания палеопочв, морен, лёссов и озёрных отложений этого разреза, представлены материалы по флоре и фауне, а также термолюминесцентные и ОСЛ датировки, данные палеомагнитных исследований и другие анализы. Задача нашего исследования заключалась в изучении ЛПС разреза Лихвин на новом уровне с привлечением методов, которые ранее не использовались при изучении этого разреза.

Для решения поставленной задачи был заложен разрез Лихвин-2018, состоящий из двух расчисток Лихвин-1/2018 (N54°06'45.35, E36°15'05.82) и Лихвин-2/2018 (N54°06'21.73, E36°15'27.72), в которых были вскрыты: современная серая лесная почва, позднеплейстоценовые палеопочвы (брянского интерстадиала и мезинского педокомплекса), а также среднеплейстоценовая каменная палеопочва, под которой залегают серые суглинки, скорее всего, относящиеся к лихвинскому межледниковью. Отбор образцов для анализа физико-химических показателей в разрезе осуществлялся каждые 6–10 см, шtuфы для микроморфологических исследований отобраны из всех слоёв с детальностью, позволяющей описать свойства почвенных горизонтов и вмещающих их отложений. Помимо этого, были взяты образцы на радиоуглеродное датирование из горизонта В современной почвы и горизонта AG брянской интерстадиальной палеопочвы, а также образцы на ОСЛ-датирование, затрагивающие лёссовые и палеопочвенные уровни. В данной статье рассматриваются результаты только морфологического и микроморфологического описания разреза.

Морфологическое строение разреза Лихвин-2018 представлено на рис. и состоит из следующих слоёв:

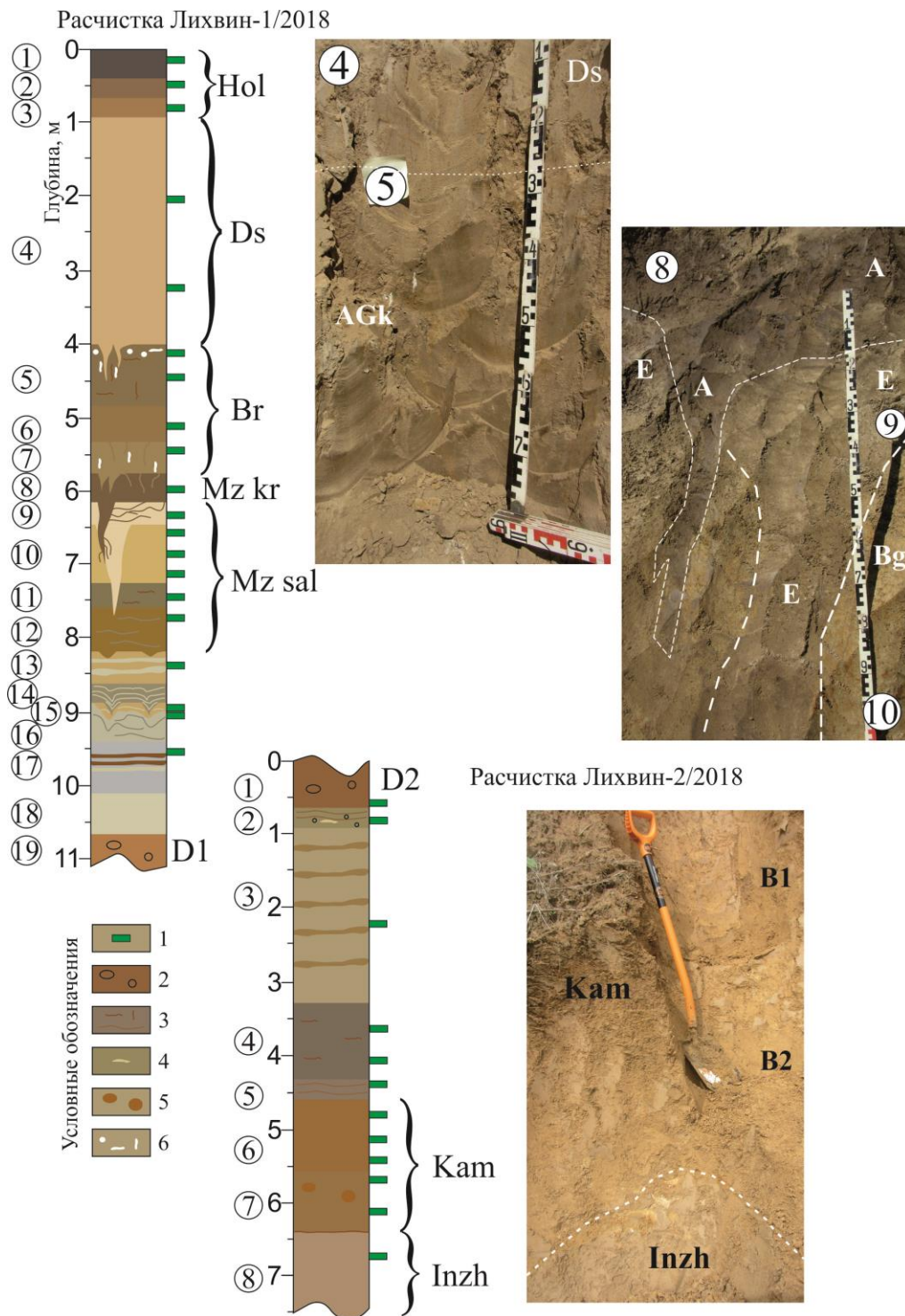


Рисунок – Морфологическое строение разреза Лихвин-2018

Условные обозначения: 1 – место отбора шtuфов на микроморфологический анализ; 2 – включения гравия и гальки; 3 – железистые прослои; 4 – линзы песка; 5 – кротовины; 6 – карбонатные новообразования. Hol – современная почва; Ds – деснинский лёсс; Br – брянская палеопочва; Mz kr – крутицкая интерстадиальная палеопочва мезинского педокомплекса; Mz sal – салынская межледниковая палеопочва мезинского педокомплекса; D1 и D2 – днепровская морена (светло- и тёмно-красного цвета); Kam – каменская палеопочва; Inzh – отложения лихвинского межледниковья. Цифры в круге – нумерация слоёв.

Расчистка Лихвин-1/18:

Слой 1–3. Современная тёмно-серая лесная почва (профиль А–АВ–В).

Слой 4. Деснинский лёсс (2,5Y7/4). Палевый с буроватым оттенком, плотный, свежий, Fe-Mn примазки, пористый, комковатый, белесая карбонатная присыпка, карбонатные конкреции вертикальные, идентичны Bg почве, сконцентрированы в нижней части слоя, скорее всего, уровень верховодки, есть современные корни и трещины.

Слой 5–7. Брянская интерстадиальная палеопочва (профиль AG–B–Bg).

Гор. AG (2,5Y6/4) – сизый с буроватым оттенком, слабопористый, средний суглинок, неоднородный, Fe-Mn примазки, в горизонт заходят небольшие клинья на глубину 10–15 см, заполнены светло-бурым, палевым материалом лёсса из вышележащего слоя, в верхней части сконцентрированы карбонатные конкреции; гор. B (2,5Y6/6) – бурый, обильны Mn-примазки, слабо пористый, средний суглинок; гор. Bg (2,5Y6/4) – сизый с буроватым оттенком, Fe-Mn примазки, средний суглинок до супеси, нижняя часть 10 см оглеена, граница волнистая, клиновидная, языковатая, древние корнеходы диаметром 3 мм, заполнены карбонатами.

Слой 8–12. Мезинский педокомплекс.

Крутицкая интерстадиальная палеопочва состоит из гор. А (10YR4/2) – тёмно-серый, неоднородный, сероватый, уплотнён, пористый, лёгкий суглинок, комковатый, верхняя часть более бурая, сверху вниз входит небольшой клин, заполненный светло-бурым материалом лёсса из вышележащего слоя. Из горизонта выходит клин длиной 25 см, шириной вверху 30 см, внизу 4 см.

Салынская межледниковая палеопочва (профиль E–Bg–Cg–C). Гор. E (10YR5/2) – сизый, зернистый, лёгкий суглинок, буроватый, гумусирован, из горизонта выходит клин, сверху он сизый, в глубь становится буроватым, слой пронизан гумусированным клином из горизонта А крутицкой палеопочвы; гор. Bg (2,5Y6/4) бурый, оглеён, сизоватый, уплотнён, зернистый, Fe примазки и затёки, небольшие пятна органики, средний суглинок, в слое видны два крупных клина один наиболее крупный выходит из горизонта E, второй из горизонта А; гор. Cg (2,5Y6/3) – сизый с прожилками ожелезнения, уплотнен, Fe конкреции – выветрелые, Mn примазки, пятна органики (10 %), плитчатый, зернистый, белёсая присыпка по граням, в этом слое заканчиваются клинья из горизонта E; гор. C (10YR6/6) – неоднородный, супесь, криотурбированный, бурый, светло-бурый, белёсый, с железистыми подтеками, обильны Fe-Mn примазки, комковатый, пористый, белёсая присыпка по граням, плитчатая структура, сизые пятна оглеения, граница волнистая, языковатая, переход резкий по цвету.

Слой 13 (2,5Y7/3; 2,5Y6/8) – Светло-бурый, слоистый, неоднородный, уплотнён, свежий, супесь, слой состоит из бурых и светлых прослоев, обильны Fe-Mn примазки, есть Fe конкреции – выветрелые, сверху в слой входят округлые клинья, криотурбированный.

Слой 14 (5Y6/2) – Сизый, слоистый, криотурбированный, слоистый, слои представлены белесой супесью и сизыми суглинками, включения выветрелых Fe конкреций, диаметр конкреций до 1 см округлой формы, Fe-Mn примазки, свежий, граница волнистая, переход резкий по цвету и гранулометрическому составу.

Слой 15 (2,5Y6/6; 2,5Y7/2) – Слоистый, криогенный, супесь, неоднородный, бурый с сизоватым оттенком, книзу бурость пропадает, цвет становится сизым со светлым оттенком, слои в нижней части состоит из чередования светлой супеси и сизого лёгкого суглинка, свежий, в верхней части в слой вклиниваются два небольших клина их верхняя часть заполнена сизым материалом из слоя 14, Mn примазки, плитчатая структура, есть современные корни, граница волнистая, переход резкий по цвету.

Слой 16 – Слоистый, сизая супесь (5Y5/2), белёсый (2,5Y7/2) и ожелезнённый пески (2,5Y6/8), некоторые слои простираются вдоль всего горизонта, другие, в основном ожелезнённые, образуют линзы мощностью 5–10 см, свежий, уплотнён.

Слой 17 – Слой оглеённый, криогенный, представлен чередованием белёсых прослоев супеси и сизой глины. Здесь выделяются бурые ожелезнённые прослои мощностью до 5 см.

Слой 18 – Белёсые, слоистые пески.

Слой 19 – Морена, светло-красного цвета с включениями мелкой гальки и др.

Расчистка Лихвин-2/18:

Слой 1 (нижняя часть морены) – Слоистый, слои мощностью по 10 см, опесчаненный суглинок, включения гальки 5–10 см, слой тёмно-красный с буроватым оттенком (7,5YR4/6), слой неоднородный, свежий, плотный, есть прослои и линзы светлого песка (10YR5/4), Mn-примазки, включений ~20 %, ~ мощность всей морены >7 м.

Слой 2 (переходный между мореной и сизым суглинком) – Слоистый, слои бурые (2,5Y5/4) и сизые (2,5Y5/2), разной мощности, Fe-Mn примазки, слой из суглинка и супеси, плитчатая структура, Fe потеки, есть небольшие линзы песка 1–5 см в длину, ширина >1 см, включения мелкой гальки <10 %.

Слой 3 (5Y7/3) – Сизые слои чередуются со светло-бурыми, Fe потеки, слабо пористый, поры от корнеходов заполнены органикой, супесь, Fe-Mn примазки, есть современные корни (мать-и-мачеха), современные капролиты, поры, переход заметный по цвету и гранулометрическому составу.

Слой 4 (2,5Y5/4) – Сизый, плотный, свежий, тяжёлый суглинок до глины, Fe-Mn примазки, в верхней части тонкие прослои, затёки Fe, комковатый, при высыхании плитчатый, внизу по профилю слабое ожелезнение.

Слой 5 (2,5Y5/4) – Переходный горизонт к каменной палеопочве, неоднородный, слоистый, сизые и бурые слои, тяжёлый суглинок, Fe-Mn примазки, мощность прослоев менее 1 см, современные корни, слои горизонтальные, граница волнистая, переход резкий, граница между слоями представлена Fe прослоями мощностью 1–2 см, комковатой структуры.

Слои 6–7. Каменная межледниковая палеопочва (профиль В1–В2). Гор. В1 – Бурый с сизоватым оттенком (10YR5/6), плотный, свежий, Fe-Mn примазки, на глубине 25 см от начала слоя цвет меняется на бурый (7,5YR5/6), зернистый, мелкокомковатый, свежий, плотный, следы органики, капролиты, пористый, мелкие пятна оглеения до 1 см менее 1 %, по граням видна бурая присыпка, переход постепенный; гор. В2 (10YR6/6) – Бурый с сизоватым оттенком, плотный, лёгкий суглинок до супеси, свежий, белёсая присыпка и органика по граням, плёнки, две крупные кротовины, заполненные бурым материалом, грани кротовин чётко выделяются тёмно-серым гумусовым прослоем, диаметр кротовин 10–20 см, Fe-Mn примазки, зернистый, комковатый, граница волнистая, наклонена вниз по рельефу балки, по границе чётко прослеживается железистое побурение, мощностью 5 см идет вдоль всей границы, также здесь есть белёсые линзы супеси, скорее всего, слой выхода грунтовых вод.

Слой 8. Отложения лихвинского межледниковья (2,5Y6/4) – Сизые, лёгкий суглинок, слой ожелезнён, видна железистая пропитка, плотный, свежий, слабо пористый, сверху проникает белёсая присыпка, книзу ожелезнение увеличивается, плитчатая структура.

По результатам микроморфологического исследования для горизонта А современной серой почвы характерна гумусовая, тонко-пылеватая основанная масса тёмно-серого цвета, микростроение тонкодисперсной массы изотропно, в порах видны экскременты насекомых и растительные остатки, есть округлые сгустки новообразованного железа и окатанные кварцевые зёрна. В горизонте Вt обильны глинистые и гумусово-глинистые кутаны, в основном расположенные в сложных порах и мелких трещинах, основная масса анизотропна, микростроение глинистого вещества струйчатое, есть редкие железистые новообразования в диаметре 0,6–1,0 мм. В брянской

палеопочве в горизонте AG появляются агрегаты ооидной формы – основной признак влияния криогенеза на эту палеопочву. Здесь видны карбонатные гипокутаны, приуроченные к округлым порам, скорее всего, карбонаты привнесены из вышележащего валдайского лёсса. Железистые новообразования представлены округлыми конкрециями и редкими гипокутанами, приуроченными к порам неправильной формы. В горизонте В основная масса становится плотнее, слабо агрегированной, количество пор резко уменьшается, появляются трещины, есть редкие железистые конкреции и карбонатные гипокутаны. Для горизонта А микулинской палеопочвы также характерны агрегаты ооидной формы, но более крупные, чем в брянской палеопочве. В горизонте Е этой же палеопочвы агрегаты угловатые и неправильной формы, масса промытая и трещиноватая, что связано с криогенезом, обильны железистые новообразования. В горизонте Вt так же, как и в современной почве, большое количество глинистых кутан, приуроченных в основном к трещинам и каналам, иногда полностью заполненным ими. Микростроение данной палеопочвы схоже с современной дерново-подзолистой почвой. Каменская палеопочва представлена горизонтом Вt, основная масса пылевато-глинистая, пористая, обильны глинистые, пылевато-глинистые и гумусово-глинистые кутаны, расположенные в трещинах, каналах и округлых порах. Учитывая макро- и микростроение этой палеопочвы, её можно сопоставить с современной бурой лесной лессивированной почвой.

Таким образом, в разрезе Лихвин-2018, по данным морфологического и микроморфологического обследования выявлено, что палеопочвы брянского интерстадиала (МИС 3) развивались в холодных условиях с обильным количеством влаги. Соответственно, для этой палеопочвы характерен сизоватый профиль, вызванный оглеением, а в микростроении видны агрегаты ооидной формы, которые формируются в холодных условиях [3]. В микулинское межледниковье (МИС 5e) в районе исследования формировалась салынская межледниковая палеопочва дерново-подзолистого типа. Макро- и микростроение этой палеопочвы достаточно чётко совпадают со строением палеопочвы микулинского межледниковья, описанной в разрезе Александровский карьер [8]. В интерстадиальный период (МИС 5) формировалась крутицкая палеопочва чернозёмовидного типа. В среднем плейстоцене в разрезе Лихвин-2018 чётко выделяется только каменская палеопочва, по морфологическому и микроморфологическому строению она схожа с палеопочвами, вскрытыми авторами в разрезах Гололобово [4] и Стрелица-2017 [5]. Данную палеопочву можно отнести к бурым лесным лессивированным почвам. В разрезе Лихвин-2018 морфологически мы не обнаружили роменскую (МИС 6) и инжавинскую (МИС 9) палеопочвы, которые ранее в этом разрезе выделял А. А. Величко с коллегами [10].

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научных проектов №18-04-00145, 17-55-53035 и по теме Госзадания №0148-2019-0005 (регистрационный номер 01201352491).

Библиографические ссылки

1. Герасимов И. П., Марков К. К. Предпоследняя межледниковая эпоха // Ледниковый период на территории СССР. Физико-географические условия ледникового периода. М.-Л.: Изд-во АН СССР. 1939. С. 113–122.
2. Гричук В. П. Растительность Русской равнины в нижне- и среднечетвертичное время // Тр. ИГ АН СССР, Т. 46 (Материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР, вып. 3). 1950. С. 5–202.

3. Морозова Т. Д. Микроморфологические особенности мерзлотных палевых почв центральной Якутии в связи с криогенезом // Почвоведение. 1965. № 11. С. 79–89.
4. Панин П. Г. Особенности строения межледниковых и интерстадиальных почвенных комплексов позднего и среднего плейстоцена центра Восточно-Европейской равнины // Почвоведение. 2007. № 2. С. 145–159.
5. Panin P. G., Timireva S. N., Morozova T. D., Velichko A. A. Micromorphology of the Late and Middle Pleistocene paleosols of the central East European Plain // Geography, Environment, Sustainability. 2019. N 1 [Electronic resource]. URL: <https://doi.org/10.24057/2071-9388-2018-32> (date of access: 01.03.2019).
6. Судакова Н. Г. Новое о Лихвинском стратотипе // Докл. АН СССР. 1975. Т. 221, № 1. С. 168–171.
7. Судакова Н. Г., Алешинская З. В. Ранний и средний плейстоцен. Глава 3. Северо-Запад и Центр Европейской части СССР // Геохронология СССР. Т. 3. Новейший этап. Л.: Недра, 1974. С. 49–55.
8. Сычёва С. А., Седов С. Н., Бронникова М. А. и др. Генезис, эволюция и катастрофическое захоронение рышковской палеопочвы микулинского межледниковья (МИС 5e) // Почвоведение. 2017. № 9. С. 1027–1046.
9. Ушко К. А. Лихвинский (Чекалинский) разрез межледниковых озёрных отложений // Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири. М.: МГУ им. М. В. Ломоносова. 1959. С. 148–226.
10. Little E. C., Lian O. B., Velichko A. A. et al. Quaternary stratigraphy and optical dating of loess from the East European Plain (Russia) // Quaternary Science Reviews. 2002. 21. P. 1745–1762.

ДОКЛАДЫ УЧЁНЫХ БЕЛАРУСИ. ДОКЛАДЫ УЧАЩИХСЯ БЕЛГОСУНИВЕРСИТЕТА

УДК 550.8.052(4)

О РЕЗУЛЬТАТАХ ИЗУЧЕНИЯ НЕДР И ПЕРСПЕКТИВАХ ДОБЫЧИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В ЗАПАДНОЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТЯХ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

А. М. Ковхуто

ГП «Белзарубежторг»,

пр. Независимости 169, 220114 Минск, Республика Беларусь; andrei.kovkhuto@gmail.com

Восточно-Европейская платформа – важный объект геологического изучения недр, поскольку имеет длительную историю исследований, на протяжении которой в результате геофизических и геологических работ в её пределах выявлены многие месторождения различных видов полезных ископаемых. Часть из них добывается и представляет минерально-сырьевую базу расположенных на этой территории государств. Остальная часть имеет перспективы освоения в обозримом будущем. В данной работе рассмотрены результаты регионального изучения недр и определены перспективы добычи полезных ископаемых в западной и центральной частях Восточно-Европейской платформы, на которых располагаются такие промышленно развитые страны как Россия (западные области), Беларусь, Украина (северная часть) и страны Балтии. На этой территории за последние 30 лет выполнены работы по межгосударственному региональному изучению глубинного строения земной коры с применением современных методов геофизических, геологических и дистанционных исследований. Из них основными являются следующие.

Региональное глубинное сейсмическое зондирование земной коры и верхней мантии от Балтийского до Украинского щита через западную часть Восточно-Европейской платформы выполнено в 1990-е гг. в рамках двух крупных программ «Европроба» и «Евробридж», поддержанных научным фондом ИНТАС. Совместными усилиями научных, учебных и производственных организаций европейских государств (Великобритания, Германия, Нидерланды, Дания, Швеция, Финляндия и др.) и стран СНГ (Россия, Украина, Беларусь, Литва) были выполнены работы по геофизическому профилированию земной коры и верхней мантии методом глубинного сейсмического зондирования с обработкой геофизических данных и разработкой модели глубинного строения западной части Восточно-Европейской платформы до глубин более 100 км. В результате выполненных полевых исследований, их компьютерной обработки и научных выводов была изучена граница между древними тектоническими плитами Фенноскандией и Сарматией, установлена субдукция тектонических плит, а также получена информация о структурах более мелких порядков на исследованной территории. Это позволило сделать новые научные заключения о глубинном строении региона, разработать рекомендации по поискам и разведке месторождений нефти, газа, руд чёрных, цветных и драгоценных металлов, подземных вод, геотермальной энергии, других полезных ископаемых.

Региональное глубинное сейсмическое зондирование земной коры по профилю через Московскую синеклизу и Оршанскую впадину было выполнено в начале 2000-х гг. российскими и белорусскими специалистами геофизиками и геологами. По данным интерпретации материалов глубинного магнито-теллурического зондирования, выполненной в ИГН НАН Беларуси, Центре электромагнитных исследований при Институте физики Земли РАН (г. Москва) и в РУП «Белгеология» поверхность фундамента на значительной части Оршанской впадины, возможно, залегает на глубинах 2–3 км. Интерпретация И. Д. Кудрявцом данных по региональному сейсмическому профилю I–I Чериков–Орша–Усвяты предполагала, что поверхность фундамента погружается от –1 250 до –1 750 м [1]. Это на 350–450 м глубже, чем считалось ранее [2, 3], но не так глубоко, как определяют на некоторых участках специалисты по магнитно-теллурическим исследованиям. Принципиальное значение имеет установленное сейсмопрофилированием региональное погружение поверхности фундамента Витебской мульды в сторону Крестцовского прогиба. Неоднозначная геологическая интерпретация северного участка сейсмопрофиля Чериков–Орша–Усвяты допускает два варианта сочленения Витебской мульды и Крестцовского прогиба: Витебская мульда и вместе с ней вся Оршанская впадина является центриклинальной частью Крестцовского прогиба; структурная перемычка между Оршанской впадиной и Крестцовским прогибом невелика по размерам, малоамплитудна и смещена к северу по сравнению с существующими представлениями [4].

Региональное глубинное сейсмическое зондирование земной коры по профилю от Белорусской антеклизы до Днепровской впадины через Припятский прогиб и Брагинско-Лоевскую седловину было выполнено в 2013–2015 гг. в рамках проекта «Георифт-13» белорусскими и украинскими геофизиками и геологами. По результатам этих работ уточнено положение и параметры разломов, выделены нефтеперспективные структуры в осадочном чехле Припятского прогиба, получены новые данные о строении Брагинско-Лоевской седловины – структуры, сыгравшей важную роль в истории формирования Припятского и Днепровского прогибов.

Большой интерес в отношении результатов региональных исследований представляет «ГИС Атлас геологических карт России, стран СНГ и сопредельных государств, масштаб 1 : 2 500 000» (Россия, Армения, Республика Беларусь, Грузия, Казахстан, Туркменистан, Киргизия, Таджикистан, Азербайджан, Украина, Узбекистан). Собранные в нём геологические карты сопровождаются информацией о полезных ископаемых и перспективах расширения минерально-сырьевой базы.

Региональные исследования позволили уточнить историю развития тектонических структур западной и центральной частей Восточно-Европейской платформы, особенности формирования здесь осадочных бассейнов, выработать рекомендации по поискам новых месторождений полезных ископаемых, а также определить перспективы их добычи.

Из разрабатываемых месторождений на исследуемой территории следует выделить следующие. Месторождения углеводородов (нефти и газа) приурочены к Припятскому (Беларусь), Днепровскому, Львовско-Люблинскому (Украина) прогибам, Балтийской синеклизе (Литва, Россия), Волго-Уральской нефтегазоносной провинции (Россия). Перспективы выявления новых месторождений углеводородов в Припятском прогибе связаны с породами фундамента в промежуточных блоках региональных разломов, подсолевыми и межсолевыми отложениями, а также несолевыми прослоями внутри верхнефаменской соляной толщи. Среднерусский авлакоген, как осевую зону Московской синеклизы, исследователи считают перспективным

нефтегазоносным бассейном. Здесь на Даниловской площади в четырёх скважинах в 1970-х гг. из базальных песчаников редкинской свиты валдайской серии венда получены непромышленные притоки нефти (до 580 л/сут). Проявления нефти и газа установлены ещё на трёх площадях, в том числе в восточной части Крестцовского грабена, сопредельного с Оршанской впадиной. Фонд нефтегазоперспективных объектов в вендских и палеозойских отложениях Московской синеклизы насчитывает 40 площадей [5]. В Оршанской впадине важные критерии нефтегазоносности рифейско-вендских отложений – закрытость недр, наличие коллекторов и покрышек и возможных ловушек углеводородов – благоприятны для их положительной оценки. Остается неясной проблема источников генерации углеводородов. Только отложения эйфельского яруса девона и валдайской серии верхнего венда можно рассматривать как ограниченно нефтепроизводящие. Можно также предположить миграцию углеводородов в отложения валдайской серии из смежных более глубоких частей Московской синеклизы [5]. Новые данные электро- и сейсморазведки о широком развитии разломов в отложениях рифея и венда не исключают возможность формирования в довалдайских отложениях залежей углеводородов по установленной для верхнепротерозойских Речицкой и Тишковской залежей Припятского нефтегазоносного бассейна схеме [6]. Специалисты рекомендуют продолжить нефтегазопоисковые региональные работы в прогибах Московской синеклизы, включая в число перспективных объектов ловушки в рифейских и особенно вендских отложениях Крестцовского и Гжатского грабенов, Оршанской впадины [7].

В Донецком бассейне (Украина) большие запасы высококачественных углей (антрацитов) в результате разведки увеличены, поскольку угленосные толщи карбона прослеживаются к западу и востоку от открытого Донбасса. В Львовско-Волынском бассейне находятся крупные месторождения угля в отложениях нижнего карбона. Мощность угольных пластов до 1,5 м. Добыча ведётся на глубине 200–800 м. Бурый уголь визейского яруса находится в Подмосковье (Новомосковск) (Россия), на Украинском щите в палеогеновых отложениях около г. Славянска (Украина). На Волго-Уральской антеклизе (Россия) в отложениях нижнего карбона крупные месторождения углей с рабочими пластами до 25 м на глубине около 1 км. В Беларуси разведаны угли Лельчицкого, Житковичского, Бриневского и Тонежского месторождений в Припятском прогибе (Гомельская обл.) с запасами 180,9 млн т, в том числе балансовыми 141,3 млн т.

В Прибалтике к отложениям среднего ордовика приурочено крупное месторождение *горючих сланцев* высокого качества с большими запасами и мощностью пластов до 3 м. В России в Поволжье и других местах среди верхнеюрских отложений залегают маломощные пласты горючих сланцев, эксплуатируются Общесыртовское (Саратовская обл.) и Кашпирское (около г. Куйбышева) месторождения. В Припятском сланценосном бассейне выявлены Любанское и Туровское месторождения сланцев с запасами 422,3 млн т.

Калийные соли в девонских толщах Припятского прогиба детально разведаны на Старобинском (Минская обл.) и Петриковском (Гомельская обл.) месторождениях. Предварительно разведано Октябрьское (Гомельская обл.) месторождение и выявлен ряд перспективных участков. ОАО «Беларуськалий» ведёт добычу сильвинитовой руды и производит калийные удобрения на Старобинском месторождении, создаёт новый центр по добыче калийных солей на Петриковском месторождении. Кроме того, ИООО «Славкалий» реализует инвестиционный проект по строительству и вводу в эксплуатацию горно-обогачительного комплекса мощностью не менее

1,1 млн т хлорида калия на базе Нежинского, Смолковского и Любанского участков Старобинского месторождения.

Каменная соль залегает в Днепровской впадине (девон, пермь) (Украина) и в Припятском прогибе (девон) (Беларусь). На Старобинском (Минская обл.), Мозырском и Давыдовском (Гомельская обл.) (не разрабатывается) месторождениях запасы составляют 21,3 млрд т. Перспективные участки Шестовичский, Скрыгаловский, Южно-Копаткевичский, Омельковщинский, Октябрьский, с прогнозными ресурсами 28 млрд т. Украина и Беларусь имеют неограниченные запасы каменной соли, что обеспечит перспективные потребности стран в пищевой и технической солях, экспорт продукции в крупных объёмах.

Курское месторождение *железных руд* (нижнепротерозойские джеспилиты) (Россия) на юго-западном склоне Воронежской антеклизы и Криворожский железорудный бассейн (Украина), уступающий по запасам Курскому в десятки раз, делают группу этих месторождений крупнейшей в мире. В Беларуси разведаны Околовское (Минская обл.) (промышленные запасы 145 млн т руды) и Новоселковское (Гродненская обл.) (предварительно разведаны запасы 130 млн т руды), которые предлагаются в концессию.

Крупнейший в мире Никопольский марганцеворудный бассейн (Днепропетровская, Запорожская и Херсонская области Украины) имеет запасы *марганцевых руд* 2,4 млрд т, (23,9 % марганца в руде) в осадочных олигоценовых породах Украинского щита. С корой выветривания гипербазитов связаны месторождения *никеля* и *меди* на Украинском щите. В Беларуси проявления меди выявлены в траппах Полеской седловины.

Крупные *рутил-цирконовые* и *рутиловые россыпи* разведаны на Украинском щите в неогеновых отложениях (Самотканское, Иршинское и другие месторождения).

Бокситы пластовые и линзообразные располагаются в визейских отложениях возле Тихвина, Онежского озера и в Подмоскowie (Россия). В Припятском прогибе открыто месторождение *давсонита* Заозёрное площадью около 90 км² с запасами 181,7 млн т (Мозырский и Ельский р-ны Гомельской обл.).

Мергель, мел и глины, являющиеся сырьём для *цементной промышленности*, образовывались в условиях палеобассейнов, которые занимали практически всю территорию Восточно-Европейской платформы, полностью покрывая потребности России, Украины и Беларуси. Одним из крупнейших в Европе является Коммунарское месторождение мергелей и мела в Костюковичском р-не Могилёвской обл., которое относится к уникальным крупным и служит сырьевой базой для ОАО «Белорусский цементный завод». Запасы этого месторождения составляют 755,5 млн т. Промышленные запасы цементного сырья Беларуси 1,5 млрд т [8]. Из 31 разведанного и подготовленного к добыче месторождения цементного сырья используются только 11, ежегодно потребляется 11,5 млн т (0,8 % запасов), что позволяет значительно увеличить производство цемента в Беларуси с внедрением современных энергосберегающих технологий и строительством новых производств вблизи сырьевых баз.

Крупное месторождение фосфоритов Егорьевское находится в отложениях верхней юры Московской обл. В Прибалтике месторождения Кингисеппское, Азери и Маарду – в нижнепалеозойских отложениях. К валанжинскому ярусу нижнего мела относятся месторождения в Кировской обл. (Россия) и Днепровско-Донецкой впадине (Украина). С сеноманским ярусом связаны мелкие месторождения

фосфоритов в Заволжье, а с палеогеновыми – у г. Вольска в Саратовском Поволжье (Россия). В Беларуси разведаны мстиславское и лобковичское месторождения фосфоритов в Оршанской впадине (Могилёвская обл.), и опойское и приграничное в Подляско-Брестской впадине (Брестская обл.). Запасы пентаоксида фосфора по месторождениям – 50 млн т.

Стекольные пески встречаются в палеогеновых отложениях Восточно-Европейской платформы на территории России (Московская и прилегающие области), Украины (Харьковская обл.) и Беларуси (Гомельская и Брестская обл.). В нашей стране их запасы – более 58 млн т (на разрабатываемых месторождениях – 1 млн т).

Доломитовые породы девонского возраста широко представлены на Восточно-Европейской платформе и добываются. В Оршанской впадине (Беларусь) разведано и разрабатывается крупное месторождение *доломита* Руба с запасами более 912 млн т.

Сырьё для производства строительных материалов (песок, песчано-гравийный материал, глины, силициты) также широко представлено на Восточно-Европейской платформе и обеспечивает потребности строительных отраслей, расположенных на этой территории стран. В Беларуси полностью обеспечены этими ресурсами Витебская, Минская и Гродненская обл., в меньшей степени – Брестская и Могилёвская, а Гомельская – практически не обеспечена в связи с особенностями геологического строения.

Запасы *торфа* имеются на всей территории Восточно-Европейской платформы. Беларусь занимает второе место в Европе после Финляндии по его запасам (169,59 млн т).

Сапропели широко представлены на описываемой территории в озёрах и под торфяными залежами. Прогнозные ресурсы Беларуси оценены в 2,6 млрд м³. Разведано 91 месторождение с общими запасами 71,4 млн т. В Витебской обл. – 33, Брестской – 16, Гомельской – 7, Гродненской – 10, Минской – 11, Могилёвской – 8. Разрабатываются 9 месторождений озёрного сапропеля.

Территория Восточно-Европейской платформы обладает огромными ресурсами подземных вод – пресных, минеральных и рассолов. На территории Беларуси разведано 350 месторождений (участков) с эксплуатационными запасами пресных подземных вод 6,6 млн м³/сут для хозяйственно-питьевого водоснабжения 153 населённых пунктов, включая 6 областных (кроме Минска), 115 районных центров и 32 других городских поселений. Не эксплуатируется 74 месторождения (35% от числа разведанных). Осадочные отложения платформы обладают значительным разнообразием минеральных вод (хлоридные, сульфатные, сульфатно-хлоридные, хлоридно-сульфатные, сероводородные, железистые и радоновые и др.). Из 249 разведанных месторождений минеральных вод в Беларуси эксплуатируется 124 месторождения, остальные работают периодически или временно законсервированы. На основе этих месторождений работают 85 санаторно-курортных и лечебных учреждений, в том числе в Минской – 31, Гомельской – 24, Могилёвской – 13, Витебской – 8, Брестской – 6, Гродненской обл. – 3. Общие запасы 66 тыс. м³/сут.

Геотермальная энергия недр – один из ресурсосберегающих, экологически безопасных возобновляемых источников энергии. В Беларуси действует более 100 геотермальных установок суммарной мощностью 5,5–6 МВт. Самая крупная геотермальная станция мощностью 1 МВт создана в тепличном комбинате «Берестье», г. Брест.

Гипсовые породы представлены в девонских отложениях Припятского прогиба. В д. Бринёв Петриковского р-на Гомельской обл. разведано месторождение гипса Бринёвское. Содержание гипса 55–95,4 %, примесь ангидрита до 34,3 %. Промышленные запасы 223,9 млн т. Бринёвское месторождение гипса включено в перечень объектов, предлагаемых для передачи в концессию.

Бентонитовые глины добываются в Украине (Дашуковский комбинат) и России (Воронежская обл.) для литейного производства и буровых растворов. В Лельчицком р-не Гомельской обл. подготовлено к разработке Острожанское месторождение бентонитовых глин с балансовыми запасами 12,3 млн т.

В России и Украине добывается *янтарь*, отложения его содержащие представлены и на юге Беларуси. Ещё целый ряд полезных ископаемых представлены на описываемой территории.

Таким образом, наиболее хорошо изученные региональными международными исследованиями западная и центральная части Восточно-Европейской платформы имеют огромные минерально-сырьевые ресурсы, которые используются в промышленности и сельском хозяйстве стран, расположенных на данной территории. Однако недра платформы требуют дополнительного изучения совместными усилиями специалистов, что необходимо для выявления новых видов полезных ископаемых и подготовки к освоению выявленных, но ещё не используемых месторождений полезных ископаемых.

Библиографические ссылки

1. Грибик Я. Г., Айзберг Р. Е. Геологические исследования территории Беларуси по региональному профилю «Восточный» // Современные проблемы геохимии, геологии и поисков месторождений полезных ископаемых: Материалы Международ. науч. конф., посвящ. 110-летию со дня рожд. акад. К. И. Лукашёва (1907–1987), 23–25 мая 2017 г. В 2 ч. Минск, 2017. Ч. 1. С. 18–20.
2. Валева Р. Н. Авлакогены Восточно-Европейской платформы. М.: Недра. 1978. 154 с.
3. Нагорный М. А. Тектоника Вольно-Среднерусской системы прогибов. Минск: Наука и техника. 1990. 105 с.
4. Николаев В. Г., Ковхута А. М. Типы разломов Московской синеклизы // Докл. НАН Беларуси. 2002. Т. 46, № 3. С. 97–101.
5. Николаев В. Г., Гарецкий Р. Г., Айзберг Р. Е., Ковхута А. М. Разломы Московской синеклизы // Геотектоника, № 6, 2002. С. 38–44.
6. Бескопыйный В. Н., Лаптухов А. В. Перспективы поисков залежей нефти в верхнепротерозойских отложениях и коре выветривания кристаллического фундамента Припятской впадины // Стратегия развития нефтеперерабатывающей промышленности Республики Беларусь на 2000–2015 годы: Материалы науч.-практ. конф. Гомель: ПО «Белоруснефть», 1999. С. 56–61.
7. Астафьев Д. А., Шейн В. С., Алипова Н. Ю., Чагаев А. Я. Вопросы дальнейшего изучения Московской синеклизы // Геология нефти и газа. 2000. № 6. С. 51–57.
8. Ковхута А. М. Экономика минерального сырья Республики Беларусь: состояние и направления развития // Эконом. рост Республики Беларусь: глобализация, инновационность, устойчивость: Материалы VII Международ. науч.-практ. конф., 25–26 сент. 2014 г., Минск, 2014. С. 55–56.

ТЕКТОНИКА ЗАПАДНОЙ ОКОНЕЧНОСТИ ПОЛОЦКО-КУРЗЁМСКОГО ПОЯСА РАЗЛОМОВ

Р. Г. Гарецкий, Г. И. Каратаев

Институт природопользования НАН Беларуси,
ул. Ф. Скорины 10, 220114 Минск, Республика Беларусь; german031031@gmail.com

Ранее нами был выделен новый тектонический элемент Восточно-Европейского кратона – Полоцко-Курзёмский пояс разломов (рис. 1) [1, 2].

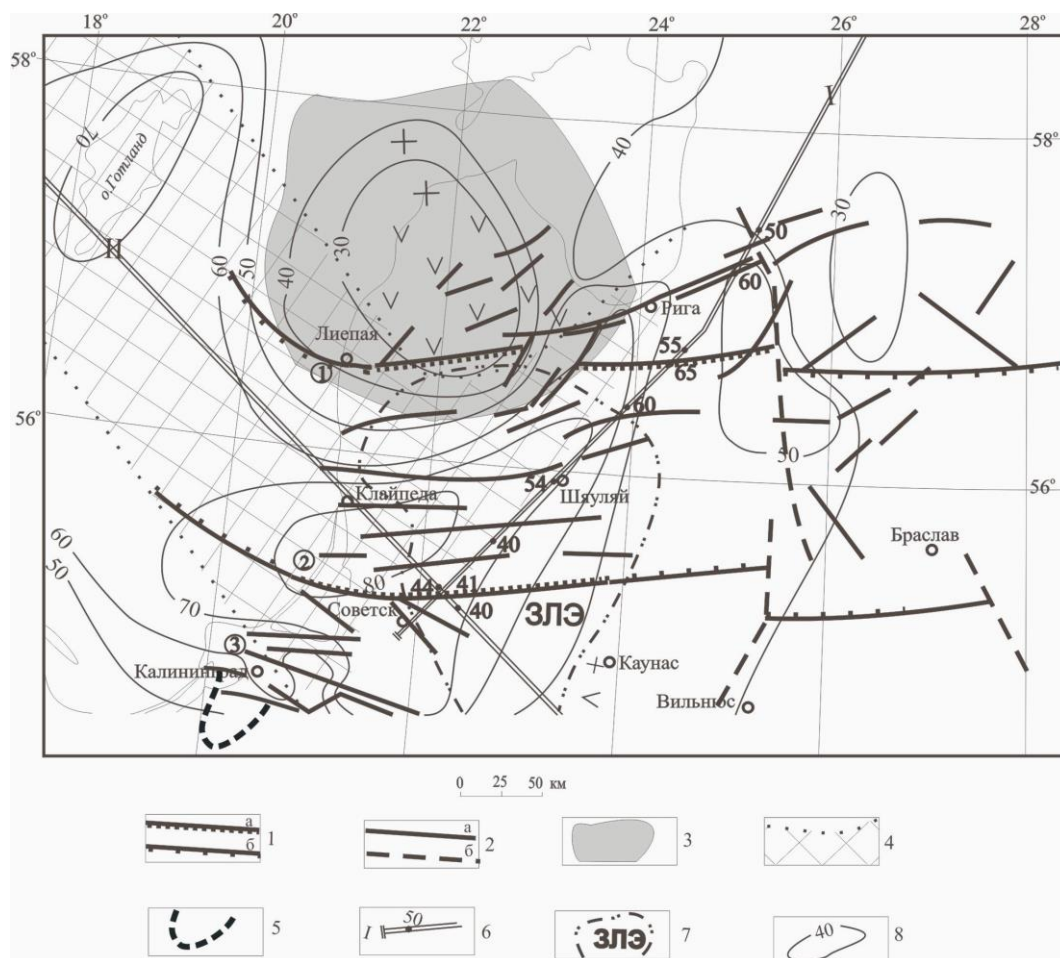


Рисунок 1 – Тектоническая схема западной оконечности
Полоцко-Курзёмского пояса разломов

1 – краевые глубинные разломы: на юге Нёманско-Полоцкий, на севере – Лиепайско-Локновский, а) по геолого-геофизическим данным, б) по данным гравиметрии и магнитометрии; 2 – разломы: а) по геолого-геофизическим данным, б) по данным гравиметрии и магнитометрии; 3 – Рижский плутон гранитов рапакиви; 4 – Готландский тектонический пояс; 5 – Клайпедская сигмоида; 6 – геофизические профили ГСЗ: I – «Советск-Кохтла-Ярве» и II – EUROBRIDGE, точки на профилях – значения мощности земной коры, в км; 7 – контур геоэлектрической Западно-Литовской (ЗЛЭ) аномалии, обусловленной повышенной проводимостью корового вещества; 8 – изолинии плотности теплового потока, в мВт/м²; цифры в кружках – зоны разломов: 1 – Лиепайско-Рижская, 2 – Нёманская, 3 – Прегольская

Полоцко-Курзёмский пояс разломов контролируется субширотными разломами: на юге Нёманско-Полоцким, а на севере – Лиепайско-Локновским (рис. 1). Первый на западе совпадает с Нёманской зоной разломов, которая состоит из серии сбросов, пересекающих каледонский структурный комплекс и имеющих амплитуду по поверхности фундамента до 100–150 м [5]. Северный краевой разлом на западе сопрягается с западной оконечностью Лиепайско-Рижской зоны разломов. Он был зафиксирован на профиле глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ) Советск-Кохтла-Ярве [1]. К северу от него поверхность Мохо залегает на глубинах около 55 км, а к югу – на 65 км, т. е. его амплитуда достигает 10 км. Лиепайско-Рижская зона разломов хорошо изучена в платформенном чехле. Она состоит из серии кулисообразных и параллельных сбросов, а в средней части местами и взбросов, вытянута на расстояние более 300 км. Максимальные амплитуды разрывов по поверхности фундамента до 600–650 м, обычно – 100–150 м.

На западе Полоцко-Курзёмский пояс протягивается под осевой частью Балтийской синеклизы и, возможно, послужил той структурой растяжения, над которой в каледонский этап сформировалась Балтийская гемисинеклиза. Здесь пояс отчётливо выделяется в виде полосы, насыщенной разломами, которые особенно хорошо проявляются в каледонском, несколько слабее в герцинском комплексах, а некоторые из них проникают в мезозойско-кайнозойские отложения [5].

До побережья Балтийского моря Полоцко-Курзёмский пояс разломов чётко прослеживается и строго идет в субширотном направлении. Здесь он резко обрывается. В Балтийском море в 1980–1990-х гг. был выполнен ГСЗ по ряду профилей, важнейшими из которых для нашей задачи являются FENNOLORA, BABEL и BALTIC SEA. Интерпретация материалов ГСЗ по этим профилям показала, что в центральной части Балтийского моря выделяется локализованное погружение поверхности Мохо до глубин 45 км, выраженное впадиной шириной 110 км, ограниченной ступенчатыми сбросами до 2–3 км и пространственно простирающейся в северо-западном направлении [4, 6, 7].

В последующем при более детальном анализе сейсмических данных А. А. Островский выделил под этой впадиной вторую, но куполообразную границу Мохо на глубине около 60 км [4, 6, 7]. Такая инверсионная картина глубинного строения земной коры и верхней мантии, а также существенно низкие для верхней мантии значения скорости сейсмических волн (7,8 км/с), которые обычно связывают с разуплотнением и подъёмом глубинного вещества, сейсмостратиграфические черты, характерные для разломных явлений, совпадение геометрии инверсионной структуры в низах земной коры и верхней мантии с представлениями о формировании зоны рифтообразования континентального типа, – всё это свидетельствует, по мнению А. А. Островского, о существовании под нынешним центром Балтики древней зоны рифтогенеза. Обращает на себя внимание то, что простираение выделенной А. А. Островским инверсионной зоны совпадает с простираением таких зон растяжения, как зона Тейсейра-Торнквиста и Ладожско-Ботническая зона.

Таким образом, в центральной части Балтийского моря фактически выделяется тектонический пояс, который протягивается на расстояние около 500 км в направлении с северо-запада на юго-восток от восточного побережья Южной Швеции через северную часть о. Эланд и полностью включает о. Готланд (поэтому он может быть назван Готландским). На восточном берегу моря он проходит южнее Рижского плутона рапакиви и попадает в область западной части Полоцко-Курзёмского пояса. К Готландскому поясу приурочены наиболее высокие (до 60–80 мВт/м²) значения теп-

лового потока. Природа этого пояса окончательно не выяснена. Скорее всего, это – неопротерозойский рифт или реликт древней континентальной окраины.

Наблюдающиеся на западной оконечности Полоцко-Курзёмского пояса разломов линейные магнитные аномалии чётко меняют свое простирание с субширотного (на материке) на северо-западное в акватории Балтийского моря, устремляясь в сторону о. Готланд. Сложнее картина в гравитационном поле. Здесь видим крупную овальной формы отрицательную аномалию северо-восточного простирания, фон которой секут и намечающиеся северо-западные простирания изаномал.

Готландский пояс втыкается в западное окончание Полоцко-Курзёмского пояса разломов, испытывая на побережье Балтийского моря (район Клайпедской тепловой аномалии) существенный поворот на северо-запад. Сочленение этих структур не совсем ясно, но данные геофизических и геологических материалов говорят о том, что здесь происходит резкий коленчатый изгиб соединения обоих поясов. В месте изгиба отмечается сложное сочетание разрывов различных простираний, среди которых выделяются разрывы субширотного и северо-западного направлений (рис. 1, 2). Такого рода коленчатообразный изгиб простираний слоёв в плане (горизонтальную флексуру) Д. И. Мушкетов (1935) назвал сигмоидой. Изгиб Полоцко-Курзёмского тектонического пояса и его переход в Готландский пояс может быть назван Клайпедской тектонической сигмоидой, он приурочен к Западно-Литовской (Клайпедской) тепловой аномалии (см. рис. 1, 2).

В пределы сигмоиды, видимо, следует включить и участок к югу от границы Полоцко-Курзёмского пояса, т. к. здесь, в месте каленообразного изгиба наблюдается существенная разбитость территории разнонаправленными разломами. Этот участок вершины сигмоиды захватывает территорию к югу от Калининграда до северных районов Польши.

По-видимому, Готландский пояс является западным продолжением Полоцко-Курзёмского пояса разломов, испытывая на побережье Балтийского моря (район Клайпедской тепловой аномалии) существенный поворот на северо-запад. Тогда оба пояса представляют собой единый крупнейший тектонический элемент Восточно-Европейского кратона, протяжённостью свыше 1 100 км.

В последнее время [8, 9] в Литве были более детально изучены некоторые разломы, которые принадлежат западной оконечности Полоцко-Курзёмской зоны. Они достаточно чётко видны по рисунку локальных аномалий гравитационного поля. Эти разломы, по-видимому, были заложены ещё в раннем докембрии, затем более полно сформированы в позднем силуре–раннем девоне в связи с влиянием орогенических процессов в Скандинавских каледонидах.

Западное окончание Полоцко-Курзёмского пояса разломов заложилось, скорее всего, уже в позднем протерозое. Однако наиболее древние платформенные отложения, которые имеют вендский возраст, накопились несколько восточнее. Изопахиты отложений венда и балтийской серии нижнего кембрия (верхнебайкальский структурный комплекс) диагонально секут простирание пояса разломов и мощность этого структурно-формационного комплекса увеличивается на восток до 300 м и более уже в пределах осевой части Полоцкого структурного залива, простирание которого постепенно приобретает субширотное направление, согласное Полоцко-Курзёмскому поясу разломов.

Во вторую половину верхнебайкальского этапа начала формироваться юго-западная пассивная окраина Восточно-Европейской платформы и её Балтийско-Приднестровская перикратонная зона опусканий, а также принадлежащая ей Бал-

тийская гемисинеклиза, наиболее прогнутая часть которой совпадала с западным окончанием Полоцко-Курзёмского пояса разломов.

Главный этап формирования Балтийско-Приднестровской зоны перикратонных опусканий и Балтийской гемисинеклизы – каледонский. Здесь накопились наиболее полные разрезы каледонского структурного комплекса.

Вертикальный ряд формаций зоны перикратонных опусканий свидетельствует о направленном её развитии от трансгрессивных терригенных формаций (надбалтийский нижний кембрий, средний и верхний кембрий, тремадокский ярус ордовика) к инундационным карбонатным, карбонатно-глинистым и глинистым (ордовик, силур) и регрессивным терригенно-карбонатным и терригенным (лудлов–нижний девон). На фоне этого ряда установлены более краткие и небольшие трансгрессии и регрессии, которые, однако, не оказали влияния на общую направленность развития зоны. Терригенные формации в основном представлены песчано-глинистыми породами и в Балтийской гемисинеклизе в верхней части появляются карбонатные отложения, местами встречены битуминозные известняки и квасцовые сланцы. Максимальное развитие трансгрессии приходится на средний кембрий. Здесь можно отметить три основные структурно-формационные зоны: песчаная формация, глинисто-песчаная и песчано-глинистая (мелкий рельеф в восточной области осадконакопления). Мощность отложений до 550–750 м.

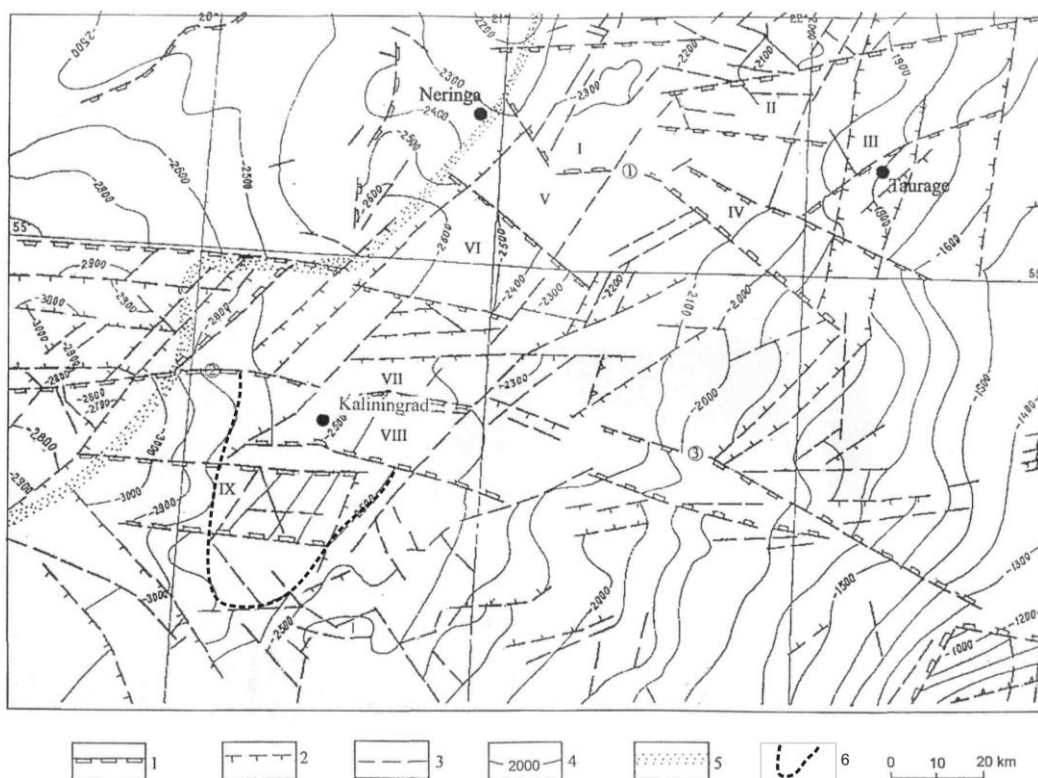


Рисунок 2 – Схема строения южной части Клайпедской тектонической сигмоиды [5]

Разломы: 1 – региональные, 2 – субрегиональные, 3 – локальные; 4 – стратоизогипсы поверхности фундамента; 5 – побережье Балтийского моря; 6 – контур Клайпедской тектонической сигмоиды. Структуры: I – Куршский прогиб, II – Силутеский прогиб, III – Таурагский выступ, IV – Нёманский грабен, V – Большаковский выступ, VI – Самбийский прогиб, VII – Калининградский выступ, VIII – Прегольский грабен, IX – Айтмарский грабен. Зоны разломов (цифры в кружках): 1 – Нёманская, 2 – Прегольская, 3 – Сувалско-Дзукийская

Следующая вертикальная группа формаций также накапливалась в пределах 3 основных зон, в целом параллельных линии Тейссейра-Торнквиста. В ордовике на востоке Балтийской гемисинеклизы располагался шельф и здесь в осевых частях относительно небольших прогибов отлагались глинисто-карбонатные отложения мощностью до 240 м, а на поднятиях – в основном карбонатные породы значительно меньшей мощности. Далее на запад, в области углублённого шельфа накапливалась глинисто-карбонатная формация, а на западе (область подножия и некомпенсированного осадконакопления) – чёрные граптолитовые сланцы и аргиллиты.

Наибольшие мощности имеют силурийские отложения: более 300 м – в Балтийской гемисинеклизе. Горизонтальный ряд формаций также свидетельствует об углублении бассейна в сторону океана от мелкого шельфа к более глубокому и далее до глубоководной области некомпенсированного прогибания. Можно наметить соответствующие три структурно-фациальные зоны (с востока на запад): карбонатная, карбонатно-глинистая, глинистая.

Характерно, что наибольшие мощности каледонского комплекса в пределах суши совпадают с западным окончанием Полоцко-Курзёмского пояса разломов. Здесь же находятся не только краевые разломы этого пояса, но и заметные разломно-флексурные зоны внутри него.

На площадях дна Балтийского моря, там, где происходит резкий разворот простирания пояса к северо-западу, в пределы Готландского пояса, отмечается несоответствие осевой зоны Балтийской гемисинеклизы и Готландского пояса – они расположены под значительным углом относительно друг друга.

Герцинский структурный комплекс, мощность которого достигает 800 м и немногим более, чётко вписывается в контур Полоцко-Курзёмского пояса разломов. После длительного перерыва в осадконакоплении, охватившего всю вторую половину каменноугольного времени, киммерийско-альпийский комплекс своими значительными (до 1000 м) мощностями отложений вновь достаточно полно вписался в западную оконечность Полоцко-Курзёмского пояса разломов, хотя максимальные его мощности смещены несколько южнее.

К Полоцко-Курзёмскому поясу разломов приурочены основные нефтяные месторождения Балтийской синеклизы, в его пределах расположена крупнейшая Западно-Литовская тепловая аномалия, на базе которой уже построена Клайпедская геотермальная станция, с этим поясом связаны определённые перспективы поисков трубок взрыва, в том числе и возможно алмазоносных, и т. д. Поэтому исследования этого пояса разломов представляет большой практический интерес.

Библиографические ссылки

1. Анкундинов С. А., Брио Х. С., Садов А. С. Глубинное строение земной коры на территории Республик Прибалтики по данным сейсморазведочных работ ГСЗ // Белорус. сейсмол. бюл., Мн., 1991. Вып. 1. С. 111–117.
2. Гарецкий Р. Г., Каратаев Г. И., Астапенко В. Н., Данкевич И. В. Геолого-геофизическая характеристика Полоцко-Курзёмского пояса разломов // Літасфера. 2004. № 2(21). С. 10–27.
3. Гарецкий Р. Г., Каратаев Г. И., Астапенко В. Н., Данкевич И. В. Полоцко-Курзёмский пояс разломов // Докл. НАН Беларуси. 2002. Т. 46, № 6. С. 85–89.
4. Островский А. А. Зона древнего рифтообразования под Балтийским морем // Докл. РАН. 1995. Т. 142, № 5. С. 680–685.
5. Тектоника Прибалтики // Тр. АН Лит. ССР, Вып. 33. Вильнюс, 1979. 90 с.

6. *Ostrovsky A. A., Flueh E. R., Luosto U.* Deep seismic structure of the Earth's crust along the Baltic Sea profile // *Tectonophysics*. 1994. 233. P. 279–292.
7. *Ostrovsky A. A.* New Tectonic Belt in the Baltic Shield Region // *Izvestiya Physics of the Solid Earth*. 1998. Vol. 34, N 6. P. 429–435.
8. *Sliaupa S.* Basic features of fault tectonics in Lithuania. 2005. Annual Report of the Lithuanian Geological Survey for 2005. P. 50–51.
9. *Sliaupa S., Kacianauskas R., Markauskas D., Dundulis G., Uspuras E.* Design basis earthquake of the Ignalina Power Plant // *Geologija*. 2006. 54. P. 19–30.

УДК 551.243+734(476)

ОБ ОСОБЕННОСТЯХ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЧЁНКОВСКОГО БЛОКА ГОМЕЛЬСКОЙ СТРУКТУРНОЙ ПЕРЕМЫЧКИ

В. И. Толстошеев, С. А. Кручек, П. О. Сахарук

Научно-производственный центр по геологии, филиал «Институт геологии»,
ул. Купревича 7, 220141 Минск, Республика Беларусь;
kruchek37@gmail.com, polina.sakharuk@gmail.com

Гомельская структурная перемычка расположена в восточной части Гомельской обл. Беларуси. В орографическом отношении исследуемая территория соответствует долинам реки Днепр и его притока реки Сож и относится к северной части Приднепровской низменности, которая является восточным окончанием Гомельского Полесья. На западе перемычка граничит с Припятским прогибом: в северо-западной части – с Северо-Припятским плечом, а в юго-западной – с Припятским грабеном; на востоке – с Клинцовским грабеном и Гремячским погрёбённым выступом Воронежской антеклизы, на юго-востоке – с северо-западным участком северного борта Днепровско-Донецкого прогиба (рис. 1) [4, 5]. В строении кристаллического фундамента Гомельской структурной перемычки выделяются три части: западная мелкоблоковая, южная среднеблоковая и восточная крупноблоковая (Чёнковский блок) [4].

В восточной части Гомельской структурной перемычки по уточненным данным сейсморазведки и буровым скважинам установлена новая тектоническая структура – Чёнковский блок, выделяемая ранее как Чёнковский грабен [9]. Позже были выявлены отличия в тектоническом строении его северной (грабенообразной) и южной (крупноблоковой) частей, что отражено в публикациях [4, 10, 11]. В данной работе следует лишь подчеркнуть некоторые отличительные особенности строения поверхности кристаллического фундамента и разреза платформенного чехла данной структуры.

Чёнковский блок ограничен Западно-Чёнковским (на западе), Гомельским (на востоке), западным окончанием Костюковского (на севере) [4] и Верхнеднепровским [1] (на юге) разломами и отделяет западную и южную части перемычки от Воронежской антеклизы (Клинцовского грабена и Гремячского погрёбённого выступа кристаллического фундамента). В средней части блока Восточно-Бобовичский и Сожский разломы, по-видимому, образуют единый разлом, предположительно нарушающий всю толщу франских образований и разделяющий блок на две части: А – гра-

бенообразную (на севере) и Б – крупноблоковую (на юге) (см. рис. 1), в которых существенно отличается структура поверхности кристаллического фундамента. На северное окончание блока заходит участок периклинали Руденецкого структурного носа, характеризующийся погружением поверхности фундамента приблизительно от глубин $-0,8$ до $-0,9$ км (большая часть данного структурного носа относится к Северо-Припятскому плечу). На остальной территории северного участка наблюдается центриклинальное погружение поверхности фундамента до глубины более $-1,2$ км. Относительно сопредельных блоков Гомельской перемычки и Клинецовского грабена Чёнковский блок здесь несколько погружён и представляет собой грабенообразную структуру. В южной части блока поверхность фундамента наклонена с востока на запад предположительно от $-0,7$ до $-1,0$ км. Терешковичский и Бобовичский блоки Гомельской структурной перемычки примыкают к блоку на западе в виде двух ступенек, и поверхность фундамента в них имеет разную глубину погружения. Поэтому южная часть Чёнковского блока представляет собой скорее блок, а не грабен, как считалось ранее [4].

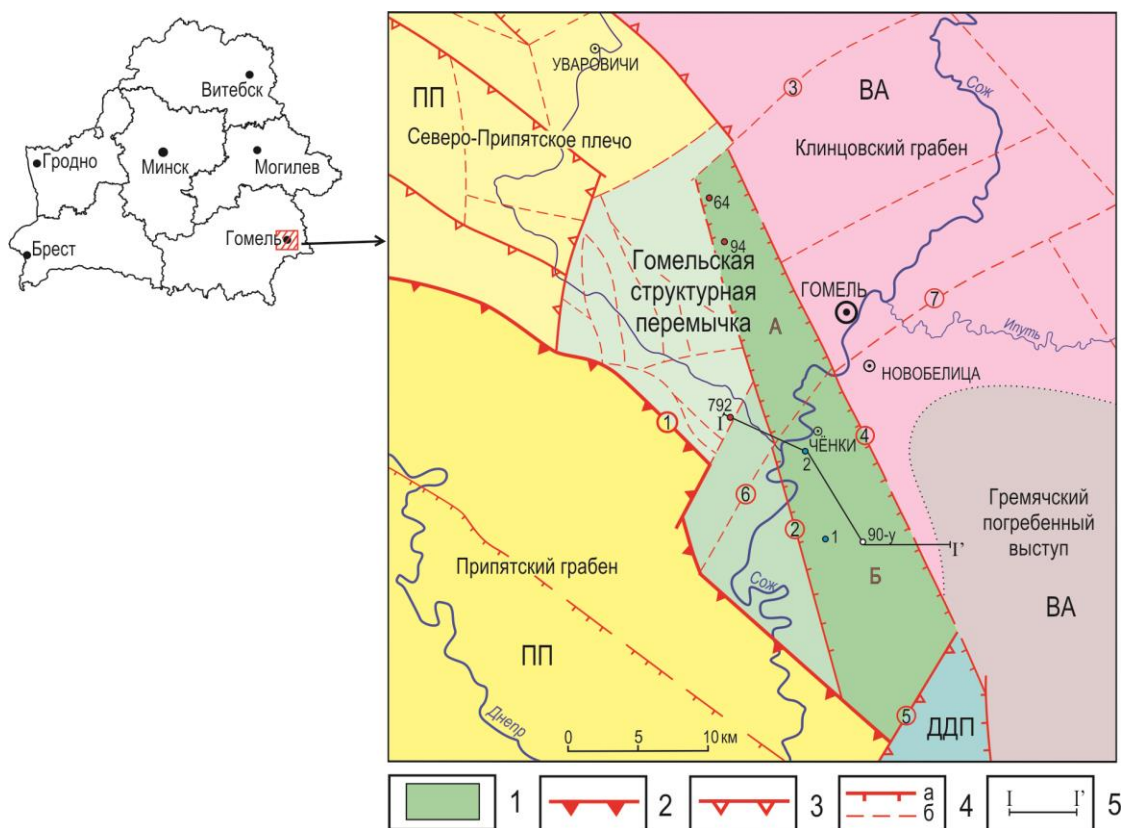


Рисунок 1 – Схема тектонического районирования юго-восточной части Беларуси по поверхности фундамента (составили В. И. Толстошеев, С. А. Кручек, П.О. Сахарук)
 1 – Чёнковский блок (А – северная (грабенообразная) часть, Б – южная (крупноблоковая) часть); 2–4 – разломы: 2 – суперрегиональный, 3 – региональные, 4 – субрегиональные (а) и локальные (б); 5 – линия геологического разреза; ПП – Припятский прогиб, ВА – Воронежская антеклиза, ДДП – Северный борт Днепровско-Донецкого прогиба. Номера разломов: 1 – Северо-Припятский, 2 – Западно-Чёнковский, 3 – Костюковский, 4 – Гомельский, 5 – Верхнеднепровский, 6 – Восточно-Бобовичский, 7 – Сожский.

В строении разреза платформенного чехла Чёнковского блока наибольший интерес представляют отложения девонской системы. Здесь вскрыты образования в основном верхнего девона (франский ярус), отдельными скважинами – среднего девона (полоцкий горизонт), но ни одна скважина не была добурена до кристаллического фундамента, поэтому нижняя часть разреза (рис. 2) расчленена условно по аналогии со смежными структурами.

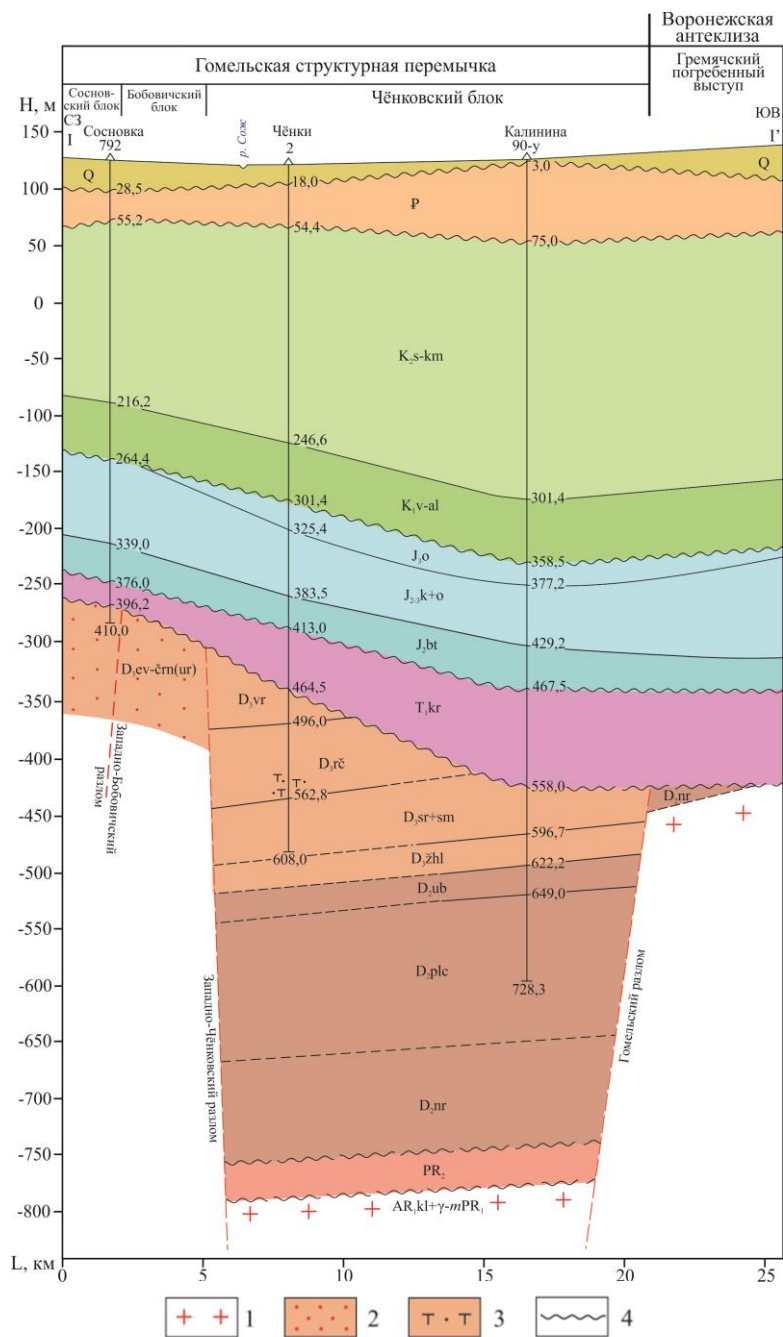


Рисунок 2 – Геологический разрез южной (крупноблоковой) части Чёнковского блока по линии I–I' (составили В. И. Толстошеев, С. А. Кручек, П. О. Сахарук по материалам М. Г. Левого [7] с дополнениями)

1 – кристаллический фундамент; 2 – вулканогенные образования урицкой свиты; 3 – туфогенные породы речичского горизонта франского яруса, 4 – стратиграфические перерывы.

Верхнедевонские (франские) отложения были вскрыты во всех скважинах на Чёнковском блоке, но из них пройдены на полную мощность только в двух разрезах: в северной части – скв. Уваровичи 64 (интервал 252,0–300,0 м, мощность 48 м), а в южной – скв. пос. Калинина 90-у (интервал 558,0–622,2 м, мощность 64,2 м). Структура поверхности франских отложений отличается в разных частях блока: в северной она погружается с северо-запада на юго-восток от отметок изолиний –125 до –300 м, а в южной – наклонена на юго-запад от –350 до –600 м [11]. Мощность франских отложений здесь возрастает от 50 м на востоке до 200 м на западе, где возле Западно-Чёнковского разлома сформировалась Давыдовская гемисинклиналь [10].

Важной отличительной чертой геологического строения Гомельской структурной перемычки в целом, как и Чёнковского блока в отдельности, является присутствие в разрезе франского яруса верхнего девона магматических пород. Вулканические образования перемычки представляют собой продолжение Припятской палеовулканической области за пределами Припятского рифтового грабена [2, 3] и были впервые выявлены в её западной (скв. Центролит 2) [6] и юго-восточной (скв. Васильевка 1) частях в начале 1980-х гг. Позже, в 1990-х гг., их наличие было установлено и на большей северо-западной части перемычки заверочными скважинами, пробуренными в пределах локальных магнитных аномалий «трубочного типа» с целью поисков трубок взрыва. Следует подчеркнуть, что до настоящего времени неизвестна максимальная мощность, не выяснены строение, петрографическая и фациальная представительность, не откартированы границы и, соответственно, площадь распространения магматических образований на Гомельской структурной перемычке, так как в подавляющем большинстве скважин вскрывается лишь верхняя (15–30 м и более) часть вулканической толщи.

В северной части Чёнковского блока широкое распространение получили вулканические образования (трахитовая толща), выделенные как *урицкая свита*, являющаяся предположительно аналогом отложений евлановского надгоризонта – чернинского горизонта франского яруса. В южной части блока в скв. Васильевка 1 вскрыты субвулканические породы (кератофиры) возможно речицкого возраста, представленные сиенит-порфирами мощностью более 50 м. Вулканогенно-обломочные (туфогенные) образования установлены здесь в нижней части разреза речицкого горизонта скв. Чёнки 2 (интервал 496,0–562,8 м, мощность 66,8 м), которые, как и в скв. Уваровичи 94 (интервал 279,0–310,7 м, мощность 21,7 м) северной части блока, относятся к вулканогенно-осадочному типу разреза речицкого горизонта (*михальковской свите*) [8, С. 106].

На представленном геологическом разрезе южной части Чёнковского блока по линии I–I' (рис. 2) чётко прослеживаются отличия геологического строения разрезов Чёнковского блока и сопредельных с ним структур (Бобовичского и Сосновского блоков Гомельской структурной перемычки на западе и Гремячского погрёбённого выступа Воронежской антеклизы на востоке). Кристаллический фундамент здесь представлен гнейсами нижнеархейской *кулажинской серии* и гранитоидами раннепротерозойского мигматит-гранитогнейсового комплекса [8, С. 52–53] и его поверхность наклонена с юго-востока на северо-запад. В Сосновском и Бобовичском западных блоках перемычки фундамент более погружён (до глубины около –1,3 км), а на востоке, в Гремячском погрёбённом выступе, он приподнят (до –0,4 км). Таким образом, южная часть Чёнковского блока представляет собой ступенеобразную переходную структуру между ними [4].

На геологическом профиле также видно, что отложения платформенного чехла унаследованно залегают на поверхности кристаллического фундамента без каких-либо угловых несогласий, однако со стратиграфическими перерывами (см. рисунок 2). Поскольку скважины не прошли здесь разрез платформенного чехла полностью, нижняя его часть расчленена условно, и в нём по аналогии с Припятским грабеном и Северо-Припятским плечом предполагается присутствие отложений верхнего протерозоя (венда), нижнего (эмский ярус) и среднего (эйфельский и живетский ярусы) девона. Верхнедевонские (франские) отложения здесь вскрыты в двух скважинах: пос. Калинина 90-у (интервал 558,0–622,2, мощность 64,2 м) и Чёнки 2 (интервал 464,5–608,0 м, вскрытая мощность 143,5 м). В скв. пос. Калинина 90-у разрез франских образований сокращен за счёт срезания его верхней части корневской свитой нижнего триаса – здесь на домезозойскую поверхность выходят отложения саргаевско-семилуцкого возраста, а в скв. Чёнки 2 – породы воронежского горизонта.

Перекрываются верхнедевонские (франские) образования мезозойскими (триас, юра, мел) и кайнозойскими (палеоген, квартер) отложениями разной мощности и различного фациального состава.

Таким образом, в ходе изучения геологического строения Гомельской структурной перемычки была выявлена новая тектоническая структура – Чёнковский блок, характеризующийся определёнными особенностями строения, как поверхности кристаллического фундамента, так и образований платформенного чехла. Результаты проведённых исследований расширяют наши представления о тектоническом строении слабо изученной на данный момент юго-восточной части территории Беларуси и могут быть использованы при обобщении материалов изучения параметрических скважин и скважин глубинного геологического картирования.

Библиографические ссылки

1. *Айзберг Р. Е.* О сегментации Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена // Докл. НАН Беларуси. 2016. Т. 60, № 6. С. 111–116.
2. *Веретенников Н. В., Корзун В. П., Махнач А. С., Лапцевич А. Г.* Верхнедевонские вулканогенные образования района Уваровичей // Докл. НАН Беларуси. 2001. Т. 45, № 1. С. 100–102.
3. *Веретенников Н. В., Корзун В. П., Махнач А. С.* Верхнедевонский магматический комплекс // Геология Беларуси. Минск: Ин-т геол. наук НАН Беларуси, 2001. С. 446–458.
4. *Гарецкий Р. Г., Толстошеев В. И., Кручек С. А. и др.* Структура поверхности кристаллического фундамента Гомельской структурной перемычки и сопредельных территорий // Літасфера. 2018. № 1(48). С. 19–28.
5. *Гарэцкі Р. Г., Канішчаў В. С., Каўхута А. М., Стэфенсан Р. А.* Тэктоніка Паўночна-Прыпяцкага пляча // Літасфера. 1997. № 6. С. 34–48.
6. *Корзун В. П.* Новый опорный разрез вулканогенных образований девона в районе г. Гомеля // Докл. АН БССР. 1982. Т. 26, № 9. С. 831–834.
7. *Левый М. Г.* Поиски трубок взрыва в Северо-Припятском перспективном районе на юго-западных склонах Воронежской антеклизы в 2008–2012 гг. (отчёт по Гомельскому объекту). Слуцк, 2013. 230 с.
8. Стратиграфические схемы докембрийских и фанерозойских отложений Беларуси: объяснительная записка / С. А. Кручек, А. В. Матвеев, Т. В. Якубовская и др. Минск: БелНИГРИ, 2010. 282 с.
9. *Толстошеев В. И., Кручек С. А., Кудрявец И. Д., Левый М. Г.* Геологическое строение отложений франского яруса верхнего девона Северо-Припятского плеча и сопредельных структур // Літасфера. 2015. № 2(43). С. 76–99.

10. Толстошеев В. И., Кручек С. А., Кудрявец И. Д. и др. Карта мощностей отложений франского яруса верхнего девона Гомельской структурной перемычки и сопредельных территорий // Літасфера. 2018. № 2(49). С. 83–94.

11. Толстошеев В. И., Кручек С. А., Сахарук П. О., Левый М. Г. Структурная карта поверхности отложений франского яруса верхнего девона Гомельской структурной перемычки и сопредельных территорий // Проблемы геологии Беларуси и смежных территорий: Материалы Международ. науч. конф., посвящ. 100-летию со дня рожд. акад. НАН Беларуси А. С. Махнач. Минск, 21–22 нояб. 2018 г. Минск: СтройМедиа Проект, 2018. С. 177–182.

УДК 550.8.052

СОГЛАСОВАННОСТЬ ЛИНЕЙНЫХ И КОЛЬЦЕВЫХ СТРУКТУР С ПРОЯВЛЕНИЕМ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ПО ДАННЫМ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Е. С. Филитович, Л. Р. Федотова, Т. А. Жидкова

Белорусский государственный университет, факультет географии и геоинформатики,
пр. Независимости 4, 220030 Минск, Республика Беларусь;
elizza3007@gmail.com, lolita.fedotova.19990@gmail.com

Космическая геология – научное направление в изучении строения и динамики литосферы на основе методов дистанционного зондирования Земли из космоса. Использование спутниковых информационных систем совместно с геолого-геофизическими данными способствует изучению активности экзогенных процессов (эрозионных, абразионных, карстово-суффозионных, склоновых обвально-оползневых), применяется при инженерно-геологических изысканиях, структурно-геоморфологических и неотектонических исследованиях, мониторинге геологической среды, в геоэкологии, повышает достоверность региональных геологических исследований и прогнозирования месторождений полезных ископаемых, позволяет под несколько иным углом рассмотреть строение литосферы на разных уровнях её организации.

Изучение по материалам космических съёмки линейных неоднородностей литосферы (линеаментов) представляет для геологов определённый интерес. В пределах равнинно-платформенных областей линеаменты фиксируют разрывы, флексуно-разрывные дислокации, зоны трещиноватости и иные зоны повышенных деформаций и проницаемости литосферы. Данные проявления находят отражение на поверхности Земли в виде разнообразных линейных элементов морфоструктуры и ландшафта.

В результате комплексного анализа космогеологических и геологогеофизических материалов в пределах Беларуси выделяются линеаменты следующих рангов:

1) *Суперрегиональные линеаменты* – Балтийско-Украинский, пересекающий территорию Беларуси в субмеридиональном направлении; Брестско-Велижский – простирающийся в северо-восточном направлении из района южнее г. Бреста по направлению к Велижу (Смоленская обл.); Северо- и Южно-Припятский – представленные на территории Припятского прогиба краевыми разломами; Ошмянско-Речицкий – являющийся осевой линией Вилейско-Бобруйской геодинамической зоны; Двинско-Черниговский и Гродненско-Мозырский линеаменты.

2) *Региональные линеаменты* субмеридиональной и субширотной ориентировки. Первые ограничивают Дятловскую, Каролинскую, Старицкую и другие струк-

турные зоны кристаллического фундамента, кроме того они широко развиты в пределах Припятского прогиба. Разломы субширотной ориентировки – Червонослободский, Речицкий и др., также отчётливо дешифрируются на космических снимках в виде зон повышенной трещиноватости и обводнённости приповерхностных горизонтов платформенного чехла.

3) Системы *локальных линеаментов* диагонального и ортогонального простираний сопряжены с разломами, проникающими в «гранитный» и «осадочный» слои литосферы. Субмеридиональные линейные структуры довольно отчётливо дешифрируются в пределах Белорусской антеклизы, на территории Припятского прогиба.

Таким образом, в ходе изучения линеаментной тектоники Беларуси выявлены особенности пространственной дифференциации линеаментов, а также составлена серия космогенетических карт Беларуси и сопредельных территорий (В. Н. Губин, А. В. Матвеев, А. А. Ковалёв, В. И. Гридин, Н. А. Капельщиков, и др.).

По данным космогеологического дешифрирования материалов дистанционного зондирования также устанавливаются кольцевые структуры литосферы. Эти уникальные геологические объекты обнаружены в различных регионах Земли, в том числе и в пределах равнинно-платформенных областей, затронутых плейстоценовыми оледенениями. Они образуются в результате проявления внутренних и внешних процессов и представляют собой геологические и структурные формы, характеризующиеся наличием центра симметрии в сечении этого тела или структуры.

Кольцевые структуры в пределах территории Беларуси в большинстве случаев являются погребёнными, и их проявление в рельефе носит опосредованный характер. Однако они чётко выделяются на материалах дистанционных съемок, дешифрирование которых позволило выделить на территории Беларуси четыре класса кольцевых структур: крупнейшие (диаметром более 200 км), крупные (50–200 км), средние (25–50 км) и мелкие (менее 25 км) структуры. По степени геоморфологического выражения этих форм обособляются три главных морфологических типа структур: сложного строения, или собственно кольцевые (Полеская, Щучинская, Велешинская и др.) с чередующимися концентрическими впадинами и поднятиями, купольные (Новогрудская, Гродненская, Бобруйская и др.) – с положительными формами рельефа в своде и депрессионные (Браславская, Дятловская и др.) – с впадинами в центральной части структур.

Исследование линеаментов и кольцевых структур республики посредством комплексирования данных дистанционного зондирования с геолого-геофизическими данными является перспективным направлением в прогнозировании месторождений полезных ископаемых: при поисках промышленных залежей месторождений каустобиолитов (нефть, бурый уголь и т. п.), металлических полезных ископаемых и других видов минерального сырья.

В Беларуси с использованием материалов дистанционного зондирования проводятся геологоразведочные работы по выявлению месторождений нефти в Припятском палеорифтовом бассейне, оценке перспектив нефтегазоносности Подляско-Брестской и Оршанской впадин, других сходных внутриплатформенных областей. Применение материалов дистанционных съемок при нефтепоисковых работах в условиях Припятского палеорифта позволяет уточнить пространственное распределение разломов разного порядка, выделить блоковые структуры в подсолевом нефтеносном комплексе девонских отложений, различающиеся по амплитуде и направлению поздне олигоцен-четвертичных движений, а также наметить зоны по-

вышенной трещиноватости платформенного чехла, с которыми связано улучшение коллекторских свойств продуктивных горизонтов.

В Припятском палеорифтовом бассейне космогеологическими методами установлено, что известные месторождения нефти (Речицкое, Осташковичское, Вишанское и др.) приурочены к умеренно активной Северной неотектонической зоне, ограниченной Северо-Припятским и Гродненско-Мозырским суперрегиональными линеаментами. В структурном отношении эта зона охватывает Речицко-Шатилковскую и Червонослободско-Малодушинскую тектонические ступени, где выявлена основная промышленная нефтеносность. Перспективы нефтегазосности Подляско-Брестской и Оршанской впадин из-за слабой геологической изученности этих территорий слишком проблематичны и требуют дальнейшего изучения.

Практическое значение имеют космогеологические исследования при прогнозе залежей *бурых углей*. Подобный анализ выполнен по МДС на территории юго-запада Беларуси, охватывающей в тектоническом отношении западную часть Припятского прогиба, Полесскую седловину и юго-восток Подляско-Брестской впадины. Буроугольные формации (мощность до 80 м) в этом регионе датируются верхним олигоценом, средним миоценом и приурочены к депрессионным зонам палеозойских, среднеюрских и неогеновых отложений.

На западном склоне Полесской седловины оконтуривается узел пересечения Балтийско-Украинского суперрегионального линеамента субмеридианального простирания с Берёзовской кольцевой структурой высокого порядка. В зоне широтного Припятского регионального линеамента системы локальных разрывных нарушений контролируют Житковичскую, Бриневскую и Погост-Хвоенскую угольные залежи, в пределах которых расположены Пасековская и другие мелкие структуры центрального типа.

Изучение линейных и кольцевых структур различных иерархических уровней, выявленных на КС, позволяет выявить структурные критерии, контролирующие месторождения *металлических полезных ископаемых*. Металлогеническая роль Балтийско-Украинского линеамента осуществлялась в пределах Центрально-Белорусского массива, где рудные месторождения и метаморфические комплексы кристаллического фундамента перекрыты разновозрастными осадочными образованиями мощностью около 100–300 м. В пределах суперрегиональной тектонической зоны Центрально-Белорусского массива сосредоточены Околовское и Новоселковское месторождения магнетитовых руд, Рудьянское, Мирское, Рубежевичское, Пуховщинское, Раевщинское и др. (в основном колчеданные) рудопроявления. На данной площади выявлено наибольшее количество точек минерализации и геохимических аномалий цветных, редких и благородных металлов.

Дистанционными исследованиями устанавливаются геологические критерии размещения мергельно-меловых залежей. На территории Беларуси данный вид минерального сырья приурочен к местам неглубокого залегания коренных верхнемеловых отложений, а также связан с вторичными выходами мергельно-меловых пород в виде среди четвертичных образований. Месторождения мергельно-меловых пород известны в юго-восточной части Оршанской впадины, у городов Волковыск, Мир, Берёза и др.

Космогеологическими исследованиями устанавливаются в современном рельефе Припятского прогиба проявления структурных форм девонских соленосных формаций, к которым приурочены залежи каменных и калийных солей. Пример: Старобинское месторождение. В данном случае поисковый интерес представляют

новейшие структуры, обнаруживающие связь с синклиналиями и мульдами, интенсивно развивавшимися одновременно с накоплением калиеносной субформации.

Перспективными в отношении поисков подземных минеральных вод являются участки значительной трещиноватости кристаллического фундамента Белорусской антеклизы, дешифрируемые на МДС в виде фотоаномалий эшелонированных систем линеаментов. Признаками артезианских пресных вод нередко служат погребённые ложбины ледникового выпахивания и, входящие в их состав, замкнутые переуглубления.

Таким образом, выявление на космических снимках линейных и кольцевых структур и последующее их изучение является перспективным направлением космогеологических исследований, так как именно в таких зонах происходит концентрация полезных ископаемых.

Дальнейшее совершенствование космогеологических методов при прогнозировании минерально-сырьевых ресурсов Республики Беларусь связано с внедрением новых материалов дистанционного зондирования с высоким пространственным разрешением, полученных как в оптическом диапазоне, так и в невидимой области электромагнитного спектра: инфракрасной, радиоволновой и др.

УДК 550.8.052(476)

ЛИНЕЙНЫЕ СТРУКТУРЫ КАК ОТРАЖЕНИЕ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА

И. С. Зеленкова

Белорусский государственный университет, факультет географии и геоинформатики,
пр. Независимости 4, 220030 Минск, Республика Беларусь; irinkazzzel@gmail.com

На сегодняшний день всё большее предпочтение в геологических исследованиях и поисках полезных ископаемых, в частности углеводородов, отдаётся дистанционным методам. Несмотря на сложность современных аэросъёмок и зондирования Земли из космоса, при их использовании совместно с другими наземными методами можно относительно точно прогнозировать районы распространения тех или иных горючих полезных ископаемых в недрах планеты, а также проводить мониторинг состояния литосферы с целью изучения её изменения под воздействием техногенной активности.

Одним из таких космогеологических методов прогнозирования различных природных явлений геологического прошлого, настоящего и будущего является линеаментная тектоника, которая имеет широкое развитие в исследовании регионов земного шара. Линеаментная тектоника ставит своей задачей рассмотреть закономерности распределения линейных неоднородностей литосферы в пространстве, которые проявляются на поверхности Земли в виде линеаментов. Термин «линеамент» используется для обозначения линейных дислокаций, которые дешифрируются по данным аэросъёмки и космическим снимкам. Линеаменты отражают дизъюнктивные нарушения и, следовательно, общую тектоническую делимость земной коры. В пределах равнинно-платформенных областей линеаменты фиксируют тектонические разрывы, флексурно-разрывные нарушения, зоны трещиноватости, а также зоны повышенных деформаций и проницаемости литосферы, которые отображаются на земной поверхности различными линейными элементами ландшафта и рельефа.

Линеаменты широко развиты в пределах Припятского прогиба. Здесь по комплексу дешифровочных признаков, данных сейсморазведки и бурения устанавливается их связь с разломами, ограничивающими структурные элементы прогиба.

Главнейшие суперрегиональные линеаменты Беларуси: Балтийско-Украинский, Брестско-Велижский, Двинско-Черниговский, Ошмянско-Речицкий, Гродненско-Мозырский, Северо-Припятский, Южно-Припятский [2].

Космогеологические индикаторы рассматриваемых групп разрывных нарушений образуют закономерную сеть пересекающихся линеаментов. Они сгруппированы в параллельные направления и совпадают по простиранию с разломами платформенного чехла и кристаллического фундамента (рис.).

Очевидно, что во многих случаях дешифрируемые линейные структуры сопряжены с проявлением на земной поверхности активных в позднеолигоцен-четвертичное время глубинных разломов (мантийных и коровых). Разломы – это основной фактор, определяющий характер образования и размещения скоплений углеводородов, приводящий к развитию неантиклинальных ловушек нефти и газа. Примером скопления таких ловушек служит Припятский прогиб.

Тектонические движения по разломам обусловили не только возникновение и развитие структурных форм ловушек для нефти и газа, но также улучшение коллекторских свойств пород, создание гидродинамического режима пластовых вод и гидрохимических особенностей подсолевых и межсолевых отложений, способствовавших формированию нефтяных залежей.

Припятский прогиб по степени изученности разломной тектоники является наиболее исследованным районом на территории страны, но в то же время сохраняется ещё значительное пространство для подробного изучения и детализации тектонических дизъюнктивных (разрывных) нарушений.

Пространственное совпадение в пределах Припятского прогиба при наложении известных в геологической структуре разрывов и линеаментов, выявленных на космоснимках, иллюстрирует глубинные неоднородности разного возраста и глубины заложения. В большинстве случаев данные неоднородности можно связать с проявлением нефтяных скоплений.

Припятский прогиб приурочен к древней Восточно-Европейской платформе и характеризуется относительно мощным осадочным чехлом, общей равнинностью рельефа и слабой геологической обнаженностью. На данной территории сравнительно слабые проявления современных тектонических движений, что делает структурно-тектоническую интерпретацию линеаментов необходимым условием для прогнозирования месторождений углеводородов.

Поэтому в прогнозировании нефтеперспективных структур большое значение придается геодинамической характеристике разрывных структур, которые отражают линеаменты.

Разломы глубинного заложения отличаются длительным развитием, новейшей активизацией и служат устойчивыми каналами, связывающими верхние горизонты коры с мантийными источниками углеводородов. В Припятской нефтегазоносной области к глубинным разломам, активно проявившимся в позднеолигоцен-четвертичное время, следует отнести, прежде всего, Северо- и Южно-Припятский суперрегиональные разломы, выраженные на космоснимках в виде линеаментных зон протяженностью до 300 км [1].

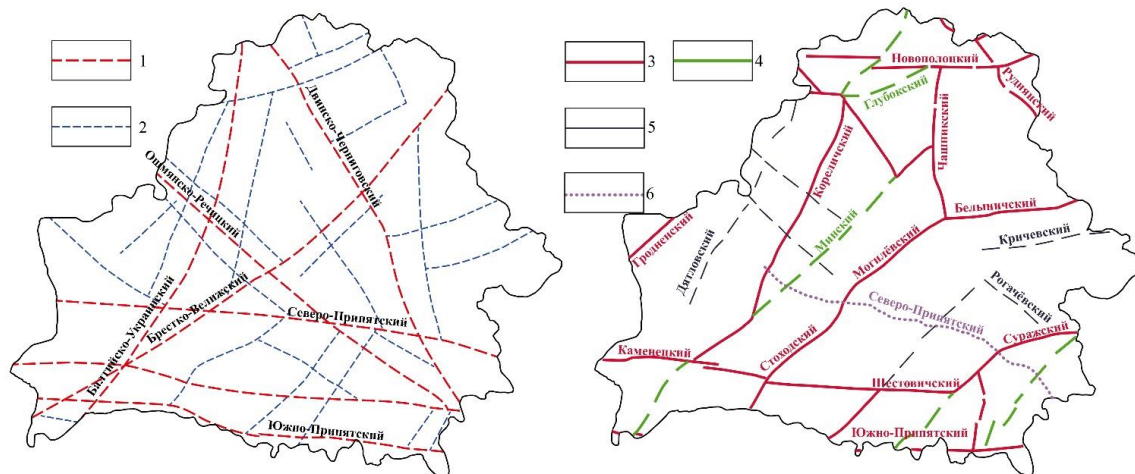


Рисунок – Схема строения линеаментов Беларуси по данным космических съёмок и схема разломов литосферы Беларуси по геофизическим данным:
 Линеаменты: 1 – суперрегиональные; 2 – региональные и локальные; разломы: 3 – глубинные мантийного заложения, ограничивающие блоки земной коры; 4 – глубинные мантийного заложения; 5 – коровые внутриблоковые глубинные; 6 – краевые глубинные Припятского прогиба

Особенностью размещения нефтяных месторождений в пределах Припятского прогиба является их приуроченность к системам приразломных блоков и надразломных поднятий, контролируемых региональными разломами субширотного простирания. Так, Речицко-Вишанская зона нефтегазонакопления протягивается вдоль одноименного разлома. В её пределах установлено 18 месторождений, в том числе наиболее крупные, – Речицкое, Осташковичское, Южно-Сосновское, Вишанское. Другие, более мелкие месторождения также расположены в пределах влияния высокоамплитудных разломом: Северо-Припятского, Малодушинского, и разломов с меньшей амплитудой: Первомайского, Дубровско-Александровского и других.

Установлено, что при анализе линеаментной тектоники особое внимание следует уделять местам пересечения линеаментов со сводовыми поднятиями, так как месторождения нефти либо непосредственно примыкают к зонам линеаментов, либо располагаются в местах их сближения или пересечения. Эту закономерность следует объяснять тем, что при перемещении отдельных блоков земной коры вдоль их границ в породах осадочного чехла образуются линейно-вытянутые ослабленные зоны, способствующие миграции углеводородов [3].

Совпадение выявленных на космических снимках линеаментов и разрывных нарушений иллюстрирует глубинные неоднородности, которые можно связать с проявлением нефтяных скоплений.

Линеаментная тектоника даёт возможность по-новому прогнозировать пути миграции углеводородов в земной коре и выявить предполагаемые места скопления. А также оказывает неоценимую услугу при тектоническом районировании, осуществляемом при поисках нефти и газа.

Знание особенностей линеаментной тектоники региона обуславливает возможность более детального и обоснованного прогноза поисков месторождений нефти и газа на его территории.

При постановке и проведении дальнейших поисков залежей углеводородов в этом регионе следует обратить внимание на выявление космогеологическими методами систем суперрегиональных и региональных линеаментов, которые контролируют как известные зоны промышленного нефтегазонакопления, месторождения нефти, так и участки, перспективные на залежи углеводородов.

Дистанционное зондирование Земли и дешифрирование аэрокосмических снимков с выявлением на них линеаментов открывают широкие возможности для дальнейшего обнаружения нефтеперспективных структур в Припятском осадочном бассейне. А также применяются для составления космоструктурных карт для данной территории.

Таким образом, линеаментная тектоника и изучение систем линеаментов способствуют решению структурных задач регионального и поискового этапов геолого-разведочных работ на нефть в Припятском прогибе.

Библиографические ссылки

1. Губин В. Н. Дистанционное зондирование структур земной коры при поисках нефти // *Международ. конгр. по информатике: информац. системы и технологии: материалы.* Минск, 2016. С. 353–357.
2. Губин В. Н. *Дистанционные методы в геологии.* Минск: БГУ, 2004. 139 с.
3. Кац Я. Г., Полетаев А. И., Румянцева Э. Ф. *Основы линеаментной тектоники.* М.: Недра, 1986. 140 с.

УДК 550.814: 553.98 (476)

КОСМОСТРУКТУРНОЕ КАРТИРОВАНИЕ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Юаньхуэй Сун

Белорусский государственный университет, факультет географии и геоинформатики,
пр. Независимости 4, 220030 Минск, Республика Беларусь

Современные методы дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) из космоса играют важную роль в изучении нефтегазоносных бассейнов [1]. Основной задачей космоструктурного картирования является оценка перспектив нефтегазоносности недр. В результате комплексной интерпретации данных ДЗЗ и геолого-геофизической информации достигается возможность выявления активных на неотектоническом этапе структурных форм нефтегазоносных комплексов платформенного чехла. При этом составляются космоструктурные карты с целью оконтуривания нефтегазоперспективных объектов.

В настоящее время космоструктурное картирование приобретает особую актуальность при региональной оценке нефтегазоносности и обосновании дальнейших поисковых работ на нефть в Припятском прогибе, а также в осадочных бассейнах Китайской Народной Республики [2, 3]. Структурный анализ космических снимков (КС) и геолого-геофизических данных позволяет выделить потенциальные нефтегазоносные структуры и ориентировать поисковые геофизические и буровые работы на нефть. В перспективе, установленные на спутниковых системах ИК-радиометры и газоанализаторы будут способствовать прямому выявлению углеводородов (УВ) пу-

тем обнаружения аномалий теплового потока над залежами нефти и в зонах активных мантийных разломов, служащих путями миграции глубинных флюидов.

Промышленная нефтеносность Припятского прогиба связана с подсолевым терригенным, подсолевым карбонатным, межсолевым и верхнесоленосным девонскими комплексами. Регионально нефтеносны верхнедевонские отложения подсолевого и межсолевого карбонатных комплексов. В ходе космоструктурного картирования Припятского прогиба выяснены закономерности тектонической делимости платформенного чехла, определившей блоковый, пликвативно-блоковый и пликвативный характер строения девонской толщи, типы ловушек и залежей нефти.

На основе геолого-геофизической интерпретации данных структурного дешифрирования КС установлены суперрегиональные и региональные линеаменты земной коры, контролирующие как известные зоны промышленного нефтегазонакопления, так и перспективные на залежи УВ участки. С Ошмянско-Речицким суперрегиональным линеаментом сопряжена Речицко-Вишанская зона нефтегазонакопления, приуроченная к одноименному региональному разлому мантийного заложения. Рассматриваемая зона включает Вишанское, Осташковичское, Речицкое и другие промышленные месторождения нефти в Северном нефтегазоносном районе Припятского прогиба.

Системы региональных линеаментов субширотного простирания обнаруживают связь с разломами (Речицко-Вишанским, Червонослободско-Малодушинским др.), сформированными в условиях растяжения земной коры. Отчётливо дешифрируется на КС Червонослободско-Малодушинский разлом мантийного заложения, отделяющий Северную зону ступеней от Внутреннего грабена Припятского прогиба. Этот разлом имеет максимальную амплитуду около 3 км и контролирует одноименную зону поднятий, к которой приурочены Золотухинское, Малодушинское, Барсуковское и другие нефтяные месторождения. По космоструктурным данным устанавливаются также новые системы субширотных линеаментов, интерпретируемые как зоны потенциального нефтегазонакопления.

В результате космоструктурного картирования Припятского прогиба выделены кольцевые структуры, отражающие локальные структурные формы подсолевого, межсолевого и верхнесоленосного нефтеносных комплексов. На территории Северного нефтегазоносного района в Речицко-Вишанской зоне приразломных поднятий на КС прослеживается система изометричных фотоаномалий, подчеркивающих пространственное распределение Речицкой, Тишковской, Осташковичской и других локальных структур и связанных с ними промышленных месторождений нефти. Сходные аномалии космоизображения приурочены к Червонослободско-Малодушинской зоне поднятий, которая также включает крупные залежи нефти.

В пределах локальных нефтеносных структур отмечается линейная полосчатость космоизображения, образованная линеаментами длиной от нескольких сотен метров до первых километров. Они характеризуются высокой плотностью распределения по площади и являются индикаторами зон трещиноватости в продуктивных отложениях подсолевого и межсолевого нефтеносных комплексов с повышенными коллекторскими свойствами.

На территории КНР в районе Ташкургана (Синьцзян) по КС установлены [2] системы линеаментов в зоне новейшей активизации дизъюнктивных дислокаций (рис.). Структурный анализ данных ДЗЗ на основе компьютерной обработки цифровых изображений проводился также в пределах впадины Дуинин, расположенной на территории КНР в бассейне Бохайского залива Тихоокеанского региона [3]. В ре-

зультате космоструктурного картирования выявлены узловые зоны пересекающихся систем линеаментов, отражающие структурные ловушки залежей УВ. Потоки УВ, поднимавшиеся вдоль многочисленных разломов, заполнили не только антиклинальные структуры, но также ловушки стратиграфического и литологического типов. При этом роль основных коллекторских горизонтов сыграли песчаники в составе эоценовых и олигоценовых отложений пролювиальных, дельтовых и глубоководных образований. Комплексное изучение этих осадочных толщ и структурных ловушек УВ, оконтуренных на основе космоструктурной и геолого-геофизической информации, позволит в будущем увеличить запасы нефти, разведанные к настоящему времени во впадине Дунин.

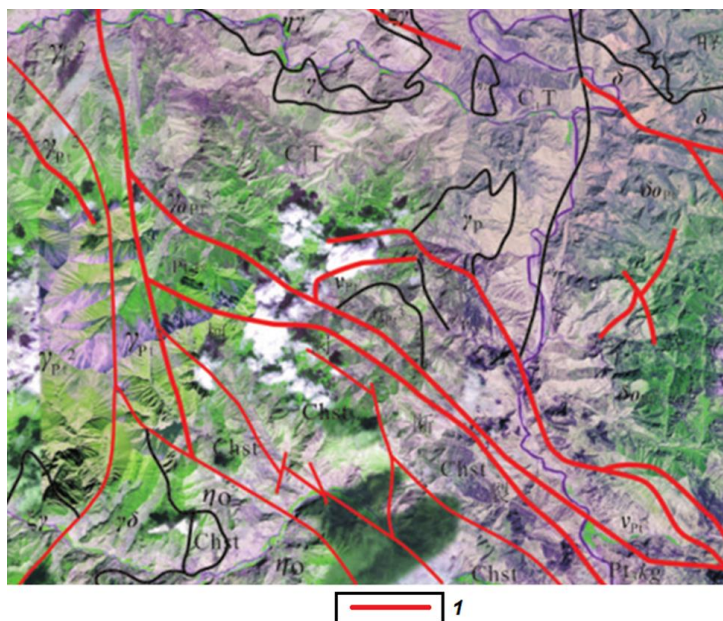


Рисунок – Системы линеаментов (1) в зоне новейшей активизации дизъюнктивных дислокаций в районе Ташкургона (Синьцзян, Китай) [3]

Космоструктурное картирование нефтегазоносных территорий обеспечивает решение следующих основных поисковых задач: выявление закономерностей регионального структурного положения поисковых объектов и связанных с ними признаков нефтегазоносности; прогнозирование структурных ловушек УВ на непоискованных участках и прогноз перспектив их нефтегазоносности.

Таким образом, космоструктурное картирование является инновационной технологией регионального прогноза нефтегазоносности недр и приобретают особую актуальность в комплексе геологоразведочных работах на нефть и газ как в Республике Беларусь, так и в Китайской Народной Республике.

Библиографические ссылки

1. Sabins F. F. Remote sensing for petroleum exploration // [J]. Leading Edge, 1998. 17(5). P. 623–626.
2. 赵佳楠, 田淑芳. 新疆塔什库尔干地区柯岗断裂性质及遥感地质解译[J]. 新疆地质, 2013. 13(2). 152–155.
3. 李永颀, 李斌山, 路成. 遥感地质学[M]. 1990. 152–160.

СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ ДЕВОНСКИХ СОЛЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ ПРИПЯТСКОГО КАЛИЕНОСНОГО БАСЕЙНА КАК ОСНОВА СОЗДАНИЯ СТАДИАЛЬНО-ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ КАЛИЙНОГО РУДОГЕНЕЗА

Н. С. Петрова¹, Н. Ю. Денисова²

¹Белорусский государственный университет, факультет географии и геоинформатики, пр. Независимости 4, 220030 Минск, Республика Беларусь petrova@bsu.by

²Научно-производственный центр по геологии, филиал «Институт геологии», ул. Купревича 7, 220141 Минск, Республика Беларусь

Соленосные формации Припятского осадочно-породного бассейна могут рассматриваться как крупные геологические тела со специфическим комплексом пород, значительно отличающимся от смежных формаций своими вещественными и структурными характеристиками. На протяжении всего девонского периода, начиная с эйфельского яруса среднего девона, на территории Припятского внутриконтинентального палеорифта существовал солеродный бассейн хлоридного геохимического типа.

Выделяются два основных фактора, контролирующих структурно-вещественные характеристики соленосных отложений: 1) естественно-фациальная зональность палеоводоёмов; 2) тектоно-седиментационные депрессии и тектонические осложнения подсолевого ложа. Естественно-фациальная зональность палеоводоёмов определяется физико-химическими закономерностями. Особенности строения разрезов (способ чередования, количественные соотношения компонентов) и отчасти морфоструктурные параметры тел (форма, размеры и т. п.) тесно связаны с батиметрическими палеогеоморфологическими особенностями дна бассейна и историей тектонического развития [2].

В формировании состава соленосных формаций большую роль играют асцендентные и десцендентные воды, т. е. процессы возвращения элементов в цикл седиментации.

К асцендентным относят воды различной глубинности, формирующиеся в закрытых системах и характеризующиеся специфичностью состава, механизмов разгрузки и другими её особенностями (например, скоростью). Под десцендентными понимаются воды, формирующиеся чаще всего на поверхности и участвующие в эрозионном цикле. В этой роли могут выступать и асцендентные воды, выщелачивающие ранее отложившиеся галогенные осадки и породы. Роль этих вод на разных стадиях различна. В начале цикла галогенеза преобладающим является асцендентный процесс, а на завершающей стадии – десцендентный. Начало асцендентного процесса определяется тектонической активизацией и формированием зон проницаемости. Изменение состава – метаморфизация океанической воды, происходит под влиянием процессов континентального литогенеза: с поступлением вод суши в основном кальциево-натриевого гидрокарбонатного состава либо пластовых вод хлоридно-кальциевого типа.

Слоистое строение всех элементов соленосных толщ характеризуется ритмичным чередованием. Генетический тип слоистости в большинстве случаев представлен комплексом морфологических типов, видов или разновидностей слоистых текстур. Особое значение имеет анализ механизмов формирования

слоистости. В образовании миграционной слоистости основную роль играют вертикальные тектонические движения, вызывающие смещение береговых линий и фациальных зон накопления осадков, что очень важно при анализе фациальных замещений, выявлении отличий этого явления от выклинивания, а также при оценке генезиса зон замещения, выделении первично-седиментационных границ калийных горизонтов на флангах и в краевых зонах развития, аргументации процессов подземного выщелачивания в надсолевой толще.

Однако в соленосных формациях с отложениями высоких стадий сгущения рассолов химические изменения в составе вод палеобассейнов, происходящие при образовании слоистых толщ, вызывают выпадение или, наоборот, прекращение образования тех или иных хемогенных минералов, изменения в окраске осадков и т. д. Это обусловлено двумя причинами: 1) процесс слоеобразования протекает не непрерывно, а с паузами или резкими уменьшениями скорости поступления в бассейн осадочного материала; 2) слои образуются и фиксируются в разрезе между этими паузами. После окончания паузы дно вновь прогибается, и весь шлейф осадков смещается вслед за наступающей на сушу береговой линией. За это время вновь поступивший в бассейн материал формирует новый слой и т. д. (так называемая «мутационная слоистость» [2]).

Для накопления единичного «набора» (ранее обозначенного как годовой ритм седиментации [1]) достаточны петрофонд и палеогеографическая обстановка. Петрофонд соленосных формаций имеет двойной смысл: прежде всего, это источник жидкой фазы (источник солей), определяющий её состав и влияние десцендентных и асцендентных растворов; с другой – источник терригенного материала (особенно для хемогенно-терригенных отложений) и его накопления в определённой палеогеографической обстановке, обладающей необходимой устойчивостью (изменчивостью в определённых пределах) в соответствующих геодинамических условиях.

В результате в разных тектоно-фациальных обстановках наблюдаются закономерные вертикальные и латеральные наборы галогенных парагенераций и хемогенно-терригенных пород, формирующие индивидуализированные литолого-фациальные типы, опознаваемые по структурно-вещественным параметрам.

Девонские соленосные структурно-вещественные комплексы Припятского прогиба формировались на фоне преобладания погружения или же орогенного типа постседиментационного литогенеза. Литогенез погружения рассматривается как вертикальная прогрессивная зональность преобразования структур пород, аутигенного минералогенеза и трансформации органического вещества, которые коррелируют с глубиной, температурным градиентом, ростом литостатического и флюидного давления. Орогенный литогенез понимается как преобразования пород в условиях деформации и стресса, для которых характерны особые флюидный режим и характер перераспределения растворённого вещества. При этом разная реакция на воздействие тектонической активизации связана с сосуществованием в одном разрезе отложений с разными реологическими свойствами – пластичностью и хрупкостью.

Спецификой девонских соленосных формаций Припятского палеорифта является развитие калийных и калийно-магниевого солей в достаточно однообразной по составу мергельно-галитовой матрице. Это подчеркивает уникальную особенность соленосных серий региона – широкое распространение терригенных осадков вплоть до самых высоких стадий сгущения рассолов.

Калийные соли кристаллизовались из рапы изменённого состава, отличающегося от метаморфизованных морских вод пониженными значениями отношения $MgCl_2/KCl$ и повышенным содержанием $CaCl_2$, который мог поступать в бассейн с водами второй фазы метаморфизации или в результате разгрузки растворов хлоридно-натриево-кальциевого состава из подстилающих комплексов, в том числе внутривулканических несоляных пачек. В результате сформировались многоярусные залежи калийных солей хлоридного типа красноцветной и пестроцветной ассоциаций.

Геодинамический тип бассейна, основные черты его эволюции и особенности развития определяют все процессы седиментации в его пределах. Большая латеральная протяжённость близких по составу соленосных отложений свидетельствует о значительной мощности водной массы бассейна, принципиально не меняющейся по своему химическому типу. Внутриконтинентальный рифт с континентальной корой, высоким тепловым потоком, асимметричностью строения, высокоамплитудными движениями по разломам определили характер галогенеза, начиная от поступления терригенного материала, степень метаморфизации водного тела, проградацию плеча, миграцию калиеродных бассейнов и рельеф дна.

Тектоно-динамический тип бассейна соленакопления и его конкретная характеристика являются принципиальной основой формирования калиенакопления. При этом высокая скорость погружения остается одним из основных системных факторов галогенеза. Это положение классической теории галогенеза никем не оспаривается.

Рифтогенез сопровождался вулканизмом и соленакоплением, которые маркируют фазы рифтогенеза. Между геодинамическими этапами развития палеобассейна и ходом вулканического процесса в рифтовом грабене существует тесная связь. Роль вулканического материала в настоящее время не может быть оценена в полной мере, несмотря на наличие чистых прослоев с реликтовой пепловой структурой и обломков вулканического стекла в составе хемогенно-терригенных пород. Таким образом, влияние эксплозивно-эффузивной деятельности отражается в существовании пирокластических пород, прямых признаков гидротермальной деятельности установить не удалось.

Вклад в петрофонд соленосных формаций пирокластического материала очевиден: наряду с собственно вулканокластическими прослоями просматривается роль камуфлированной пирокластики, тогда как участие эксгальационно-гидротермальных выносов можно лишь предполагать (высокое содержание Fe, повышенные концентрации Zn в поровых растворах и P в породах некоторых калийных горизонтов в приразломной северной зоне прогиба). Высокое содержание Fe в бассейне отражается в наличии высокожелезистых иллитов, развитии свободных гидроксидов Fe (прослой гематита, зоны ожелезнения в виде колец Лизеганга).

Отслеживая системные факторы контроля галогенеза в Припятском бассейне, приуроченном к палеорифту, становится совершенно очевидным, что формирование рифта отразилось в пульсационном погружении литосферной плиты, блоков земной коры и проявилось в высокой сейсмичности, интенсивном вулканизме, галогенезе. При этом бимодальные вулканы образовывали непрерывный щелочной изовариационный ряд от ультраосновных пород до щелочных трахитов.

В стадию зрелого рифта магматизм достиг апогея, а глубоководная впадина катастрофически быстро заполнялась солями. Для соленосных формаций характерна высокоскоростная седиментация. Тектонотип бассейна определил особую роль

высокоскоростной (лавинной) седиментации терригенного, биогенного и вулканогенного материала.

Высокая проницаемость земной коры определила термическую аномалию по всей вертикали до дна бассейна, разгрузку флюидов (вода, летучие, легкоподвижные элементы), активное взаимодействие с породами цоколя, интенсивную метаморфизацию вод бассейна, смешение с водами верхних горизонтов земной коры и внедрение их в седиментационный бассейн.

Соленакпление отражает момент открытия недр и внедрения в бассейн хлоридно-кальциевых вод. Термальные хлоридно-кальциевые воды могли способствовать высаливанию солей ещё до полного насыщения при испарении. В бассейне соленакпления могла возникать раслоенность рапы, когда в верхнем слое существовал слой нормальной океанической воды, а нижний формировался за счёт глубоко-метаморфизованных растворов хлоридно-кальциевого состава. Независимо от масштабности формирующихся циклов, терригенно-хемогенные осадки являются нормально-морскими.

Наряду с оценкой специфических особенностей структурно-вещественных комплексов хлоридных соленосных формаций, напрашивается ещё один важный вывод о том, что воды Мирового океана в фанерозое оставались по своему типу сульфатными.

Несмотря на то, что отождествление процессов галогенеза в Припятском калиеносном бассейне и глубинной дегазации земли с оценкой «сквозьформационных флюидопроводящих систем» очень заманчиво, следует констатировать, что в настоящее время конкретные доказательные аргументы в пользу этого отсутствуют.

Детальное исследование структурно-вещественных комплексов девонских соленосных формаций и создание стадияльно-литогенетической модели калийного рудогенеза позволит перейти к новому уровню осмысления связи литогеодинамики и минерагенического потенциала осадочного чехла Припятского бассейна, обеспечит принятие рациональных управленческих решений по организации мониторинга недропользования и проведению региональных исследований.

Библиографические ссылки

1. *Лутинович Ю. И.* Петрографические и некоторые геохимические особенности карналлитовых и карналлитсодержащих пород западной части Припятской впадины // Геология и петрография калийных солей Белоруссии. Минск.: Наука и техника, 1969. С. 276–300.

2. *Романовский С. И.* Седиментологические основы литологии. Л.: Недра, 1977. 408 с.

УДК 551.73(476)

ОСОБЕННОСТИ ИЗУЧЕНИЯ ФАУНЫ КОНОДОНТОВ В ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ БЕЛАРУСИ

О. В. Мурашко

Научно-производственный центр по геологии, филиал «Институт геологии»,
ул. Купrevича 7, 220141 Минск, Республика Беларусь; volum@tut.by

Конодонты, микроскопические зубовидные скелетные фоссилии небольших морских организмов, широко используются в биостратиграфии и палеогеографиче-

ских реконструкциях. Большой возрастной интервал, быстрота морфологической эволюции и широкое географическое распространение сделали эту фаунистическую группу весьма ценной для датирования и корреляции толщ осадочных пород во многих районах мира, где разработаны и успешно используются в стратиграфии региональные и зональные шкалы по конодонтам. Изучение фауны конодонт в Беларуси имеет ряд особенностей, связанных как с историей геологического развития территории, так и с литологическими свойствами содержащих их разрезов.

Несмотря на то, что первые конодонтовые элементы были впервые описаны русским палеонтологом Х. Пандером более ста пятидесяти лет назад (в середине XIX в.), а начиная с 1930-х гг. усиленно изучались во всем мире, на территории Беларуси ещё долгое время их остатки известны не были. Первые находки конодонтовых элементов в платформенном чехле республики были обнаружены значительно позднее, лишь в начале 1960-х гг. В 1965 г. С. А. Кручек опубликовал предварительные результаты исследований обнаруженной им ископаемой фауны, для идентификации которой автору пришлось осваивать новую для Беларуси методику в Москве в ГИН АН СССР под руководством В. Н. Крестовникова. Инициатива С. А. Кручека имела продолжение в работах Т. В. Стрельченко, К. Наркевич, В. И. Пушкина и других белорусских и иностранных, изучавших наши разрезы, геологов [1]. В результате 50-летних исследований собран значительный материал, позволивший произвести детальную стратификацию некоторых разрезов палеозоя и коррелировать региональные стратона со стратиграфическими подразделениями соседних регионов и Международной хроностратиграфической шкалой.

Конодонтовые элементы, встречающиеся с верхнего кембрия (фурунгий) по верхний триас включительно [2], в платформенном чехле территории Беларуси отличаются весьма ограниченным и крайне неравномерным распределением, как по разрезу, так и территориально. В пределах территории Беларуси конодонты установлены в силурийской, ордовикской, девонской и каменноугольной системах, их максимальное таксономическое разнообразие приходится на отложения девона и карбона. Так, например, в девонской системе описано 28 родов и 176 видов конодонт; в каменноугольной – 19 родов и 41 вид. Конодонты известны в нижнем отделе ордовика (биллингенский и волховский горизонты); в лландоверийском (зельвянский горизонт), венлокском (липновский горизонт) и пржидольском (кустинский горизонт) отделах силура; в нижнем (борщовский и чортковский горизонты лохковского яруса) и среднем (костюковичский горизонт эйфельского яруса) отделах девонской системы. Наибольшего распространения конодонтовые элементы достигли в верхнем девоне (саргаевский, семилукский, воронежский горизонты и евлановский надгоризонт франского яруса, задонский и елецкий надгоризонты фаменского). В терригенных мелководно-морских и лагунных образованиях (борщовский и чортковский горизонты лохковского яруса, освейский и городокский горизонты эйфельского, полоцкий живетского; желонский, чернинский горизонт франского яруса и лебедянский горизонт фаменского) они представлены единичными экземплярами [3]. В каменноугольной системе конодонты установлены в нижнем (тульский, алексинский, михайловский, венёвский горизонты визейского яруса, тарусский, стрешевский и протвинский горизонты серпуховского яруса) и верхнем (черемшанский горизонт башкирского яруса) отделах. В отложениях кембрийской, пермской и триасовой систем конодонтовые элементы на территории Беларуси не обнаружены. Что касается территориального распространения разрезов с фауной конодонт, то они в основном приурочены к территории Припятского прогиба (девон, карбон) и Подляско-

Брестской впадины (ордовик, силур, нижний девон), реже Волынской моноклинали (силур, нижний девон), северных и северо-восточных склонов Белорусской антеклизы (силур), Оршанской впадины, Жлобинской седловины (средний и верхний девон) Латвийской седловины (верхний девон).

Все изученные на территории Беларуси конодонтовые элементы представлены фрагментарными и очень мелкими (0,1–1,0 мм) обломками зубовидной, гребенчатой, листообразной формы (рис.). Тем не менее, белорусские геологи и палеонтологи не теряют надежды на обнаружение целостного конодонтового аппарата, полных отпечатков конодонтоносителей или даже остатков более крупных организмов. Как, например, *Promissum*, длина которого достигала 40 см [4], и с момента первой сенсационной находки которого в 1982 г. (в каменноугольных песчаниках Грантона у г. Эдинбург) известно уже более десятка полностью комплектных отпечатков.

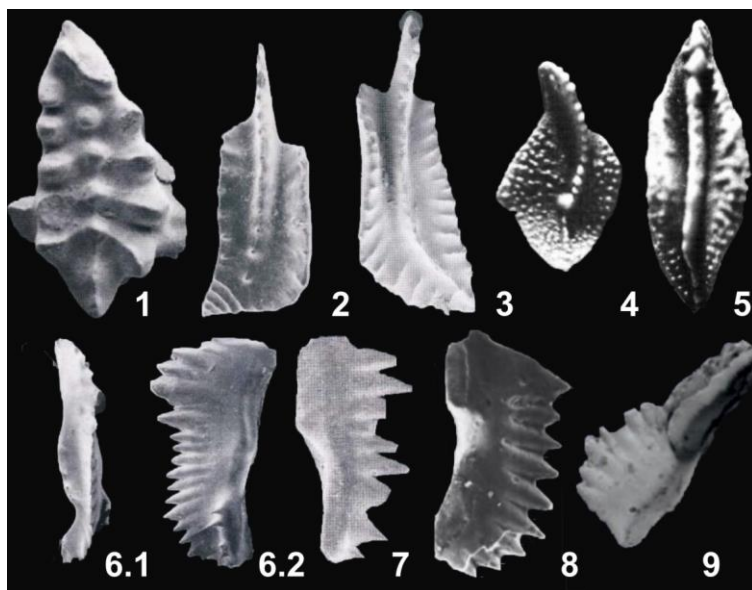


Рисунок – Конодонтовые элементы из палеозойских отложений Беларуси [5, 7, 8]
 1 – *Icriodus orri* Barrick and Klapper, 1983; D₂ef, скв. Пинская-54, гл. 465,0–470,0 м; 2 – *Polygnathus linguiformis linguiformis* Hinde, 1879, D₂ef, скв. Пинская-54, гл. 460,0–465,0 м; 3 – *Polygnathus parawebbi* Chatterton, 1974, D₂ef, скв. Пинская-54, гл. 460,0–465,0 м; 4 – *Palmatolepis* aff. *crepida* Sanpennemann, 1955, D₃fm, скв. Западно-Бобровицкая-4, гл. 2 530,0 м; 5 – *Ancyrognathus sinelamina* [Branson et Mehl, 1934], D₃fm, скв. Южно-Савицкая-7, гл. 2 509,4 м; 6 – *Tortodus variabilis variabilis* [Bischoff i Ziegler, 1957], D₂ef, скв. Пинская-54, гл. 460,0–465,0 м; 7 – *Tortodus* sp., D₂ef, скв. Пинская-54, гл. 460,0–465,0 м; 8 – *Spathognathodus scitulus* Hinde, 1900, C₁v, скв. 482, гл. 395,5 м; 9 – *Polygnathus pollocki* Druce, 1976, D₃f, обнажение р. Сарьянка

Конодонты встречаются практически во всех литологических типах морских пород. Их содержание зависит главным образом от скорости осадконакопления, количества конодонтоносителей, обитавших в бассейне седиментации. Наиболее продуктивными обычно бывают глинисто-известковые разности. Особенности химического состава, микроскопические размеры позволяют достаточно легко и в больших количествах извлекать конодонты даже из образцов пород небольшого объёма, что особенно важно в условиях Беларуси, где приходится работать в основном с керном буровых скважин. Минеральная часть конодонтов состоит из фторапатита, франколита или других минералов апатитового ряда, устойчивых к действию органических кислот и некоторых щелочей. Это даёт возможность использовать для извлечения

микрофоссилий методику массовой химической обработки пород [2]. Эти методы достаточно просты, хотя и требуют некоторой подготовки, специальных реактивов, помещений и оборудования.

Наиболее перспективной на конодонты породой, являются *известняки*, что связано с легкостью их химической дезинтеграции и достаточно высоким в среднем содержанием в них конодонтовых элементов. В отдельных случаях отмечались содержания до 5–20 экз. на 1 кг вмещающей породы, однако эта цифра сильно варьирует от пробы к пробе. Обычны 3–5 экз. на 1 кг породы, а в рифогенных или битуминозных известняках и менее. Перспективны для растворения органогенно-обломочные, детритовые известняки, в то время как доломитизированные разности обычно конодонтовых элементов не содержат. Как правило, чем более крупнокристаллический известняк, тем меньше в нём микрофоссилий. Весьма перспективны глинистые и глинистые известняки и другие глинисто-карбонатные породы, которые изучены в костюковичском горизонте эйфельского яруса, саргаевском, семилукском, воронежском горизонтах и евлановском надгоризонте франского, задонском и елецком надгоризонтах фаменского яруса. Конодонтовых элементов обычно довольно много в известняках из разрезов, сложенных часто переслаивающимися осадочными породами, а в монотонных карбонатных толщах, например, рифовых, они встречаются довольно редко. В целом, как правило, конодонтов больше в приграничных частях слоёв, поскольку при смене накапливавшихся литологических разностей и образовании этих пограничных переходов происходит резкое замедление или, даже временная остановка осадконакопления, а чем ниже скорость осадконакопления, тем выше концентрация конодонтов в породе. Отмечается, что перспективнее на наличие конодонтов представляются известняки с глауконитом, в то время как обилие пирита, кварца и слюды в породе указывает на меньшее содержание в ней окаменелостей. Наибольшее количество конодонтов встречается, как правило, в известняках с пелагической фауной включая гониатитов и рыб, как, например, в прослоях известняков с гониатитами задонского и елецкого надгоризонтов. Присутствуют они и в ассоциации с бентосом (брахиоподы, остракоды, моллюски-тентакулиты и др.). Такие разрезы известны в костюковичском горизонте на территории Жлобинской седловины, Бобруйского погребённого выступа, Шатилковской и Копаткевичско-Мозырской депрессии Припятского прогиба, а также Оршанской впадины. В известняках же с колониальными кораллами, строматопорами, водорослями конодонты, наоборот, весьма редки. Очень бедны ими также битуминозные известняки.

Содержание конодонтовых элементов в *доломитах* в среднем значительно ниже, чем в известняках. Более того, доломиты хуже растворяются и требуют применения дорогих и дефицитных реактивов. Что касается *глинистых пород*, то гораздо вероятнее обнаружить конодонты в глинистых сланцах, переслаивающихся с известняками (как в карбонатно-глинистой пачке костюковичского горизонта), чем в сланцах, чередующихся с алевролитами или песчаниками. Наибольшее количество конодонтов отмечается в серых, зелёных, коричневых сланцах, тогда как в чёрных сланцах их меньше. Так, комплекс нижнедевонских конодонтов обнаружен в толще переслаивания зеленовато-серых мергелей, глин, глинистых и органогенных, местами доломитизированных известняков лохковского яруса Подляско-Брестской впадины и Волынской моноклинали.

Алевролиты, песчаники и другие обломочные породы отлагаются, как правило, с высокой скоростью и, соответственно, шансы обнаружения в них окаменелостей весьма невелики. Кроме того, алевролиты и песчаники весьма плохо растворяются.

Исключение составляют терригенные породы с карбонатным цементом, из которых чаще удастся выделить ископаемые организмы. Таким образом, отбирать пробы на конодонты из доломитов, глин и терригенных пород, особенно если есть прослойки известняков, нецелесообразно. Однако делать это приходится, поскольку идеальные для отбора проб породы исключительно редки. А в задачи биостратиграфических исследований, особенно при параметрическом бурении, входит привязка конкретных реальных слоёв.

В литературе [2] описаны случаи извлечения богатых комплексов конодонтов из углисто-кремнистых и глинисто-кремнистых сланцев. В Беларуси такие лагерштетты пока не установлены. Гораздо чаще в девонской толще встречаются терригенные мелководно-морские и лагунные образования со следами осолонения. Перспективы нахождения в них богатых комплексов конодонтов ничтожны. Такие породы часто встречаются в составе борщовского и чортковского горизонтов лохковского яруса, освейского и городокского горизонтов эйфельского, полоцкого горизонта живетского; чернинского горизонта франского яруса и лебедянского горизонта фаменского яруса. Конодонтовые элементы в них представлены единичными экземплярами. Также непригодны для изучения фауны в разной степени выветрелые породы, поскольку конодонты в них имеют уже, как правило, плохую сохранность, теряют типоморфные различия и становятся окончательно неузнаваемыми.

Важным событием последних лет стало обнаружение Д. П. Плаксом конодонтовых элементов в естественном обнажении позднедевонских пород (желонский, саргаевский горизонты франского яруса) на правом берегу р. Сарьянка [7], что существенно расширяет возможности палеонтологических исследований.

Особенностью изучения фауны конодонтов в Беларуси является комплексность научного подхода. Наряду со стратиграфическими построениями набирают оборот и палеогеографические реконструкции. Установлена зависимость обилия и разнообразия конодонтов от фациальных обстановок. Наиболее богатые комплексы обнаружены в породах, образовавшихся в глубоководных и в переходных к шельфовым условиях. Отложения мелководного шельфа характеризуются обедненными и не столь разнообразными в видовом отношении комплексами. На основе изотопного состава кислорода в конодонтовом апатите реконструированы существенные колебания солёности на протяжении позднего девона и установлена сезонность тропического муссонного климата, господствовавшего в это время на территории республики. Такой климат сопоставим с современными климатическими условиями современных индонезийских морей [6].

Ещё одной особенностью исследований фауны конодонтов в Беларуси является то, что они проходят в условиях острого дефицита буровых работ и, соответственно, кернового материала; нуждаются в современном лабораторном оборудовании; основаны исключительно на энтузиазме и научных связях А. С. Кручека и других исследователей.

Изучение фауны конодонтов интенсивно развивается практически во многих странах мира во всё возрастающих масштабах. Наметилось несколько аспектов таких исследований. Прежде всего, конодонтовые элементы стали важнейшей ортостратиграфической группой, на основе которой проводится детальное расчленение разрезов. По аналогии с аммоноидеями, которых называют «минутными стрелками геологических часов», конодонты с их возможностями дробной стратификации вполне заслуживают названия «секундных стрелок геологических часов». Второе направление связано с разработкой региональных зональных шкал по конодонтам.

Третье – с дальнейшей детализацией региональных и местных стратиграфических схем палеозоя и триаса и их межрегиональной и глобальной корреляцией. Кроме того, весьма перспективным направлением палеогеографических реконструкций являются изотопные исследования конодонтового апатита, которые позволяют восстановить температуру, степень солености и глубину водоёмов, выявить сезонные колебания климата.

Библиографические ссылки

1. Геология Беларуси / А. С. Махнач, Р. Г. Гарецкий, А. В. Матвеев и др. Минск: Ин-т геол. наук НАН Беларуси, 2001. С. 157–272.
2. Иванов К. С. Методы поисков и выделения конодонтов. Методические рекомендации. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. 117 с.
3. Мурашко О. В. Изученность фауны конодонтов из девонских отложений территории Беларуси // Літасфера. 2018. № 1(48). С. 78–87.
4. Knell S. J. The Great Fossil Enigma: The Search for the Conodont Animal. Bloomington: Indiana University Press, 2012. 440 p.
5. Narkiewicz K., Narkiewicz K., Kruczek S. Conodont-based correlation of the middle Devonian in SE Poland and Belarus: preliminary data // Актуал. проблемы геологии Беларуси и смежных территорий: Материалы Международ. науч. конф., посвящ. 90-летию со дня рожд. акад. НАН Беларуси А. С. Махнача. Минск, 2008. С. 188–194.
6. Oxygen isotopic composition of conodont apatite in the equatorial epeiric Belarusian Basin (Eifelian) – relationship to fluctuating seawater salinity and temperature / M. Narkewicz, K. Narkewicz, E. Krzemińska, S. Kruczek // Palaios. 2017. Vol. 32. P. 439–447.
7. Plax D. P., Zaika Yu. V. On the Sargaevo deposits (Frasnian, Upper Devonian) of the Latvian Saddle outcropping within the Saryanka river basin (Belarus) // Літасфера. 2018. № 2(49). С. 54–82.
8. Strelchenko T. V., Kruczek S. A. Lower Famennian Conodont-Based Stratigraphy of the Pripyat Trough // Stratigraphy and Geol. Correlation. 2013. Vol. 21. N 2. P. 150–170.

УДК 551.336(476)

ФАЦИАЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ ПАЛЕОГЕНОВОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ НА ТЕРРИТОРИИ БЕЛАРУСИ

Л. И. Мурашко

Белорусский государственный университет, факультет географии и геоинформатики,
пр. Независимости 4, 220030 Минск, Республика Беларусь; laris@tut.by

В 2019 г. на кафедре региональной геологии факультета географии и геоинформатики БГУ завершили пятилетние научные исследования по теме «Геология кайнозойской эратемы Беларуси: строение, условия формирования и рациональное недропользование». Главная их особенность – комплексный подход, при котором, учитывая научный потенциал кафедры, использованы методы литологии и геохимии, палеонтологии и стратиграфии, геофизики, фациального анализа и геологии полезных ископаемых. Совокупность перечисленных методов позволила реконструировать фациальные условия различных этапов кайнозойской, в том числе и палеогеновой седиментации на территории республики. Палеогеновая система представляет особый интерес, поскольку содержит разнообразные полезные ископаемые. Кроме того, в ней отражены переломные события геологической истории региона:

регрессия последнего моря, окончательное повсеместное установление геократического режима, начало формирования современной гидрографической сети и становление современного облика органического мира, вызванное глобальной сменой оранжерейно-термогалинного климата ледниково-психросферным.

Палеогеновая система широко распространена в южной части республики, где представлена комплексом разнообразных фаций: морских (сумской горизонт палеоцена, каневский, бучакский и киевский – эоцена, харьковский – верхнего эоцена-нижнего олигоцена), прибрежно-морских и лиманно-дельтовых (страдубский горизонт верхнего олигоцена) и континентальных (крупейский горизонт верхнего олигоцена). Общая суммарная мощность палеогеновых отложений достигает 220 м. Чаще всего они залегают на глубинах от 20 до 40 м, а на востоке республики в долинах рек иногда выходят на дневную поверхность.

Палеоценовый отдел представлен морскими отложениями сумского горизонта – опоковидными алевритами и песчаниками с прослоями алевролитов, опоками, глинами и глауконитово-кварцевыми песками с мелкой галькой и гравием переотложенных из меловых пород в базальном слое кремня и фосфорита. Распространён на юго-востоке республики (восток Припятского прогиба и Брагинско-Лоевская седловина) и западе (западные склоны Белорусской антеклизы); в долине Сожа южнее Ветки выходит на земную поверхность. Средняя мощность 12–15 м, максимальная 45 м вскрыта серией скважин севернее Лоева. *Эоценовый* отдел представлен гораздо шире. Эоценовые отложения широко распространены в пределах Припятского прогиба, Подляско-Брестской впадины, Полесской седловины, на юге Белорусской антеклизы, залегают на глубинах до 200 м, в долинах Днепра и Сожа обнажаются возле уреза воды. Представлены хорошо сортированными морскими породами каневского, бучакского, киевского и нижней части харьковского горизонтов: прибрежными кварцевыми песками, мелководными глауконитово-кварцевыми песками и алевритами, реже более глубоководными мергелями. Средняя мощность отложений составляет 25–30 м, а максимальная – 97 м (д. Старые Дятловичи Гомельского р-на). *Олигоценовый* отдел на территории республики представлен морскими породами харьковского (рюпель), прибрежно-морскими и лиманно-дельтовыми страдубского и континентальными крупейского (хат) горизонтов. Морские отложения распространены на юге Беларуси до широты Минска, также в Логойском метеоритном кратере. Сложены глауконитово-кварцевыми и кварцевыми песками и алевритами, реже песчаниками с отпечатками моллюсков, естественные выходы которых описаны у г. Лоев и д. Щитцы в Лоевском р-не Гомельской обл. [1]. Морские породы изредка обнажаются по берегам Днепра, Сожа и Ипути. Средняя их мощность достигает 20–25 м, максимальная – 84 м (д. Крупки Лельчицкого р-на Гомельской обл.). Прибрежно-морские породы страдубского горизонта встречаются локально в районе Брагинско-Лоевской седловины, Столина, в Логойском метеоритном кратере. Сложены сланцеватыми глинами и песками мощностью до 15,7 м. В Логойском метеоритном кратере их мощность возрастает до 30,5 м. Континентальные озерно-аллювиальные отложения заполняют палеодолины Днепра, Орессы и других рек, карстовые воронки и западины, где формируют нижние слои буроугольной формации олигоцена-неогена (мощность до 77,6 м). По олигоценовым породам часто развита пестроцветная кора выветривания.

Комплексные геологические, литолого-геохимические и палеонтологические исследования позволили реконструировать палеогеографические условия палеогеновой седиментации на территории Беларуси [2]. Формирование осадков и их литоге-

нетическое преобразование в палеогеновом периоде протекали на фоне нестабильной тектонической и палеогеографической обстановки. Альпийский тектоногенез приводил к непрерывной миграции береговой линии мелководных эпиконтинентальных морей. В *палеоцене* территория Беларуси представляла незначительно приподнятую над уровнем моря равнину с активно развивавшимися по карбонатным породам верхнего мела карстовыми процессами. Со второй половины палеоцена началась серия палеогеновых трансгрессий, наступавших с юго-востока со стороны Днепровско-Донецкой впадины и запада из Датско-Польского прогиба. Палеоценовое море в виде двух небольших по площади заливов океана Тетис существовало недолго и в конце палеоцена отступило; его отложения были частично размывы. В *эоцене* регион испытал несколько морских трансгрессий, которые так же двумя заливами наступали с юго-востока и запада. В первой половине эоцена моря представляли собой два изолированных друг от друга бассейна, разделённых сушей Полесской седловины. В середине эпохи заливы соединились в крупный пролив, объединивший через территорию Скифско-Туранской эпигерцинской плиты и Тургайский пролив моря Западной Европы и Западной Сибири. Эоценовое киевское море охватило всю южную часть республики до широты Минска.

В середине эоцена (около 42 млн лет назад) на территории республики образовалась ещё одна, не связанная с тектоникой область седиментации – Логойская астроблема, крупнейший из установленных в Европе метеоритный кратер. Кратерная воронка быстро заполнилась морской водой. И ещё долгое время вплоть до полной компенсации осадками в конце плиоцена на её месте существовало озеро. В начале *олигоценовой* эпохи на юге Беларуси располагалось последнее в её геологической истории харьковское море. В середине эпохи около 28–30 млн лет назад оно регрессировало в двух направлениях: на запад в сторону Подляско-Брестской и на юго-восток в сторону Днепровско-Донецкой впадин. Этот хорошо заметный в разрезах рубеж считается началом неотектонической стадии киммерийско-альпийского этапа геологического развития территории Беларуси. Геохронометрическая привязка этого события (как и палеогеновый возраст «палеонтологически немых» отложений в целом) была получена автором на основании изотопных определений калий-аргоновым методом по аутигенному глаукониту [3]. Крупной областью олигоценовой седиментации в это переходное время являлся Днепровский лиман, в котором морские условия часто сменялись континентальными и наоборот, что нашло отражение в пестром разнообразии часто чередующихся в разрезе страдубского горизонта фаций (морские, лиманно-дельтовые, озёрные, аллювиальные и т.п.). К началу неотектонического этапа приурочено формирование гидрографической сети. Поверхность суши была слегка наклонена от Белорусского массива и Полесской седловины (по которым установился основной водораздел) как на юго-восток, так и на запад. В это время формировались палеодолины Днепра, Орессы, Уборти (возможно, и других рек), погребённые аллювиальные комплексы которых фрагментарно сохранились от размывов до настоящего времени [2]. В наиболее полных разрезах удастся проследить полный фациальный ряд аллювиального цикла (инстративный, перстративный и констративный аллювий, озёрно-старичные отложения).

Подъём территории вызвал активизацию карстовых процессов. В отличие от палеоценового этот карст был закрытого типа. Его проявления связаны с подземным выщелачиванием 1) карбонатной толщи мела (в Подляско-Брестской впадине), 2) соленосной толщи девона (в юго-западной части Туровской депрессии и в сводах соляных куполов в пределах Припятского прогиба), 3) верхнедевонских известняков,

доломитов и мергелей (в Оршанской впадине). Во многих карстовых понижениях возникали заболоченные водоемы, в которых накапливался органогенный материал, в перспективе вошедший в буроугольную формацию олигоцена-неогена.

В результате палеоклиматических реконструкций, проведённых на основе анализа состава аутигенного глауконита [4] и палеонтологических данных, установлена устойчивая на протяжении всего палеогена тенденция к снижению температур воздуха, усилению континентальности климата, более отчётливого проявления его сезонности. Термический оптимум палеогена и всего кайнозоя приходился на ранний эоцен. Наиболее резкое похолодание, связанное с глобальными климатическими процессами совпало с началом олигоценовой эпохи и отразилось в смене характера, как наземной растительности, так и морских биоценозов, а также прекращении глауконитообразования в морской среде. В итоге, дождевые субтропические с элементами тропиков хвойно-широколиственные леса, состоявшие из субтропических хвойных, пальм, магнолий, лавров, дубов, древних папоротников и других растений (произрастали на территории республики в палеоцене и начале эоцена) в середине эоцена заместились вечнозелёными жестколистными лесами «полтавского» типа (разнообразные ореховые, восковники, буковые, миртовые, лавровые с незначительной примесью голарктических умеренных элементов, таких как берёзовые и другие) [2]. Широкое развитие получили болотные леса из влаголюбивых ликвидамбара, таксодиума, кипариса, ниссы и ольхи. Очевидно, увеличилась влажность воздуха. В олигоцене в связи с прогрессирующим похолоданием климата начинается расселение умеренно-теплолюбивой «тургайской флоры». Новообразованные леса лишились части тропических вечнозелёных тропических и субтропических растений и обогатились листопадными породами (берёза, ольха, лещина). В конце палеогенового периода, как свидетельствуют палеоботанические данные, на территории республики появились первые травы, но ландшафты открытого типа в то время ещё не являлись типичными.

По мере сокращения площади седиментации увеличивалась область распространения элювиальных процессов. На плакорах денудационных равнин происходило формирование самой «молодой» из установленных в белорусских разрезах пестроцветной каолиновой коры выветривания [5]. Для неё характерно присутствие аутигенного каолинита в верхних слоях разрезов; исчезновение относительно неустойчивых полевых шпатов, глауконита, слюд, пирита и марказита, амфиболов, пироксенов, гранатов, эпидота; увеличение степени выветрелости наиболее устойчивых минералов (кварц, рутил, ильменит, циркон); появление характерных для такого типа коры аутигенных оксидов титана (лейкоксен, анатаз, брукит) и кремнезёма (маршаллит). В химическом составе вверх по разрезу увеличивается содержание кремния, алюминия, титана и сокращается доля щелочных и щелочноземельных металлов. Верхняя часть коры часто представлена конечным продуктом выветривания – пестроцветными глинами, с которыми связаны месторождения огнеупорных и тугоплавких глин.

Фациальные условия палеогеновой седиментации предопределили состав и распространение целого ряда полезных ископаемых. Не все из них разрабатываются, но многие достаточно перспективны для хозяйственного использования [6]. Так, континентальные отложения страдубского и крупейского горизонтов, выполняющие карстовые и эрозионно-карстовые воронки и западины, эрозионные котловины, слагают нижнюю часть олигоцен-неогеновой буроугольной формации, распространённой в южной части республики. Они образуют три месторождения *бурых углей*

(Житковичское, Бриневское и Туровское) и несколько десятков углепроявлений. С пестроцветными породами крупейского горизонта связаны месторождения и проявления *тугоплавких* и *огнеупорных* глин, а также залежи *глинистой охры*. Тугоплавкие глины распространены широко, огнеупорные залегают среди них в виде прослоев различной мощности, ещё реже среди них отмечаются маломощные прослои глинистой охры. Основные площади развития таких глин сосредоточены на территории Полесской (месторождения Столинские Хутора, Городное и др.), Жлобинской и Брагинско-Лоевской седловин (Городок, Крупейский Сад и др.). К континентальным отложениям страдубского, а также к регрессивным фациям морских отложений харьковского и киевского горизонтов приурочены линзы *кварцевых, стекольных и формовочных* песков. Все известные местонахождения стекольных песков расположены в пределах положительных тектонических структур: на Брагинско-Лоевской седловине (месторождение Околица, а также выработанное к настоящему времени месторождение Лоевское), Гремячском погребённом выступе (Добрушское, Ленино, Черетянка, Высокополье, Лениндар и др.), Полесской седловине (Городное, Бережное, Листянки, Песовая и др.).

Морские глауконитово-кварцевые пески и алевроиты сумского, каневского, бучакского, киевского и харьковского горизонтов, формирующие обширную минералогическую провинцию, содержат многие виды полезных ископаемых, которые, как правило, не образуют самостоятельных месторождений, однако могут представлять практический интерес при условии комплексной разработки. Это такие полезные ископаемые, как *фосфориты, титан-циркониевые россыпи, каолины, глауконит, янтарь* [7]. Наиболее важное для хозяйства республики значение имеют фосфориты. Повышенные их концентрации приурочены к основанию трансгрессивных циклов сумского, бучакского и особенно киевского горизонтов. Из четырёх разведанных в Беларуси месторождений фосфоритов два (Ореховское и Приграничное) относятся непосредственно к киевскому горизонту эоцена. Погребённые прибрежно-морские россыпи титана и циркония (проявления Микашевичское, Житковичское, Кобринское, Ковыжевское, Глушкевичское и другие) прослежены в песчаных отложениях бучакского, киевского и харьковского горизонтов. Основными носителями цветных металлов являются ильменит, рутил и циркон. Вторичные каолины образуют линзы и прослои среди отложений киевского горизонта. Они сформировались в результате перемыва, гранулометрической дифференциации и переотложения элювия кислых кристаллических пород в районах их неглубокого залегания (Микашевичско-Житковичский выступ, Украинский щит). Вторичные каолины наряду с первичными входят в состав продуктивной толщи таких месторождений и проявлений как Дедовка, Глушкевичи, Селище и др. Морские палеогеновые породы содержат значительные запасы *пресных подземных вод* в Припятском, Брестском и Прибалтийском артезианских бассейнах Беларуси.

Обращение к палеогеновой тематике вызывает большой интерес в связи со сложностью стратиграфического расчленения и корреляции разрезов палеогеновой системы, как источника разнообразных полезных ископаемых, а также актуальностью долгосрочных прогнозов изменения географической среды, основные тенденции которых наметились в олигоцене.

Библиографические ссылки

1. Стратиграфические схемы докембрийских и фанерозойских отложений Беларуси: объяснительная записка / С. А. Кручек, А. В. Матвеев, Т. В. Якубовская и др. Минск: ГП «БелНИГРИ», 2010. 282 с. + приложение из 15 стратиграфических схем.
2. Мурашко Л. И., Давыдик К. И., Зинова Р. А., Рылова Т. Б. Палеогеновый период // Палеография кайнозоя Беларуси / Под ред. А. В. Матвеева. Минск: Ин-т геол. наук НАН Беларуси, 2002. С. 6–32.
3. Мурашко Л. И. Изотопный возраст глауконитово-кварцевых пород палеогена Белоруссии // Літасфера. 1994. № 1. С. 182–184.
4. Мурашко Л. И. Глауконит в палеогеновых отложениях Беларуси // Літасфера. 1996. № 4. С. 111–120.
5. Постседиментационные изменения платформенного чехла Беларуси / Под общ. ред. А. А. Махнача. Минск: Белорус. наука, 2007. 395 с.
6. Мурашко Л. И. Полезные ископаемые палеогеновой системы Беларуси // Актуал. вопросы инженерной геологии, гидрогеологии и рационального недропользования: Материалы IX Универ. геол. чтений. Минск, 3 апр. 2015. Минск, 2015. С. 107–108.
7. Мурашко Л. И. Состояние изученности и перспективы освоения глауконитовых пород Беларуси. Результаты 25 летних исследований // Проблемы геологии Беларуси и смежных территорий: Материалы Международ. науч. конф., посвящ. 100-летию со дня рожд. акад. НАН Беларуси А. С. Махнача. Минск, 21–22 нояб. 2018 г. Минск: СтройМедиаПроект, 2018. С. 134–138.

УДК 551.7(476)

НОВОЕ В СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ СХЕМАХ НЕОГЕНОВЫХ И ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БЕЛАРУСИ

Т. Б. Рылова¹, А. В. Матвеев¹, С. В. Демидова², Т. В. Якубовская²

¹Институт природопользования НАН Беларуси,
ул. Ф. Скорины 10, 220114 Минск, Республика Беларусь; rylova@ecology.basnet.by

²Научно-производственный центр по геологии, филиал «Институт геологии»,
ул. Купревича 7, 220141 Минск, Республика Беларусь

Во исполнение решения Стратиграфической комиссии от 23 января 2017 г. о переносе нижней границы четвертичной системы/периода на территории Беларуси с уровня 1,8 млн лет на уровень 2,58 млн лет [1, 2] подготовлен и предлагается для обсуждения проект актуализации затронутых изменениями стратиграфических схем неогена и квартера.

Основание четвертичной системы/периода и плейстоценового отдела/эпохи в Международной хроностратиграфической шкале (МСШ) соответствует нижней границе гелазского яруса/века (2,58 млн лет), которая определена в разрезе Монте Сан Никола в Сицилии, и палеомагнитной инверсии Гаусс–Матуяма (2,588 млн лет) [3]. Стратиграфическим аналогом гелазия в схеме неогена 2010 г. [4] является дворецкий горизонт верхнего плиоцена, который теперь переносится в основание нижнего плейстоцена. Плиоценовый отдел неогена в актуализированной схеме становится двухчленным и состоит из холмечского горизонта с нижнехолмечским подгоризонтом (нижний плиоцен, аналог занкльского яруса) и верхнехолмечским подгоризонтом (верхний плиоцен, аналог пьаченцкого яруса), что соответствует МСШ.

Эти перестановки и изменения в региональных подразделениях влекут за собой необходимость уточнения в схемах неогена и квартера в части палеонтологической характеристики, корреляции местных стратиграфических разрезов и стратиграфических схем смежных регионов. Предлагаемые уточнения и дополнения к схемам разработаны по результатам ревизии имеющихся палеоботанических данных и на основании некоторых новых материалов с учётом строения разрезов и опубликованных материалов по пересмотру границы в соседних странах.

В стратиграфической схеме неогеновых отложений Беларуси 2010 г. в плиоценовом отделе среди местных стратиграфических разрезов в бассейне палео-Нёмана фигурировала лишь александровская свита, описанная в Гродненском страторайоне, а детально разработанная стратиграфия неогена белицкой серии во Вселюбском страторайоне не была отражена. Это было вызвано тем, что при составлении схемы в основу положены результаты повторного изучения спорово-пыльцевых комплексов из стратотипических разрезов плиоцена [5], которые показали, что асокская свита в типовой скв. 108 у д. Асоки и детомльская (детомлинская) свита в скв. 120 у д. Лозы имеют позднемиоценовый возраст. Поэтому детомльский и асоцкий горизонты венчают разрез миоцена в схеме 2010 г.

Анализ спорово-пыльцевых диаграмм в скв. 135 и 134 у д. Кремушэвка с учётом палеокарпологических материалов по скв. 136 у д. Слочва и, частично, скв. 119 у д. Детомля Новогрудского р-на, подтвердил их сходство с аналогичными материалами, характеризующими холмечскую свиту плиоцена Речицкого Приднепровья. Такие результаты вынуждают закрепить эту позицию введением в местные стратиграфические подразделения нового стратона соответствующих отложений во Вселюбском страторайоне – «кремушэвскую свиту» с двумя подсвитами.

Голостратотип **кремушэвской свиты** – отложения, вскрытые скв. 135 у д. Кремушэвка (гл. 102,5–123,5 м) и скв. 136 у д. Слочва (гл. 135,4–155,0 м). **Нижнекремушэвская подсвита** (скв. 135, гл. 102,5–123,5 м; скв. 136, гл. 148,6–155,0 м) – пески тонко-мелкозернистые и разномелкозернистые, с прослойками глины внизу, выше – горизонтально слоистые алевриты и глины оскольчатые, с зеркалами скольжения. В разрезе скв. 135 выделен спорово-пыльцевой комплекс *Pinus* – *Taxodiaceae* – *Quercus* – *Betula* (гл. 102,5–109,7 м). Такие же отложения вскрыты соседней скв. 134 (гл. 88,0–112,6 м) в интервале глубин 96,8–108,8 м с аналогичным спорово-пыльцевым комплексом. Из всей толщи отложений нижнекремушэвской подсвиты в скв. 136 получена семенная флора с представителями раннего плиоцена, выявленными во флористическом комплексе Холмеч 1, – *Pilularia pliocenica* Dorof., *Typha pliocenica* Dorof., *Sparganium noduliferum* C. et. E. M. Reid, *Carex* cf. *flagellata* C. et E. M. Reid, *Naumduргia subthyrсiflora* Nikit., *Ajuga antiqua* E.M. Reid, *Hartziella* sp. и др. [6]. Отложения подсвиты в обеих скважинах залегают на мелу, мощность их до 24,6 м. **Верхнекремушэвская подсвита** описана по разрезу скв. 136 (гл. 135,4–147,7 м). Отложения состоят из нижней части бывшей асокской и верхов бывшей детомльской свит – чередования песчаных, глинистых и алевритовых слоёв. В породах обнаружена семенная флора с *Azolla pseudopinnata* Nikit., *Caulinia palaeotenuissima* Dorof., *Acorus pseudocalamus* Dorof., *Teucrium tatianae* Nikit. и др. видами флоры позднего плиоцена Беларуси, входящими в ФК Холмеч 2. Мощность отложений подсвиты здесь 12,3 м.

В связи с результатами новых исследований по изменению границы на территории соседних стран вносятся уточнения по корреляции границы в схеме неогена Беларуси со стратиграфическими схемами смежных регионов. Уровень верхней гра-

ницы плиоценового отдела Беларуси на территории России соотносится с кровлей ольшанского горизонта Центра Восточно-Европейской платформы, в отложениях Южного Предуралья – с кровлей кумурлинского горизонта среднего ачкагыла; в Украине, по данным Е. А. Сиренко, – с кровлей богдановского горизонта.

Изменения в стратиграфической схеме четвертичных отложений Беларуси выразились в присоединении *дворецкого горизонта*, помещённого в интервал 1,8–2,58 млн лет. В дворецком горизонте выделяются *ольховский* и *любчанский подгоризонты*.

Дворецкий горизонт описан в типовом местонахождении у дд. Дворец и Холмеч Речицкого р-на Гомельской обл., где в естественных обнажениях, шурфах и скважинах был вскрыт аллювий дворецкой свиты [4]. В большинстве изученных разрезов палеоботанические материалы получены только из верхней, глинисто-алевритовой части свиты.

Новое заключается в том, что в дворецком горизонте выделяются подгоризонты. Упорядочение стратиграфии отложений в верхах белицкой серии неогена палео-Нёмана (выделение кремушёвской свиты) обязывает завершить пересмотр стратиграфического положения отложений серии над кремушёвской свитой, которые теперь оказались в нижнем плейстоцене. К ним относится часть бывшей асокской свиты, в которой была выявлена более полная стратиграфическая последовательность. В этих отложениях в 1977–1980 гг. по результатам палинологических исследований Н. А. Махнач и Т. Б. Рыловой Г. И. Горецкий [7] выделил ольховские слои с явными признаками похолодания. Страторип ольховских слоёв – отложения в скв. 120 у д. Лозы на гл. 92,6–98,6 м; присутствуют они также в разрезах скв. 119 у д. Детомля, 135 у д. Кремушёвка и других разрезах Вселюбского страторайона, а также изучены в скв. 8 у д. Шахновщина Столбцовского р-на, скв. 7 у п. г. т. Зельва, где получили палеоботаническую характеристику. Полученные данные свидетельствуют о широком распространении в ольховское время открытых пространств, занятых травянистой растительностью и небольшими группировками разреженных сосново-берёзовых лесов с участием перигляциальных элементов.

Установлено региональное распространение ольховских слоёв. Они занимают стратиграфическую позицию между холмечским горизонтом плиоцена и отложениями с палеоботанической характеристикой, которая соответствует дворецкой свите в типовых разрезах палео-Днепра. Эти аналоги дворецкой свиты в бассейне палео-Нёмана схемы 2010 г. выделены как новогрудские слои, название которых необходимо упразднить в связи с наличием «новогрудского подгоризонта» в среднем плейстоцене схемы. Взамен мы употребляем название «любчанские слои», так как палеоботанические данные, уточняющие возраст этих слоёв, получены в разрезах скважин недалеко от п. г. т. Любча (те же скв. 120 у д. Лозы, 119 у д. Детомля и др.).

Палеоботанические особенности вновь выделенных подразделений подробнее иллюстрируют материалы спорово-пыльцевого анализа, которые удачно дополняются палеокарпологическими данными (рис.).

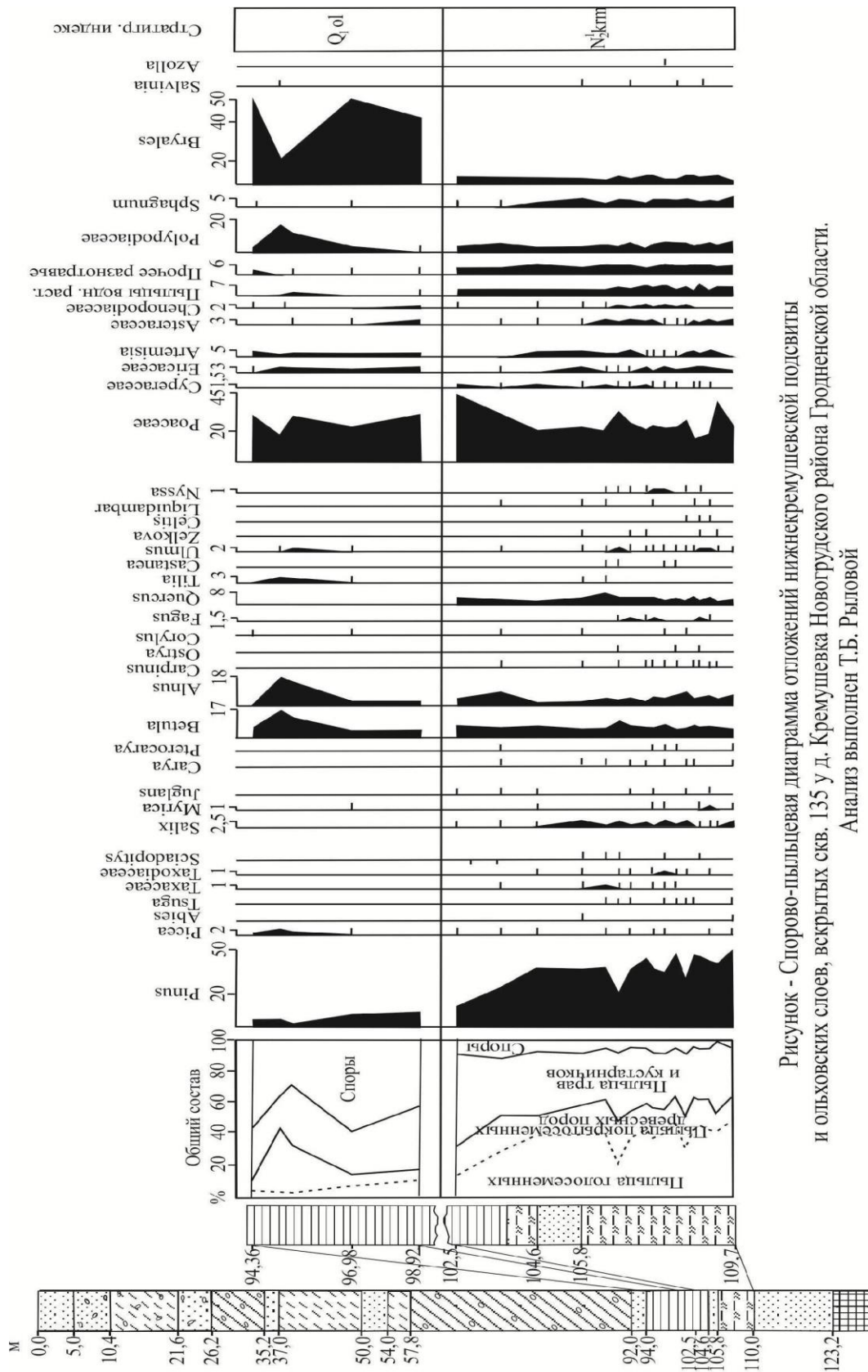


Рисунок - Спорно-пыльцевая диаграмма отложений нижнекремушевской подсытки и ольховских слоев, вскрытых скв. 135 у д. Кремушевка Новогрудского района Гродненской области. Анализ выполнен Т.Б. Рыловой

1 - песок; 2 - песок с гравием; 3 - супесь; 4 - супесь моренная; 5 - суглинок моренный; 6 - глина; 7 - алеврит; 8 - мсл

Спорово-пыльцевые спектры, полученные из отложений нижнекремушевской подсвиты, вскрытых скв. 135 (102,5–109,7 м), имеют несомненное сходство со спектрами, свойственными нижнехолмечской подсвите. Об этом свидетельствуют следующие их особенности: преобладание пыльцы голосеменных (до 50–60 %) в общем составе спектров; значительное участие пыльцы травянистых растений (до 35–45 % и более); доминирование пыльцы *Pinus* (*Pinus* s/g *Diploxylon*, реже *Pinus* s/g *Haploxylon*): *Pinus* aff. *sylvestris*, *P.* aff. *strobilus* L., *P.* *ruthenica* Anan., *P.* *bicornis* Zakl., *P.* *baileyana* Anan.; постоянное присутствие небольшого количества пыльцы Taxodiaceae (*Taxodium*, *Sequoia*, *Glyptostrobus*) – около 1 % в нижнекремушевской, но до 2,5–5,0 % в нижнехолмечской подсвите; незначительное участие в спектрах *Picea*, *Abies*, *Tsuga* (*T.* aff. *canadensis* (L.) Carr., *T.* aff. *diversivolia* (Maxim.) Master), Cupressaceae, *Sciadopitys* aff. *verticillata* Sieb. et Zucc.; преобладание *Quercus* (до 8–10 % в нижнекремушевской подсвите, несколько больше – до 10–27 % – в отложениях нижнехолмечской подсвиты), а также *Betula* и *Alnus* среди пыльцы покрытосеменных древесных пород; регулярное присутствие (до 1–2 %) пыльцы *Salix*, *Ulmus*, *Corylus*, *Castanea*, *Myrica*, *Carya*, *Pterocarya*, *Juglans*, *Carpinus*, *Fagus*, *Liquidambar*, *Nyssa*, единично *Tilia*, *Ostrya*, *Celtis* и др.; господство пыльцы Poaceae (до 20–30, макс. 45 %) среди пыльцевых зёрен травянистых растений, более редкое участие в спектрах *Artemisia*, Asteraceae, Chenopodiaceae, Cyperaceae, значительное таксономическое разнообразие пыльцы прочего разнотравья; несущественная роль спор – менее 10 % в общем составе спектров; присутствие микроспорангиев *Salvinia* и *Azolla*.

Спорово-пыльцевые спектры ольховских слоёв, которые также представлены на спорово-пыльцевой диаграмме скв. 135 (гл. 94,36–98,92 м), характеризуются следующими особенностями: преобладанием пыльцы NAP в общем составе спектров (до 77 %); небольшим содержанием пыльцевых зёрен AP (иногда менее 20 %); ведущей ролью пыльцы *Betula*, в т. ч. встречается *Betula nana* L., заметным участием *Alnus* и *Salix* среди лиственных пород; небольшой долей пыльцы хвойных, в основном *Pinus* aff. *sylvestris* L., реже *Picea*, *Larix*, *Abies*, *Juniperus*; господством пыльцы Poaceae (до 65 %) среди трав; резким увеличением количества спор зелёных мхов Bryales. В ольховских слоях выделена спорово-пыльцевая зона R dv 1 NAP – *Betula* – *Pinus*, соответствующая в Центральной Польше фазе II развития растительности, по Л. Стухлику [8], коррелируемой с претегеленом Западной Европы, нижней частью гелазия. В Центральном районе Украины ей может соответствовать верхний или нижний в сиверском горизонте спорово-пыльцевой комплекс лесостепного типа, по данным Е. А. Сиренко [9].

Семенная флора ольховских слоёв – ФК Ольховка – представлена набором травянистых видов, характерных как для ФК Холмеч 2, так и для ФК Дворец: *Salvinia glabra* P. Nikit., *Azolla pseudopinnata* P. Nikit., *Selaginella reticulate* Dorof. et Wielicz., *S. borysthena* Dorof. et Wielicz., *S. selaginoides* (L.) P. Beauv. ex Schrank et Mart., *S. tetraedra* Wielicz. *S. helvetica* (L.) Spring., *Potamogeton vaginatus* Turcz., *P. longistylus* Dorof., *Scirpus atroviroides* Dorof., *Carex paucifloroides* Wielicz., *Hippuris vulgaris* L., *Ranunculus* ex gr. *lingua* L., многочисленными остатками *Betula*, в т. ч. *B. nana* L. и др. Вероятным стратиграфическим аналогом ольховских слоёв в Предуралье является зилим-васильевский горизонт верхов среднего акчагыла. Палеоботанические материалы со следами сильного похолодания позволяют рассматривать оль-

ховские слои как отражение оледенения Северного полушария на границе неоген/квартер.

Спорово-пыльцевые спектры любчанских слоёв отличаются, по сравнению с ольховскими, увеличением в общем составе содержания древесной пыльцы, основными составляющими которой остаются *Pinus*, *Picea*, *Betula*, *Alnus*, постоянным присутствием пыльцы таких широколиственных пород, как *Quercus*, *Tilia*, *Ulmus*, *Corylus* и незначительным количеством пыльцы неогеновых реликтов. В отложениях выявлена региональная пыльцевая зона R dv 2 *Pinus – Picea – Betula – NAP*. Характерные виды семенной флоры – *Azolla interglacialis* Nikit, *A. pseudopinnata* Nikit, *Potamogeton sivicovense* Dorof., *Scirpus atroviroides* Dorof., *Carex paucifloroides* Dorof., *Eleocharis maximowiczii* Dorof., *Elatine pseudoalsinastrum* Dorof. et Wieliczk. и др., относящиеся к ФК Дворец. Вероятным стратиграфическим аналогом любчанских слоёв в Предуралье являются аккумуляевский и воеводский горизонты верхнего акчагыла. Большие различия в палеоклиматических условиях, отражённых в ископаемой флоре для времени формирования ольховских и любчанских слоёв, являются основанием для выделения двух региональных стратонтов – ольховского и любчанского подгоризонтов в дворецком горизонте.

В целом стратонты дворецкого горизонта коррелируются следующим образом: ольховскому подгоризонту в Польше соответствует Ружце, любчанскому – Понужца [8]; в Украине первому отвечает часть сиверского горизонта, второму – береговский горизонт [9]; в Литве дворецкому горизонту соответствует верхняя часть аникшяйского горизонта [10], в Западной Европе – претегелен и тегелен.

Библиографические ссылки

1. Хроніка // Літасфера. 2017. № 1(48). С. 154.
2. Демидова С. В., Рылова Т. Б., Якубовская Т. В. Изменение уровня нижней границы четвертичной системы (периода) на территории Беларуси // Геология и минерально-сырьевые ресурсы запада Восточно-Европейской платформы: проблемы изучения и рационального использования: Материалы Международ. науч. конф., посвящ. 215-летию со дня рожд. И. Домейко, г. Минск, 31 июля–3 авг. 2017 г. Минск: СтройМедиаПроект, 2017. С. 130–133.
3. Гиббард Ф. Л. Четвертичная система (период) и её основные подразделения // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 4. С. 873–875.
4. Стратиграфические схемы докембрийских и фанерозойских отложений Беларуси: объяснительная записка / С. А. Кручек, А. В. Матвеев, Т. В. Якубовская и др. Минск: ГП «БелНИГРИ», 2010. 282 с. + приложение из 15 стратиграфических схем.
5. Рылова Т. Б. Палиностратиграфия верхнего олигоцена и неогена Беларуси и закономерности развития флоры и растительности: автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Минск: Ин-т геол. наук, 2002. 40 с.
6. Якубовская Т. В. Очерк неогена и раннего антропогена Понёманья. Минск: Наука и техника, 1984. 160 с.
7. Горецкий Г. И. Особенности палеопотамологии ледниковых областей (на примере Белорусского Понёманья). Минск: Навука і тэхніка, 1980. 288 с.
8. Stuchlik L. Some late Pliocene and Early Pleistocene pollen profiles from Poland // NATO ASI Series. 1994. Vol. 127. P. 371–382.
9. Сиренко Е. А. Палиностратиграфия континентальных верхнеплиоценовых – нижне-неоплейстоценовых отложений южной части Восточно-Европейской платформы. Киев: Наук. думка, 2017. 165 с.
10. Кондратене О. П. Стратиграфия и палеогеография квартера Литвы по палеоботаническим данным. Вильнюс: ACADEMIA, 1996. 213 с.

СОЛЯНЫЕ СТРУКТУРЫ ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА КАК ФАКТОР РАЗМЕЩЕНИЯ ЛЕДНИКОВЫХ ЛОЖБИН

М. Е. Комаровский

Белорусский государственный университет, факультет географии и геоинформатики,
пр. Независимости 4, 220030 Минск, Республика Беларусь; mkomarovskiy@mail.ru

Соотношение между расположением ледниковых ложбин и соляными структурами отмечено на территории основных соленосных бассейнов в Западной Европе, а также в Северной Америке [1–3]. Явления приуроченности ложбин к соляным структурам были положены в основу представления о том, что соляные структуры взаимодействовали с ледниковыми покровами и способствовали возникновению ледниковых ложбин [4]. На территории Беларуси в Припятском солеродном бассейне также были замечены рост соляных поднятий в плейстоцене и движения соли в настоящее время. Рост соляных структур оказывает воздействие на формирование локальных возвышений и понижений, гляциодислокаций, положение линий водоразделов крупных рек, конечных морен, массивов торфяников и дюн. Всё же до сих пор в Беларуси не распознана связь между расположением ледниковых ложбин и растущими соляными структурами. В этой работе предпринята попытка исследовать влияние соляных структур Припятского прогиба на распределение, морфологию и характер геологического строения ледниковых ложбин.

Припятский тектонический бассейн расположен между Белорусской антеклизой и Жлобинской седловиной на севере и Украинским щитом на юге и протягивается с востока-юго-востока в запад-северо-западном субширотном направлении на 280 км при ширине до 150 км [5]. Припятский бассейн начал прогибаться в позднефранское время позднего девона. Самые глубокие его части выполнены более чем 5–6 км мощности осадочным чехлом, представленным в основном герцинским структурным комплексом. В разрезах верхнедевонских отложений выделяются франская и верхнефаменская соленосные толщи. Наибольшее влияние на заложение ледниковых ложбин в Припятском прогибе оказали процессы галокинеза в верхней из них верхнефаменской соленосной толще.

Верхнефаменская соленосная толща развита в Припятском прогибе восточнее Микашевичско-Житковичского выступа и залегает на глубинах от 353,7 м на северо-западе прогиба до 2 722 м на востоке. Мощность толщи увеличивается от 150–200 м на северо-западе до 3 237 м в северо-восточной части прогиба, составляя в среднем 1 500–1 800 м [6]. Верхнефаменская соленосная толща содержит пласты галита в основном в нижней части (галитовая подтолща) и галита, переслаивающегося с глинами, мергелями и, местами калийных солей в верхней части (глинисто-галитовая подтолща). Над верхней подтолщей залегают надсолевые верхнедевонские породы или более молодые, неполно представленные и нередко (в сводах соляных поднятий) размытые каменноугольные, пермские, триасовые, юрские, меловые и кайнозойские дочетвертичные отложения. Поверхность верхнефаменской соленосной толщи Припятского прогиба характеризуется широким развитием локальных соляных структур – антиклиналей, брахиантиклиналей, куполов, синклиналей и мульд. Как правило, они объединяются в протяжённые валы и синклинальные зоны преимущественно субширотного простирания (рис. 1).

В. С. Конищев [6] отмечал, что большинство соляных поднятий приурочено к линиям разломов и расположено преимущественно в их поднятых крыльях, реже – на моноклиналях и в прогибах подсолевого комплекса. При этом, примерно 59 % поднятий по генезису представляют собой отражённые приразломные структуры, которые осложнены галокинезом в различной степени, и соляные наложенные, т. е. частично или полностью соляные. Размещены они в центральной и юго-восточной частях прогиба. Около 41 % поднятий, развитых в западной части и прибортовой частях, – отраженные приразломные, не осложненные галокинезом (несоляные поднятия). Отрицательные структуры между соляными валами, как правило, отраженные приразломные, часто в той или иной степени компенсационные.

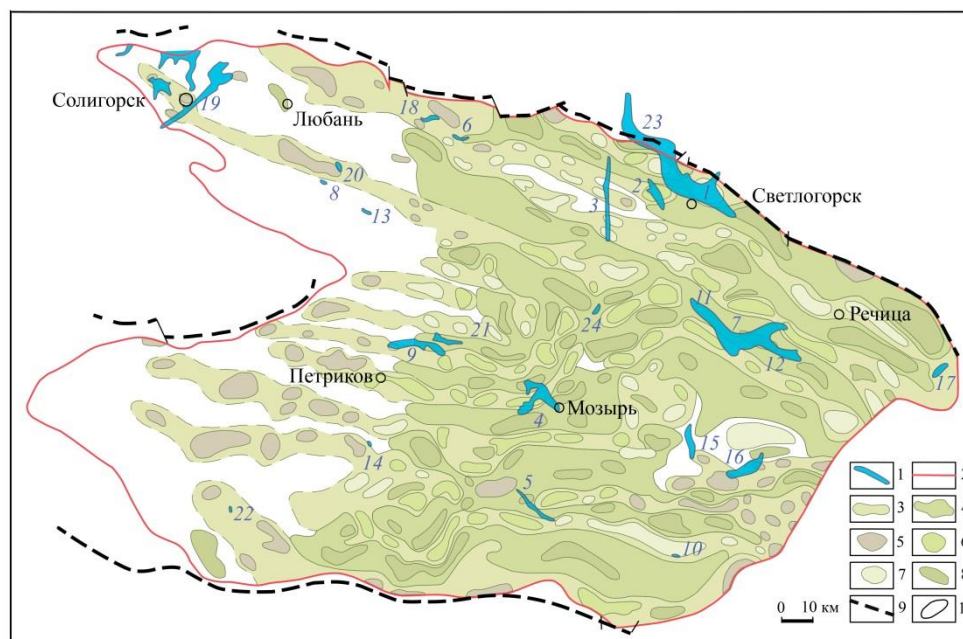


Рисунок 1 – Карта соотношения ледниковых ложбин с локальными структурами по поверхности верхнефаменской соленосной толщи (составлена с использованием материалов [5, 6])

1 – ледниковые ложбины; 2 – граница распространения верхнефаменских соленосных отложений; 3 – соляные вала; 4 – синклинальные зоны; 5 – несоляные поднятия; 6 – криптодиапиры; 7 – соляные подушки (диапириды); 8 – брахисинклинали, мульды; 9 – разломы; 10 – прочие структуры. Ледниковые ложбины: 1 – южный участок Светлогорской ложбины, 2 – Мольчанская, 3 – Дубровская, 4 – Мозырьская, 5 – Ельская, 6 – Глуская, 7 – центральный участок Ведричской ложбины, 8 – Нежинская, 9 – Петриковская, 10 – Кожушковская, 11 – западный участок Ведричской ложбины, 12 – восточный участок Ведричской ложбины, 13 – Оресская, 14 – Укоптьская, 15 – Витынская, 16 – Хойникская, 17 – Михальская, 18 – Андреевская, 19 – Погостская, 20 – Калиновская, 21 – Млынокская, 22 – Боровская, 23 – северный отрезок Светлогорской ложбины, 24 – Домановичская.

Чтобы оценить влияние соляных структур проводилось сопоставление ледниковых ложбин в поверхности дочетвертичных пород с соляными структурами, растущими в четвертичный период. Определение пространственного положения, особенностей морфологии и геологического строения ледниковых ложбин в поверхности дочетвертичных отложений и четвертичной толще основывалось на анализе имеющихся разрезов буровых скважин. По буровым материалам были построены авторские карта поверхности дочетвертичных пород и ледниковых ложбин, карта

мощности четвертичных отложений, а также комплект карт, включающий карты мощности, карты поверхности и ледниковых ложбин всех ледниковых горизонтов масштаба 1 : 200 000 Припятского прогиба.

Для выделения растущих соляных структур использовались опубликованная схема структурного районирования поверхности фаменских соленосных отложений [5]. Кроме того, анализировались опубликованные данные по неотектонике, геологическому строению четвертичной толщи и рельефа Припятского прогиба. Деформации в кайнозойских отложениях над активными поднятиями и опусканиями, к которым приурочены ложбины, были представлены на геологических разрезах верхнедевонско-четвертичной толщи, пересекающих структуры в продольном и поперечном направлениях. Эти построения дали возможность продемонстрировать выражение развивающихся соляных структур в мезозойских и кайнозойских коренных отложениях, показать изменения в строении плейстоценового комплекса ложбин.

Диагностика соляных структур, которые в четвертичное время испытывали движения соли, основывалась на приведённых ниже признаках:

- отраженным складкам палеоген-неогеновых пород, проникающим в толщу четвертичных отложений;
- разрывам самых верхних палеогеновых слоёв в сводах соляных поднятий и прорывам на дочетвертичную поверхность нижележащих верхнемеловых пород;
- локальным возвышениям дочетвертичной поверхности и заметному уменьшению мощности плейстоценового покрова, увеличению доли морен припятского возраста над соляными куполами;
- зонам повышенной мощности, наибольшего фациального разнообразия и полноты стратиграфического разреза четвертичного покрова над отрицательными структурами;
- более широкому развитию здесь водно-ледниковых, озёрно-ледниковых, аллювиальных и озёрно-болотных отложений и зон их повышенной мощности и др.

Изучение показывает, что 21 % ложбин расположено у локальных несоляных поднятий в западной и юго-восточной частях Припятского прогиба. Большинство ложбин (79 %) находится в его восточной части, где приурочено к структурам, образованным с участием соляной тектоники (см. рис. 1). Среди локальных соляных поднятий фаменской соленосной толщи и надсолевого этажа прогиба выделяются диапироиды и криптодиапироиды, причём большинство составляют первые. В ядрах диапироидов отмечается раздув мощности соли до 600–800 м, иногда – до 1 400–1 600 м при мощности в смежных синклиналиях обычно в несколько десятков метров, реже – 200–400 м. Относительная высота некоторых криптодиапироидов достигает почти 2,5 км. Обычно криптодиариры перекрыты триасовыми и более молодыми отложениями, некоторые из них – среднеюрскими и реже – палеогеновыми аккумуляциями. Только у нескольких криптодиапироидов палеогеновые породы прорваны на своде и на поверхность дочетвертичных отложений выступают более древние меловые породы.

По характеру соотношения с соляными структурами фаменских соленосных отложений Припятского прогиба выделяется 5 основных групп: 1) ложбины, пересекающие своды соляных поднятий; 2) огибающие своды соляных поднятий; 3) на склонах соляных поднятий; 4) в осевых частях отрицательных структур; 5) на крыльях отрицательных структур.

Большая часть ложбин (66 %) выявлена над соляными поднятиями. Ложбины врезаются в своды и склоны соляных поднятий. Ложбины над сводами поднятий составляют самую многочисленную группу на территории Припятского прогиба. Над

сводами диапироидов и криптодиапиров ложбины встречаются реже и примерно в равном количестве, тогда как у валов их выявлено больше. Здесь установлены ложбины, которые ориентированы согласно простиранию соляных поднятий, а также ложбины, вытянутые диагонально или вкрест. Ложбины, пересекающие с азимутальным несогласием своды соляных структур, составляют 75 % от общего числа надсводовых ложбин. Они ориентированы субмеридионально или диагонально по отношению к простиранию соляных структур. Меньшая часть ложбин имеет субширотное направление согласно простиранию поднятий. Одни ложбины короткие, представлены только над сводами и выклиниваются над крыльями соляных поднятий, например Андреевская, Михальская. Другие ложбины (Погостская, Светлогорская, Мольчанская, Дубровская) – более крупные, пересекают несколько соляных поднятий, принадлежащих соседним соляным валам.

В вертикальных геологических разрезах в надсолевой верхнедевонско-третичной толще прослеживаются антиклинали полого-куполообразной формы. Большинство куполов выражено в поверхности дочетвертичных отложений возвышениями высотой 10–24 м, нередко с выходами неогеновых пород на вершине. Пересечение ложбинами сводов соляных поднятий происходит преимущественно вдоль активных разломов. Данное расположение имеют 62 % надсводовых ложбин: Светлогорская, Дубровская, Мозырьская, Андреевская, Погостская и др.

Ледниковые ложбины у склонов соляных структур также широко представлены в Припятском прогибе (25 %). Среди таких ложбин 50 % приходится на склоны диапироидов, 17 % – криптодиапиров и 33 % – соляных поднятий. Они встречаются в основном над крыльями, обращенными навстречу движению ледника, и изредка – у южных крыльев. Все ложбины вытянуты вдоль крыльев, короткие, неглубокие и имеют идентичные направления с простиранием структур и линиями разломов. В качестве примера можно привести Глусскую ложбину, которая локализуется над северным крылом Холопеничского диапироида (рис. 2, А).

Эта структура расположена в средней части Речицко-Шатилковской ступени на моноклинали по подстилающим отложениям, осложненной малоамплитудными разломами. Диапироид ориентирован в субширотном направлении, согласно с простиранием контролирующих её разломов. По поверхности верхнефаменской соли его длина достигает 3,5 км, ширина – 2 км, наклон крыльев составляет 30 м/км. Эта соляная структура входит на глубину до 170 м в перекрывающие верхнедевонские отложения, над которыми залегают пермские и мезокайнозойские породы. Покрывающие породы образуют отраженную складку (рис. 2, Б). Слоистость и кровля разновозрастных слоёв, строящих складку, изогнуты согласно с поверхностью соляного массива. При этом в своде диапироида верхнедевонские породы протыкают отложения перми и триаса и покрыты юрскими отложениями.

В структуре Холопеничского диапироида имеются признаки заметного роста и влияния на расположение и морфологию Глусской ложбины. Над сводом диапироида выражена пологая куполовидная складка в поверхности дочетвертичных отложений и всех ледниковых горизонтов $1,5 \times 2$ км. Амплитуда антиклинали составляет 19 м по кровле наревского ледникового горизонта, 10 м – березинского и до 7 м – припятского подгоризонта (рис. 2, В). В современном рельефе эта структура выражена моренно-флювиогляциальным возвышением высотой до 5–7 м. Глусская ложбина врезаётся в присводовую часть северного крыла диапироида, следует субпараллельно его оси. Крыло диапироида в этом месте расчленяет активный субширотный разлом, выраженный по подсолевым отложениям. Глусская ложбина непосредствен-

но расположена вдоль разлома. Такое совпадение может служить косвенным доказательством удлинения глубинного разлома и достижения им подошвы четвертичных отложений и влияния на размещение ложбины при активизации галокинеза в ледниковые эпохи. Рост Холопеничского диапириода в четвертичное время воздействовал на длину, глубину, природу и другие особенности строения Глусской ложбины. Её длина определяется протяжённостью диапириода. Самый глубокий участок ложбины отмечается с северной стороны свода структуры. В пользу проявления галокинетических процессов говорят также подлёдная водно-эрозионная природа ложбины, изменение характера строения четвертичного покрова: над растущим сводом диапириода сокращается мощность четвертичных отложений, стратиграфический разрез и разнообразие фаций. Место расположения огибается прадолиной и современной долиной р. Птичь, контролирует положение погребённых и голоценовых аллювиальных свит (рис. 2, В). Приведённые выше особенности строения четвертичного покрова отмечаются также на центральном отрезке Ведричской, Петриковской и других ложбин, расположенных вдоль крыльев соляных поднятий.

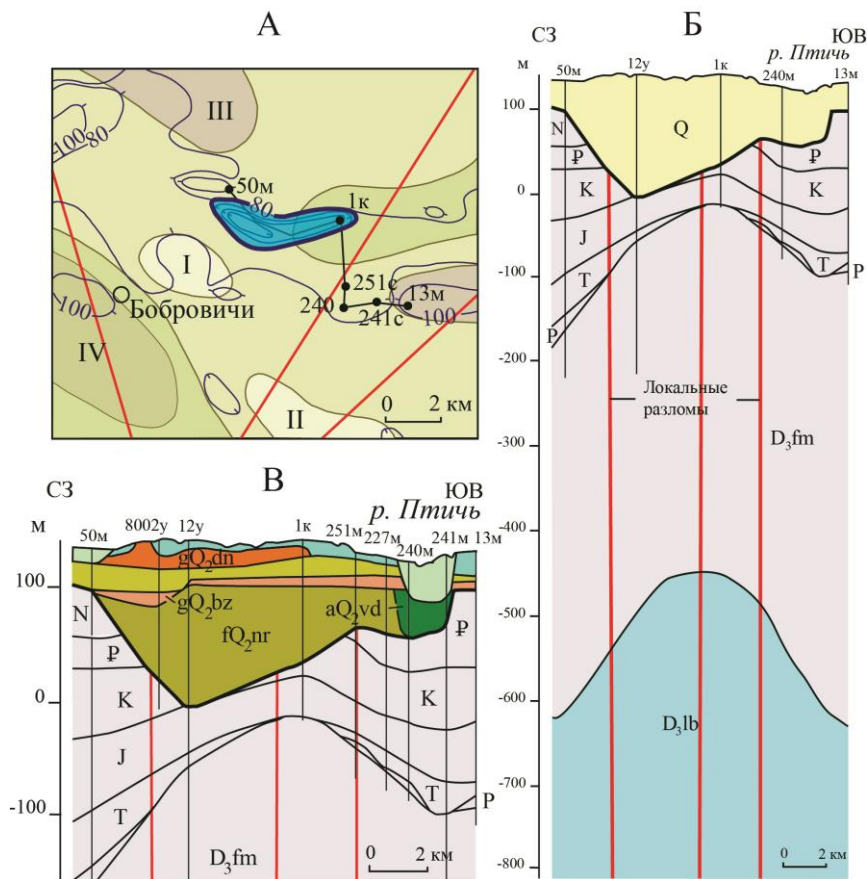


Рисунок 2 – Влияние галокинетических процессов в пределах

Холопеничского диапириода на расположение и морфологию Глусской ложбины

А – ложбина врезаётся в присводовую часть северного крыла диапириода и следует параллельно его оси, Б – крылья и вершина диапириода нарушены разломами и ложбина прорезает кайнозойские и мезозойские породы, В – свод растущего диапириода в современном рельефе увенчан моренным возвышением, огибаётся погребённой и современной долиной р. Птичи. I – Холопеничский диапириод, II – Борисовский диапириод, III – Глусское поднятие, IV – Западно-Борисовская мулда.

Места расположения сводов соляных структур огибает около 8 % ледниковых ложбин. Ложбины огибают соляные поднятия значительной интенсивности роста. Так, большинство указанных ложбин обходят криптодиапиры и диапириды, у которых вершины приподнимают поверхность дочетвертичных отложений и приводят к образованию возвышений с относительными высотами до 25 м. Такая картина наблюдается чаще у протяжённых ложбин, ориентированных по движению ледника и пересекающих несколько соляных валов субширотного простирания, например Светлогорской, Ельской.

Воздействие отрицательных локальных структур сказывается на распределении 26 % ледниковых ложбин. Все ложбины совпадают в плане с обращёнными синклиналями, мульдами и синклинальными зонами (см. рис. 1). В пределах отрицательных структур ледниковые ложбины распределяются следующим образом: 17 % располагаются над осевыми частями, а 13 % – на их крыльях, сопряженных с поднятиями. Ложбины приурочены к соляным структурам, растущим в плейстоцене. Расположение ложбин контролируется депрессиями в поверхности дочетвертичных отложений, совпадающими в плане с осевыми частями синклиналей и мульды либо с их крыльями, переходящими вверх по восстанию в склоны поднятий. Чаще они приклонены к склонам растущих соляных поднятий. Об этом свидетельствуют: 1) отражённые куполовидные складки с амплитудой до 19 м, проникающие в толщу четвертичных отложений; 2) разрывы самых верхних (палеогеновых) слоёв в сводах соляных поднятий и прорыв на поверхность ложа четвертичных пород нижележащих верхнемеловых отложений; 3) формирование над соляными куполами возвышений в кровле коренного субстрата. С распределением отрицательных локальных соляных структур и поднятий связаны также изменения главных особенностей четвертичного покрова. Синклинали и мульды определяют развитие зон повышенной мощности, фациального разнообразия и полноты стратиграфического разреза четвертичного покрова. Участки синклиналей и мульд ограничивают латеральное распространение водно-ледниковых, озёрно-ледниковых, аллювиальных и озёрно-болотных отложений или отмечают зоны их повышенной мощности. Надсолевые возвышения, располагающиеся гипсометрически выше, перекрывают более грубые плейстоценовые отложения и состоят они преимущественно из морен. Над вершинами соляных структур плейстоценовый покров состоит из припятского и поозёрского ледниковых горизонтов, тогда как в пределах прилегающих синклиналей и мульд сохранились более древние плейстоценовые образования. Ледником активизированное перемещение верхнедевонских соляных масс обуславливало опускание ледникового основания в осевых и краевых частях компенсационных мульд и синклиналей и подъём соляных куполов. Увеличение наклона поверхности надсолевых пород навстречу леднику на крыльях отрицательных структур, приклоненных к склонам соляных поднятий, благоприятствовало врезанию.

Таким образом, выявляется довольно отчётливая зависимость между геологическим строением Припятского прогиба и развитием ложбин. Установлено тяготение ледниковых ложбин к площадям расположения локальных структур верхнефаменской соленосной толщи. Ложбины локализуются над теми локальными структурами, которые проявляли рост в четвертичное время. В пределах Припятского прогиба преобладающая часть ложбин расположена над локальными соляными поднятиями, меньшая часть – в пределах отрицательных структур. На площади поднятий ложбины чаще всего выявляются на сводах и их склонах, обращенных навстречу движения ледника. У отрицательных форм они тяготеют к осевым частям

и крыльям, сопряженным с поднятиями. Характерная черта ложбин, которые имеют взаимосвязь с соляными структурами, заключается в их нередкой приуроченности к активным разломам. Эти разломы прослеживаются внутри отраженных складок в надсолевых верхнедевонско-кайнозойских осадочных отложениях с заметным смещением вплоть до поверхности дочетвертичных отложений, где наследуются ложбинами. Развитие солевых структур и разломов в наревскую и днепровскую ледниковые эпохи создавало под ледниками ослабленные зоны, которые способствовали гляциотектоническим деформациям, ледниковой экзарации и эрозии подледниковых потоков талых ледниковых вод.

Библиографические ссылки

1. White W. A. Displacement of Salt by the Laurentide Ice Sheet // *Quaternary Research*. 1992. N 38. P. 305–315.
2. *Sirocko F., Szeder T., Seelos C. et al.* Young tectonic and halokinetic movements in the North-German-Basin: its effect on formation of modern rivers and surface morphology/ *Netherlands Journal of Geosciences // Geologie en Mijnbouw*. 2002. N 81(3–4). P. 431–441.
3. *Hseinat M. Al., Hubsher C.* Ice-load induced tectonics controlled tunnel valley evolution – instances from the southwestern Baltic Sea // *Quaternary Science Reviews*. 2014. N 97. P. 121–135.
4. *Lang J., Hampel A., Brandes Ch., Winsemann J.* Response of salt structures to ice-sheet loading: implications for ice-marginal and subglacial processes // *Quaternary Science Reviews*. 2014. N 101. P. 217–233.
5. Геология Беларуси / А. С. Махнач, Р. Г. Гарецкий, А. В. Матвеев и др. Минск: Ин-т геол. наук НАН Беларуси, 2001. 815 с.
6. *Конищев В. С.* Соляная тектоника Припятского прогиба. Минск: Наука и техника, 1975. 150 с.

УДК 551.336(476)

ВЛИЯНИЕ ТАЛЫХ ЛЕДНИКОВЫХ ВОД НА ФОРМИРОВАНИЕ ЛОЖБИНА ТЕРРИТОРИИ БЕЛОРУССКОГО ПООЗЕРЬЯ

Е. В. Хилькевич

Белорусский государственный университет, факультет географии и геоинформатики,
пр. Независимости 4, 220030 Минск, Республика Беларусь; katya.xilk@list.ru

Одним из основных факторов, оказавшим влияние на формирование субгляциальных водно-эрозионных ложбин, является дренаж талых подледных вод под высоким гидростатическим давлением. Талые воды присутствуют у основания ледников, где лёд достигает температуры близкой к точке таяния, и отсутствуют в ледниках, где лёд приморожен к ложу. По мнению многих исследователей, плейстоценовые ледниковые покровы относились к политермальным. Только в самых внешних частях краевых зон и в пределах ледоразделов ледники могли иметь холодное основание, которое не способствовало скоплению талых вод [2].

Образование талых подледных вод происходило в результате таяния льда за счёт поступающего геотермического теплового потока и в результате трения льда о ложе. Талые поверхностные воды проникали внутрь ледника по трещинам, вертикальным каналам и достигали его ложа. В краевой зоне супрагляциальные талые воды были основным источником вод в ложе ледника. В центральных частях леднико-

вых покровах, где лёд был более мощным и менее трещиноватым, их роль значительно уменьшалась [4].

Талые воды у ледникового основания транспортируются к краю ледника через канализированные потоки и системы, распределенные по поверхности ложа, а также через подлёдные водоносные горизонты как подземные воды [3, 4]. Канализированные потоки образуют следующие формы:

- каналы Рётлисбергера, выработанные во льду непосредственно над ложем;
- каналы Ная, врезанные в коренные породы;
- подлёдные водно-эрозионные ложбины – крупные долинообразные понижения, выработанные в подлёдных отложениях.

К распределенным по поверхности ложа системам относятся:

- тонкая плёнка воды на контакте лёд–ложе;
- система связанных, заполненных водой, полостей между льдом и породами ложа;
- разветвленная система мельчайших каналов между льдом и поверхностью ложа.

На существование разных видов дренажных систем оказывали влияние климатические, гляциологические и геологические условия.

Основным параметром, влияющим на способ дренажа талых вод под ледником, является коэффициент фильтрации пород ложа [1, 3]. Ледниковые покровы распространялись радиально из внутренней зоны к периферии. Во внутренних зонах оледенения они находились на кристаллических породах с очень низким коэффициентом фильтрации. Внешние части ледников оказывались на субстрате, построенном из мощных осадочных пород (слоистых песков, глин, мергельно-меловых и др.). Коэффициент фильтрации для последних изменяется в широких пределах: от 10^{-12} м/с для глин до 10^{-2} м/с для гравия. Эти отложения формировали водоносные горизонты, способные проводить талые подземные воды, и водоупоры.

В настоящее время существует две основных концепции о характере дренажа талых подлёдных вод. Первая из них основана на том, что породы субстрата имели достаточную проницаемость и все талые подлёдные воды разгружались через породы ледникового ложа [1]. Согласно второй концепции только $\frac{1}{4}$ часть талых подлёдных вод была способна дренировать через подлёдные водоносные горизонты [3]. Остальная часть накапливалась в подлёдных водоёмах. Находясь под высоким гидростатическим давлением, подлёдные бассейны спускались через более эффективные дренажные системы, такие, как каналы Ная и ложбины.

Подлёдные озёра установлены под современными ледниковыми покровами в Антарктиде, Исландии. Например, в Антарктиде обнаружено более 380 подлёдных озёр. Самое крупное из них является оз. Восток, площадью около 14 000 км² и глубиной более 800 м [5]. Следы геологической деятельности подлёдных озёр и катастрофических спусков вод выявлены и в области древних материковых оледенений. Возникновению подлёдных озёр способствовали понижения в ледниковом ложе, наличие вечной мерзлоты у края ледника, которая предотвращала разгрузку талых вод по водоносным горизонтам, развитие пород с низкой проницаемостью и др.

На территории Белорусского Поозерья по характеру геологического строения и формирования выделяется 2 группы подлёдных водно-эрозионных ложбин.

Первая группа включает ложбины, образованные в результате катастрофических спусков подлёдных озёр. К ней относятся Долгое, Гиньковская, Вечельская и Зароновская ложбины. Ложбины начинаются в понижениях

внутренних зон краевых комплексов и протягиваются до их дистальных частей. Эти ложбины обнаруживают связь с районами распространения подлёдных озёр: Верхнедвинского, Полоцкого, Шумилинского (рис. 1). В современном рельефе древнеозёрные котловины приурочены к наиболее пониженным участкам Полоцкой низины и Шумилинской равнины. В плане котловины имеют изометричную форму. Поверхность в основном пологовогнутая или плоская с абсолютными отметками 134–139 м, иногда осложняется поднятиями высотой 5–7 м. В современном рельефе им соответствуют обширные болотные массивы с гляциокарстовыми озерами. Отложения подлёдных озёр залегают в виде линз на флювиогляциальных и лимногляциальных песках времени наступания поозёрского оледенения. Перекрыты подлёдные аккумуляции основной мореной поозёрского возраста. Мощность линз подлёдно-озёрных отложений составляет 8–15 м. В их строении участвуют преимущественно мелко- и тонкозернистые пески с редким гравием и галькой, с редкими прослоями мореных супесей и суглинков (рис. 2).



Рисунок 1 – Карта распространения подлёдных озёр и водно-эрозионных ложбин поозёрского возраста на территории Поозерья

1 – водно-эрозионные ложбины; 2 – озёрные котловины; границы краевых комплексов: 3 – оршанской стадии, 4 – витебской фазы, 5 – brasлавской стадии. Цифрами обозначены подлёдные озёра: I – Верхнедвинское, II – Полоцкое, III – Шумилинское.

Ложбины этой группы начинаются у дистальных окончаний древнеозёрных котловин. Они имеют слабоизвилистые или спрямленные в плане очертания, протяжённость до 25 км и глубину до 70 м. Одни ложбины (Гиньковская) по мере удаления от подлёдного озера разделяются на рукава. Другие ложбины (Зароновская) начинаются двумя рукавами, которые сливаются и образуют единую ложбину. Ложбины имеют подлёдные и камовые террасы, свидетельствующие о многократных этапах спусков талых вод: Долгое, Вечельская ложбины. У окончания этих ложбин наблюдаются обширные конусы выноса и дельты, сложенными флювиогляциальным грубообломочным материалом. Это свидетельствует о больших объёмах и высоких скоростях движения талых подлёдных вод. Основным источником подлёдных вод для формирования этих ложбин были воды подлёдных

озёр. К ложбинам катастрофических спусков талых вод, заключённых в подлёдных озерах, относятся также Сорочанская и Берёзовская ложбины поозёрского возраста, Чашникская ложбина в поверхности березинского ледникового горизонта, Видзовская, Верхнедвинская и Поставская ложбины сожского возраста.

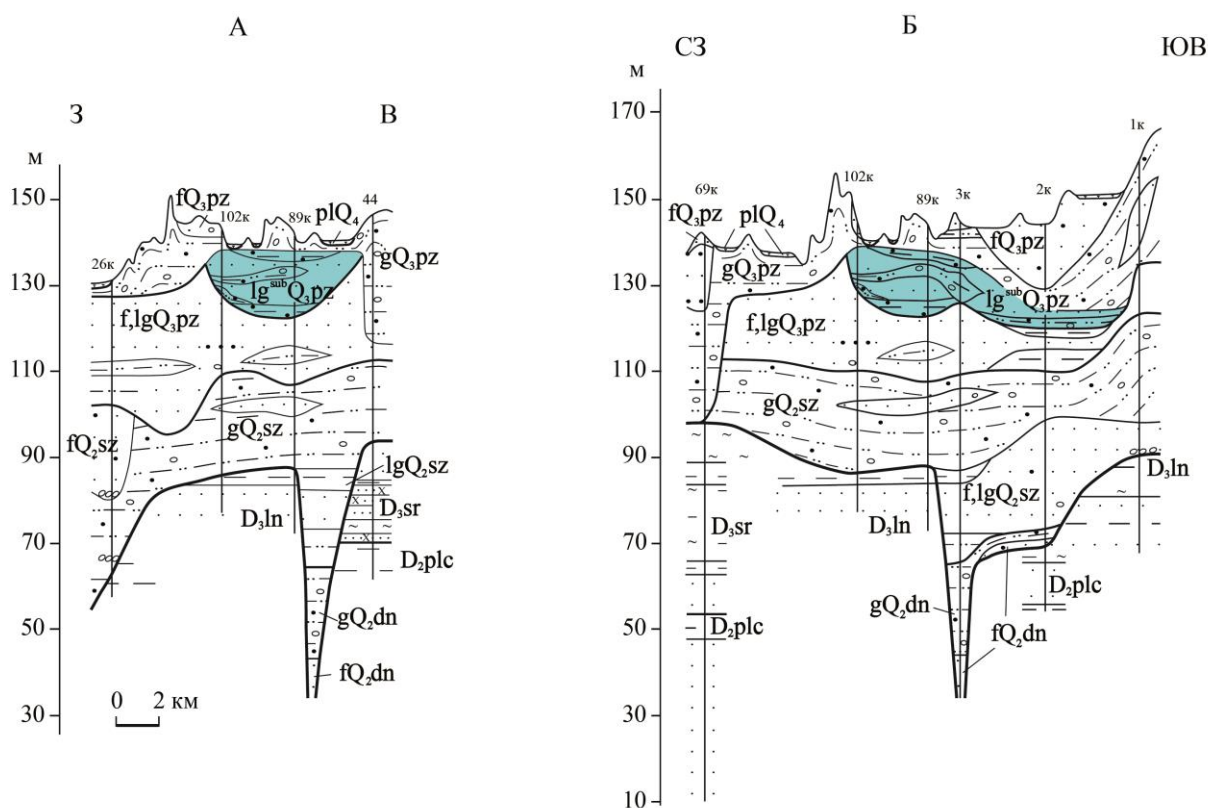


Рисунок 2 – Условия залегания отложений Шумилинского подлёдного озера

А – по линии дд. Залужье–Дворище,

Б – по линии дд. Юрово–Дворище Язвинское Шумилинского р-на

Ко второй группе относятся ложбины, формирование которых обусловлено талыми наледниковыми водами, поступившими в ложе ледника. Эти ложбины расположены преимущественно в краевых зонах. Присутствия отложений подлёдных озёр у их северных окончаний не обнаружено. В основном это короткие (до 10 км), слабоизвилистые или спрямлённые, относительно неглубокие (до 24 м) отрицательные формы рельефа. Ложбины оканчиваются камовыми массивами, озами, дельтами, сложенными в основном мелкими песками. Прослои и линзы грубообломочного материала в их строении встречаются редко. В рельефе Белорусского Поозерья примерами таких ложбин являются Должанская, Карпинская, Забельская, Бобрицкая, Полсвижская, Худовецкая, Веринская ложбины. Основным источником вод для образования ложбин этой группы были талые наледные и внутрилёдные воды, которые по вертикальным трещинам и каналам попадали в ложе ледника. Намного меньшие объёмы талых вод определили небольшую протяжённость, глубину и мелкообломочный состав материала флювиогляциальных форм рельефа на дистальных окончаниях ложбин.

Таким образом, формирование подлёдных водно-эрозионных ложбин на территории Белорусского Поозерья тесно связано со спусками подлёдных озёр и наледных

и внутриледных вод. Спуски подледных озёр носили катастрофический характер и привели к созданию протяжённых и глубоких ложбин. Наледные и внутриледные талые воды, поступившие в ложе ледника по внутриледным трещинам и каналам, имели меньшую эродирующую силу и сформировали короткие и относительно неглубокие ложбины.

Библиографические ссылки

1. *Boulton G. B., Caban P. E., van Gijssel K.* Groundwater flow beneath ice sheets: part I – large scale patterns // *Quaternary Science Reviews*. 1995. Vol. 14. P. 545–562.
2. *Kleman J., Glasser N. F.* The subglacial thermal organisation (STO) of ice sheets // *Quaternary Science Reviews*. 2007. Vol. 26. P. 585–597.
3. *Piotrowski J. A.* Subglacial hydrology in North-Western Germany during the Last glaciation: groundwater flow, tunnel valleys and hydrological cycles // *Quaternary Science Reviews*. 1997. Vol. 16. P. 169–185.
4. *Piotrowski J. A.* Channelized subglacial drainage under softbedded ice-sheets: evidence from small N-channels in Central European lowland // *Geol. Quart.* 1999. N 43(2). P. 153–162.
5. *Siegert M. J.* Antarctic subglacial lakes // *Earth-Science Reviews*. 2000. N 50. P. 29–50.

УДК 551.337

ДВОЙНОЙ ИНТЕРГЛЯЦИАЛ КАК ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ТИП ОЗЁРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

А. Ф. Санько

Белорусский государственный университет, факультет географии и геоинформатики,
пр. Независимости 4, 220030 Минск, Республика Беларусь; sankoaf@tut.by

Озёрные отложения четвертичных отложений зоны материковых оледенений играют роль стратиграфических реперов. Они содержат богатую палеогеографическую информацию, являются источником геологической летописи того или иного интервала времени. Озёрные отложения легко диагностируются среди континентальных образований, наиболее приемлемы для биостратиграфических построений. В них, как правило, обильны палеонтологические остатки, которые дают надёжный фактический материал для стратиграфических построений. Озёрные отложения в зоне материковых оледенений встречаются на различных уровнях, разделяя разновозрастные слои и горизонты. Вместе с тем, далеко не все озёрные толщи одинаково пригодны для стратиграфии плейстоцена, даже если они залегают без гляциодислокаций. Основную роль в стратиграфическом отношении играют озёрные образования интергляциалов, разделяющие гляциальные и перигляциальные толщи. Интерстадиальные озёрные отложения значительно беднее палеонтологическими находками, как правило, не содержат руководящих ископаемых, позволяют расчленять лишь стадиальные отложения друг от друга. Их стратиграфическая роль значительно возрастает в случае совместного нахождения с интергляциальными озёрными осадками. Слабо пригодны для региональных стратиграфических построений отложения старичных озёр, поскольку они залегают в составе аллювия и, следовательно, могут датировать лишь ископаемые аллювиальные свиты. Исходя из сказанного, для стратиграфических целей в зоне материковых оледенений на основе комплекса палеонтологических данных должны использоваться интергляциальные отложения только

водораздельных озёр. Лишь осадки этих погребённых озёр, имеющих гляциокарстовое происхождение, обеспечивают стратиграфическое расчленение четвертичной толщи палеонтологическими методами и позволяют избежать грубых ошибок в стратиграфических построениях.

Нами предпринята попытка типизации залежей интергляциальных озёрных отложений по их взаимоотношению с ледниковыми образованиями зоны материковых оледенений Беларуси и сопредельных территорий.

Первый тип межледниковых озёрных отложений зоны материковых оледенений связан с их залеганием в последовательно пластующейся толще. Такие озёрные отложения путем постепенных переходов в осадконакоплении тесно объединены с подстилающими и перекрывающими перигляциальными и гляциальными образованиями. При этом переход озёрных осадков в подстилающие отложения обычно выражен более ясно, чем в перекрывающие слои. Стратификация озёрной толщи данного типа отличается большой полнотой. Термокарстовое озеро, как правило, образовывалось в позднеледниковье. В таком случае в разрезе представлены перигляциальные осадки предшествующего гляциала, раннемежледниковья, оптимума, позднемежледниковья, а также стадийные и интерстадийные отложения последующего гляциала. Нижняя часть разреза таких озёрных отложений сложена собственно озёрными осадками (тонкий песок, алеврит, супесь, гиттии с различным содержанием органики). Кверху количество органических остатков увеличивается, и на определённом уровне гиттия резко сменяется торфом, свидетельствуя о заболачивании водоёма. Смена торфа выше по разрезу на минеральные осадки указывает на похолодание, обусловленное очередным ледниковым периодом. В раннеледниковье озёрный водоём может возобновить свое существование на месте термокарстовой озёрной котловины. В таком случае в нём накапливаются органогенные осадки интерстадиалов и кластогенные стадийные супеси и суглинки. Развитие водоёма, как правило, прекращается в анагляциале – самом холодном этапе гляциала. Геологические разрезы озёрных отложений первого типа (с одним интергляциалом) пользуются широким распространением на территории Беларуси и смежных регионов, например, александрийские (лихвинские, мазовецкие) слои. В четвертичной толще рассматриваемый тип озёрных отложений позволяет определять относительный возраст как нижней, так и верхней морены, поскольку стратиграфические перерывы в ранге горизонтов между ними отсутствуют.

Примером первого типа межледниковых озёрных отложений на территории Беларуси может служить разрез Комотово на р. Котра. В результате его многолетнего изучения был получен обширный материал, неоспоримо свидетельствующий о том, что в этом разрезе представлено несколько разновозрастных пачек отложений. В нижней пачке, сложенной разнообразными гиттиями и торфом, представлен полный профиль муравинского межледниковья. Выше слоёв с муравинскими семенными и пыльцевыми флорами располагается мощная толща торфяно-супесчаных отложений с гораздо более бедной флорой. Хотя флора самых «тёплых» надмежледниковых интервалов тоже лесная, однако набор лесообразующих пород ограничен в ней обычными хвойными и берёзовыми видами, указывающими на особую семенную флору одного из раннепоозёрских интерстадиалов.

Ещё одним примером озёрных отложений первого типа являются органогенные отложения, вскрытые при строительстве метро «Петровщина» (рис. 1). По генезису они относятся к озёрным осадкам, а по времени накопления – к муравинскому межледниковью и одному из раннепоозёрских интерстадиалов.

Разновидностью озёрных отложений первого типа служат голоценовые озёрные и озёрно-болотные массивы. Их принципиальное отличие заключается в незавершенности разреза, отсутствии перекрывающих отложений.

Ложный (второй) климатический оптимум в разрезах озёрных отложений первого типа в основном вызван следующими причинами. В перигляциальное время литоральная часть озёрных межледниковых отложений подвергалась делювиальному и криогенно-солифлюкционному воздействию, в результате чего часть межледниковых отложений могла переместиться из краевой возвышающейся зоны в центральную углублённую зону котловины. Отложения в этом интервале оказались смешанными, с палеонтологическими остатками теплолюбивых и холодолюбивых растений и животных. При этом в случае делювиального смыва стратификация отложений может быть обратной. Процесс продолжался до тех пор, пока котловина бывшего озера не заполнялась до края и не превращалась в плоскую низину. В геологическом разрезе центральной части таких озёрных отложений бурением могут быть вскрыты отложения вторых или даже третьих «климатических оптимумов», количество которых определялось относительной глубиной центральной части древнего озера.

Второй тип озёрных отложений – это интергляциальные озёрные толщи разного возраста в пределах одной озёрной котловины (двойные интергляциалы). Отложения таких озёрных комплексов являются уникальными, чрезвычайно информативными в палеонтологическом отношении. Их формирование было связано с определённой спецификой в распространении ледниковых покровов. Во-первых, двойные интергляциальные толщи могли образоваться лишь в периферической части ледниковых покровов. Во-вторых, должна была соблюдаться такая последовательность событий, связанных с распространением максимальной границы ледниковых покровов: а) возникновение гляциокарстовых западин на моренных отложениях ледникового покрова, максимальная граница которого продвинута далеко к югу; б) заполнение озерной котловины осадками, в) последующий ледниковый период «малого» или «среднего» оледенения, максимальная граница которого не достигала гляциокарстовой западины (существенная перестройка гидрографической сети в окрестностях озёрной котловины не происходит); г) накопление озёрных осадков в пределах древней озёрной котловины и образование второй интергляциальной озёрной толщи; д) последующее оледенение с ледниковым покровом, максимальная граница которого достигает рассматриваемой озёрной котловины. Таким образом, в гляциокарстовых котловинах периферической зоны четвертичных оледенений образуется своеобразный слоёный пирог, состоящий из двух интергляциальных озёрных толщ, залегающих *in situ*. Геологические разрезы, включающие такие два озёрных межледниковых интервала, получили не совсем адекватное название – «нижний и верхний климатические оптимумы». Разделяющие их «холодные» слои именуются «промежуточным похолоданием». В качестве примера этого типа озёрных отложений рассмотрим разрез Корачевщина, расположенный в пределах Ошмянской возвышенности (рис. 2).

Комплексные геолого-палеонтологические исследования разреза Корачевщина показали, что термокарстовую западину здесь заполняют шесть толщ органогенных озёрных или органогенно-минеральных озёрных и болотных образований. Нижнюю и верхнюю толщи образуют межледниковые отложения муравинского и голоценового возраста. Между ними залегают слои супесей, суглинков и песков склонового (делювиально-солифлюкционного) и озёрного происхождения мощностью 9 м, образовавшиеся в течение поозёрского оледенения [1]. Интерпретация возраста озёрных

отложений разреза Корачевщина могла бы быть иной, в случае залегания подобных отложений в одном разрезе на значительной глубине. Обычно такие межледниковые слои считаются «климатическими оптимумами», разделёнными «промежуточным похолоданием».

Геологические разрезы с отложениями двойных озёрных интергляциалов в четвертичной толще хорошо известны на территории Беларуси и соседних регионов, где имело место чередование «больших» и «малых» оледенений. К ним относятся следующие разрезы, получившие статус опорных: Корчево, Нижнинский Ров, Костеши (Беларусь), разрезы августовского страторегиона (Калейты, Чарнуха, Жарново и др.), также стратотип фердинандовского интергляциала (разрез Фердинандов) в Польше, Рославль и ряд опорных разрезов в бассейне Верхнего Дона в России.

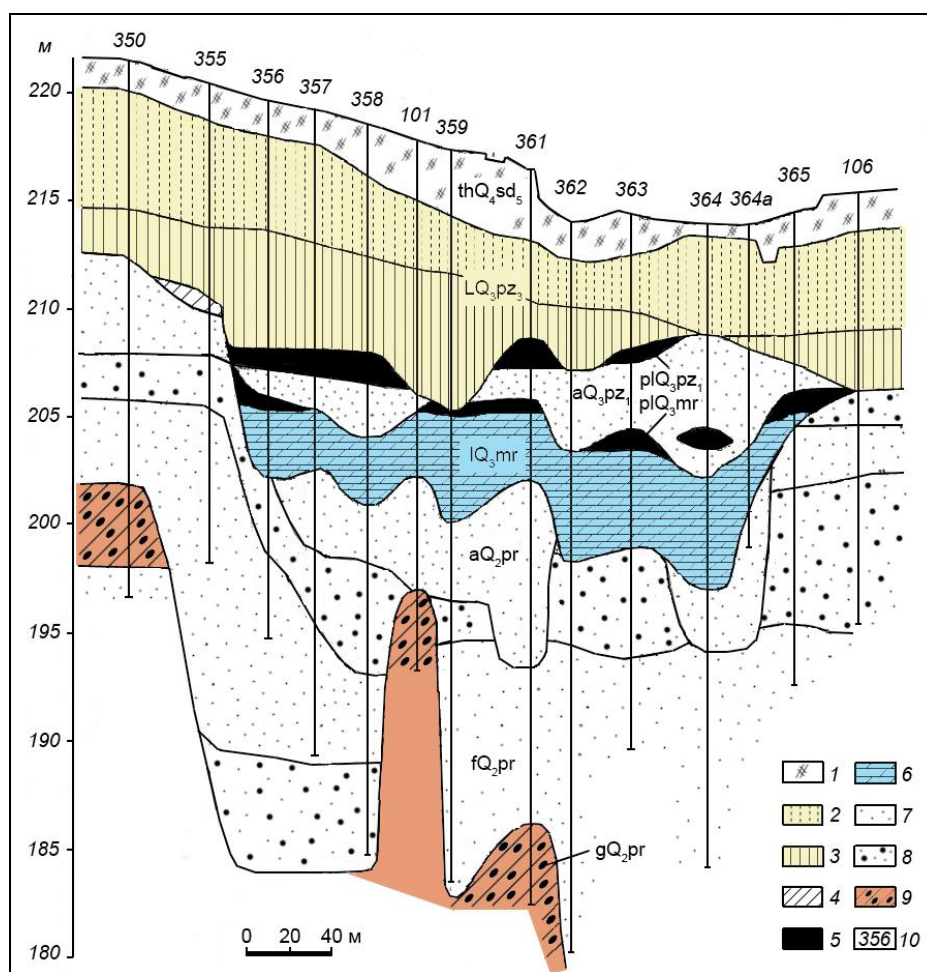


Рисунок 1 – Озёрные отложения первого типа в разрезе Петровщина в Минске, вскрытом при строительстве метро (по материалам бурения УП «Геосервис»):
 1 – насыпной грунт, 2 – лёссовидная супесь, 3 – лёссовидный суглинок, 4 – суглинок, 5 – органогенные отложения, торф, 6 – озёрные отложения – мергель, гиттия, 7 – песок мелкозернистый, 8 – песок с гравием и галькой, 9 – морена, 10 – номера скважин

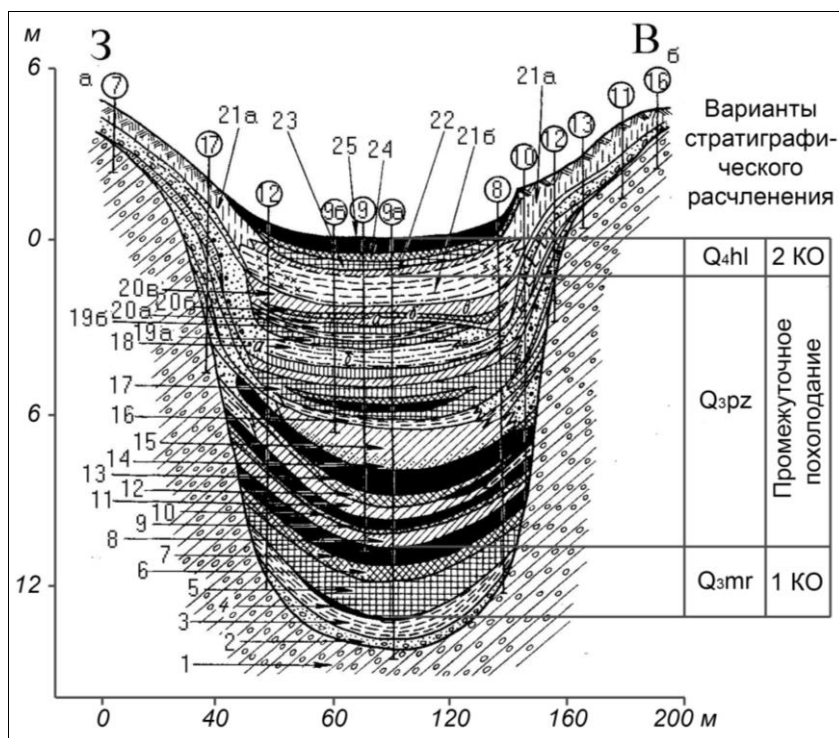


Рисунок 2 – Схематический геологический профиль заполнения гляциокарстовой западины у д. Корачевщина (по Л. Н. Вознячуку).

Цифрами обозначены номера слоёв, характеристика которых приведена в работе [1].

Библиографические ссылки

1. *Вазнячук Л. М., Махнач Н. А., Рунец Я. П. і інш. Неаплейстацэн і галацэн Ашмянскіх град (стратыграфія і некаторыя асаблівасці гісторыі расліннасці Беларусі па матэрыялах вывучэння апорнага разрэзу Карачоўшчына) // Даследаванні антрапагену Беларусі. Мінск: Навука і тэхніка, 1978. С. 110–129.*

УДК 551.79

НЕКОТОРЫЕ ИТОГИ ИЗУЧЕНИЯ МЕЖЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В РАЗРЕЗЕ БЕЛЫЙ РОВ НА ОРШАНСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ

Г. И. Литвинюк¹, А. Л. Стельмах², А. И. Косяк²

¹Белорусский государственный университет, факультет географии и геоинформатики, пр. Независимости 4, 220030 Минск, Республика Беларусь; litvinhi@bsu.by

²Брестский государственный университет им. А. С. Пушкина, бул. Космонавтов 21, 224016 Брест, Республика Беларусь

Разрез межледниковых отложений Белый Ров был обнаружен сотрудниками ИГН НАН Беларуси М. Е. Комаровским и В. Ф. Винокуровым, изучавшими геологическое строение Оршанской возвышенности. Однако прошло уже более 10 лет, но до сих пор на нём не проводились более детальные геологические и палеонтологические исследования.

С этой целью авторами в течение нескольких лет исследовались выходы межледниковых отложений, обнажающихся в овраге, выходящем в долину р. Адров у д. Пузырёво [1]. При изучении данного разреза наибольшее внимание уделялось геологическому строению, условиям залегания и восстановлению этапов существования древнего водоёма на основании изучения состава ископаемой семенной флоры.

В результате были заложены 2 расчистки, из которых было отобрано 2 серии образцов на палеокарпологический анализ, также было визуально изучено большое количество породы торфа, что позволило собрать много семян бразении и несколько остатков плюски дуба.

Линза межледниковых отложений, мощностью более 3 м, залегает на зеленовато-серой морене предпоследнего оледенения, представленной суглинком зеленовато-серым плотным, пластичным с большим количеством валунов кристаллических пород диаметром до 1 м.

Из всей межледниковой толщи, примерно через равные промежутки, были отобраны образцы на палеокарпологический анализ. После их обработки выявлена богатая ископаемая флора, состав которой приведён в табл.

На сожской морене залегают супеси зеленовато-серые пластичные, криотурбированные, с примазками растительного детрита, с невыдержанной мощностью до 20 см. В данных отложениях выявлена флора тундрового типа, представленная немногочисленными остатками карликовой берёзы, осоками и холодостойкими рдестами. К сожалению, в отложениях не установлены остатки *Dryas octopetala*, столь типичного вида для флор подобного типа.

В залегающих выше супесях тёмно-серых гумусированных состав флоры резко меняется (образцы 5–4). Здесь присутствует огромное количество семян рдеста плавающего, что является уникальным явлением для плейстоценовых флор Беларуси, но самым главным элементом данной флоры является присутствие *Picea obovata*, представленной шишками, семенами и хвоей, что не вызывает сомнений в её определении. Количество и разнообразие древесных пород и травянистых растений здесь значительно возрастает и это свидетельствует об улучшении климатических условий.

Наиболее богатая и разнообразная флора выявлена из торфов (образцы 3–1). Её основу составляют такие широколиственные породы как *Carpinus betulus*, *Quercus*, *Acer*, а также разнообразные теплолюбивые травянистые растения бразениевого комплекса: *Brasenia holsatica*, *Aldrovanda vesiculosa*, *Dulichium arundinaceum*, *Caldesia parnassifolia* и многие другие, представленные большим количеством остатков.

Флоры подобного типа, как правило, отражают оптимум муравинского межледниковья и воспроизводят самые теплые климатические условия схожие с современными и даже теплее.

Перекрывается межледниковая толща тонкими пылеватыми супесями, большой мощности, по-видимому, эти отложения соответствуют конечным фазам муравинского межледниковья. В нижней её части (образец 0) выявлены те же виды, что и в верхних слоях торфа, только в значительно меньшем количестве.

В результате проведённых исследований было установлено, что котловина древнего водоёма сформировалась на начальных стадиях отступления предпоследнего ледника, когда на прилегающей территории существовали ещё тундровые сообщества. Заполнение озёрной котловины осадками происходило на протяжении всего муравинского межледниковья и, по-видимому, закончилось уже в раннепоозёрское время.

Разрез Белый Ров после проведения детальных геологических и комплексных палеонтологических исследований может стать опорным разрезом муравинского межледниковья в восточной части Белорусской гряды.

Большое содействие в проведении полевых работ оказал «Минский государственный туристско-экологический центр детей и молодежи», за что авторы выражают им большую благодарность.

Таблица – Состав семенной флоры разреза Белый Ров 1

Номер образца	5	4	3	2	1	0
Растение	супесь		торф			супесь
<i>Chara sp.</i>	68	8				1
<i>Selaginella selaginoides</i> (L.) Link	2	1				1
<i>Isoetes lacustris</i> L.		3			20	98
<i>Picea obovata</i> Ledeb.	30сш	+ш	3с			
<i>Pinus sylvestris</i> L.	14с		122с	54с	26с	
<i>Juniperus communis</i> L.		5	1		2	
<i>J. sabina</i> L.			4			
<i>Typha sp.</i>						1
<i>Sparganium emersus</i> Rehm.	2				7	
<i>Sparganium sp.</i>		3	6	17		7
<i>Potamogeton natans</i> L.	ом	ом	ом	ом	99	72
<i>P. praelongus</i> Wulfg.	58	49	10	1		
<i>P. pectinatus</i> L.	1		1			
<i>P. vaginatus</i> Turcz.	1					16
<i>P. pusillus</i> L.	37		10	1	2	
<i>P. gramineus</i> L.			6	3	4	
<i>P. alpinus</i> Balbis	9	30	4	1		
<i>P. rutilus</i> Wulfg.				4		13
<i>P. compressus</i> L.			7			
<i>P. cf. obtusifolius</i> Mert. et Koch					1	
<i>P. sukaczewii</i> Wieliczk.				1		
<i>P. dorofeevii</i> Wieliczk.					3	41
<i>Alisma plantago-aquatica</i> L.				1	1	
<i>Caldesia parnassifolia</i> (L.) Parl.						1
<i>Scirpus lacustris</i> L.		1	1		9	13
<i>Eleocharis ovata</i> (Roth) Roem.et Schult.						1
<i>Eleocharis palustris</i> (L.) Roem.et Schult.	7	8				7
<i>Dulichium arundinaceum</i> (L.) Britt.					12	2
<i>Carex spp.</i>	ом	ом	ом	ом	ом	ом
<i>Betula alba</i> L.	ом		26	12		3
<i>B. humilis</i> Schrank	19					
<i>B. cf. nana</i> L.			1			
<i>Carpinus betulus</i> L.					3	37
<i>Urtica dioica</i> L.		3				
<i>Rumex acetosella</i> L.		2				
<i>Rumex sp.</i>			1			1
<i>Polygonum e gr. lapatifolium</i> L.					1	ом
<i>Polygonum sp.</i>		5				
<i>Chenopodiaceae gen.</i>		16				4
<i>Moehringia trinervia</i> (L.) Clairv.			8			
<i>Caryophyllaceae gen.</i>		4	1			
<i>Brasenia holsatica</i> (Web.) Weberb				92		62

Продолжение таблицы

Номер образца	5	4	3	2	1	0
Растение	супесь		торф			супесь
<i>Nymphaea alba</i> L.	24	ом	ом	54	ом	3
<i>Nuphar lutea</i> (L.) Smith	15	ом	98	1	59	2
<i>Ceratophyllum demersum</i> L.	2	3	2			
<i>Ranunculus sceleratus</i> L.	14	16		2		29
<i>Batrachium</i> sp.	13	7			2	99
<i>Rorippa palustris</i> (L.) Bess.	1			1		
<i>Aldrovanda vesiculosa</i> L.				6	77	14
<i>Comarum palustre</i> L.	9	13		16	17	3
<i>Potentilla nivea</i> L.		1				
<i>Potentilla</i> sp.		9		60	1	
<i>Fragaria vesca</i> L.		14				
<i>Rubus idaeus</i> L.						4
<i>R. caesius</i> L.				4		
<i>Acer</i> sp.					1	
<i>Elatine hydropiper</i> L.		1				
<i>Viola</i> sp.			2			
<i>Trapa</i> sp.				+		
<i>Myriophyllum spicatum</i> L.	16	5				
<i>Hippuris vulgaris</i> L.	38	21	4	2		
<i>Swida sanguinea</i> (L.) Opiz			4	1	2	
<i>Arctostaphylos uva-ursi</i> (L.) Spreng.	39	32	2			
<i>Naumburgia thyrsoiflora</i> (L.) Reichb.					1	
<i>Menyanthes trifoliata</i> L.	1	37	ом	47	58	30
<i>Lycopus europaeus</i> L.				76	67	21
<i>Ajuga reptans</i> L.					1	
<i>Stachys palustris</i> L.		2				
<i>Lamiaceae</i> gen.			2	5	9	
<i>Eupatorium cannabinum</i> L.				+	1	

Примечание: ом – очень много, более 100; + обломки семян.

Библиографические ссылки

1. Литвинюк Г. И., Косяк А. И., Кузьмич А. В. Аутигенное минералообразование в межледниковых отложениях разреза Белый Ров // Современные проблемы геол. картирования: Материалы X Универ. геол. чтений. Минск, 14–15 апр. 2016 г. Минск, 2016. С. 90–93.

УДК 561.79:551(476)

НОВЫЙ РАЗРЕЗ МИКУЛИНСКОГО (МУРАВИНСКОГО) МЕЖЛЕДНИКОВЬЯ В БРЯНСКОЙ ОБЛАСТИ РОССИИ

Я. К. Еловичева

Белорусский государственный университет, факультет географии и геоинформатики,
пр. Независимости 4, 220030 Минск, Республика Беларусь; yelovicheva@yandex.ru

Разрез у д. Смелый Красногорского р-на Брянской обл. России расположен в 24 км юго-восточнее г. Красная Гора, на правом берегу р. Ипать. В 1982 г. скв. 1013 по описанию С. М. Шика сверху вниз вскрыты следующие отложения (глубина в м;

индексация горизонтов дана по С. М. Шику; указаны образцы: *c/n* – на спорово-пыльцевой анализ, ПК – палинокомплексы):

1.	a IV	Песок серовато-жёлтый, полимиктовый, мелкозернистый, в нижней части разнозернистый, преимущественно средне- и мелкозернистый, с гравием и мелкой галькой	0,0–4,0
2.	l, h III	Суглинок серый, лёгкий, плотный, алевритистый (<i>образцы 1-2 c/n</i> – ПК-21)	4,0–4,9
3.	l, h III	Песок серый, полимиктовый, мелкозернистый, плотный, глинистый (<i>обр. 3-5 c/n</i> – ПК-19-20)	4,9–7,0
4.	a III	Песчано-гравийные отложения, серые, полимиктовые, песок крупнозернистый, отмытый, гравий хорошо и угловато обкатан	7,0–10,5
5.	l, h II–III	Суглинок буровато-темно-серый, лёгкий, плотный, неравномерно запесоченный, заторфованный, с растительными остатками, с единичными обломками раковин (<i>обр. 6-18 c/n</i> – ПК-18)	10,5–13,4
6.	l, h II–III	Песок тёмно-серый, тонко- и мелкозернистый, полимиктовый, плотный, глинистый, неравномерно заторфованный, с растительными остатками (<i>обр. 19-30 c/n</i> – ПК-17)	13,4–16,5
7.	l, h II–III	Гиттия тёмно-бурая, плотная, алевритистая, известковистая, с растительными остатками и редкими мелкими обломками раковин с гнездами вивианита (<i>обр. 31-60 c/n</i> – ПК-15-16)	16,5–22,5
8.	l, h II–III	Гиттия тёмно-бурая, плотная, алевритистая, сильно известковистая, тонкослоистая, с редкими растительными остатками, единичными обломками раковин моллюсков (<i>обр. 61-77 c/n</i> – ПК-13-14)	22,5–25,9
9.	l, h II–III	Мергель желтовато-зеленовато-светло-серый, плотный, тонкослоистый, с присыпками по плоскостям наслоения светло-серого алеврита, с редкими обломками раковин моллюсков и гнездами вивианита, в нижней части песчаный, сильно гумусированный, с гнездами светло-серого мелкозернистого песка и мелкими растительными остатками (<i>обр. 78-98, 99-103 c/n</i> – ПК-7-11)	25,9–33,8
10.	l, h II–III	Песок желтовато-серый, мелкозернистый, глинистый (<i>обр. 104-105 c/n</i> – ПК-6)	33,8–34,5
11.	l, h II–III	Суглинок буровато-серый (<i>обр. 106-108 c/n</i> – ПК-5)	34,5–35,3
12.	a, l II	Суглинок серый, плотный, с гравием и галькой изверженных и осадочных пород	35,3–36,3
13.	a, l II	Песок серый, мелкозернистый, полимиктовый, плотный, глинистый, алевритистый, известковистый, с прослоями слоистого и тонко слоистого алеврита зеленовато-серого (<i>обр. 109-115 c/n</i> – ПК-4)	36,3–41,7
14.	a, l II	Песок серый, разнозернистый, полимиктовый, гравелистый, с галькой и редкими валунами гранита и других изверженных пород	41,7–50,7
15.	a, l II	Песок серый, мелкозернистый, полимиктовый, глинистый, известковистый, с единичными мелкими растительными остатками, в нижней части с редким гравием (<i>обр. 116-125 c/n</i> – ПК-1-3)	50,7–56,7
16.	a, l II	Алеврит светло-серый, тонкопесчаный, прослоями глинистый, плотный, слоистый, сильно известковистый (<i>обр. 126-146 c/n</i> – ПК-1)	56,7–67,2
17.	a, l II	Песок серый, мелкозернистый, полимиктовый, плотный, известковистый, вверху – глинистый, внизу – разнозернистый	67,2–71,3
18.	a, l II	Песок серый, разнозернистый, полимиктовый, гравелистый, известковистый, в нижней части с галькой мела и мергеля	71,3–84,0
19.	a, l II	Песок серый, желтовато-серый, мелкозернистый, полимиктовый, плотный, известковистый, в верхней части с прослоями алеврита	84,0–86,7
20.	a, l II	Песок серый, разнозернистый, полимиктовый, гравелистый, известковистый	86,7–89,0
21.	a, l II	Валуно-галечные отложения с песчано-гравийным заполнителем; галька и валуны в основном мела и мергеля, редко гранита; заполнитель – песок серый, разнозернистый	89,0–94,5
22.	a, l II	Песок серый, мелкозернистый, полимиктовый, известковистый, плотный	94,5–96,5

23 а, I П	Галечно-гравийные отложения с песчаным заполнителем; галька и гравий в основном мела и мергеля, реже изверженных пород, хорошо окатанных; заполнитель – песок серый, разнозернистый	96,5–105,0
-----------	---	------------

С глубины 4,0–67,2 м отобрано 146 образцов на спорово-пыльцевой анализ, выполненный Я. К. Еловичевой в 1983 г. Отложения на гл. 22,7–34,6 м опробованы на остракодологический анализ, на гл. 16,5–22,5 м – на палеокарпологический. В процессе палинологических исследований выявлено присутствие в образцах створок диатомей и конодонт.

На полученной палинологической диаграмме (рис.) выделен 21 палинокомплекс (ПК), которые соответствуют изменению состава спектров по разрезу, фазам и этапам развития растительности на окружавшей палеоводоём территории в течение времени накопления древнеозерной толщи осадков.

Палинокомплексы 1, 3–4 из алевроита и песка на гл. 36,3–67,2 м содержат единичные растительные микрофоссилии (*Larix*, *Picea*, *Pinus*, *Betula sect. Albae*, *B. nana*, *B. humilis*, *Alnus*, *Quercus*, *Tilia*, *Carpinus*, *Corylus*), минеральные и угольные частицы, что отражает признаки переотложения; а палинокомплекс-2 из песка с растительными остатками на гл. 52,8–53,8 м по своей фрагментарности и составу (нижней его части свойственны спектры с преобладанием хвойных пород: *Pinus* – 68 % и *Picea* – 19 %, *Corylus* – 11 %, а верхней – смешанные: *Pinus* – 40 %, *Abies* – 0,5 %, *Betula sect. Albae* – 10 %, *Alnus* – 10 %, *Quercus* – 3 %, *Tilia* – 2 %, *Ulmus* – 0,5 %, *Carpinus* – 28 %, *Corylus* – 7 %, из водных выявлена *Salvinia natans*) в русловом аллювии может характеризовать развитие сосново-еловых формаций с пихтой в начале лихвинского (александрийского) межледниковья, а в более позднее его время – смешанных сосново-берёзовых ассоциаций с участием мезо- и термофильных пород (фазы lh-igl-a-b).

Слои песка серого, разнозернистого с галькой и редкими валунами на гл. 41,7–50,7 м и суглинка с гравием и галькой, моренного на гл. 35,3–36,3 м (днепровского оледенения) на спорово-пыльцевой анализ не опробованы.

Палинокомплекс 5 из суглинка буровато-серого на гл. 34,5–35,3 м с максимумом пыльцы трав (26 %), господством древесных пород (73 %) и небольшом участии споровых (1 %); а также преобладании *Pinus* (60 %), абсолютном максимуме *Betula sect. Albae* (39 %) и малой доли *B. Nana* + *B. humilis* (1 %), минеральных и угольных частиц знаменует наличие разреженных сосново-берёзовых лесов с участием низкорослых и кустарниковых форм берёз в умеренно-прохладных климатических условиях днепровского позднеледниковья (фаза dn-f).

Вышележащая толща осадков (ПК-6-18) знаменует межледниковые условия при доминировании древесных пород (87–99 %), небольшом участии травянистых растений (0,5–12 %) и споровых (0,5–5 %) в общем составе спектров.

Палинокомплексы 6–8 из слоя песка и мергеля на гл. 31,1–34,5 м характеризуют вариабельность *Pinus* (57–91 %) за счёт меньшего количества *Betula sect. Albae* (8–34 %), присутствия *B. Nana* + *B. humilis* (1–4 %), *Picea* (0,5–3 %), появления *Alnus* (0,5–3 %), *Quercus* (0,5 %), *Tilia* (0,5 %), *Ulmus* (0,5–13 %), *Corylus* (0,5–1 %), *Ephedra distachya* (1 %), что отражает развитие сосновых лесов с примесью берёзы, временами сосново-берёзовых с участием ели, ольхи, дуба, липы, вяза, в подлеске – орешника, по сухим местам – эфедры двухколосковой в условиях умеренного и умеренно-тёплого климата микулинского (муравинского) раннемежледниковья (фазы mik-1-3).

Палинокомплексы 9–14 знаменуют климатический оптимум микулинского межледниковья (*Quercetum mixtum* + *Carpinus* – 38–91 %), на протяжении которого

отчётливо проявились последовательные максимумы основных лесобразующих пород в следующем порядке: *Quercus* (35–77 %) → (*Alnus* – 19–58 % + *Corylus* – 51–70 %) → (*Tilia* – 14–63% + *Ulmus* – 3–14 %) → *Carpinus* (63–88 %). При этом отмечалось небольшое содержание *Betula sect. Albae* (1–17 %), *Picea* (0,5–26 %), *Acer* – 1 %, из водных присутствуют *Nuphar luteum*, *Salvinia natans*. Здесь же выявлены створки диатомей. Указанное характеризует распространение широколиственных лесов (вначале дубовых, затем липовых и вязовых, в последующем грабовых) с участием клёна, сосны, берёзы, ольхи, нередко самостоятельных ольшаников, богатого подлеска из орешника, кубышки жёлтой среди водных растений палеоводоёма в тёплых и сухих климатических условиях первой половины оптимума, а тёплых и влажных во второй половине оптимума микулинского (муравинского) межледникового (фазы mik-4-a–7-a).

Палинокомплексы 15–18 из слоёв гиттии, песка и суглинка на гл. 22,4–10,5 м характеризуют постоптимальное время микулинского межледникового. Ему свойственен первоначально (ПК-15) максимум *Picea* (17–35 %) на фоне господства *Pinus* (31–78 %) за счёт уменьшения количества широколиственных (*Q. m.* + *Carpinus* – 1–24 %, в т. ч. *Carpinus* – 0,5–22%, *Quercus* – 0,5–2 %, *Tilia* – 0,5 %, *Ulmus* – 0,5 %, *Fagus* – 0,5 %), *Alnus* (0,5–6 %), кустарниковых *Corylus* (0,3–2 %), появления *Larix* (0,5 %), увеличения роли *Betula sect. Albae* (1–16 %) в особенности в начале и конце палинокомплекса; из водных отмечен *Nuphar luteum*. Указанное знаменует распространение сосново-еловых лесов с берёзой, участием лиственницы, ольхи, дуба, липы, вяза, бука, орешника; кубышки жёлтой в палеоводоёме в умеренно-тёплом и влажном климате микулинского (муравинского) межледникового (фаза mik-7-b).

Позднее (палинокомплексы 16–18) доминирующей породой стала *Pinus* (87–99 %) наряду с меньшим содержанием прочих компонентов спектров: *Picea* (0,5–7 %), *Betula sect. Albae* (0,5–10 %), появились кустарниковые формы берёзы *B. nana* + *B. humilis* (0,5 %), *Alnus* (0,5–2 %), *Quercus* (0,5–2 %), *Tilia* (0,5–1 %), *Carpinus* (0,5–1 %), *Ulmus* – 0,5 %, *Fagus* – 0,5 %), *Larix* (0,5 %), кустарниковых *Corylus* (0,5–1 %). Наземные травянистые растения слагаются единичными *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Poaceae*, *Polygonaceae* (*Polygonum bistorta*, *P. aviculare*, *P. scabrum*), *Asteraceae*, *Cichoriaceae*, *Plumbaginaceae*, *Valerianaceae*, *Umbelliferae*, из водных и водно-болотных выявлены *Salvinia natans*, *Nuphar luteum*, *Myriophyllum verticillatum*, *Ericales*, *Cyperaceae*. Редки споровые *Polypodiaceae*, *Lycopodiaceae* (*Lycopodium complanatum*), *Selaginella selaginoides*, *Sphagnum*, *Bryales*, водоросли *Pediastrum boryanum*, а также минеральные частицы, диатомей, споры карбона, мозолистые тела. Указанное свидетельствует о распространении сосновых лесов с елью, лиственницей, берёзой (в т. ч. низкорослыми формами на заболоченных участках), ольхой, дубом, липой, вязом, грабом, буком, орешником и хорошо развитыми травяным и напочвенным ярусами в лесах (папоротники, плаун сплюснутый), на открытых местах (полынь, маревые, гречишные (среди них горец змеиный, птичий, шероховатый), астровые, цикоревые, свинчатковые, валериановые), сальвинией плавающей и кубышкой жёлтой, водорослями педиаструм в палеоводоёме, урутью мутовчатой, вересковыми, осоковыми, плаунком плаунковидным, сфагновым мхом на болотах в умеренно-тёплом, умеренном и сухом климате микулинского позднемежледникового (фаза mik-8-a-c). Вышележащий слой песчано-гравийных отложений на гл. 7,0–10,5 м на пылевой анализ не опробован, но их генетический тип указывает на похолодание климата.

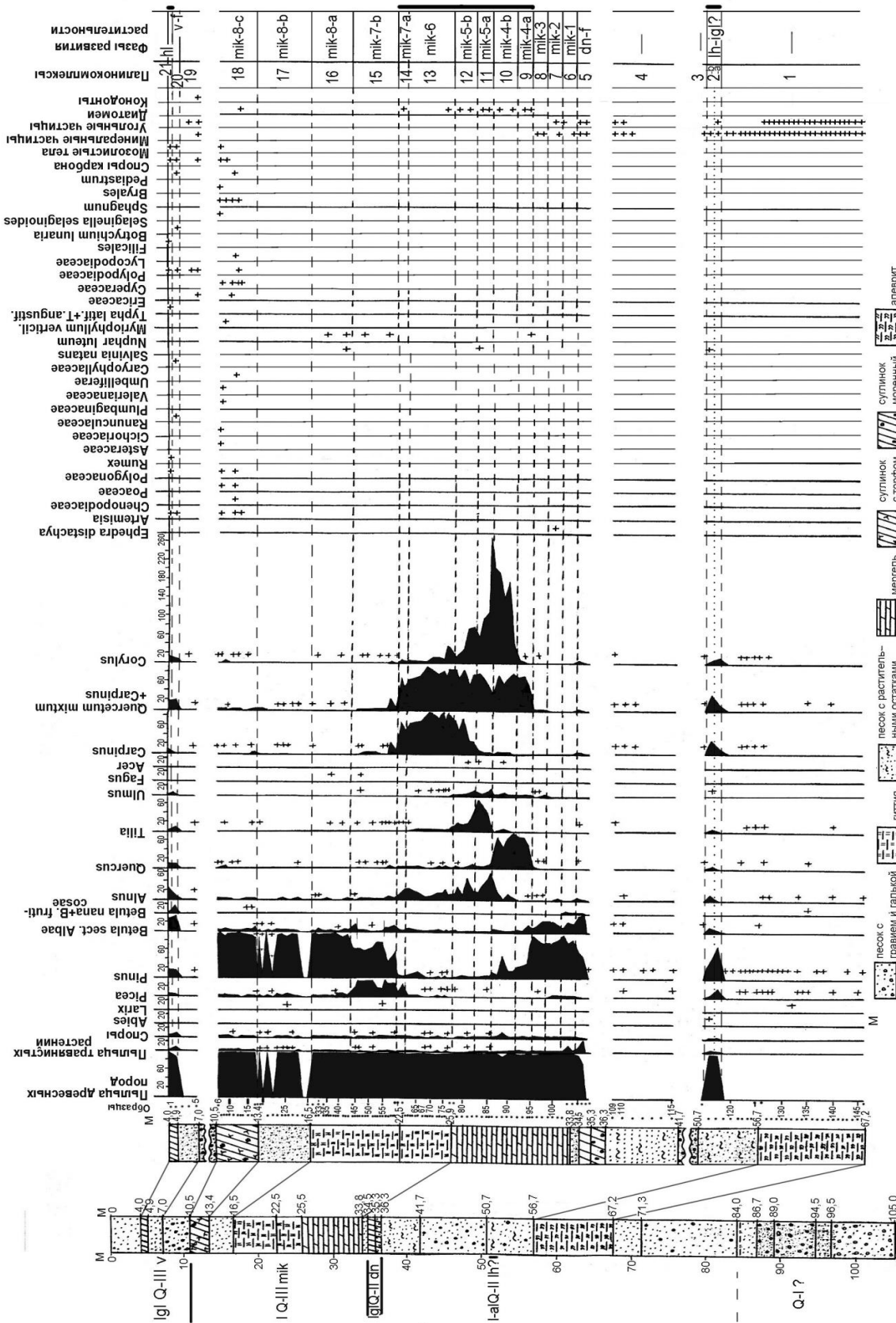


Рисунок — Палинологическая диаграмма древнеозёрных отложений у д. Смелый (скв. 1013)
 Анализ Я. К. Еловичевой по материалам С. М. Шика

Последующий палинокомплекс 19 из слоя песка на гл. 4,5–7,0 м содержит лишь единичные пыльцу и споры (*Pinus*, *Betula*, *Alnus*, *Tilia*, *Carpinus*, *Corylus*, *Polypodiaceae*), споры карбона, остатки конодонта, угольные частицы, что свидетельствует о переотложении их во время похолодания климата в валдайское (поозёрское) ледниковье (фаза v/pz-gl).

Палинокомплекс 20 из нижней части слоя суглинка на гл. 4,3–4,5 м отличается максимумом *Betula sect. Albae* (38 %), появлением кустарниковых форм берёзы *B. nana* + *B. humilis* (15 %) наряду со снижением значений *Pinus* (15 %), возрастанiem *Picea* (4 %), *Alnus* (8 %), широколиственных (20 %; в т. ч. *Quercus* – 8 %, *Tilia* – 8 %, *Ulmus* – 4 %), *Corylus* (8 %). Наземные травянистые растения представлены единичными *Artemisia*, *Ranunculaceae*, *Caryophyllaceae*. Споровые слагаются *Polypodiaceae*, *Lycopodiaceae* (*Lycopodium annotinum*), *Botrychium lunaria*. Редки водоросли *Pediastrum boryanum*, *P. clathratum*, *P. kawraiskyi*. Спорадичны споры карбона, мозолистые тела. Указанное характеризует распространение берёзовых лесов с участием низкорослых форм, сосны, ели, мезофильных (ольхи) и термофильных (дуб, липа, вяз, орешник) пород, богатого травяного и напочвенного ярусов в лесах (папоротники, плаун годичный), на открытых участках произрастали полынь, лютиковые, гвоздичные, гроздовник полулунный), в водоёмах – водоросли в умеренных климатических условиях отступления валдайского/поозёрского ледника (фаза v/pz-f).

Палинокомплексу 21 свойственно высокое содержание *Betula sect. Albae* (33 %) возрастание количества *Alnus* (27 %), *Corylus* (15 %), большая роль широколиственных пород (19 %, в т. ч. *Quercus* – 8 %, *Tilia* – 1 %, *Ulmus* – 0,5 %, *Carpinus* – 9 %) при сохранении прежних величин *Pinus* (16 %), *Picea* (5 %). Наземные травянистые растения представлены единичными *Artemisia*, *Polygonaceae* (в т. ч. *Polygonum aviculare*, *P. scabrum*, *P. bistorta*, *Rumex*), *Typha latifolia*, *T. angustifolia*. Споровые слагаются *Polypodiaceae* (в т. ч. *Dryopteris thelypteris*), *Lycopodiaceae* (*Lycopodium annotinum*, *L. complanatum*), *Filicales*. Редки водоросли *Pediastrum boryanum*, *P. clathratum*, *P. kawraiskyi*. Спорадичны споры карбона, мозолистые тела. Указанное знаменует развитие берёзовых лесов с примесью сосны, участием ели, ольхи, широколиственных (дуб, липа, вяз, граб) пород, богатого травяного и напочвенного ярусов в лесах (папоротники, плауны годичный и сплюснутый) и на открытых участках – полынь, гречишные (среди них горец птичий, шереховатый и змеиный, щавель), на заболоченных местах произрастали рогоз узколистный и широколистный, щитовник болотный, в водоёмах – водоросли педиаструм в умеренно-тёплых климатических условиях голоценового межледниковья (фаза hl igl).

Приведённый палинологический материал свидетельствует о том, что в разрезе скв. 1013 у д. Смелый во вскрытой 105-метровой толще гляциоплейстоцена выявлен сложный комплекс древне-озёрных образований микулинского (муравинского) межледниковья (песок, мергель, гиттия, песок, суглинок), залегающих на морене и позднеледниковых отложениях развитого в районе исследований днепровского оледенения и перекрытых осадками, коррелятными времени валдайского ледника (песчано-гравийный слой, пески, частично суглинок), а также в последующем – и голоценового межледниковья (слой суглинка и песка). Нижележащие гляциоплейстоценовые образования характеризуют сложный и динамичный русловой режим осадконакопления в древней ложбине ледникового размыва в доднепровское время: большей частью в среднем (фрагментарные спектры лихвинского? межледниковья с экзотической *Abies* и редкой *Salvinia natans* на подстилающих алевроитовых накоплениях хо-

лодного времени) и в раннем (гравийно-галечные слои в основании скважины) гляциоплейстоцене.

Отличительными особенностями палинологической характеристики микулинского межледниковья в разрезе Смелый являются:

1) полный макросукцессионный ряд палеофитоценозов на диаграмме имеет следующий сложный вид: $(Pinus + Betula) \rightarrow Quercus \rightarrow (Alnus + Corylus) \rightarrow (Tilia + Ulmus) \rightarrow (Tilia + Carpinus) \rightarrow Carpinus \rightarrow (Carpinus + Picea) \rightarrow (Picea + Pinus) \rightarrow Pinus$;

2) небогатый состав экзотических элементов палинофлоры (*Larix*, *Salvinia natans*) наряду с редковстречаемыми (*Nuphar luteum*), а также реликтовыми растениями в начале и конце межледниковой эпохи (*Betula nana*, *B. humilis*, *Ephedra distachya*, *Selaginella selaginoides*);

3) раннее появление *Ulmus* предшествует *Quercus*, но их максимумы не синхронны: вяз кульминирует позднее и уже с максимумом *Tilia*.

Таким образом, в отношении своей информативности по материалам детальных палинологических исследований разрез скв. 1013 у д. Смелый вполне обоснованно приобретает ранг опорного.

УДК 550.84.02

ВОЗМОЖНОСТИ МНОГОВЕКТОРНОГО ПРИКЛАДНОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ МАТЕРИАЛОВ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ИСКОПАЕМОЙ МИКРОТЕРИОФАУНЫ ГОЛОЦЕНА

Д. Л. Иванов

Белорусский государственный университет, факультет географии и геоинформатики,
пр. Независимости 4, 220030 Минск, Республика Беларусь; geoivanov@mail.ru

Использование микротериологического метода при хроностратиграфических корреляциях и эколого-палеогеографических реконструкциях природной среды голоцена определяется его самостоятельностью с точки зрения информативности отражения, полноты передачи и широты охвата палеогеографических событий и обусловлено эколого-адаптационными и эволюционными особенностями мелких млекопитающих, а также высокой информативностью и разрешающей способностью метода при палеогеографических реконструкциях, его обеспеченностью специальными методиками и методическими приёмами, которые позволяют проследить эволюцию во времени и развитие в географическом пространстве, как отдельных компонентов природной среды, так и географического комплекса в целом.

Недостаточная изученность ряда фундаментальных вопросов, отсутствие методологической базы в области эколого-палеогеографических реконструкций, существенные пробелы в методологии комплексного анализа ископаемых микромаммалий голоцена и прикладного использования голоценовых фоссилий микромаммалий обусловили объективную необходимость разработки принципиально нового подхода к систематизации и интерпретации научных данных в рамках самостоятельной концепции комплексного изучения и многовекторного использования микротериологических данных в эколого-палеогеографических реконструкциях и пространственно-

временных корреляциях развития природных комплексов, на основе модульной системы комплексного эмпирического анализа палеонтологического материала, базирующегося на системе оригинальных и интегрированных частных палеогеографических методик.

Методология комплексного изучения и многовекторного использования микротериологических данных состоит из нескольких этапов и включает:

- комплексное изучение геологических разрезов (информационный этап);
- разностороннее изучение самих ископаемых остатков и сообществ микромаммалей (аналитический этап) на основе модульной системы комплексного эмпирического анализа пространственно-временной структуры и динамики видового разнообразия микротериокомплексов, состоящей из четырёх модулей: эволюционно-палеонтологического, структурно-эко-логического, биометрического и интегрированного анализа данных, предполагающих использование как классических, так и оригинальных инновационных показателей и характеристик;
- многовекторное использование материалов комплексного изучения разрезов и комплексного эмпирического анализа фоссилий в прикладных целях (конструктивный этап).

С этой целью для территории Беларуси разработана система многовекторного использования материалов комплексного изучения разрезов и эмпирического анализа пространственно-временной структуры и динамики видового разнообразия микротерио-комплексов. В ходе исследований установлена возможность прикладного использования ископаемых материалов в нескольких направлениях: палеогеографическом, хроностратиграфическом, зоогеографическом, палеоэкологическом и антропогенно-археологическом (рис.), каждое из них представляет многовекторную разветвлённую систему (табл.).

Интерпретация полученных данных в конструктивно-прикладных целях осуществлялась через систему оригинальных и частных, интегрированных применительно к условиям региона методик и методических приёмов:

- методику идентификации отдельных морфологически сходных видов среди ископаемых остатков;
- методику расчёта «условного количества ископаемых остатков»;
- методику оценки благоприятности условий среды, методику оценки трансформации природных биотопов по данным видового разнообразия для временных срезов позднеледниковья – голоцена; методику реконструкции климатических условий методом климатограмм на основе совмещения климатических ареалов микромаммалей и др. [1–4].

Использование оригинальных и частных интегрированных методик и методических приёмов, существенно повысили информативность и разрешающую способность микротериологического метода и позволило использовать имеющиеся материалы не только при хроностратиграфических корреляциях, периодизации природных событий и временной диагностике разрозненных фаун голоцена, но и оценить состояние экосистем и степень трансформации их отдельных компонентов, сравнив их с соответствующими эталонными показателями до активного воздействия человека на природную среду.

Таблица – Система многовекторного конструктивно-прикладного использования данных комплексного анализа пространственно-временной структуры и динамики видового разнообразия микротериокомплексов

Направление				
Палео-географическое	Хроно-стратиграфическое	Зоо-географическое	Палео-экологическое	Антропогенно-археологическое
Блок 1. Климатические реконструкции: – температура января; – температура июня; – среднегодовое количество осадков	Блок 1. Хронология и корреляция природных событий	Блок 1. Развитие зоо- и фитоценозов	Блок 1. Благоприятность условий среды – качественная характеристика среды; – количественная оценка условий среды	Блок 1. Влияние антропогенного фактора на структуру и видовой состав зоо- и фитоценозов
Блок 2. Природная зональность	Блок 2. Периодизация развития и временная диагностика разрозненных фаун	Блок 2. Эволюция фаунистических комплексов, динамика их структуры и видового состава	Блок 2. Оценка трансформации природных экосистем: – индекс трансформации природных биотопов	Блок 2. Антропогенная трансформация природных биотопов
Блок 3. Компоненты ландшафта: – особенности рельефа; – характер растительности и растительные формации	Блок 3. Временная диагностика фауно-содержащих отложений и их стратиграфическая корреляция	Блок 3. Фазы в развитии сообществ микромаммалий		Блок 3. Выделение этапов антропогенного воздействия на фито- и зооценозы в течение позднего палеолита – железного века
Блок 4. Динамика и интенсивность рельефообразующих процессов	Блок 4. Пространственно-временные корреляции развития природных комплексов	Блок 4. Динамика и оценка видового разнообразия		
Блок 5. Особенности и динамика седиментогенеза				

Библиографические ссылки

1. Иванов Д. Л. Видовое разнообразие микротериокомплексов позднеледниковья – голоцена Беларуси как индикатор условий среды // Літасфера. 2005. № 2(23). С. 45–53.
2. Иванов Д. Л. Идентификация сообществ мелких млекопитающих временных срезов позднеледниковья – голоцена по данным видового сходства по индексу Серенсена // Весці БДПУ. Сер. 3. 2008, № 3. С. 50–57.
3. Иванов Д. Л. Микротериофауна позднеледниковья – голоцена Беларуси. Минск: БГУ, 2008. 215 с.
4. Иванов Д. Л. Оценка трансформации приречных биотопов за исторический период по данным изучения видового разнообразия микромаммалий // Вестн. БГУ. Сер. 2. 2010. № 3. С. 63–70.



Рисунок – Схема многовекторного прикладного использования материалов при изучении ископаемой микротериофауны голоцена

ЧТО БЫЛО И НЕ МОГЛО БЫТЬ НА ТЕРРИТОРИИ БЕЛАРУСИ В ЛЕДНИКОВОМ ПЕРИОДЕ?

Т. В. Якубовская

Научно-производственный центр по геологии, филиал «Институт геологии»,
ул. Купревича 7, 220141 Минск, Республика Беларусь

Эти вопросы возникают при знакомстве в научной геологической литературе с аргументами против устоев ледниковой теории. Всё чаще встречаются публикации, ставящие в тупик исследователей Беларуси, изучающих геологию и палеогеографию квартера на территории, где представлен самый полный разрез ледниковой формации плейстоцена и межледниковых образований, классический набор форм самого высокого в Европе ледникового рельефа и проявлений разнообразной деятельности покровных ледников на равнинах.

Накопившиеся разработки исследователей, отрицающих полностью или частично покровное оледенение Европы и Северной Америки в плейстоцене, и сторонников ледово- и ледниковомаринистских взглядов придают черты кризиса ледниковой парадигме, устойчивость которой была незыблема в течение более 150 лет. Проблемы систематизированы Р. Б. Крапивнером [1] в 2017 г. Вот некоторые из них.

Идея покровного оледенения возникла задолго до появления науки гляциологии, которая не подтверждает могучего экзарационного, транспортирующего, мореносозидающего и рельефообразующего воздействия покровных ледников по правилам ледниковой парадигмы.

Недооценка роли неотектонических проявлений в четвертичном периоде обусловила ошибочную трактовку генезиса многих форм рельефа и слагающих их отложений в так называемой ледниковой области.

Несоответствие палеоклиматических реконструкций в океанах по результатам глубоководного бурения и в области оледенения материков вызывает недоверие к теоретическим основам палеоклиматических построений на суше.

Исследования шельфа Баренцева и Карского морей позволили изучить природу и состав диамиктона и показать механизм его попадания в ледниковые покровы.

Результаты изучения ярусности рельефа Печорской и севера Западно-Сибирской низменности допускают существование планетарной ярусности низменных равнин, созданных в неотектоническую эпоху и сложенных плиоцен-четвертичными морскими, лагунными и лиманными отложениями, коррелятными аллювию соответствующих речных террас крупных рек. Ярусность выражается не в планетарных гипсометрических уровнях, а в ступенчатости поверхностей и их одинаковом количестве, как на возвышенных побережьях морей, так и в бассейнах рек.

Последняя планетарная трансгрессия моря не связана с дегляциацией и гляциоизостатическим воздыманием Балтийского и Канадского кристаллических щитов, она имеет, по-видимому, геократическую природу.

Отсутствие донной морены в современных ледниковых щитах Гренландии и Антарктиды ставит вопрос о происхождении покровных тиллов, относимых прежде к основной морене на равнинах так называемой ледниковой области.

То, что за 30 последних лет 4 раза понижали границу четвертичной системы, т. е. начало последнего на планете ледникового периода, само по себе уже кризисное явление.

Второй массив данных, опровергающих основополагающие признаки ледниковой экзарации, получен в ходе исследований на Балтийском щите убеждённого антигляциалиста В. Г. Чувардинского [2]. Широкое использование дистанционных материалов в сочетании с детальными наземными исследованиями позволило ему обнаружить парагенетическую связь экзарационного рельефа с неотектоническими разломами и показать, что такие формы и признаки этого рельефа, как бараньи лбы, курчавые скалы, полировка кристаллических пород, штрихи и борозды на них, фиорды и шхеры, вошедшие в учебники как доказательство воздействия мощного ледникового покрова на его ложе, созданы и создаются у нас на глазах неотектоническими процессами, протекающими в кристаллическом фундаменте Балтийского щита.

Выводы В. Г. Чувардинского изложены в нескольких его монографиях и обобщены в многочисленных рецензиях на его работы, причём среди опубликованных (около 30) абсолютное большинство положительные. Одна из последних – обширная и обстоятельная рецензия «Антиледниковая (общегеологическая) концепция Чувардинского» коллектива авторов во главе с доктором наук П. К. Скуфьиным, в которой признаются убедительными следующие доказательства разломно-тектонического происхождения «ледниково-экзарационных» типов рельефа Балтийского щита.

Кристаллический фундамент восточной части Балтийского щита разбит густой сетью неотектонических разрывов, среди которых выделяются глубинные, региональные и приповерхностные разломы: сдвиги, взбросы, сбросы, надвиги, раздвиги. Системы этих разломов и крупные «экзарационные» формы рельефа – фиорды, шхеры, озёрные котловины образуют единые парагенезисы. Установлена парагенетическая связь и более мелких форм рельефа – бараньих лбов, курчавых скал, полировки пород, систем штрихов и борозд с такими структурами как надвиги, взбросы, сбросы и сдвиги.

В зонах неотектонических разломов происходит разрушение кристаллических пород. Брекчированные обломочные образования (меланж) дислоцируются вдоль простирания разломов, на участках взбросовых составляющих сдвигов часть валунно-глыбовых масс выводится на поверхность. Эти же процессы развиты в надвигах и взбросах.

Блестящим доказательством активной роли разломной неотектоники и описанного механизма образования обломочного материала служат успешные валунные поиски месторождений полезных ископаемых на основе разработанной В. Г. Чувардинским методологии.

Результаты бурения по Международным проектам на ледниковых покровах Гренландии и Антарктиды на всю мощность льда показали отсутствие валунного материала по всей толще льда, в нём фиксируется только пылевидное и мелкозернистое вещество, преимущественно вулканического происхождения.

Ещё одно направление исследований приводит к разрушению прежних представлений о месте зарождения ледниковых щитов – датирование костей животных и древесины в Скандинавии показало, что во время последнего оледенения на этой территории обитали стада мамонтов и на северо-западе Норвегии произрастали берёза, сосна и ель.

Слишком много местонахождений останков мамонта с датами около 22–24 тыс. лет [3], чтобы считать, что эти гиганты обитали в максимум оледенения на свободных ото льда участках. Приходится или отрицать радиоуглеродный метод

датирования, или признавать, что никакого ледникового щита на Скандинавии не было и оледенения севера Европы в последней ледниковой эпохе тоже не было.

Наряду с информацией, требующей пересмотра основ ледниковой теории, появляются новые исследования благодаря привлечению спутниковой информации и моделированию по космическим снимкам, оживляющие идеи катастрофизма. Для территории Беларуси представляется важным изучение ближайших к нам по времени природных катастроф, связанных со спуском и прорывом обширных послеледниковых водоёмов. Одним из таких событий, наиболее освещённых в литературе благодаря трудам украинских учёных – географа В. Г. Пазинича [4], и археолога Л. Л. Зализняка [5], является «Полесская катастрофа», связанная с прорывом Полесского озера через Мозырскую грядку. Из белорусских исследователей на проблему обращали внимание М. М. Цапенко и Е. П. Мандер, а также А. В. Матвеев. Учёт этого события, случившегося 12–13 тыс. лет до наших дней, в морфогенезе, строении и датировании разрезов четвертичных отложений Полесской низменности может оказаться весьма продуктивным в решении некоторых вопросов четвертичной геологии, например, о границе припятского оледенения. Ведь природные катастрофы были всегда и их роль в плейстоцене Беларуси пока мало изучена. Весьма показательно в этом отношении появление публикаций Ю. А. Лаврушина [6] с соавторами о катастрофических явлениях в позднеледниковье и голоцене и их последствиях для биоты и человека.

Есть ли в публикациях белорусских геологов информация о противоречащих ледниковой гипотезе фактах и явлениях? Есть. Они в последних публикациях Ю. В. Заики, в оставшихся незамеченными работах 1990-х гг. А. Ф. Бурлак, М. А. Нагорного, К. Н. Монкевича о присутствии морских организмов в поверхностных отложениях, картируемых как четвертичные, и некоторые другие. У каждого полевого исследователя наверняка есть такие факты, которые требуют нетрадиционного истолкования. Я как палеоботаник редко сталкивалась с таковыми, но до сих пор не нахожу приемлемого толкования некоторым, врезавшимся в память наблюдениям. Мне непонятно, каким образом сохраняются остатки хрупкой морской фауны, чаще всего фораминиферы, в моренах, которые, по ледниковой теории, являются продуктом перетирания и переноса обломочного материала? И не являются ли эти остатки, когда они многочисленны, отражением прижизненных сообществ? И каким образом ленточные глины ледникового генезиса, показанные нам Г. И. Горецким во время полевого изучения керн неогеновых озёрных отложений, могли оказаться в ненарушенном состоянии в подошве этих отложений в окрестностях Волковыска? И почему обломочный материал в бывшем вильнюсском горизонте (сморгонской свите Г. И. Горецкого) в окрестностях Сморгони идентичен по составу и размеру обломкам из залегающей глубже коры выветривания протерозоя, по утверждению Г. В. Зиновенко во время полевого просмотра керн?

И ещё чрезвычайно любопытно, почему максимальная мощность четвертичных отложений на территории Беларуси соответствует северо-западному региону, испытавшему на неотектоническом этапе максимальное опускание? И случайно ли пояс конечноморенных образований привязан к положительным структурам кристаллического фундамента? И какая сила выстроила ледниковые отторженцы в протяжённую линию от Солигорска до Бобруйска?

У меня нет ответов на все эти вопросы, но они открывают необъятный простор для нового поколения исследователей четвертичной геологии нашей страны.

Библиографические ссылки

1. *Крапивнер Р. Б.* Кризис ледниковой теории: аргументы и факты. М.: ГЕОС, 2017. 320 с.
2. *Чувардинский В. Г.* Четвертичный период. Новая геологическая концепция. Апатиты: Кольский науч. центр РАН, 2012. 179 с.
3. Эволюция экосистем Европы при переходе от плейстоцена к голоцену (24–8 тыс. л. н.) / Под общ. ред. А. К. Марковой. М.: ООО Тов-во науч. изданий КМК, 2008. 556 с.
4. *Пазинич В. Г.* Геоморфологічний літопис Великого Дніпра. Нежін: 2007. 372 с.
5. *Залізняк Л. Л.* Полісько-Дніпровська катастрофа фінального палеоліту з позиції археології // Археологія. 2008. № 3. С. 5–10.
6. Палеозоологические катастрофы в позднем палеолите Центра Восточной Европы (основы седиментолого-палеозоологической концепции возникновения кладбищ мамонтов) / Под общ. ред. Ю. А. Лаврушина. Москва: ГЕОС, 2015. 88 с.

УДК 550.849(476)

ПОСТРОЕНИЕ ТРЁХМЕРНЫХ МОДЕЛЕЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ: ОСНОВНЫЕ МИРОВЫЕ ТЕНДЕНЦИИ И ПЕРСПЕКТИВЫ ПРИМЕНЕНИЯ В РЕСПУБЛИКЕ БЕЛАРУСЬ

К. В. Куприянюк, Т. А. Жидкова

Белорусский государственный университет, факультет географии и геоинформатики,
пр. Независимости 4, 220030 Минск, Республика Беларусь; k.kostya1999@gmail.com

Информационная эпоха не оставляет ни одну сферу жизни человека без внимания. В целом, цифровизация в широком смысле подразумевает достаточно широкий пласт применения цифровых технологий по всей цепочке производства товарных продуктов и услуг. Многие страны приняли проекты развития информационной экономики: «Повестка дня цифровой экономики» (США, 2015 г.); «Интернет плюс», (Китай, 2015 г.); «Цифровая Европа 2020» (Европейский союз, 2010 г.); «Государственная программа развития цифровой экономики и информационного общества на 2016-2020 гг.» (Беларусь, 2016 г.).

В последние десятилетия, в рамках выполнения указанных программ, цифровизация экономики затрагивает и геологическую отрасль. Геологи работают с огромным количеством разнообразных данных, следовательно, возникает необходимость в сборе, хранении и обработке геологической информации, которая может и должна предоставляться в цифровом виде. Источниками информации, в зависимости от направления геологических работ, могут служить данные геофизического каротажа скважин, описания керна, результаты лабораторных геохимических исследований грунтов, данные сейсморазведки. Ключевой особенностью всех этих данных является то, что они не могут существовать без конкретной привязки в геологическом пространстве. Понятие «геологическое пространство» в различных литературных источниках геологической направленности существует в форме некоторого обобщения, именуемого «моделью».

Использование различных программных продуктов в настоящее время позволяет строить трёхмерные модели геологических объектов на основе каркасного и блочного моделирования. Принципиальное различие создаваемых 3D-моделей заключается в глубине залегания моделируемого объекта. На этом основании выделяют моделирование процессов, объектов, структур, площадей на поверхности земли

или процессов внутренней динамики, результат которых может быть виден и/или оценен на поверхности земли и моделирование процессов, структур, объектов, протекающих сугубо на глубине и требующие использование буровых, геофизических методов для их обнаружения.

Для построения 3D-моделей первой категории объектов и процессов используют данные LIDAR-съёмки (Light Detection And Ranging – обнаружение, идентификация и определение дальности). Технология LIDAR позволяет работать не только с 4 измерениями (x, y, z, время), но также обрабатывать отраженные волны от анализируемой поверхности. Данные, получаемые в результате использования технологии LIDAR, используются оценке современных тектонических движений и геоморфологических процессов. Включение временного параметра позволяет проследить за развитием оползневой деятельности, проанализировать деятельность землетрясений, контролировать абляцию ледникового покрова и др. Расшифровка волновых спектров помогает в расчётах альбедо ледника, а также в определении литологических особенностей пород. Использование многолинейного спектра позволяет измерять химические параметры снежного покрова, а также отражательную способность морского дна.

LIDAR-съёмка в комплексе с данными 3D-фотограмметрической съёмки нашла отражение в работах исследователя Антонио Абелана. Использование программного обеспечения Terranum Coltop 3D, позволило работать с LIDAR-снимками в областях анализа и визуализации данных структурной геологии, опасных геологических явлений и инженерной геологией.

3D-моделирование второй категории объектов и процессов, протекающих сугубо на глубине и требующих использование буровых, геофизических методов для обнаружения, используется в поисковой геологии, а также при анализе глубинных данных для исследования землетрясений в опасных геотектонических районах.

Моделирование в поисковой геологии подчинены стремлением к оптимизации временных и денежных ресурсов, минимизации издержек. Программное обеспечение, работающие, например, в нефтегазодобывающей отрасли сопровождает весь цикл добычи нефти (газа) начиная от его поиска, бурения и заканчивая анализом рисков, подсчёта дебита скважин на основе данных за прошедшие периоды добычи. Так нефтесервисная корпорация Шлюмберже имеет комплексные решения типа Petrel включающие ряд модулей геологического моделирования (разломные нарушения, литология скважин), работы с геофизическими данными (интерпретация сейсмических исследований, каротажа скважин и проч.), данными геомеханики и бурения. Стоит отметить, что нефтедобывающие корпорации вроде Total, Shell чаще всего имеют свои собственные центры разработки программных продуктов.

Особое внимание обращают на себя исследования специалистов из России, обращенные к геодинамическому моделированию рудоносных геологических структур посредством разработки трёхмерной интегрированной модели напряжённо-деформированного состояния массивов пород в районе Стрельцовского урановородного поля с выделением активных разломов. Сочетание результатов геоструктурных, геофизических, геотектонических и петрофизических исследований, а также впервые разработанных схем разломной тектоники позволило сформировать модели строения, свойств и реологических связей геологической среды. Расчётные 2D- и 3D-модели напряжённо-деформированного состояния массивов пород интегрированы в трёхмерную ГИС, созданную на платформе ArcGis 10 с модулем ArcGIS 3D-Analyst. Результаты моделирования подтверждены наблюдениями *in situ* на регио-

нальном и локальном масштабных уровнях. Разработка и внедрение региональной геодинамической модели геологических структур позволили проводить мероприятия по обеспечению безопасности горных работ в сложных геомеханических и удароопасных условиях на действующих и строящихся рудниках ПАО «ППГХО».

Помимо сугубо практических целей исследователи используют 3D-моделирование при интерпретации сейсморазведки. Так, например, были установлены конические складки в Нидерландском секторе Северного моря, изучались свойства подземных азимутов распространения сейсмических волн на севере Польши для выявления анизотропии толщ, результаты которых служат индикатором напряжений и направлений разломов.

Стоит отметить, что многие опубликованные за последние десять лет 3D-модели в Европе касаются:

- построения 3D-термоатласов, что во многом обусловлено поиском альтернативных и относительно безопасных с точки зрения экологии источников энергии (Германия, Швейцария, Нидерланды);
- поиска мест для захоронения атомных отходов (Великобритания);
- создания 3D-моделей четвертичной тощи под городами, с позиции её дальнейшего использования в гражданском строительстве (Ирландия, Великобритания).

Помимо этих локальных исследований была построена 3D-модель Великобритании. Основные цели, которые преследовали её создатели стали: улучшении понимания систем грунтовых вод и водоносных горизонтов; информирование для программы Национального геологического скрининга по вопросу пригодности геологической среды Великобритании для захоронения радиоактивных отходов; актуализация и популяризация знаний о геологии островов.

Обобщая вышеизложенное, можно выделить следующие перспективные направления использования методов геологического 3D-моделирования в Республике Беларусь:

- поиск месторождений нефти и газа, а также анализ регионов перспективных на горючее сырьё с использованием сейсмических методов, их 3D-визуализации;
- оценка рисков и предотвращение опасных геологических явлений в пределах добычи полезных ископаемых;
- прогнозирование размещения карьеров песчано-гравийной смеси и оценка экономических издержек их эксплуатации; актуализация данных и балансный контроль текущих объектов;
- оцифровка и хранение информации о геологической среде Беларуси, включая создание 3D-модели Беларуси по имеющимся фактическим данным;
- создание тематических 3D-моделей кристаллического фундамента, тепловых полей, моделей четвертичной толщи отдельных регионов;
- сбор данных по геоморфологии с применением LIDAR-технологий, их интерпретация с точки зрения эволюции ландшафтов;
- внедрение в образовательные программы ВУЗ, готовящих специалистов-геологов теоретического и практического материала по 3D-моделированию и геостатистике.

СОВРЕМЕННЫЕ ПОДХОДЫ РАСПОЗНАВАНИЯ В АВТОМАТИЧЕСКОМ РЕЖИМЕ (ВЕКТОРИЗАЦИИ) ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КАРТОГРАФИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА

Е. А. Василёнок^{1, 2}, И. С. Кукареко¹, Л. В. Тенюго¹

¹СП «Кредо-Диалог» – ООО, ул. Ф. Скорыны 15,
220114 Минск, Республика Беларусь; manui1994@mail.ru

²Белорусский государственный университет, факультет географии и геоинформатики,
пр. Независимости 4, 220030 Минск, Республика Беларусь

Векторизация сканированных растровых изображений (СР) решает множество задач: как научно-производственных (камеральные работы, подготовка фактического материала, восстановление баз данных, переход от аналогового (бумажных носителей) к цифровому варианту), так и в обучающем процессе ВУЗ-ов (практические задачи, обработка данных, создание пользовательских картосхем на основе имеющегося материала). Данные задачи являются актуальными по сей день и представляют собой колоссальные материальные потери как для предприятий, так и для отдельного физического лица.

Существуют три режима векторизации: автоматический, полуавтоматический (интерактивный) и ручной. В данной статье будут рассматриваться подходы только интерактивного распознавания, т. к. именно в этом режиме достигаются максимальные качественные показатели оцифровки картографического материала.

Решения автоматизации оцифровки картографического материала появились на рынке программных продуктов (ПП) ещё в конце 1990-х гг. За прошедшее время в ПП переписывались алгоритмы, ПП модифицировались под профессиональные нужды, что позитивно влияло на качество процесса оцифровки карт. Стоит добавить, что речь идет не о векторных графических редакторах (подобных Adobe Illustrator и CorelDraw), а о специализированных географических инструментах ArcGIS (ArcScan), MapInfo, Easy Trace, AutoCAD (Геоникс).

Не все выше указанные ПП позволяют в полной мере сохранить географическую информацию (привязка изображения, трансформация, работа с системами координат, тематические объекты и т. д.), свободно работать со всеми типами данных и предоставлять доступ к ним пользователю, а главное, быть доступными пользователю.

Для исследования был выбран наиболее оптимальный отечественный программный продукт КРЕДО ВЕКТОРИЗАТОР 2.0 в виду его доступности, простого в освоении интерфейса, последующего перехода в горно-геологические ПП и дополнительного функционала (веб-сервисы, преобразование СК и т. д.).

Методика. С технологической точки зрения, процесс оцифровки СР состоит из нескольких этапов: сканирование, привязка изображения, предобработка, интерактивное распознавание, хранение и вывод на печать.

Сканирование. Графическая точность карты на бумажном носителе составляет 0,2 мм. Для сохранения оригинальной детализации объектов отсканированной карты необходимо изображение с разрешением 300–500 dpi. Высокое разрешение – залог качественного распознавания объектов. Следует выбирать формат изображения без сжатия, либо компрессию без потерь.

Для сканированных цветных карт лучшими форматами являются tiff и png, для структурных карт либо карт с глубиной цвета 8 бит – gif. Не стоит использовать jpeg формат в силу сильной потери информации о цвете при сжатии.

Последующие этапы могут отличаться в различных инструментах. В данной статье рассмотрим работу с ними на примере ПП КРЕДО ВЕКТОРИЗАТОР 2.0 и КРЕДО ТРАНСФОРМ 4.2 [2].

Привязка растрового изображения. Любая карта должна быть привязана. Существует два варианта действий:

1) импортировать уже существующий файл привязки (примеры см. в табл. 1).

2) привязать растр в проекте в необходимой системе координат в соответствии с библиотекой геодезических данных программы и трансформировать его. На рис. 1 отображён участок трансформированного листа геологической карты N-35-XVII в системе координат 1942, зона 5.

Таблица 1 – Наиболее используемые типы привязок форматов изображений

Формат	bmp	jpg	gif	tiff	png	pcx	rsw	crf	ecw
Привязка	wld, bpw; tab; tie	wld, jgw; tab	wld, gfw; tab	wld, tfw; tab; internal	wld, pgw; tab	wld, pxw; tab	wld, rww; tab; internal	internal	wld, eww; internal

Предобработка. Все действия, производимые на данном этапе, направлены на улучшение изображения, сохранение детализации и подготовку масок (слоев с однотипной информацией) для распознавания на них объектов.

Размытие по поверхности. Изображения карт несут в себе дефект сканирования – эффект муара (перекрещивающаяся сетка), повышенная «зернистость». Области, которые являются однотонными на оригинале, принимают множество оттенков и вносят ошибку при распознавании их алгоритмами (рис. 2). Метод размытия цветов по поверхности позволяет ликвидировать артефакты однотонных областей цветных карт.

Сгладить и увеличить резкость. Методы, позволяющие решать прямую и обратную задачи резкости изображения. С их помощью пользователь может повысить качество изображения.

Создание масок изображения. Такие методы как адаптивная бинаризация (adaptive binarization), извлечение цвета (color binarization), выделение края (canny tuning) позволяют извлечь в отдельный слой (растр) информацию одного типа: ROI (region of interest), гидрографию, горизонталы, координатную сетку и т.д (рис. 3). ROI могут быть как площадные объекты (типы отложений), линейные (границы между разновозрастными образованиями, литологических подразделений, распространения ледников и т. д.), так и точечные (условные знаки скважин, месторождений и т. д.).

На рисунке ниже приведён пример масок. В качестве оригинала использовано изображение отсканированной карты дочетвертичных отложений масштаба 1: 1 250 000 [1] (прозрачность 50 %). Извлечен слой D₂p1 отложений и граница области распространения D₂ln отложений. Вместе с объектами извлекается вся полезная информация о них: геометрические показатели (площадь для областей, длина – для линейных объектов), количество объектов одного типа.

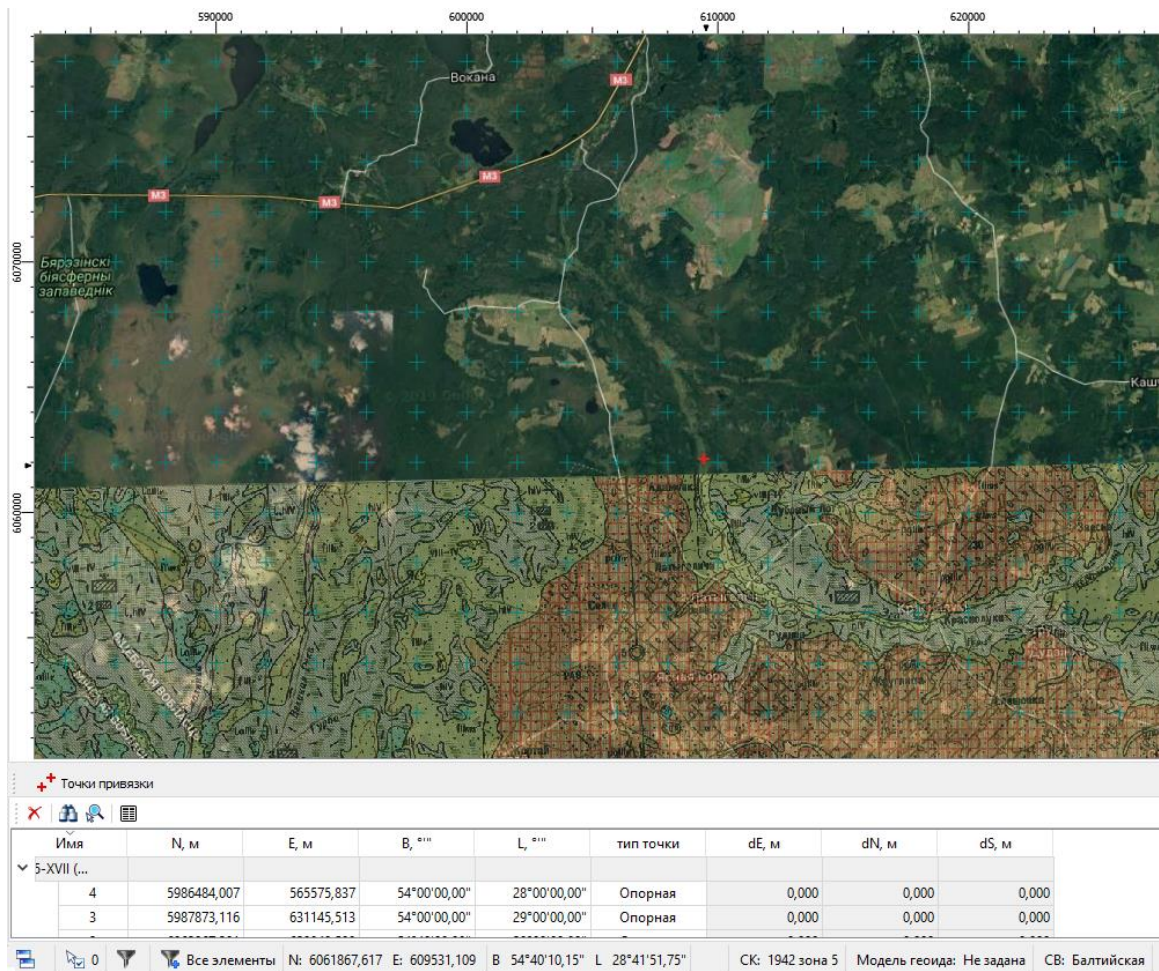


Рисунок 1 – Привязанное сканированное изображение листа N-35-XVII геологической карты (прозрачность растра составляет 50 %)

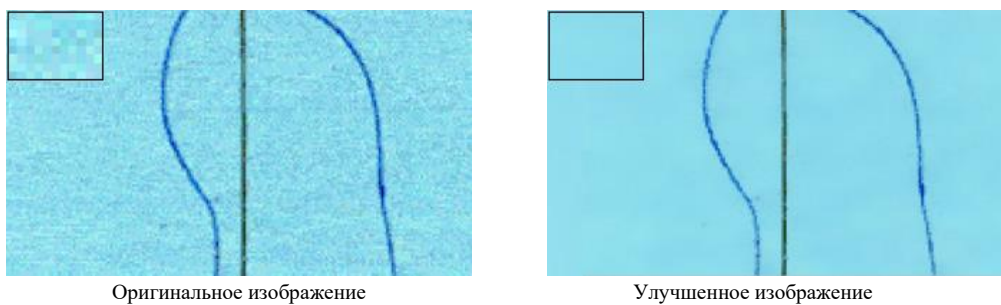


Рисунок 2 – Изображения отсканированной карты до и после применения метода размытия (в верхнем левом углу область увеличения $\times 8$)

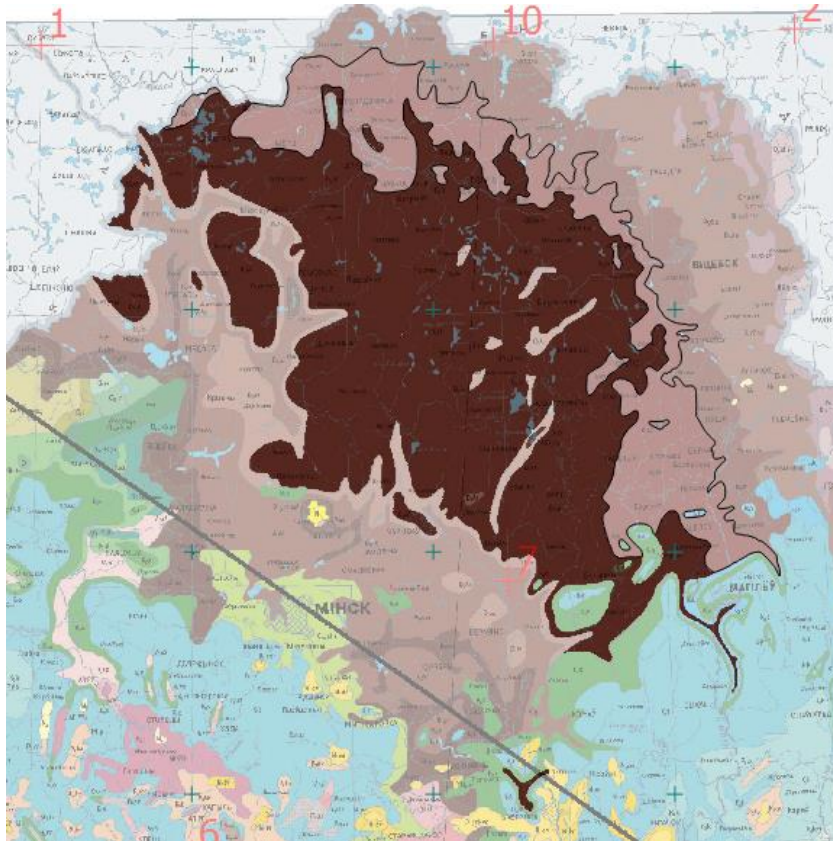


Рисунок 3 – Маска D_{2p1} отложений и граница области распространения D_{2ln} отложений

Для чёрно-белых (1 бит) и индексированных (8 бит) изображений карт, схем процесс предобработки отличен от цветных геологических карт. Ввиду отсутствия разнообразия цветов, проводится только адаптивная бинаризация. Однако такие изображения несут в себе больше дефектов: различные шумы, артефакты печати и т. д. После извлечения маски рекомендуется применить методы фильтрации (рис. 4), а также, при необходимости, провести эрозию (Erode) либо наращивание линий (Dilate) [3].

В результате предобработки формируются маски однотипных объектов (площадных, линейных, точечных, текстовых) для дальнейшего интерактивного распознавания. Примеры масок приведены на рис. 3–5.

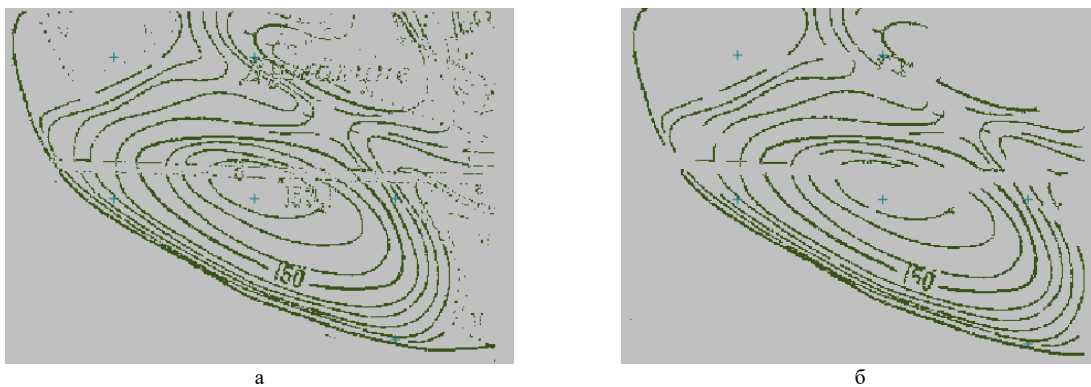


Рисунок 4 – Изображение структурной карты месторождения до (а) и после фильтрации (б)

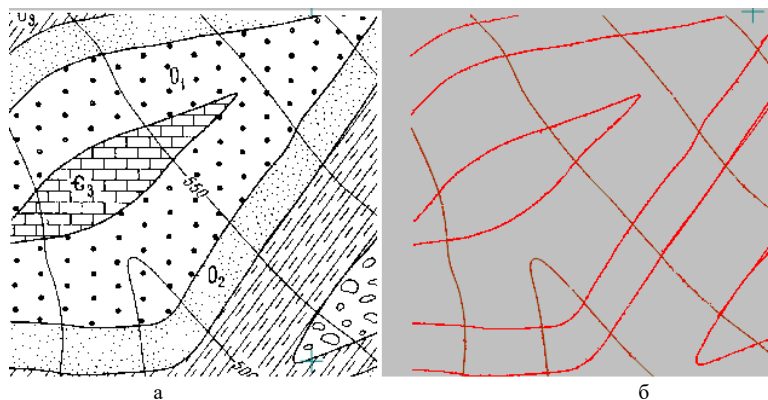


Рисунок 5 – Изображение части схемы месторождения (а) и его маска (б)

Интерактивное распознавание. Вид распознавания выбирается в зависимости от сложности ситуации. При наличии модельных элементов простой геометрии, без пересечений, достаточно использовать алгоритмы автоматической валидации (рисунок 6а). Однако, в большинстве случаев, объекты геологических карт представляют собой сложные пространственные фигуры, со штриховками, с особенностями оконтуривания, для которых необходимо задействовать интерактив, позволяющий корректировать ситуацию до окончательного решения.

Если обратиться к схеме месторождения, описанной выше, то легко заметить большое количество пересечений линейных объектов. Алгоритм предоставляет пользователю выбор дальнейшего направления, тем самым продолжая модельный элемент, не завершая метод.

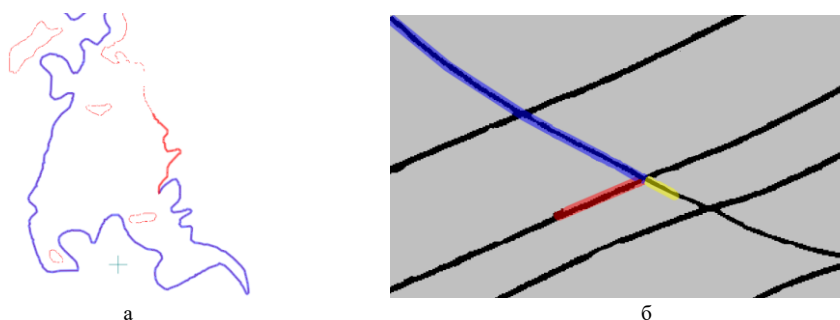


Рисунок 6 – Распознавание границы D_2ln отложений (а) на маске карты дочетвертичных отложений и прохождение пересечения линейных объектов (б) на схеме месторождения

Все распознанные объекты представлены условным знаком и кодом соответствующего элемента из легенды карты. Данные можно хранить в классификаторе (индивидуальная база данных).

Итогом интерактивного распознавания является векторная геологическая карта с семантикой и легендой, хранящейся в классификаторе (рис. 7).

Все модельные объекты данного проекта наделены семантикой и используются в дальнейших камеральных работах. Например, структурные линии могут участвовать в построении поверхности (рис. 8).

Данные проекта имеют также доступ к серверам веб-карт. В результате распознавания набора геологических карт создается база данных по конкретной территории (рудное поле, месторождение, область, провинция) (рис. 9).

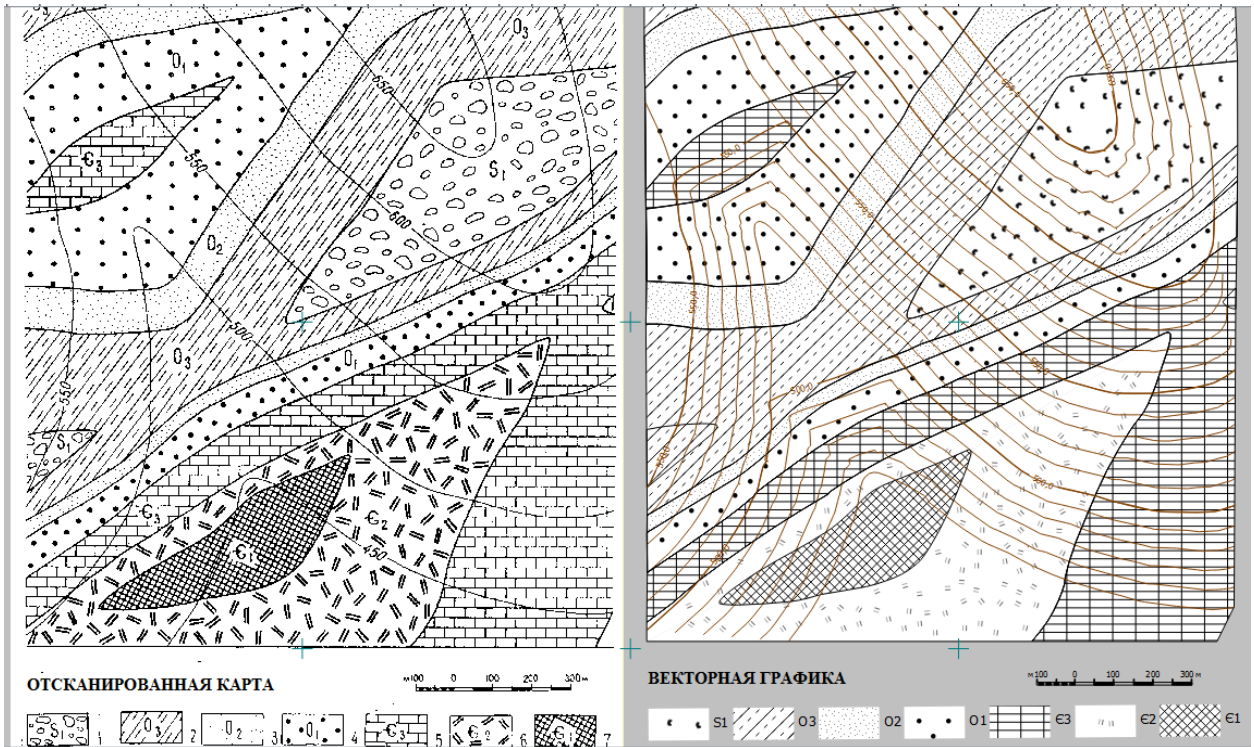


Рисунок 7 – Оригинал изображений и итоговая векторная графика

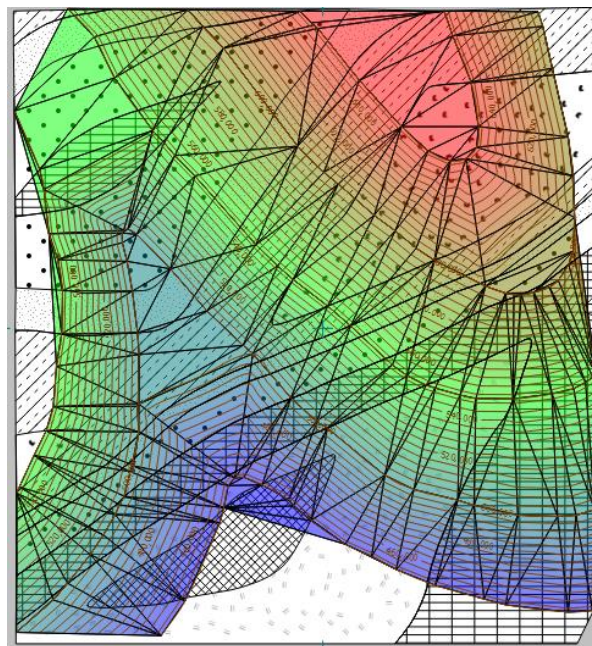


Рисунок 8 – Поверхность по данным структурных линий

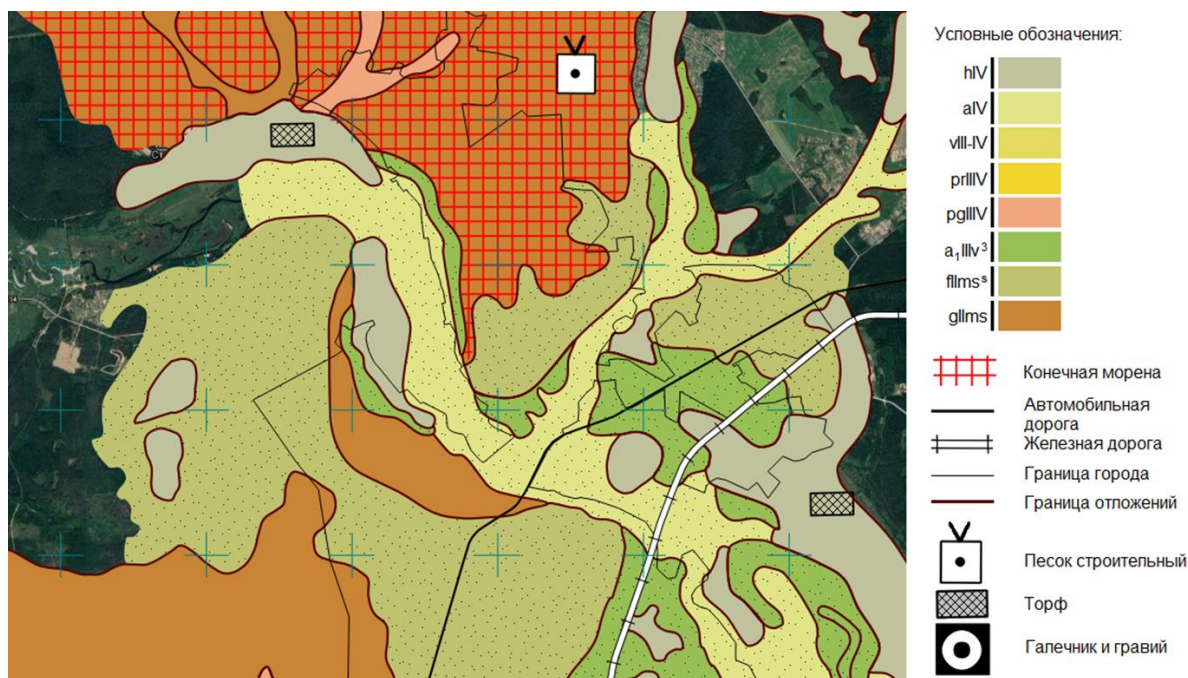


Рисунок 9 – Участок карты четвертичных отложений масштаба 1 : 200 000

Хранение и вывод на печать. Вся геопространственная информация, модельные элементы и их атрибуты могут быть переданы в общеизвестные форматы DXF, MIF/MID, LandXML, а также сохранены в виде чертежей, растров высокого качества.

Результаты. Качество распознавания прямо-пропорционально зависит от этапов сканирования и обработки изображения. Огромный выбор методов упрощает процесс векторизации с минимальным вмешательством специалиста.

Современные алгоритмы распознавания геологического картографического материала позволяют создавать базы данных, послойные цифровые модели, с возможностью передачи их в горно-геологические программные продукты для дальнейших камеральных работ (создание разрезов, формирование ведомостей, построение 3D-моделей и т. д.).

Библиографические ссылки

1. Национальный атлас Республики Беларусь. Минск: Белкартография, 2002. 292 с.
2. Credo-Dialogue. ПП КРЕДО ВЕКТОРИЗАТОР [Электрон. ресурс]. URL: <https://credo-dialogue.ru/produkty/korobochnye-produkty/1047-credo-vectorizer-naznachenie.html> (дата обращения: 17.02.2019).
3. Программный комплекс Векторизатор. Руководство пользователя. Минск: Credo-Dialogue, 2019. 125 с.

ГИС-ТЕХНОЛОГИИ В ПОСТРОЕНИИ ПОГОРИЗОНТНЫХ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫХ КАРТ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БЕЛАРУСИ

М. П. Оношко, В. А. Крошинский, М. А. Подружая, А. В. Шидловская
Научно-производственный центр по геологии, филиал «Институт геологии»,
ул. Купревича 7, 220141 Минск, Республика Беларусь; onoshko_m44@mail.ru

Геологические карты являются основным источником информации при проектировании поисковых и разведочных работ, проведении инженерно-геологических изысканий, решении проблем развития минерально-сырьевой базы и экологии, регулирования пользования недрами и других аспектов хозяйственной деятельности, в учебном процессе при подготовке специалистов геологов.

Для хранения геологической информации, быстрого удобного доступа к ней на основе местоположения и создания на базе этих данных высококачественных карт разного назначения наилучшим образом подходит GIS-технология. Использование таких карт облегчает разработку и реализацию стратегических вопросов изучения и рационального использования недр страны. Карта, построенная в GIS, является базой данных, что позволяет выводить на экран именно ту информацию, которая в данный момент необходима, будь то результат осадконакопления за определённый период времени, либо карта распространения отложений определённого генетического типа на исследуемой территории.

При создании геологических карт разных территорий в GIS руководствуются общей легендой, что облегчает использование, а также сведение двух геологических карт. При устаревании легенды любой её элемент легко заменить на новый.

Если на карте была обнаружена неточность, допущенная при её создании, то её устранение происходит на уровне вектора и не занимает много времени.

На базе геологической карты созданной в GIS возможно построение любой другой карты опирающейся на геологическую базу (гидрогеологическая, геоэкологическая и т. д.).

Создание геологических карт в GIS открывает большие возможности для использования этой информации и в природоохранных целях. Составленные атрибутивные таблицы, включающие в себя и мощность отложений, и их состав, способствуют рациональному использованию недр (выявлению новых участков строительных полезных ископаемых и подземных вод) и мониторингу их состояния.

Целью наших исследований является создание с помощью GIS-технологий комплекта структурно-геологических карт горизонтов четвертичных отложений Республики Беларусь на основе интерпретации данных о геологическом строении отложений четвертичной системы.

Фактическим материалом послужат фондовые и литературные геологические материалы. В данном сообщении рассмотрено создание геологических карт в GIS на примере Логойского р-на. Оно проводилось на основе информации 3 листов геологической карты масштаба 1 : 200 000 и 18 листов геологических, гидрогеологических карт и карт геолого-генетических комплексов масштаба 1 : 50 000. Для построения схем было использовано 186 колонок буровых скважин.

В результате работы были созданы пять цифровых моделей карт: структурная карта дочетвертичной поверхности, карта мощности четвертичных отложений и структурные карты поверхностей березинского горизонта, а также днепровского и сожского подгоризонтов.

Выполнение работ по созданию GIS-проекта геологической карты масштаба 1 : 50 000 происходило в несколько этапов.

На первом этапе обрабатывалась информация, которая имеется в материалах филиала Белорусской комплексной геофизической экспедиции и Государственного предприятия «Белгосгеоцентр». Были использованы отчёты, графические и табличные приложения к ним. Для уточнения отображённой на картах информации использовались сведения по колонкам буровых скважин, а также информация по физико-механическим свойствам различных генетических и литологических разновидностей горных пород. Картографический материал сканировался в максимальном разрешении, полученные растровые цифровые изображения сохранялись в форматах tiff и jpg.

На втором этапе происходила привязка растровых изображений в системе географических координат. При привязке использовалась проекция Гаусса-Крюгера, система Пулково 1942, зона № 5. Поскольку картографический материал в различных отчётах имел разные номенклатурные наименования и размеры листов, привязка растровых изображений по существующей схеме разграничения листов 1 : 50 000 была невозможна. Нами применялся способ привязки по множеству точек, опирающихся на отметки высот существующих топографических карт, ориентированных в аналогичной системе географических координат. Для привязки одного листа карты по участку использовалось от 10 до 50 опорных точек. При трансформации растровых изображений использовался метод сплайн. После привязки всех листов одного участка создавался шейп-файл (формат shp) с границами, согласно контуру участка.

Третий этап заключался в создании геологической карты масштаба 1 : 50 000 путём разделения шейп-файла на отдельные полигоны. На полигоны разделялись все генетические разновидности горных пород. После выделения всех полигонов происходило заполнение атрибутивной таблицы с полем «code». В нём отображалось многообразие всех стратиграфических подразделений участка [1].

На четвёртом этапе происходило сведение границ и создание общего шейп-файла трёх участков на которых находится территория Логойского р-на. В связи с отсутствием одного из листов карты Плещеницкого участка, недостающий материал был взят с геологической карты Логойского участка масштаба 1 : 200 000. Затем с помощью операции Clip были выделены полигоны находящиеся непосредственно на территории изучаемого района. Окончательное оформление карты производилось согласно государственным стандартам введёнными в действие в 2013 г. [2].

Построение карты дочетвертичной поверхности для территории Логойского р-на, началось со сбора фактических сведений о буровых скважинах в архивах филиала Геофизической экспедиции и Государственного предприятия «Белгосгеоцентр». Отбирались скважины преимущественно колонкового бурения находящиеся в пределах Логойского р-на, а затем и близлежащие соседних районов, для уточнения краевых частей карты.

Был создан точечный шейп-файл, на который, согласно картам фактического материала, были нанесены отметки скважин (117 скважин на территории Логойского р-на и 31 за его пределами). В атрибутивную таблицу были внесены характеристики

скважин: номер, возраст отложений залегающих под четвертичными отложениями, абсолютные отметки устья и поверхности дочетвертичной толщи.

Используя инструменты Spatial Analyst (инструменты Spatial Analyst-Интерполяция-Естественная окрестность) по показателю абсолютных отметок дочетвертичной поверхности был построен РАСТР файл рельефа дочетвертичной поверхности, на основе которого, с помощью инструментов Spatial Analyst (инструменты Spatial Analyst-Поверхность-Изолиния), были проведены изогипсы поверхности дочетвертичной толщи. Согласно методам интерполяции шейп-файл был разбит на полигоны с разным возрастом дочетвертичных отложений. Оформление карты производилось согласно государственным стандартам.

Для построения карты мощностей четвертичных отложений на изучаемом участке использовалась растровая модель современного рельефа в формате bil. С помощью инструментов Spatial Analyst (инструменты Spatial Analyst-Математические-Minus) из растрового изображения современного рельефа был вычтен рельеф дочетвертичной поверхности и по полученным показателям построена растровая модель мощности четвертичных отложений. Таким образом произошло поочередное вычитание из значений ячеек первого раstra значение ячеек второго раstra, а затем визуализация полученной информации.

С помощью инструментов Spatial Analyst уже упоминавшихся выше, по полученному растровому изображению была построена модель изопахит, и затем совмещена с изображением мощностей.

Начальные этапы построения GIS модели гидрогеологической карты масштаба 1 : 50 000 повторяют первых два шага по созданию геологической карты масштаба 1 : 50 000 Логойского р-на. Затем путём разрезания шейп файлов на полигоны была создана группа слоёв представляющих из себя при наложении модель гидрогеологической карты. Отдельные шейп файлы предназначались для: группы водоносных комплексов залегающих первыми от поверхности; водопроницаемых, но безводных отложений; и для каждого водоносного горизонта, залегающего ниже первых от поверхности. Все полигоны условно делились на водосодержащие и несодержащие воду, что отражалось в атрибутивной таблице в графе «Code».

Затем производилось сведение трёх участков в один, как и при построении геологической карты. С помощью операции Clip (инструменты Spatial Analyst-Анализ-Clip) были выделены полигоны, находящиеся в пределах Логойского р-на. Дальнейшее оформление и компоновка карты производилось в соответствии с государственными стандартами.

В результате создания цифровой модели геологической карты четвертичных отложений Логойского р-на стало возможным составление принципиально новой схемы месторождений строительных полезных ископаемых. Используя возможности GIS, новая схема будет обладать максимальной точностью учёта всех залежей полезных ископаемых с их точной пространственной привязкой. Новая схема будет работать как для одного определённого вида сырья, так и для выявления комплексных месторождений, а также будет учитывать наличие естественных и искусственных ограничений на разработку месторождений (населённые пункты, пути сообщения, природоохранные и водоохранные территории и т. п.).

Основой рассматриваемой схемы является максимально точная карта четвертичных отложений, в атрибутивной таблице которой указаны такие показатели как мощность, генезис и литология четвертичных отложений. Подробность разделения полигонов по литологическим показателям и грациям

мощности напрямую влияет на качество и точность выделения перспективных площадей строительных полезных ископаемых.

Работа по составлению схемы строительных полезных ископаемых была разбита на ряд этапов. В ходе работы был использован весь доступный опубликованный и фондовый фактический материал по данной территории, в том числе 186 колонок буровых скважин.

На первом этапе нами была построена модель рельефа поверхности кровли второго от поверхности слоя. Вычитая из цифровой модели современного рельефа полученную поверхность, мы получили схему распределения мощности первого от поверхности горизонта. Карта, вместе с контрольными точками в виде скважин снабдила нас информацией для введения нового показателя атрибутивной таблицы – «Мощность первого горизонта», который был необходим для подсчёта «Предполагаемых объёмов» («Мощность первого горизонта»* «Площадь полигона»).

На следующем этапе для определения перспективных участков в атрибутивной таблице выставлялись фильтры соответствующие геологическим критериям прогнозирования тех или иных строительных полезных ископаемых. Выборка производилась одновременно по показателям – «Генезис», «Литология», «Мощность первого горизонта» и «Предполагаемый объём» (табл.).

В результате схема полезных ископаемых представляет собой графическое изображение контуров зон обладающих только заданными характеристиками (рис.). Эти участки пригодны для дальнейших поисковых работ и оценке запасов выделенных перспективных участков.

Таблица – Схема составления фильтров, основанных на геологических критериях [3]

Тип	Генезис	Литология	Мощность первого горизонта	Предполагаемый объём
Глинистое сырьё	Аллювиальный, озёрный, ледниковый, озёрно-ледниковый, лёссовый	Глины, глины ленточные, глины опесчаненые	>2–3 м	≥0,5 млн м ³
Песчано-гравийные смеси	Аллювиальный, озёрный, флювиогляциальный, озёрно-ледниковый	Гравийно-песчаные породы, песок разнозернистый и крупнозернистый с гравием, галькой, валунами	>1,5–2,0 м	≥1 млн м ³
Строительные пески	Аллювиальный, конечно-моренный, моренный, флювиогляциальный, озёрно-ледниковый, эоловый	Песок, песок тонко-, мелко-, средне-, крупнозернистый, песок разнозернистый	>1 м	≥1 млн м ³

Анализ полученных данных показывает, что наиболее крупные перспективные площади гравийно-песчаного и гравийного сырья заключены в конечно-моренные ледниковые и флювиогляциальные отложения крупных конусов выноса. Песчаный, хорошо сортированный материал заключен в контура флювиогляциальных долинно-зандровых отложений, а также в аллювиальные отложения надпойменных террас, ложбин стока талых ледниковых вод и эоловые аккумуляции. Кирпично-черепичные глины и суглинки тяжёлые на рассматриваемой территории соответствуют лимногляциальным аккумуляциям и реже – конечно-моренным.

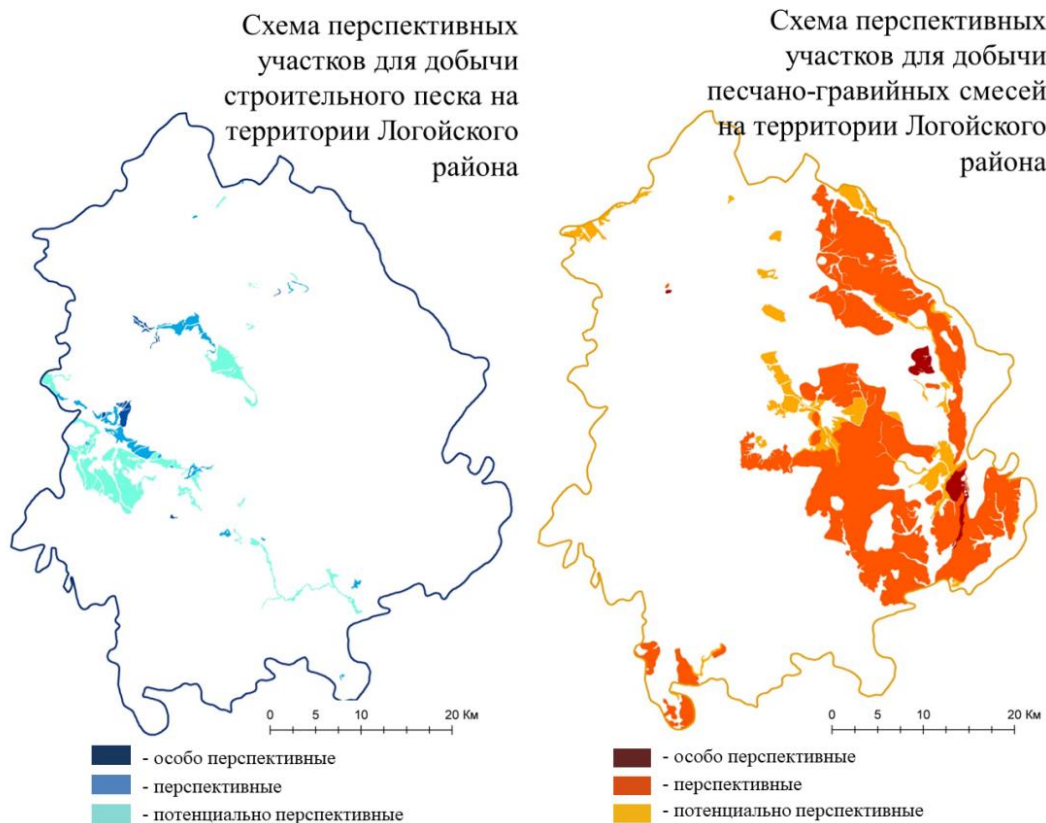


Рисунок – Схемы перспективных участков добычи строительных материалов Логойского р-на

Разработанная схема позволит автоматизировать, значительно снизить время и затраты необходимые для оценки перспектив любой заданной территории на наличие продуктивных площадей строительных полезных ископаемых. Предложенная схема может быть использована на других участках развития конечно-моренных образований равнинных областей.

Создание карт не является конечным результатом работы геоинформационной системы, не являющейся статичным элементом. Дальнейшие этапы работы GIS заключаются в мониторинге и оперативном изменении информации, а также в статистической обработке, анализе и возможности прогнозирования географически привязанной информации. Таким образом, с разработкой и широким практическим внедрением геоинформационных систем и электронных карт, а также спутниковых и космических систем и технологий сбора данных, геология приобрела новые мощные средства создания информационных ресурсов.

GIS предлагает совершенно новый путь развития картографии, преодолевая главные недостатки традиционных карт: их статичность и ограниченную ёмкость. GIS управляет визуализацией объектов карты, позволяя работать с теми из них, которые интересуют нас в данный момент. Фактически при этом осуществляется переход от сложных, часто перегруженных карт, к серии взаимосвязанных карт специализированных объектов, что обеспечивает высокую структурированность информации и позволяет её эффективно использовать и анализировать. Основным и самым явным плюсом карты, построенной в GIS, является то, что она является базой данных, что позволяет выводить на экран именно ту информацию, которая в данный

момент необходима, будь то результат осадконакопления за определённый период времени, либо карта распространения отложений определённого генетического типа на исследуемой территории.

Библиографические ссылки

1. *Минина Е. А., Борисов Б. А., Заррина Е. П. и др.* Методическое пособие по составлению мелкомасштабных карт четвертичных образований к госгеолкарте-1000/3. СПб.: ВСЕГЕИ, 2005. 144 с.
2. СТБ 17.04.02–02–2013. Охрана окружающей среды и природопользование. Недр. Геологические карты. Условные обозначения. Минск: Госстандарт, 2013. 54 с.
3. Полезные ископаемые Беларуси: К 75-летию БелНИГРИ / Редкол.: П.З. Хомич [и др.]. Минск: Адукацыя і выхаванне, 2002. 534 с.

УДК 550.849

ПОСТРОЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ ПО ДАННЫМ БУРОВЫХ РАБОТ В ПРОГРАММЕ ВЕКТОРНОЙ ГРАФИКИ ADOBE ILLUSTRATOR

Т. А. Жидкова

Белорусский государственный университет, факультет географии и геоинформатики,
пр. Независимости 4, 220030 Минск, Республика Беларусь; tazhydkova@gmail.ru

Внутреннее строение земной коры, а особенно её верхних горизонтов, является предметом пристального внимания строителей при планировании и возведении сооружений. Объективная оценка состава и строения грунтовых толщ, определение положения уровня грунтовых вод являются обязательными условиями для обеспечения безопасности эксплуатации водопроводных, автомобильных, теплогазопроводных трасс, строительных площадок промышленного и гражданского строительства, карьеров строительных материалов, а так же позволяют учесть такие нежелательные геологические процессы как подтопление и затопление.

Располагая перечисленными сведениями, с учётом региональных особенностей верхних горизонтов земной коры на том или ином участке строительства, геологи-проектировщики смогут принять наиболее эффективные решение при инженерно-геологической оценке территории. Инженерно-геологическая оценка лежит в основе планов, проектных, рабочих и оперативных документов, регламентирующих размещение сооружений, выбор их типов и конструкций, способов строительства, а так же реализацию мероприятий по рациональному использованию и охране природных ресурсов, в том числе геологической среды. Таким образом, инженерно-геологическая оценка является результатом специального анализа данных о компонентах геологической среды, получаемых в результате проведения геологической съёмки среднего масштаба, а также данных буровых работ.

Основным геологическим документом разведочных работ является буровой журнал – журнал документации буровых скважин. В журнале, после общей характеристики выработки, по мере выполнения работ, выполняется послойное описание пород, где учитывается мощность слоёв и отметки их границ; номера взятых проб и глубина их отбора; литологическое описание пород, наименование грунта, его цвет, структура, наличие включений; уровень подземных вод (глубина наблюдаемого

уровня грунтовых вод и прогноз возможного его изменения, направление движения и интенсивность притока воды); приводится оценка пройденных пород с точки зрения возможности их использования в качестве основания сооружений. По результатам буровых работ составляют колонки отдельных скважин. Данные нескольких колонок объединяют в инженерно-геологические или гидрогеологические разрезы, имеющие большое значение при общей геологической оценке районов строительства и отдельных их участков, выборе слоёв в качестве несущих оснований, изучении водоносных горизонтов.

Для закрепления терминологии и теоретического материала основ структурной геологии, прочитанного в лекциях, а также приобретения студентами географического факультета БГУ специальности «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых» навыков самостоятельного построения и грамотного оформления геологических разрезов были разработаны методические указания по построению геологических разрезов по данным буровых работ в программе векторной графики Adobe Illustrator.

Программа Adobe Illustrator является профессиональным графическим пакетом для быстрого создания и редактирования векторной графики. Построение с её использованием геологических профилей даёт возможность получить более наглядное представление о геологическом строении залежи месторождения.

Для формирования векторного изображения на основе данных буровых работ необходимо в первую очередь иметь представление об основных этапах работы в программе. Ими являются создание нового документа, сохранение документа и открытие документа. Алгоритм формирования векторного изображения сводится к последовательному созданию слоёв изображения включающих:

1. *Таблицу*, в которой указываются данные буровых журналов. При формировании таблицы студенты должны соблюдать очерёдность скважин в формирующейся линейке разреза, согласно указанному преподавателем варианту.

2. *Основу геологического разреза*. В данный слой входят следующие элементы изображения:

- рамка листа;
- подписи названия работы и масштабов (в данной работе предложено использовать масштабы 1 : 1 000 – вертикальный, 1 : 2 000 – горизонтальный);
- таблица, включающая в себя 5 граф, где указываются номер скважины, абсолютная отметка её устья и забоя, уровень воды в скважине, расстояние между скважинами;
- шкала, отображающая вертикальный масштаб.

3. *Скважины*. В данном слое определяется расстояние между скважинами, равное 75 м, строятся абсолютные отметки устьев и стволы скважин.

4. *Абсолютные отметки*. Абсолютные отметки подошвы каждого слоя вычерчиваются на стволе каждой скважины. Их числовые значения берутся из таблицы, которая отображена в первом слое строящегося разреза.

5. *Подписи слоёв*. Создание указанного слоя необходимо, дабы не допустить ошибок при последующем проведении границ отложений одинаковых по составу, возрасту и генезису.

6. *Границы отложений*. Отметки отложений одинаковых по составу, возрасту и генезису соединяются плавными линиями, которые являются графической интерполяцией положения пластов горных пород между скважинами.

7. *Условные обозначения.* В этом слое в пределах самого разреза отражается информация о горных породах с места отбора проб, а также строится легенда, в которой дается расшифровка условных знаков, которые были использованы при составлении геологического разреза.

8. *Уровни грунтовых вод.* Если подземные воды достигнуты горными выработками, то в каждой скважине на соответствующей глубине отображают положение их уровня синим цветом. На разрезе отмечаются абсолютные отметки уровня грунтовых вод. Они соединяются плавной синей линией, аналогично границам пластов.

9. *Окончательное оформление разреза.* В данном слое необходимо расположить абсолютные отметки над всеми созданными слоями, для удобства чтения и исключения слияния элементов. Также необходимо проследить, чтобы на профиле обязательно были указаны геологические индексы, которые отражают генетическую и возрастную части пород.

Выполнение разработанных заданий способствует формированию профессиональных компетенций обучающихся, включающих:

- владение методами проведения инженерных изысканий с использованием графических программных пакетов;
- владение основными законами геометрического формирования, построения и взаимного пересечения моделей плоскости и пространства;
- знание нормативной базы в области инженерных изысканий;
- способность работать с информацией в глобальных компьютерных сетях.

Работая в программе векторной графики Adobe Illustrator, с учётом региональных особенностей верхних горизонтов земной коры, на том или ином участке строительства, выпускаемые специалисты-геологи смогут не только построить геологические разрезы, но и принимать наиболее эффективные решения при инженерно-геологической оценке территории.

Со временем могут видоизменяться приёмы, с помощью которых формируется конкретный картографируемый объект, но основные принципы его создания остаются едиными для всех возможных типов разрезов.

УДК 911.5(476)

ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ МЕТОДА ДИСТАНЦИОННОЙ ЛАНДШАФТНОЙ ИНДИКАЦИИ ПРИ ПРОВЕДЕНИИ ИНЖЕНЕРНО- ГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАБОТ

Т. А. Жидкова

Белорусский государственный университет, факультет географии и геоинформатики,
пр. Независимости 4, 220030 Минск, Республика Беларусь; tazhydkova@gmail.ru

В настоящее время при строительстве зданий и сооружений необходимо получение полной и достоверной информации о природных геологических условиях местности. Такая информация включает в себя изучение геологической обстановки до начала строительства, а также прогноз тех изменений, которые могут произойти в геологической среде, и в первую очередь, в грунтах, в процессе строительства и при эксплуатации сооружений.

Набор методов, позволяющих составить наиболее полное представление о геологических особенностях изучаемой территории, в настоящее время довольно разнообразен. В инженерно-геологических исследованиях наиболее широко применяются:

- наземные визуальные обследования по точкам или по линиям маршрутов, включающие подробное описание обнажений;
- горные и буровые работы, позволяющие проводить проходку и бурение, а также отбор образцов ненарушенного и нарушенного сложения;
- динамическое, ударно-вибрационное и статическое зондирование, при проведении которых определяется сопротивление грунтов режущему профилю, в зависимости от их состава и свойств и другие.

Особое место в числе описываемых методов занимают аэрофото- и космическая съёмки, по результатам которых проводится дешифрирование материалов дистанционного зондирования с целью их инженерно-геологической интерпретации. С данными методами тесно связан метод дистанционной ландшафтной индикации, заключающийся в использовании характерных внешних особенностей местности в качестве индикаторов литогенетических и гидрогеологических условий изучаемой территории.

Ландшафтно-индикационный метод был успешно опробован при изучении природных территориальных комплексов (ПТК) Гродненской возвышенности и Средненёманской низины Республики Беларусь, в пределах которых стыкуются две крупнейшие, выделенные в геоморфологическом отношении, области, определяющие морфоскульптуру региона: область Центрально-Белорусских возвышенностей и гряд и область Белорусского Поозерья.

Проводимые индикационные исследования ПТК на указанной территории предполагали решение широкого круга задач, включающих исследование индикационных свойств физиономических компонентов ПТК относительно генезиса четвертичных отложений, их литологических особенностей и условий обводнённости.

Важным этапом исследования явилось разработка методики ландшафтно-индикационного анализа и космоландшафтного картографирования, которая была определена в систему, состоящую из трёх основных блоков: информационного, аналитического и результирующего.

В рамках *информационного блока* происходило формирование базы геоданных на основе использования картографических материалов преимущественно масштаба 1 : 100 000, а также архивов космических снимков (КС) с пространственным разрешением 15 и 30 м, которые сопоставимы с заявленным масштабом картографирования.

Аналитический блок включал проведение ландшафтно-индикационных исследований на основе сформированной базы геоданных по двум основным направлениям: изучение вертикальной и горизонтальной структуры ПТК. Важным источником при этом стал мультиспектральный КС Landsat 7 поздневесеннего сезона съёмки. Наиболее информативной комбинацией каналов была выбрана комбинация 4-5-3 (ближний, средний инфракрасные каналы и красный видимый канал). Установлено, что при данном варианте синтеза наиболее чётко прослеживаются различия и закономерности распределения ПТК. Используемые при дешифрировании технологические цепочки, отраженные на представленном слайде, включали визуальное и автоматизированное дешифрирование КС.

Автоматизированное дешифрирование выполнялось посредством проведения контролируемой и неконтролируемой классификаций. В результате были сформированы растровые тематические изображения, которые для дальнейшей интерпретации (выделения экотярусов и присвоения им соответствующих наименований, а также создания космофотоэталонов изучаемых ПТК) экспортировались в ГИС. Таким образом, в среде ArcGIS был сформирован векторный слой, в который были включены геоботанические характеристики ПТК и данные о распространении используемых в хозяйстве и жизнедеятельности человека территорий. Детализация выявленных индикаторов выполнялась путем сопоставления полученного слоя слоем топоосновы, с векторными слоями литологии четвертичных отложений, генетических типов почв, сформированными на этапе создания базы геоданных. Итогом пересечения соответствующих слоёв друг с другом стало формирование комплексного слоя, отражающего экотярус урочищ, выделенные в пределах района исследований.

В рамках *результатирующего блока* для цифровых слоёв ландшафтов и экотярусов урочищ была сформирована атрибутивная информация. Посредством подключения к векторным слоям ПТК баз данных, средствами ГИС впервые были созданы информационные слои, представляющие ландшафтные структуры и морфологические единицы в ранге экотярусов урочищ Гродненской возвышенности и Средненёманской низины с указанием их наименования, площадей, периметров выделенных контуров, а также их удельным весом в системе ПТК района. Картометрические расчёты были произведены в таблицах атрибутов.

Заключительным этапом дешифрирования космической информации стало составление таблицы космофотоэталонов, отражающей ландшафтные индикаторы и индицируемые условия Гродненской возвышенности и Средненёманской низины. Физиономические компоненты ландшафта были положены в основу наименования экотярусов урочищ. Обязательными компонентами таблицы стали описания деципиентных составляющих – почв, покровных отложений и уровней залегания грунтовых вод. Отдельно указывались признаки дешифрирования, характер границ выделенных ПТК.

После проведения всего комплекса дешифровочных и проверочных работ впервые была составлена ландшафтно-индикационная карта исследуемой территории. Составленная карта позволила дать наиболее подробное описание ландшафтной структуры территории, включая детальный индикационный анализ составляющих её компонентов. Установленные закономерности на основании соотношения физиономических и деципиентных компонентов ландшафтов были учтены при экстраполяции индикационных признаков на территорию Республики Беларусь.

Таким образом, изучение рельефа исследуемой территории, почвенного покрова, растительных сообществ, являющиеся объектом исследования при ландшафтно-индикационном изучении ПТК, в значительной мере формируются и определяются литогенной основой исследуемой территории. Поэтому их изучение путём комплексирования традиционных методов исследований с индикационными для решения задач инженерной геологии не вызывает сомнения. Опыт применения в республике метода дистанционной ландшафтной индикации при изучении скрытых от непосредственного наблюдения компонентов ПТК свидетельствует об его высокой эффективности. Основным его преимуществом является возможность уменьшить объёмы дорогостоящих натурных наблюдений и буровых работ, ускорить проведение исследований, снизить их себестоимость и рационально их планировать.

КОМПЛЕКСНЫЙ МОРФОМЕТРИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ТЕРРИТОРИИ ГЛУССКОГО РАЙОНА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ФУНКЦИОНАЛЬНЫХ ВОЗМОЖНОСТЕЙ ГИС

Т. Н. Мыслыва, А. В. Мороз, Э. А. Кесель

Белорусская государственная сельскохозяйственная академия, землеустроительный факультет, ул. Мичурина 5, 213407 Горки, Республика Беларусь; byrty41@yahoo.com

Для повышения эффективности использования земельных ресурсов и выполнения землеустроительных работ целесообразно применять функциональные возможности современных геоинформационных технологий. В частности, используя информацию о результатах дистанционного зондирования Земли, находящуюся в свободном доступе в открытых источниках, и выполнив её преобразование в ГИС-среде, можно получить объективные и актуальные данные о состоянии той или иной территории, не прибегая к выполнению дорогостоящих наземных изысканий [2]. К такой информации относятся в частности цифровые модели рельефа, полученные по данным радарной топографической съёмки.

Кроме того, рельеф является одним из ведущих факторов формирования ландшафтов и важнейшей составляющей почвообразования, оказывая наибольшее влияние на локальное разнообразие почвенного покрова, а изучение его структурно-геоморфологических особенностей – неотъемлемая часть региональных исследований при агроэкологической оценке земель [1]. Одной из основ изучения рельефа любой территории считается морфометрический анализ, обеспечивающий более объективную и комплексную его оценку, и являющийся исключительно важным при комплексном изучении и картографировании эрозионных процессов, почвенного покрова, растительности, прогнозировании и ландшафтном планировании [4].

Цель исследований: 1) определение основных морфометрических характеристик рельефа и выполнение комплексного морфометрического анализа территории Глусского р-на Могилёвской обл. Республики Беларусь (далее ГР); 2) создание модели для автоматизации процесса определения морфометрических характеристик и выполнения морфометрического анализа рельефа с использованием функциональных возможностей приложения Model Builder ГИС ArcGIS версии 10.2.

Для построения производных цифровой модели рельефа использовались данные Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM) – радарной топографической съёмки поверхности земного шара, произведенной в феврале 2000 г. с помощью специальной радарной системы методом радарной интерферометрии с борта американского челнока Shuttle [5]. Математической основой данных является референц-эллипсоид WGS84 и проекция GCS_WGS_1984, а их пространственное разрешение составляет 3 угловые секунды (90 м). Данные SRTM генерализированы с разрешением 30 угловых секунд и имеют вид квадрата 5×5 градусов. Абсолютная ошибка геолокации 90 %-ной обеспеченности составляет 8,8 м, абсолютная погрешность определения высоты – 6,2 м, относительная ошибка высоты – 2,6 м.

При выполнении исследований были использованы функции ГИС ArcGIS по гидрологическому моделированию и построению корректных топографических поверхностей, учитывающие морфометрические особенности изучаемой территории. Однако, поскольку данные функции работают с растровым типом данных, методика

построения и интерпретация морфометрических карт принципиально отличается от традиционной, на что, в частности, указывается и в работе [5].

На рис. 2 представлена гипсографическая кривая территории ГР: средняя высота равна 158,5 м, среднее квадратическое отклонение – 19,5 м.

Для моделирования эрозионной сети, определения порядка тальвегов по методике Стралера-Философова и построения соответствующего картографического изображения входной GRID рельефа обрабатывался с применением функционала набора инструментов «Гидрология» гидрологическими функциями «Заполнение», «Направление стока», «Суммарный сток», «Идентификация водотоков», «Порядок водотоков» (рис. 3).

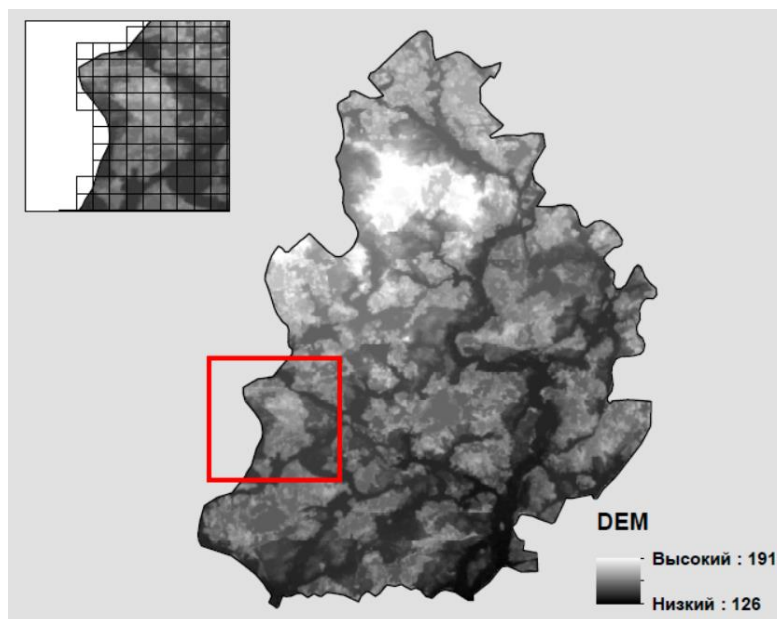


Рисунок 1 – Цифровая модель рельефа (DEM) территории ГР
На врезке показан фрагмент с разбивкой на учётные квадраты со стороной 1 км.

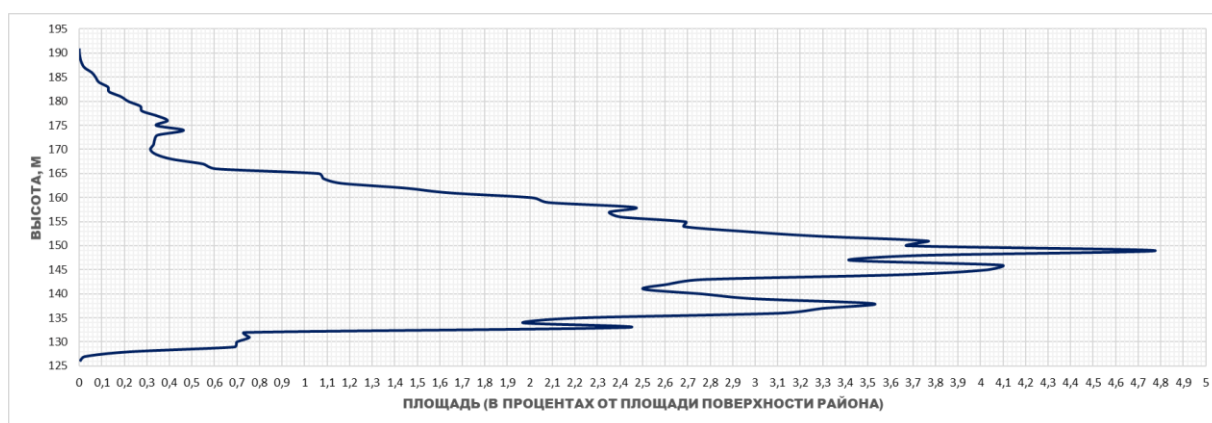


Рисунок 2 – Гипсографическая кривая территории ГР по данным ЦМР



Рисунок – 3. Эрозионная сеть территории ГР

На последнем этапе моделирования выполнялось конвертирование растровой модели эрозионной сети в векторную. Это дало возможность произвести расчёты суммарной длины эрозионной сети (табл. 1) и получить исходные данные для построения карты густоты горизонтального расчленения рельефа исследуемой территории.

Установлено, что общая длина тальвегов 1–5-го порядков на территории ГР достигает 1 039,9 км; при этом на тальвеги 1-го порядка приходится 52,2 % суммарной длины, а на суммарную длину тальвегов 1–2 порядков – 80 % общей длины. Средняя длина тальвегов колеблется в пределах от 0,46 до 0,69 км. Распределение длин разнорядковых тальвегов подчиняется обратному экспоненциальному закону (рис. 4).

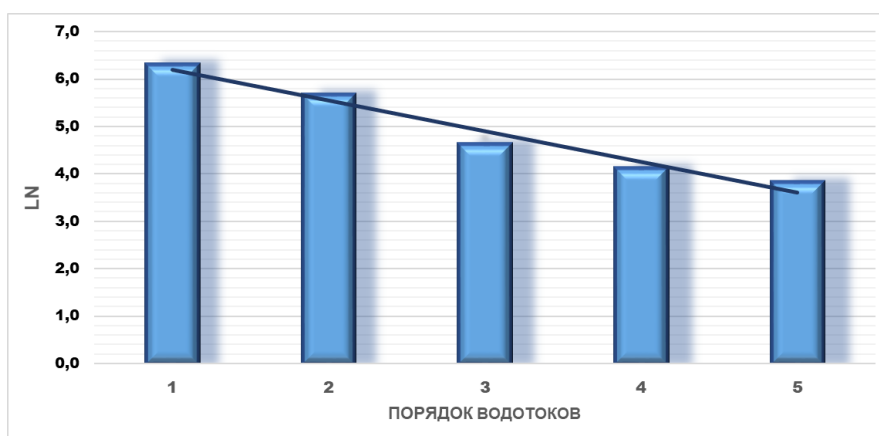
Густоту горизонтального расчленения рельефа оценивали по показателю длины тальвегов (водотоков) эрозионных форм на единицу площади, км/км² [3].

Для выполнения автоматизированного расчёта величины показателя горизонтального расчленения рельефа ГР была разработана геоинформационная модель, в которой реализован функционал наборов инструментов «Анализ», «Инструменты пространственного анализа» и «Управление данными». Исходными слоями в модели выступали SRTM, шейп-файл с административной границей района, а также векторный полигональный слой, представляющий собой сеть квадратов размером 1 × 1 км и покрывающий всю территорию исследований (всего 1 472 квадрата). Полученный в результате применения модели точечный слой преобразовывался в грид-модель через интерполяцию по методу обратных взвешенных расстояний (IDW), радиальных базисных функций (RBF) и эмпирического байесовского кригинга (ЕБК) (рис. 5–7).

Таблица 1 – Характеристика эрозионной сети ГР

Порядок тальвега	Количество тальвегов, шт	Длина тальвегов, км				% от общей длины	LN*
		общая	минимальная	максимальная	средняя		
1	839	542,7	0,055	6,1	0,65	52,2	6,3
2	467	289,1	0,078	3,3	0,62	27,8	5,7
3	217	100,8	0,078	2,9	0,46	9,7	4,6
4	119	61,4	0,078	2,8	0,52	5,9	4,1
5	67	45,9	0,078	2,8	0,69	4,4	3,8

Примечание: *LN – прологарифмированные значения общей длины тальвегов.



Риунок 4 – Распределение общей длины водотоков разных порядков в пределах территории ГР

При применении интерполяции по методу обратных взвешенных расстояний получена поверхность, редуцированная на 6 классов с интервалом $0,5 \text{ км/км}^2$, минимальная величина горизонтального расчленения рельефа которой составляет $1,11 \text{ км/км}^2$, а максимальная – $3,98 \text{ км/км}^2$ (табл. 2). Следует отметить, что метод интерполяции IDW целесообразнее всего применять при условии наличия достаточно плотного набора точечных значений. Применение интерполяции по методу радиальных базисных функций позволило получить поверхность, редуцированную на 7 классов с колебанием величины горизонтального расчленения от $1,44$ до $4,0 \text{ км/км}^2$ (табл. 2).

При интерполяции по методу эмпирического байесовского кригинга, который в отличие от двух предыдущих методов является не детерминированным, а геостатистическим, то есть использующим для построения поверхности статистические свойства измеренных значений, получена поверхность, редуцированная на 4 класса, минимальная величина горизонтального расчленения рельефа которой составляет $1,93 \text{ км/км}^2$, а максимальная – $3,40 \text{ км/км}^2$ (табл. 2). Среднее значение интенсивности горизонтального расчленения рельефа в зависимости от примененного метода интерполяции колебалось в пределах от $2,55$ до $2,63 \text{ км/км}^2$.

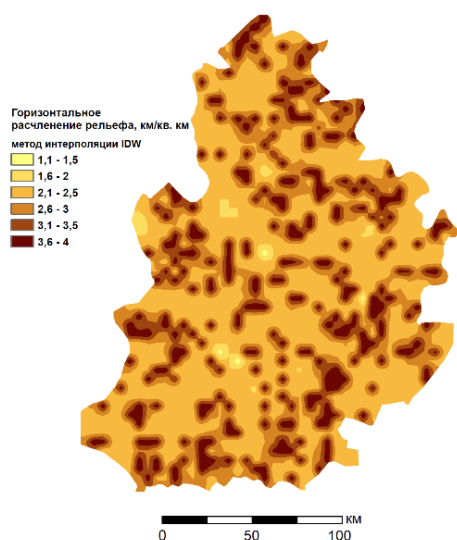


Рисунок 5 – Горизонтальное расчленение рельефа (интерполяция по методу IDW)

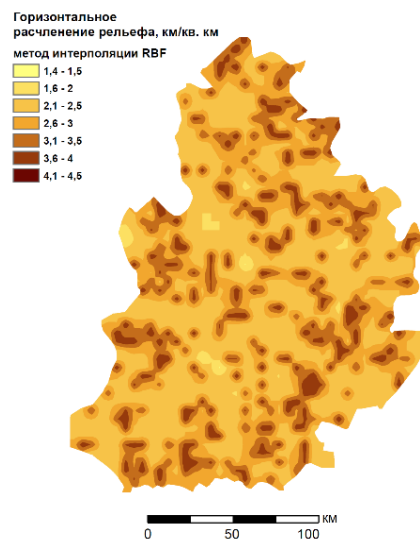


Рисунок 6 – Горизонтальное расчленение рельефа (интерполяция по методу RBF)

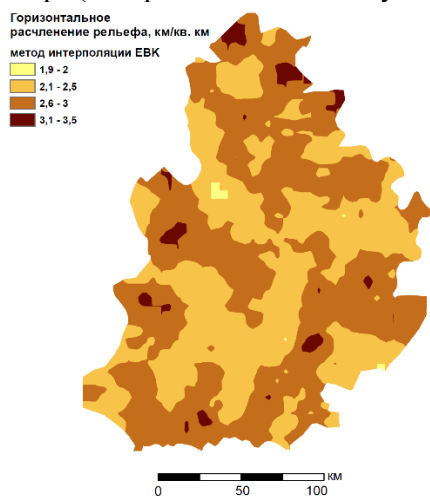


Рисунок 7 – Горизонтальное расчленение рельефа (интерполяция по методу EBK)

Таблица 2 – Статистические параметры интенсивности горизонтального расчленения рельефа на территории ГР

Характеристика	Метод интерполяции		
	IDW	RBF	EBK
Минимальное значение	1,11	1,44	1,93
Максимальное значение	3,98	4,00	3,40
Среднее значение	2,61	2,63	2,55
Среднеквадратическое отклонение	0,59	0,51	0,27

По результатам выполнения кросс-валидации в качестве лучшего метода интерполяции определен метод радиальных базисных функций (функция ядра – полностью регуляризованный сплайн) (табл. 3).

Таблица 3 – Результаты кросс-валидации грид-моделей моделей, созданных с помощью различных методов интерполяции

Название метода	Средняя ошибка интерполяции, ME	Среднеквадратичная ошибка интерполяции, RMSE
Метод обратных взвешенных расстояний, IDW	0,0300	1,020
Метод радиальных базисных функций, RBF	-0,0071	0,988
Метод эмпирического байесовского кригинга, EBK	-0,0031	0,913

Несмотря на то, что значения статистических параметров интенсивности горизонтального расчленения рельефа, полученные в результате применения как интерполяции по методу обратных взвешенных расстояний, так и интерполяции по методу радиальных базисных функций довольно близки, более точным является метод RBF. Данный метод представляет собой жесткий интерполятор, который создает сглаженные поверхности и даёт хорошие результаты при создании поверхностей из плавно меняющихся значений. В отличие от IDW, сплайн-интерполяция по методу RBF может давать значения выше максимальных и ниже минимальных измеренных значений. О целесообразности его использования при создании поверхностей в процессе моделирования густоты расчленения рельефа указывается и в работе [5].

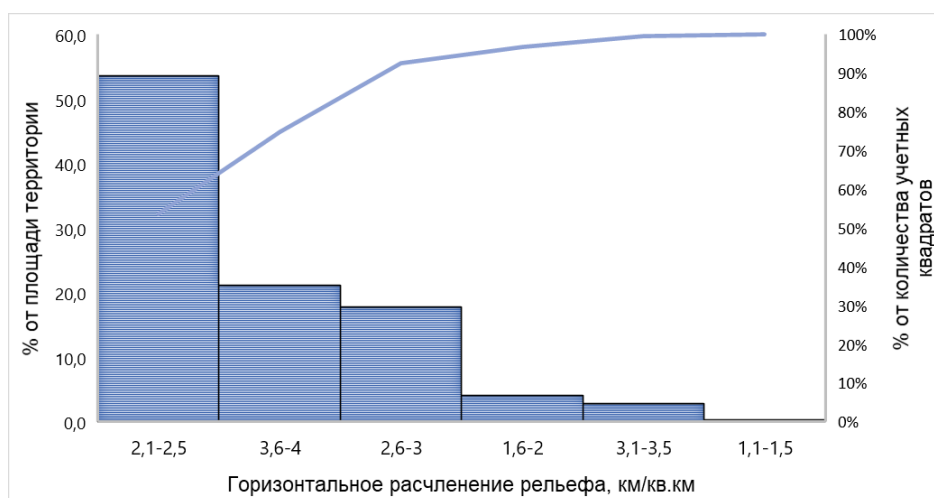


Рисунок 8 – Распределение территории ГР по показателю горизонтального расчленения рельефа (интерполяция по методу IDW)

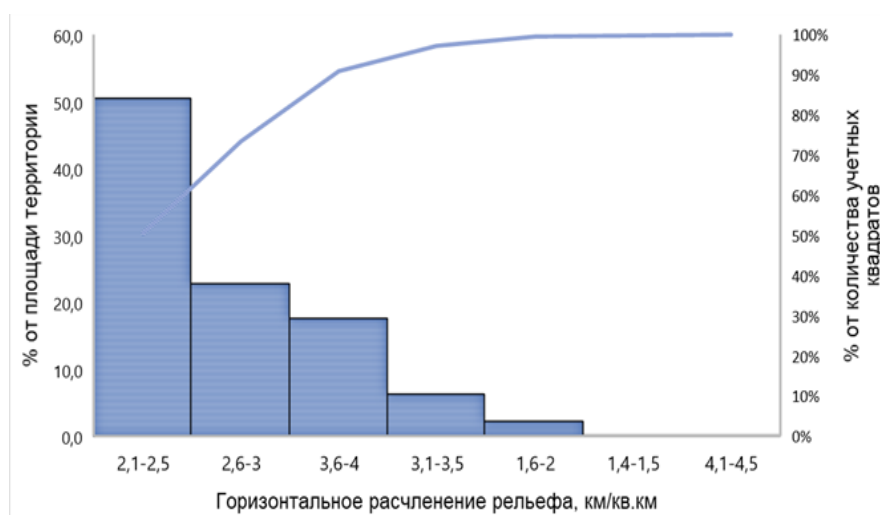


Рисунок 9 – Распределение территории ГР по показателю горизонтального расчленения рельефа (интерполяция по методу RBF)

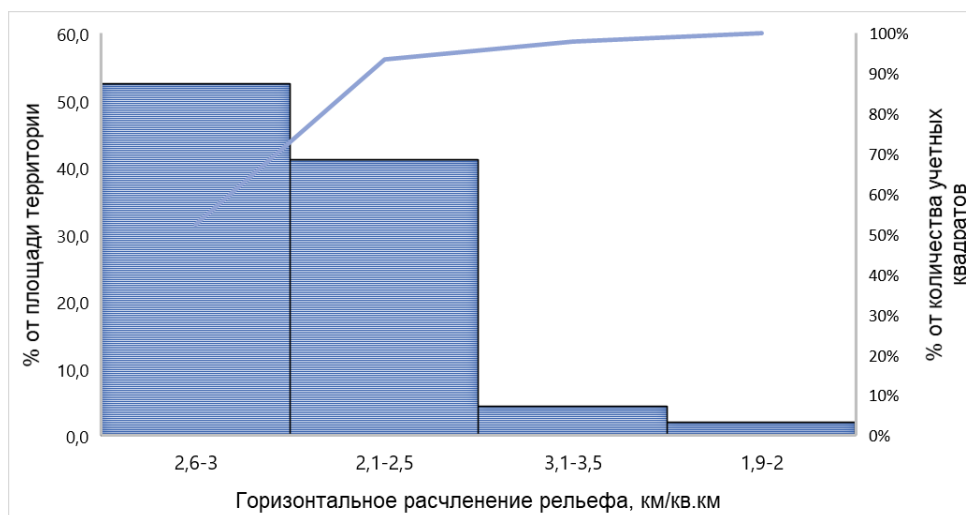


Рисунок 10 – Распределение территории ГР по показателю горизонтального расчленения рельефа (интерполяция по методу ЕВК)

Наибольшую повторяемость в пределах исследуемой территории имеет горизонтальное расчленение рельефа в интервале 2,1–2,5 км/км² (для поверхностей, полученных интерполяцией по методу IDW и RBF), суммарно занимая более 50 % площади ГР (рис. 8–10). Участки как с высоким горизонтальным расчленением, превышающим 3,5 км/км², так и с низким уровнем указанного показателя (1,1–1,5 км/км²), имеют довольно скромную представительность – менее 0,5 % территории.

Основным результатом выполненных исследований стало то, что впервые для территории ГР по данным гидрологически корректной цифровой модели рельефа (DEM) выполнен комплекс картометрических и морфометрических расчётов, а также то, что на базе ГИС с использованием автоматизированных процедур построены карты эрозионной сети из элементов 1–5 порядков и густоты горизонтального расчленения рельефа.

Однако следует особо отметить тот факт, что специалистами Государственного предприятия «Белгеодезия» аналитическим способом было проведено сравнение высот облака точек, полученных из матрицы SRTM, с имеющимися в наличии Госкарт-геоцентра ЦМР, извлеченными из топографических карт формата SXF масштабов 1 : 10 000 и 1 : 50 000 и представленными в виде горизонталей. Сравнение высот двух моделей было осуществлено 2-мя методами: 1) соотносением конкретной точки матрицы SRTM с двумя горизонталями, между которыми она находится, с определением высоты точки по горизонталям по равномерному закону распределения; 2) соотносением горизонталей топографических карт с горизонталями, полученными на основе SRTM. Установлено, что использование модели SRTM, генерализированной с разрешением 30 угловых секунд без введения поправок, имеющих закономерный характер, для картографирования в масштабах 1 : 50 000 и крупнее не является возможным, однако для отображения рельефа, его основных структурных сегментов (ложбины, хребты, возвышенности, низменности) без вычленения отметок высот данная модель подходит наилучшим образом. На соответствие точности матрицы высот SRTM масштабу 1 : 100 000 указывается и в работе [3].

Библиографические ссылки

1. Дамиевич А. Ч. Возможности использования цифровой модели рельефа для изучения влияния морфометрических показателей на влажность почв // Земля Беларуси. 2017. № 1. С. 42–45.
2. Кесель Э. А., Губаревич Е. С., Мороз А. В. Морфометрический анализ цифровой модели рельефа Смолевичского района Минской области для целей землеустройства // Сб. науч. статей по материалам Международ. науч.-практ. конф. молодых учёных, аспирантов, студентов. Кинель: РИО СГСХА, 2018. С. 111–114.
3. Курлович Д. М. Морфометрический ГИС-анализ рельефа Беларуси // Земля Беларуси. 2013. № 4. С. 42–48.
4. Михайлов В. А. Комплексный морфометрический анализ Тарханкутского полуострова с помощью ГИС // Современные науч. исслед. и инновации. 2015. № 2. Ч. 4 [Электрон. ресурс]. URL: <http://web.snauka.ru/issues/2015/02/46640> (дата обращения: 16.02.2019).
5. Погорелов А. В., Думит Ж. А. Морфометрия рельефа бассейна реки Кубани: некоторые результаты цифрового моделирования // Географ. исслед. Краснодарского края. 2007. Вып. 2. С. 7–23.

УДК: 550.36

ОСОБЕННОСТИ ИЗУЧЕНИЯ ГЕОТЕРМИЧЕСКОГО ПОЛЯ ЗОНЫ АКТИВНОГО ВОДООБМЕНА

В. И. Зуй, С. Мансури фар

Белорусский государственный университет, факультет географии и геоинформатики,
пр. Независимости 4, 220030 Минск, Республика Беларусь;
zui@bsu.by; siamak_mansourifar@yahoo.com

Территория Беларуси находится в пределах западной части Восточно-Европейской платформы докембрийского возраста. В южной части территории существует внутриплатформенный рифт – Припятский прогиб палеозойского возраста. Фундамент Белорусской антеклизы, занимающей центральное место в геологическом строении региона, перекрыт платформенным чехлом мощностью до 500 м, в пределах Центрально-Белорусского массива его мощность сокращается до 80–100 м. В наиболее опущенных блоках Припятского прогиба его мощность увеличивается до 5–6 км.

подавляющее большинство изученных в геотермическом отношении буровых скважин в регионе завершено в платформенном чехле. Лишь в некоторых из них геотермические измерения выполнены во вскрытых на небольшую глубину интервалах кристаллического фундамента.

Ещё в середине 1960–1970-х гг. полагали, что докембрийские платформы являются в целом «холодными» по сравнению с более молодыми блоками земной коры и характеризуются сравнительно однородным тепловым полем точки зрения распределения температуры на сопоставимых глубинах и плотности теплового потока.

Результаты первых геотермических исследований при изучении теплового поля в пределах блоков земной коры докембрийского возраста страны показали значительную контрастность параметров поля. Они были проведены в скважинах с восстановившимся тепловым полем после завершения их бурения [1, 2].

Геотермическая изученность региона. Как регистрация первых термограмм скважин, выполненных в конце 1960-х гг., так и определение плотности теплового потока в изученных интервалах глубины, выполненных с начала 1970-х гг., привели к заключению о значительной изменчивости в распределении температуры, интервальных значений геотермиче-

ского градиента и вычисленных значений плотности теплового потока не только по всей территории страны, но и в границах отдельных геологических структур – Белорусской антеклизы с её седловинами, Оршанской и Подляско-Брестской впадин. Значительный контраст в распределении температуры и оцененной плотности теплового потока (при использовании литературных данных по тепловому потоку) был отмечен в Припятском прогибе ещё в начале 1960-х гг. [7, 8]. В последующем, по мере проведения полевых работ многими геотермиками, накопления термограмм скважин и определения плотности теплового потока, был построен ряд геотермических карт распределения температуры, геотермического градиента и плотности теплового потока, а также – плотности извлекаемых ресурсов подземного тепла и оконтурен ряд геотермических аномалий в пределах всей территории региона [3, 4]. Геотермическая изученность Беларуси приведена на рис. 1.

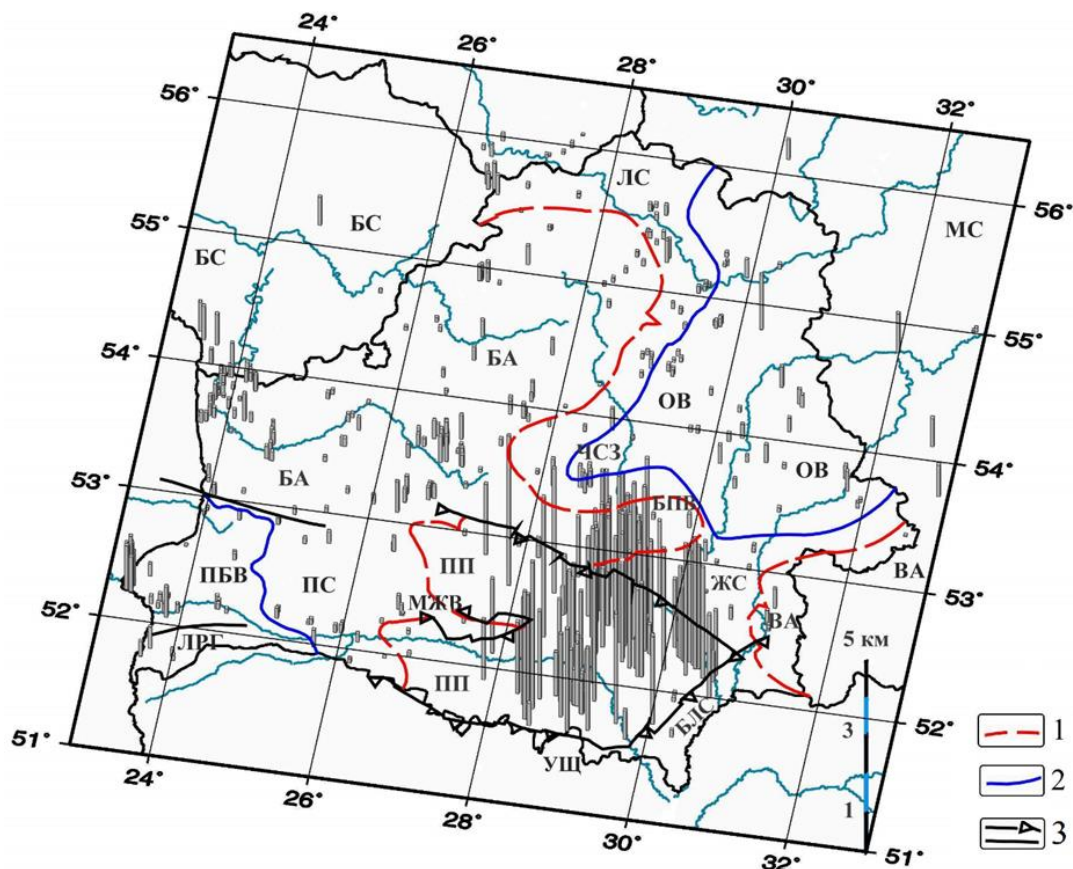


Рисунок 1 – Геотермическая изученность территории Беларуси [5]

1 - границы Белорусской антеклизы; 2 - границы Оршанской и Подляско-Брестской впадин; 3 – основные разломы; сокращения: БА – Белорусская антеклиза, БЛС – Брагинско-Лоевская седловина, БПВ – Бобруйский погребённый выступ, БС – Балтийская синеклиза, ВА – Воронежская антеклиза, ЖС – Жлобинская седловина, ЛРГ – Луковско-Ратновский горст, ЛС – Латвийская седловина, МЖВ – Микашевичско-Житковичский выступ, МС – Московская синеклиза, ОВ – Оршанская впадина, ПБВ – Подляско-Брестская впадина, ПП – Припятский прогиб, ПС – Полеская седловина, ЧСЗ – Червенский структурный залив, УЩ – Украинский щит

Длины вертикальных полосок на рис. 1 показывают в масштабе, приведённом в правом нижнем углу карты, глубину, достигнутую электротермометром в каждой из изученных скважин. При этом наиболее глубокие изученные скважины расположены в Припятском прогибе. На остальной территории за его пределами, как правило, преобладают сравнительно неглубокие скважины, завершённые бурением в зоне активного водообмена (в зоне распространения пресных вод). В связи с этим геотермическое поле платформенного чехла по

всей территории страны может быть более полно охарактеризовано для глубин в первые сотни метров. По имеющейся изученности составлена серия карт, вошедших в Геотермический атлас Беларуси [3].

Регулярные геотермические исследования в республике проводились с конца 1960-х – начала 1970-х гг., однако до настоящего времени практически слабо изучены глубокие горизонты белорусской части Подляско-Брестской и Оршанской впадин. Плохо изучены территории вдоль границ с Литвой, Латвией, Россией. После аварии на Чернобыльской АЭС также не ведётся бурение скважин и изучение теплового поля в полосе отселения вдоль украинской границы, что отражается на надёжности картирования этих территорий. Отмеченное касается и западной части Припятского прогиба.

Геотермические измерения в зоне активного водообмена в платформенном чехле. Наибольшее количество изученных скважин имеется для глубины 100-200 м.

Для построения карты распределения температуры на глубине 100 м были использованы результаты надёжных измерений температуры в скважинах, заведомо достигших теплового равновесия после завершения бурения. Из имеющихся производственных термограмм использованы только единичные более надёжные данные по скважинам, пробуренным в районах, где отсутствуют другие измерения. Эта глубина целиком относится к зоне пресных вод (зона интенсивного водообмена), где влияние фильтрации подземных вод отражается на форме термограмм. Их глубина часто не превышает 150-250 м. Здесь имеет место влияние конвективной составляющей теплопереноса. Покажем это на примере термограмм отдельных скважин северо-восточной Беларуси, рис. 2.

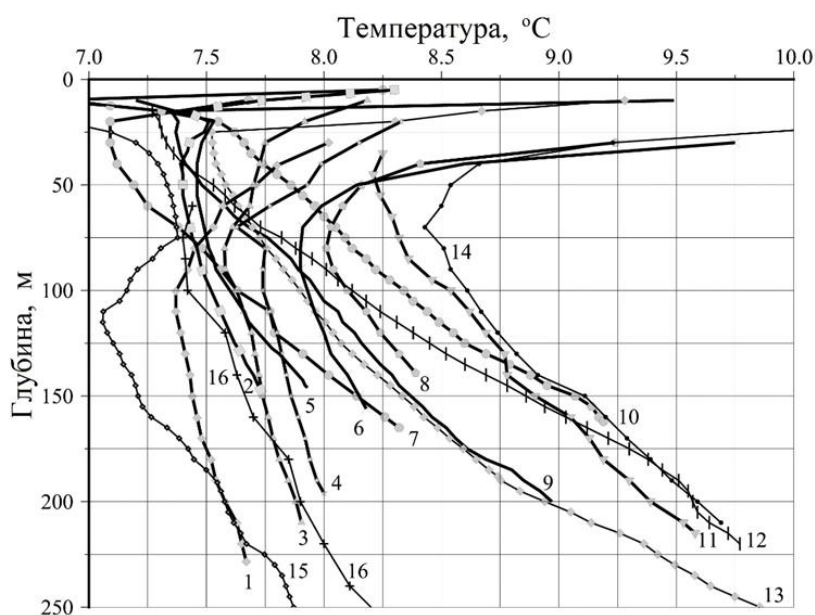


Рисунок 2 - Вид термограмм скважин в северо-восточной части Беларуси

1 – Козловка-37чш; 2 – Косари-25лп; 3 – Сенно-36чш; 4 – Козловка-34чш; 5 – Судиловичи-20лп; 6 – Ушачи-9лп; 7 – Ксты-5пл; 8 – Заборье-22тл; 9 – Комоски-25чш; 10 – Браздецкая Слобода-51чш; 11 – Синиченка-37тл; 12 – Заскорки-2пл; 13 – Самоседовка-36тл; 14 – Полоцк-49пл; 15 – Суражская-1с2; 16 – Смоленск-1

Большинство термограмм характеризуются вогнутой формой, типичной для условий нисходящего движения (инфильтрации) атмосферных вод в рыхлые отложения, охлаждающих верхнюю часть платформенного чехла. Обратная ситуация –

восходящее движение подземных вод приводит к «подогреву» термограммы в зоне активного водообмена. Оно обусловлено разгрузкой подземных вод в долины рек, котловины озер, либо по разломам, проникающим в платформенный чехол. Мы не рассматриваем здесь влияние соляных валов и куполов, в ряде случаев неглубоко залегающих под земной поверхностью. Примером влияния восходящей фильтрации может служить термограммы скв. Ливье 82 и 107 (западная Беларусь), рис. 3.

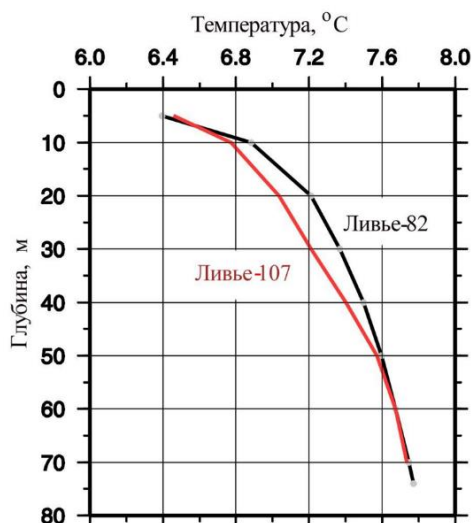


Рисунок 3 - Пример термограмм скв. Ливье-82 и Ливье-107 (Белорусская антеклиз)

Эти термограммы иллюстрируют влияние восходящей фильтрации подземных вод в зоне их разгрузки, они имеют выпуклую форму к оси глубины. Чаще всего такую форму термограммы имеют в долинах рек, озёр, каналов. Очевидно, такие термограммы малопригодны для вычисления неискаженного приповерхностными факторами теплового потока при построении геотермических карт

В большинстве случаев такие термограммы, зарегистрированные в зоне активного водообмена на картируемой глубине 100–200 м отражают влияние конвекции, что и вызывает их вогнутую, либо выпуклую форму. При этом при их вынесении на карту возникают «аномалии», не имеющие однозначного геологического объяснения.

Рассмотрим выявленные геотермические аномалии на карте распределения температуры для глубины 100 м, рис. 4.

При проведении изотерм использован интервал 0,5 °C, его можно считать обоснованным имея в виду, что абсолютная погрешность скважинных электротермометров составляла не более чем $\pm 0,03$ – $0,05$ °C, а сами скважины имели продолжительную выстойку перед регистрацией термограмм. Положение исследованных скважин показано на карте кружками. В отдельных случаях при их близком расположении, в том числе и в «кустах» гидрогеологических наблюдательных скважин, они сливаются в одну точку в выбранном масштабе карты. Распределение изученных скважин в регионе неравномерное. В рамках карты слабо изученными остаются районы, прилегающие к Балтийской и Московской синеклизам, а также Латвийская седловина, Украинский щит, западный склон Воронежской антеклизы.

Температура на глубине 100 м изменяется в регионе от 7 до 11,5 °C, разница между крайними значениями достигает 4,5 °C. Значения температуры более 8 °C ха-

рактены для северной зоны Припятского прогиба и Подляско-Брестской впадины, где существуют положительные геотермические аномалии. Изотерма $9\text{ }^{\circ}\text{C}$ выходит за Северо-Припятский бортовой разлом и прослеживается в пределах Северо-Припятского плеча, Жлобинской седловины и западного склона Воронежской антеклизы.

Температурное поле на глубине 100 м имеет контрастный вид. Отчётливо прослеживаются региональные и локальные аномалии.

Кратко остановимся на рассмотрении наиболее обширной аномалии низких значений температуры. В восточной части Оршанской впадины в треугольнике между гг. Орша – Смоленск – Чериков выделена обширная Восточно-Оршанская аномалия низких значений температуры $6,5\text{--}7,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ [4].

Аномалия включает почти всю Могилёвскую мульду. Здесь же выделена полоса повышенных значений температуры субмеридионального направления. Она прослеживается в западной части Оршанской впадины и восточном склоне Белорусской антеклизы по линии Речица–Светлогорск–Кличев–Белыничи–Березино–Борисов–Лепель–Чашники–Езерище и уходит за пределы Беларуси. Она названа Западно-Оршанской аномалией повышенных значений температуры. В северной своей части эта аномалия разветвляется в южном направлении от п. г. т. Езерище через г. Витебск и достигает широты г. Орши. Северное окончание аномалии в районе п. г. т. Езерище выделяется неуверенно из-за нехватки данных. На белорусской стороне севернее г. Витебска здесь изучены лишь 2 скважины (Руба и Суражская-1s2). Значения температуры в пределах Западно-Оршанской аномалии изменяются от $8\text{ }^{\circ}\text{C}$ в её центральной части до $10,0\text{--}11,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ в северной зоне Припятского прогиба. Рассмотрение аналогичных карт для глубины 200–500 м показывает, что площадь, занимаемая аномалией, уменьшается.

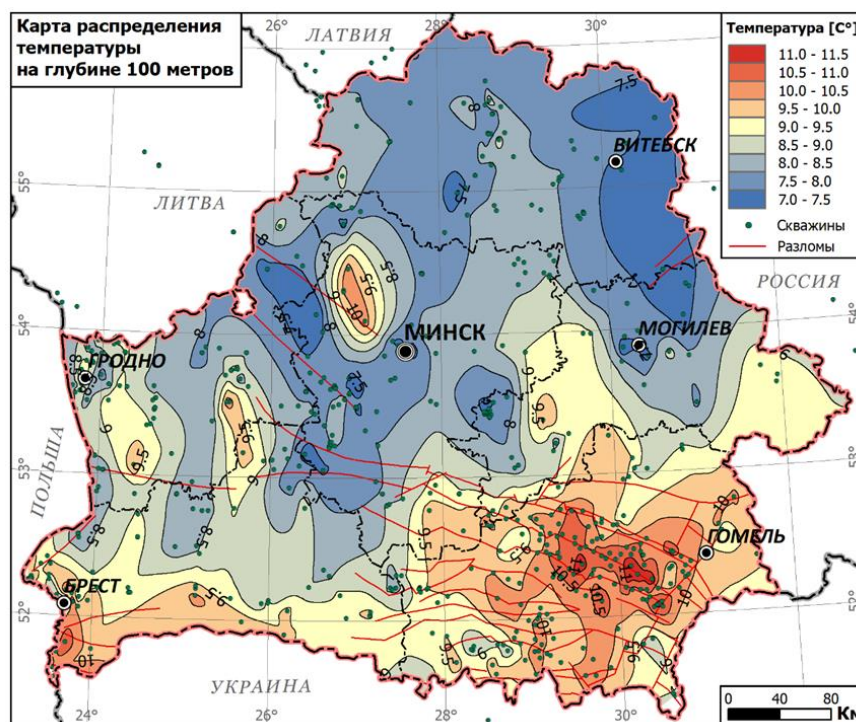


Рисунок 4 - Карта распределения температуры в Беларуси на глубине 100 м [3]

Интервальные значения плотности теплового потока. В качестве примера покажем, какие значения можно получить при использовании термограмм скважин из зоны активного водообмена. Рыхлые породы четвертичного возраста (пески, супеси, маломощные прослойки суглинка и др.) с обилием гидрогеологических окон залегают в регионе на отложениях девона. Нисходящие подземные воды, вызванные затяжными осенними дождями и весенним таянием снега, охлаждают верхнюю часть разреза и приводят к более глубокому залеганию «нейтрального слоя», низким значениям геотермического градиента и плотности теплового потока, рис. 5 [6].

Скважина и ее номер	Глубина до н.с., м	Тепловой поток, мВт/м ²
Браздецкая Слобода 51чш	10	23
Заскорки 2пл	15	30
Комоски 25чш	15	19
Ксты 5пл	25	18
Самоседовка 36тл	25	31
Смоленск 1	35	14
Косари 25лп	40	6
Синиченка 37тл	45	22
Судиловичи 20лп	50	10
Орша 2оп	50	17
Полоцк 49пл	70	22
Козловка 34чш	70	6
Козловка 42чш	70	6
Заборье 22тл	80	14
Ушачи 9лп	85	5
Козловка 37чш	105	3
Сенно 36чш	120	4

Рисунок 5 - Зависимость плотности теплового потока в зоне активного водообмена от глубины залегания «нейтрального слоя»

Площадное распределение рассматриваемых скважин приведено на рис. 6. Масштаб плотности теплового потока (HFD) показан в левом нижнем углу карты. Нереально низкие значения потока относятся к мелким скв. № 1, 4, 5, 7 (см. рис. 2). Однако их интервальные значения в зоне активного водообмена остаются низкими (менее 20 мВт/м²) и для более глубоких скв. Смоленск-1, Орша-2оп, Суражская-1с2.

Выводы. В работе рассмотрены особенности изучения распределения температуры и теплового потока для скважин, завершённых бурением в зоне распространения пресных вод. Почти все они, за исключением скв. Смоленск-1, Суражская-1с2 и Орша-2оп, завершены бурением в зоне распространения пресных вод. В этом интервале глубины типичны низкие значения как температуры, так и интервальных значений плотности теплового потока - 4-20 мВт/м² и лишь изредка - 25-30 мВт/м². При этом, выделяется ряд геотермических аномалий, не вызванных глубинным строением платформенного чехла и кристаллического фундамента, а циркуляцией подземных вод. Последнее обстоятельство требует тщательного отбора полученных данных при их вынесении на карту теплового потока.

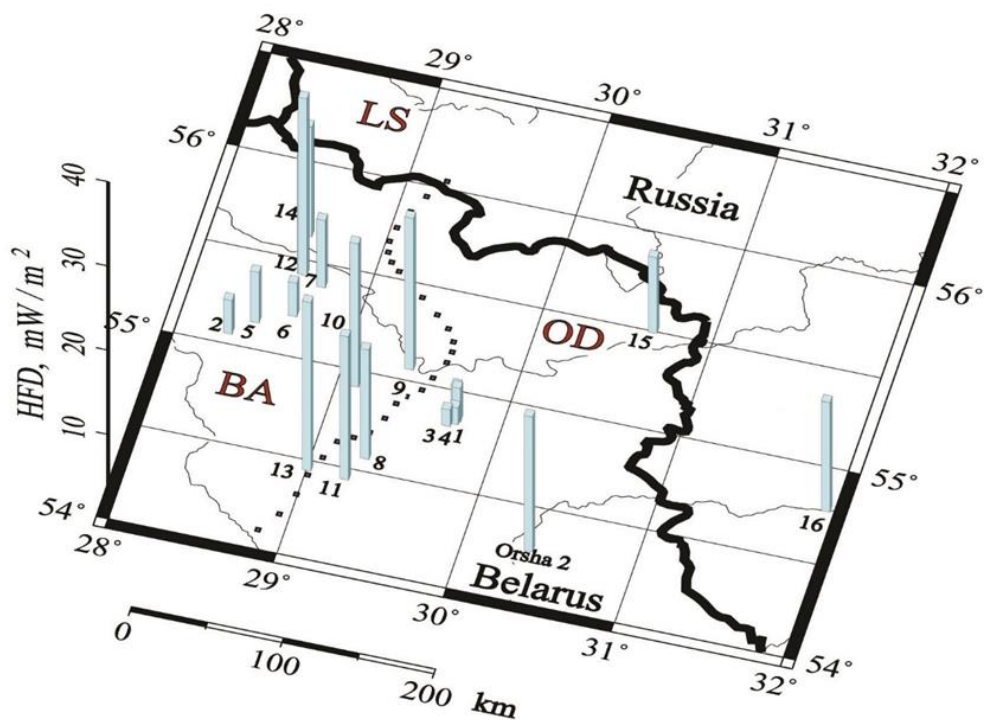


Рисунок 6 - Распределение изученных по тепловому потоку скважин в регионе LS – Латвийская седловина; BA – Белорусская антеклиз; OD – Оршанская впадина. Номера изученных скважин – см. рис. 2

Библиографические ссылки

1. Богомолов Ю. Г. Данные о тепловом режиме земной коры юго-запада СССР // Докл. АН БССР. 1970. Т. 14, № 1. С. 57–60.
2. Богомолов Г. В., Цыбуля Л. А., Атрощенко П. П. Геотермическая зональность территории БССР. Минск: Наука и техника, 1972. 216 с.
3. Геотермический Атлас Беларуси / Под ред. В. И. Зуя. Минск: Нац. б-ка Беларуси. 2018. 91 с.
4. Зуй В. И. Тепловое поле платформенного чехла Беларуси. Минск: Издат. центр УП «Экономпресс», 2013. 256 с.
5. Зуй В. И. Основы геотермии. Минск: БГУ, 2017. 287 с.
6. Зуй В. И. Тепловой поток в зоне активного водообмена на северо-востоке Беларуси // Проблемы геологии Беларуси и смежных территорий: Материалы Международ. науч. конф., посвящ. 100-летию со дня рожд. акад. НАН Беларуси А. С. Махнач. Минск, 21–22 нояб. 2018 г. Минск: СтройМедиа Проект, 2018. С. 49–53.
7. Протасеня Д. Г. О некоторых вопросах гидро- и термодинамики Припятского грабена // Материалы конф. молодых учёных АН БССР. Минск, 1962. С. 193–199.
8. Протасеня Д. Г. Некоторые закономерности геотермики глубоких частей Припятского прогиба // Докл. АН БССР. 1962. Т. 6, № 1. С. 49–52.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОТЕРМИЧЕСКОГО ПОЛЯ В ЗОНЕ АКТИВНОГО ВОДООБМЕНАСЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ БЕЛАРУСИ

Д. Д. Бахар

Белорусский государственный университет, факультет географии и геоинформатики, пр. Независимости 4, 220030 Минск, Республика Беларусь; danickplan@gmail.com

Основными геологическими структурами в пределах северо-восточной Беларуси являются Оршанская впадина, Белорусская антеклиза и Латвийская седловина. Верхняя часть геологического разреза относится к зоне активного водообмена, содержащей пресные воды. Тепловой поток в зоне активного водообмена в значительной мере подвержен влиянию фильтрации подземных вод [2]. Интервальные значения потока в ряде скважин, завершённых в зоне распространения пресных вод, как правило, значительно понижены по отношению к потоку, наблюдаемому в глубоких горизонтах платформенного чехла. Иногда они имеют нереально низкие значения 3–15 мВт/м² [3]. Это требует геолого-геотермического анализа для выяснения степени этого влияния и объяснения причины вертикальной изменчивости теплового потока.

Распределение плотности теплового потока в пределах страны имеет контрастный вид. В частности, в рассматриваемой нами зоне Северо-Восточной Беларуси, выделяются зоны его низких значений. В работе [3] это связывается с нисходящей фильтрацией подземных вод, которая приводит к вогнутой к оси глубины форме термограммы. Однако более детально этот механизм возникновения низких значений геотермического градиента и плотности теплового потока не рассмотрен с точки зрения строения геологического разреза в местах расположения изученных скважин.

Район исследования относится к северо-восточной части Беларуси. Нами рассмотрено 5 скважин, для которых имеются геологические колонки и в которых выполнена регистрация термограмм после восстановления естественного теплового состояния массивов горных пород, нарушенного за счёт циркуляции бурового раствора в процессе бурения скважин, рис. 1.

Термограммы ряда скважин в рассматриваемом районе, включая и рассматриваемые в настоящей работе скв. Полоцк-49пл, Ксты-5пл, Ушачи-9лп, Браздецкая Слобода-51чш и Козловка-34, были опубликованы ранее [3]. На упрощённом рис. 2 изображены только 5 указанных выше скважин. Они завершены бурением в зоне активного водообмена (зоне распространения пресных вод). Все термограммы имеют вогнутую к оси глубины форму, что свидетельствует о преобладании инфильтрации подземных во в изученном интервале глубин.

Все приведённые на рис. 1 термограммы были зарегистрированы в летнее время, когда в их верхней части наблюдаются температуры типичные для земной поверхности в момент измерений, далее происходит их снижение с глубиной до так называемого «нейтрального слоя», ниже которого влияние сезонных колебаний температуры не ощутимо при регистрации термограмм. Геотермический градиент (температура нарастания температуры с глубиной у каждой из скважин разный. Его наибольшее значение соответствует термограмме скв. Браздецкая Слобода-51чш, а наименьшее – скв. Козловка-34).

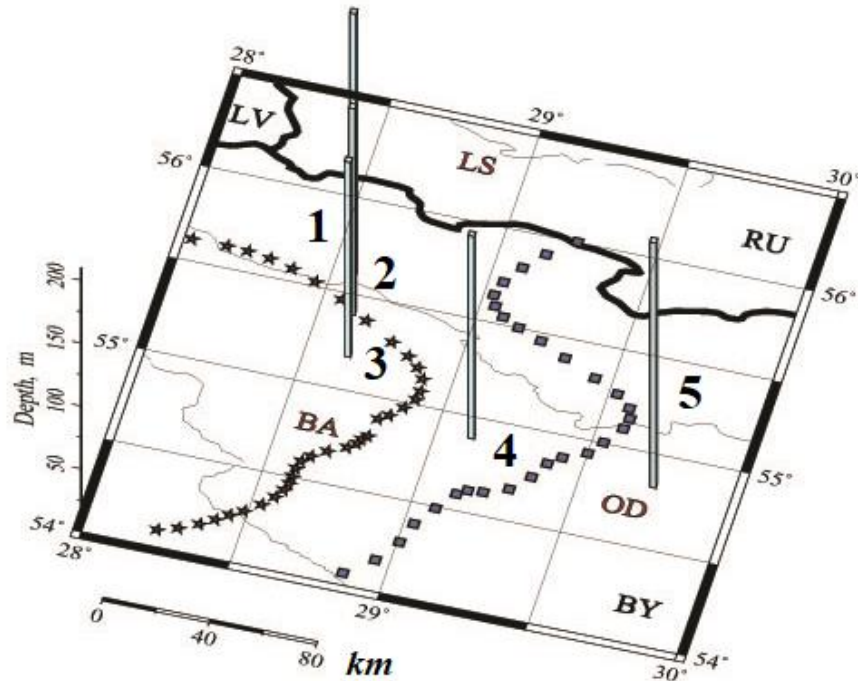


Рисунок 1 – Местоположение изученных скважин (составили Д. Д. Бахар, В. И. Зуй). LV, RU, BY – сокращенное обозначение территории Латвии, Российской Федерации и Беларуси; геологические структуры [1]: LS – Латвийская седловина, BA – Белорусская антеклиз, OD – Оршанская впадина; Скважины: 1 – Полоцк-49пл, 2 – Ксты-5пл, 3 – Ушачи-9лп, 4 – Браздецкая Слобода-51чш, 5 – Козловка-34. Звёздочками обозначены границы северо-восточной части Белорусской антеклизы, выделенные по изогипсе –500 м, прямоугольниками – границы северо-западного окончания Оршанской впадины, выделенные по изогипсе –700 м.

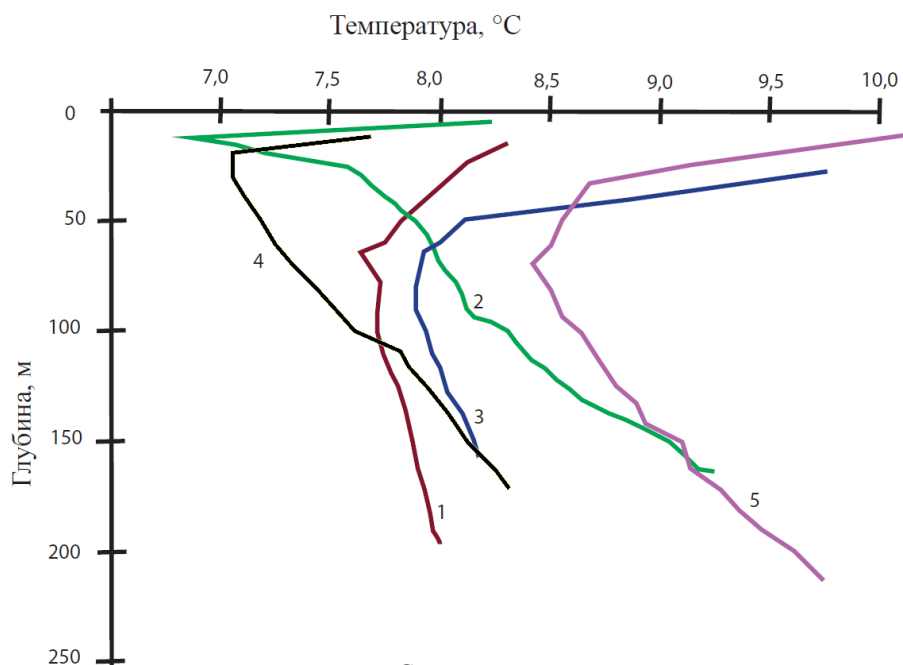


Рисунок 2 – Термограммы изученных скважин [3, с изменениями]
 1 – Козловка-34, 2 – Браздецкая Слобода-51чш, 3 – Ушачи-9лп, 4 – Ксты-5пл, 5 – Полоцк-49пл

Строение геологического разреза вдоль профиля, включающего рассмотренные 5 скважин, приведено на рис. 3. В геологическом разрезе до глубин, вскрытых бурением, преобладают породы четвертичного возраста, залегающие с большим стратиграфическим перерывом на осадочных отложениях среднего девона. Девонские отложения представлены алевролитами, глинами, песками в основном староскольского возраста. Четвертичные отложения – песками, супесями, суглинками различной мощности. Проницаемые породы, в частности пески, супеси занимают значительную часть в разрезе скв. Козловка-34, Браздецкая Слобода-51чш, Ушачи-9лп.

Под центральной частью профиля на участке между скв. Ушачи-9лп и Браздецкая Слобода-51чш в разрезе встречены мощные толщи суглинков и глин, являющихся водоупорами, значительно замедляющими вертикальную скорость инфильтрации подземных вод. Этому соответствуют приподнятое положение изотерм 7,9, 8 и 8,2 °С. По краям профиля в районе скв. Полоцк-9пл и Козловка-34 водоупоры имеют малую мощность, а разрез в основном сложен высокопроницаемыми песками. В результате влияния нисходящего движения подземных вод происходит «затягивание» названных изотерм на значительно большую глубину, что приводит к снижению геотермического градиента. Вдоль всего профиля наблюдается значительный контраст в вертикальном распределении температуры.

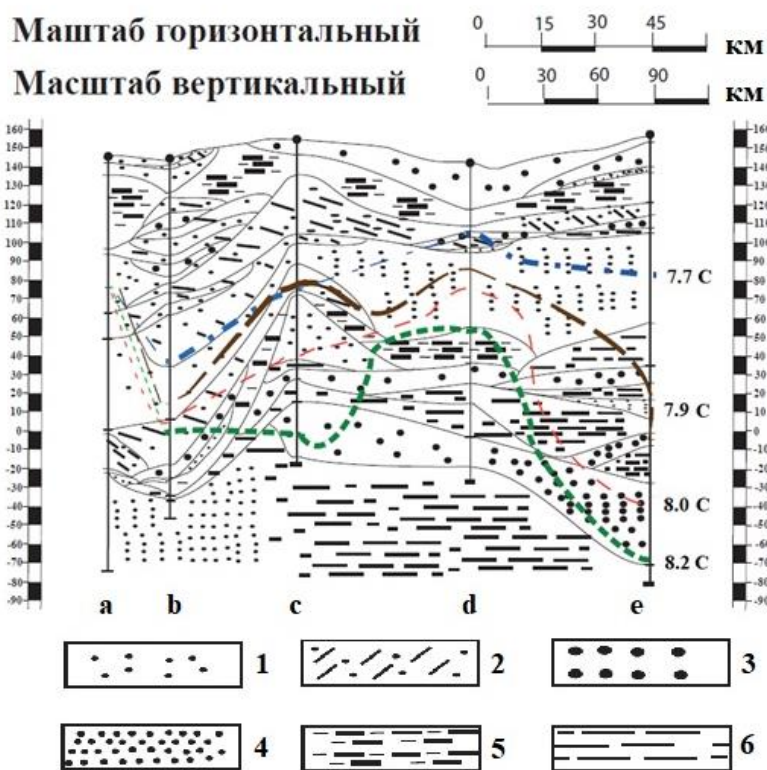


Рисунок 3 – Геолого-геотермический разрез

1 – пески тонкозернистые, алевритистые; 2 – супеси тонкие серые, бурые, моренные, зеленовато-серые; 3 – песок серый; 4 – алеврит серый с прослойками глин и песков кварцевых, алевритистые пески; 5 – суглинки буровато-серые плотные, суглинок коричневый, плотный с гравием; 6 – глина тёмно-зелёная арргиллитоподобная весьма плотная (D₂ks), глина пестроцветная алевритовая весьма плотная (D₂st).

Таблица – Абсолютные отметки устья и забоя изученных скважин

Скважина	Полоцк-49пл (а)*	Ксты-5пл (b)	Ушачи-9пл (с)	Браздецкая Слобода-51чш (d)	Козловка-34 (e)
Абсолютная отметка устья, м	145,4	143	156,2	141,4	157,53
Абсолютная отметка забоя, м	-74,6	-47	-17,8	-28,6	-80,43

* – см. рис. 3.

Выводы. Строение геологического разреза, в частности – преобладание в разрезе проницаемых для инфильтрации подземных вод отложений, пески, алевроиты, супеси приводят к снижению геотермического градиента и, следовательно, – интервальных значений плотности теплового потока. Наличие мощных толщ слабопроницаемых отложений, наоборот снижает интенсивность инфильтрации и способствуют повышению геотермического градиента в таких частях разреза.

Библиографические ссылки

1. Геология Беларуси / А. С. Махнач, Р. Г. Гарецкий, А. В. Матвеев и др. Минск: Ин-т геол. наук НАН Беларуси, 2001. 815 с.
2. Зуй В. И. Тепловое поле платформенного чехла Беларуси. Минск: Издат. центр УП «Экономпресс», 2013. 256 с.
3. Зуй В. И. Тепловой поток в зоне активного водообмена на северо-востоке Беларуси // Проблемы геологии Беларуси и смежных территорий: Материалы Международ. науч. конф., посвящ. 100-летию со дня рожд. акад. НАН Беларуси А. С. Махнача. Минск, 21–22 нояб. 2018 г. Минск: СтройМедиа Проект, 2018. С. 49–53.

УДК: 552.08

ЦИФРОВАЯ ПЕТРОГРАФИЯ: НОВЫЕ ПОДХОДЫ И ПРИЛОЖЕНИЯ

В. П. Самодуров, Е. А. Василёнок

Белорусский государственный университет, факультет географии и геоинформатики, пр. Независимости 4, 220030 Минск, Республика Беларусь; vladimir_samodurov@tut.by

К настоящему времени петрография рассматривается как один из методов исследований пород и минералов в составе более общей науки – петрологии. Различают макроскопическую петрографию, основанную на изучении штучных горных пород и микроскопическую петрографию исследования шлифов, основным инструментом которой является поляризационный петрографический микроскоп.

С момента своего возникновения в 1840-х гг. петрография прошла длительный путь совершенствования микроскопов и продемонстрировала высокую эффективность применения в геологии. Основным преимуществом петрографии по отношению к другим разрушающим методам анализа руд, пород и минералов является сохранение строения исходной породы и, как следствие, возможность исследования её структурно-текстурных характеристик.

Классические методы микроскопической петрографии основаны на достижениях оптической минералогии и представляют собой описания и зарисовки шлифов горных пород. Однако в настоящее время происходит повсеместный переход к циф-

ровым технологиям, в том числе и в области петрографии. Совершенствуются не только микроскопы, но и программное обеспечение, позволяющее проводить количественный анализ цифровых микрофотографий шлифов горных пород, макрофотографий штуфов, керна, обнажений и других геологических объектов. Целью данной работы является обзор особенностей и новых возможностей цифровой петрографии.

Цифровой петрографический микроскоп. Цифровой микроскоп отличается от обычного микроскопа по ряду параметров. На рис. 1 представлены оптические схемы цифрового и обычного микроскопов. Можно видеть, что в обычном микроскопе используются сходящиеся лучи, а в цифровом – параллельные. Сходящиеся лучи вызывают сферическую и хроматическую аберрации и поэтому ухудшают качество изображения. В цифровом микроскопе эти искажения отсутствуют, так как параллельные лучи, исходящие из объектива, переносят изображение непосредственно на ПЗС-матрицу фотоаппарата. Можно видеть, что в цифровом микроскопе используется фотоаппарат без объектива (body), поэтому объектив обычного цифрового фотоаппарата в комплектации kit (без объектива) не вносит дополнительных аберраций в изображение. Таким образом, в цифровом микроскопе окуляр не нужен, а изображения шлифов горных пород с ПЗС-матрицы выводятся непосредственно на монитор компьютера.

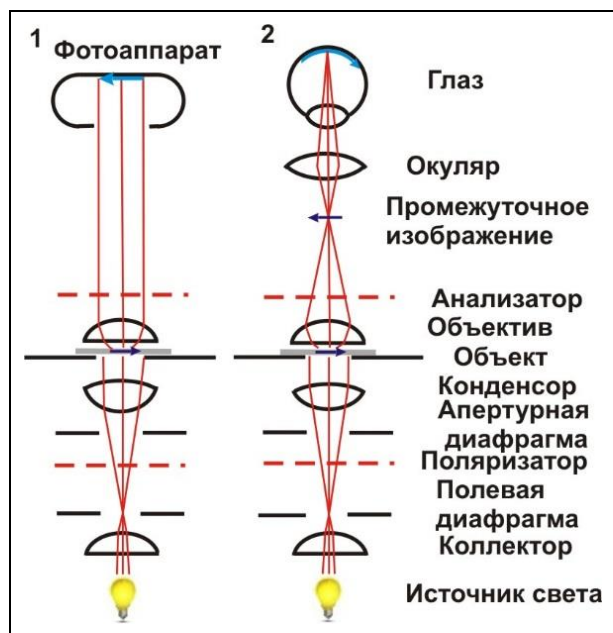


Рисунок 1 – Оптические схемы цифрового поляризационного (1) и обычного (2) микроскопов

Анализ цветности минералов в шлифах является одним из основных методических приёмов исследования горных пород. Этот вид исследований проводится в режиме «на пропускание» света, испускаемого источником. Источником света в ранних микроскопах был рассеянный дневной свет, но в современных цифровых микроскопах источниками света чаще всего являются вольфрамово-галогенные лампы. По существу, в микроскопе исследователь наблюдает свет от источника и оптические эффекты взаимодействия света с минералами.

Цвет источника света варьирует при разных условиях его эксплуатации. Цвет вольфрамово-галогенных ламп меняется от голубовато-белого до жёлтого при понижении напряжения питания. Эти изменения характеризуют термином «цветовая температура», и для стандартизации освещения микроскопа вольфрамово-галогенные лампы эксплуатируют в режиме 12 В/100 Вт при +9 В, при этом цветовая температура составляет 3200°К. Этот свет всё равно имеет желтоватый оттенок, поэтому в цифровых микроскопах предусмотрен балансирующий светофильтр, корректирующий спектр вольфрамово-галогенной лампы для приведения его к спектру дневного света.

Количественный анализ цветности цифровых фотографий шлифов горных пород требует обязательного использования балансирующего светофильтра дневного света для стандартизации измерений. Интенсивность освещения цифрового микроскопа не может быть уменьшена регулировкой напряжения источника света, так как при этом балансировка спектра дневного света нарушается. Поэтому для изменения интенсивности освещения используют нейтральные фильтры дневного света (ND). Нейтральный фильтр ND50 снижает интенсивность проходящего света вдвое. Нейтральный светофильтр ND25 пропускает только 25 % света, и т. д.

Анализ цветности шлифов горных пород. В случае нарушения баланса дневного света происходит искажение цветности микрофотографий шлифов. Человеческое зрение может корректировать этот эффект в сознании, но цифровые камеры не способны менять свои настройки в соответствии с изменением освещения объектов. В этом случае возможна корректировка цветности микрофотографий для приведения их к нормальным цветам. Такое корректирование называется балансом белого, при этом цветокоррекция может проводиться в процессе фотографирования или позднее, по готовым микрофотографиям. Для использования этого метода необходимо знать участки изображений нейтрального цвета – белого, серого или чёрного. Цветокоррекцию по балансу белого выполняют большинство программ обработки изображений.

Для анализа цвета минералов в шлифах могут быть использованы разные цветовые пространства. Цифровые фотокамеры, компьютеры и другая цифровая техника работают в основном в цветовом пространстве RGB. Однако цветовая модель HSV наиболее адаптирована для анализа цветности. Здесь H° (hue) – тон цвета, $S\%$ (saturation) – насыщенность цвета, $B\%$ (brightness) – яркость. Цветовые параметры разных цветовых моделей могут быть пересчитаны друг в друга. На рис. 2 представлены параметры цвета минералов в шлифе габбро, без анализатора.

Можно видеть, что плагиоклаз здесь является светло-серым минералом с насыщенностью $S\% = 6\%$. Однако диопсид уже имеет насыщенность 13 %, и светочувствительные люди могут улавливать слабый красноватый оттенок, но большинство исследователей воспринимают диопсид как минерал серого цвета. Роговая обманка здесь является цветным минералом с насыщенностью 72 %. Тон H° в роговой обманке составляет 35°, что примерно соответствует оранжевым цветам. Цветность минералов в разной степени меняется при повороте столика микроскопа в результате плеохроизма (без анализатора), а также наблюдаются различные цвета интерференции (с анализатором) в зависимости от ориентировки минералов в породе. Возможность количественного определения параметров цветности может служить основой для цифровой кристаллооптики и минералогии.

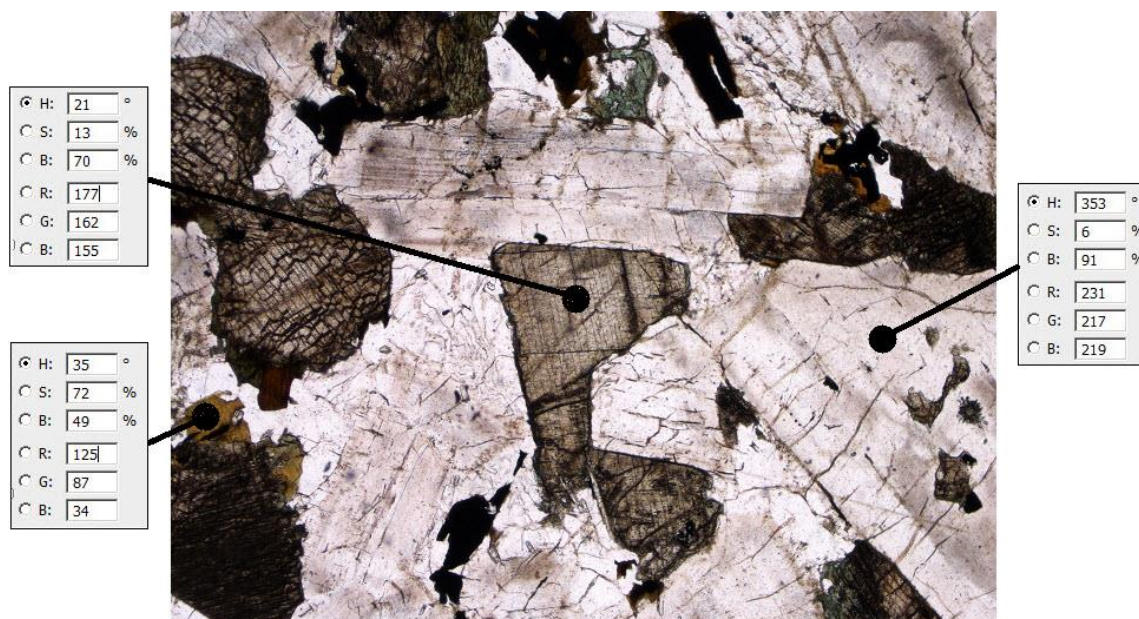


Рисунок 2 – Параметры цвета минералов в шлифе габбро, без анализатора
Размер поля зрения 3,12 мм.

Использование моторизованного столика микроскопа. Микроскопы имеют две старые и хорошо известные проблемы – ограниченное поле зрения и малую глубину резкости объективов. Небольшой размер поля зрения (обычно менее 5 мм) не позволяет исследовать крупнокристаллические породы. Современные цифровые микроскопы решают эту проблему, составляя общее мозаичное изображение шлифов большого размера с помощью моторизованного столика. При съёмке мозаики выполняется не только перемещение по осям ХУ, но и автоматическая проверка фокусировки отдельных изображений. Из-за равномерного освещения высокого качества, на общем мозаичном изображении швы между отдельными кадрами отсутствуют. Такие мозаичные микрофотографии шлифов хранятся в файлах большого объёма, однако они позволяют рассматривать шлифы с разным увеличением без потери качества изображений.

Проблема малой глубины резкости объективов микроскопа также решается с помощью моторизованного столика. Съёмка одного и того же объекта производится по ступеням, постепенно увеличивая расстояние между изучаемым объектом и объективом, при этом фокусная плоскость сдвигается по высоте. Впоследствии набор единичных микрофотографий объединяют в одну фотографию, применяя приём Z-стекинга

На рис. 3, внизу показана схема фотографирования набора единичных микрофотографий в диапазоне от нижней фокальной плоскости изучаемого объекта до верхней плоскости. В середине рис. 3 представлена единичная микрофотография, на которой большинство объектов расположено вне фокуса, а сверху – стек из 25 единичных фото, при этом все объекты находятся в фокусе.

Основными этапами этого метода являются следующие. Необходимо: 1) определить минимальное и максимальное значения глубины резкого изображения, используя данные моторизованного столика; 2) определить количество изображений в серии микрофотографий, при этом это количество единичных изображений увеличивается для средне-и грубозернистых пород; 3) выполнить съёмку Z-серии микро-

фотографий в автоматическом режиме, используя моторизованный столик микроскопа; 4) выполнить сборку общего изображения методом Z-стекинга.

Результатом этого подхода являются расширенные фокальные изображения (EFI), с неограниченной глубиной резкости. Наиболее эффективно этот метод может быть использован для получения цифровых микрофотографий поверхностей скола пород в отраженном свете и для исследования иммерсионных препаратов в светлорольных и темнопольных изображениях.

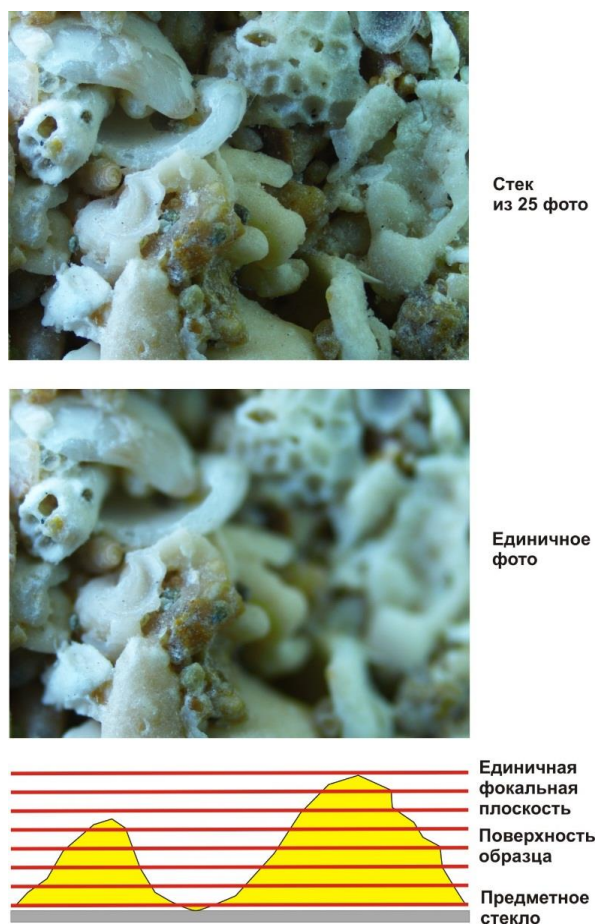


Рисунок 3 – Расширенное фокальное изображение органогенного известняка (размер 6,25 мм)

Цифровой микроскоп с моторизованным столиком может использоваться также для создания AVI и GIF-анимаций шлифов горных пород при повороте столика микроскопа. Этот метод особенно важен для использования видеофайлов в учебном процессе таких предметов как петрография, оптическая минералогия, кристаллооптика. Опыт показывает, что прямая съёмка видеофайлов шлифов при повороте столика имеет низкое качество изображений. Файл GIF без потери качества может быть собран из отдельных микрофотографий, снятых с шагом 3° в заданном диапазоне поворота столика микроскопа. В случае полного оборота столика необходимо использовать 120 микрофотографий изучаемого шлифа в режиме «без анализатора» и столько же в режиме «в скрещенных николях». В результате, общий файл получается очень большого размера, поэтому исходные микрофотографии полезно сжать до размера 600–800 пикселей, что сохраняет качество анимации, но сокращает его раз-

мер до приемлемых размеров. Полученные GIF-файлы могут быть легко конвертированы в AVI-файлы, имеющие некоторые преимущества в процессе их презентации.

Ультрафиолетовая петрография. Некоторые цифровые микроскопы снабжены ультрафиолетовыми (УФ) источниками света, УФ-объективами и фильтрами. Это позволяет исследовать флуоресцентные минералы в сколах пород, иммерсионных препаратах и аншлифах. В настоящее время наибольшее распространение получила флуоресцентная макро-петрография, особенно в минералогическом музееведении. На рис. 4 представлена сульфатно-глинистая порода, в которой пластичный гипс в результате перекристаллизации приобрёл свойство ползучести. Он хорошо выделяется по параметрам цветности ($H=34-41^\circ$, $S = 61-69\%$, $B = 68-89\%$) по отношению к вмещающим вязким ангидридам ($H = 250^\circ$, $S = 90-92\%$, $B = 15-17\%$). Как известно, ползучесть горных пород приводит к потере устойчивости горного массива, поэтому ультрафиолетовая макро-петрография может иметь важное прикладное значение для выделения зон ползучести пород в горных выработках.



Рисунок 4 – Ультрафиолетовая фотография (внизу) керна скв. 2е месторождения Маха Саракхам, глуб. 353,00 м

Структуры и текстуры пород. Цифровые микрофотографии являются основой для дальнейшего анализа пород. Анализ структур пород по цифровым фотографиям выполняется многими программами обработки научных изображений. Они выполняют анализ размеров, цвета, формы минеральных зёрен, определяют статистические характеристики распределений и др. Среди доступных платформ анализа научных изображений широко используются: Fiji / ImageJ / NIH Image и другие программы.

Анализ текстур пород в классической петрографии носит описательный характер, при этом различают микротекстуры в шлифах и макротекстуры пород. В настоящее время активно развиваются количественные методы анализа текстур пород. Отмечается многообразие подходов к анализу текстур научных фотографий. Часто используется метод матриц совпадений, статистические методы анализа текстур и

другие подходы. В своих исследованиях текстур горных пород мы используем метод быстрого Фурье-преобразования цифровых фотографий (FFT). Текстура породы представляется здесь в виде центросимметричной полярной диаграммы в обратном пространстве (пространстве частот). Этот подход пригоден для анализа любых изображений – микрофотографий шлифов, фотографий штуфов, керна, геологических обнажений и др.

Заключение. Цифровая петрография принципиально отличается от обычной петрографии как по оптической схеме микроскопа и приёмам получения количественных данных цветности микрофотографий шлифов, так и по возможностям дальнейшего анализа изображений современными программными средствами. Анализ научных изображений представляет собой особое научное направление, включающее разнообразные методы и требует отдельного рассмотрения.

УДК 551.464.6.02; 551.734.2; 551.734.3 (476-11)

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КАРБОНАТНОГО УГЛЕРОДА В ЭМССКИХ И ЭЙФЕЛЬСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ НА ВОСТОКЕ БЕЛАРУСИ (ПАРАМЕТРИЧЕСКАЯ СКВАЖИНА БЫХОВСКАЯ)

А. А. Махнач¹, Б. Г. Покровский², О. В. Мурашко¹, О. Л. Петров²

¹Научно-производственный центр по геологии, филиал «Институт геологии», ул. Купревича 7, 220141 Минск, Республика Беларусь; amahnach1951@gmail.com

²Геологический институт РАН,

Пыжевский пер. 7, 119017 Москва, Российская Федерация; pokrov@ginras.ru

Параметрическая скв. Быховская пробурена в зоне сочленения Оршанской впадины и Жлобинской седловины в 2017 г. Толща эмссских (нижний девон) и эйфельских (средний девон) отложений в разрезе скважины залегает в интервале 174,8–351,2 м, перекрывается песчаными породами живетского яруса среднего девона и подстилается терригенными ледниковыми образованиями вильчанской серии нижнего венда (рис.).

Эмссские отложения представлены витебским горизонтом, имеют мощность 50 м и снизу вверх подразделяются на обольские (мощность 15,9 м) и лепельские (34,1 м) слои. Обольские слои сложены преимущественно кварцевыми песчаниками, слоистыми и массивными со структурой от мелко- до крупнозернистой. Встречаются прослой гравелитов. Цемент пород обычно глинистый и доломитовый. Лепельские слои – это чередование доломитовых мергелей, доломитов, доломитовых глин; отмечаются также песчаники с глинистым и доломитовым цементом.

В эйфельском разрезе снизу вверх выделяются адровский, освейский, городокский и костюковичский горизонты.

Адровский горизонт, имеющий мощность 7,1 м, представлен преимущественно доломитами с разным содержанием терригенной примеси, в т. ч. строматолитовыми и оолитовыми, гнездами окремненными. Встречаются мергельные прослой.

В освейском горизонте (44,1 м) выделяются карбонатно-сульфатная (нижняя) и доломитово-мергельная (верхняя) литологические пачки.

Нижняя, мощностью 15,1 м, сложена глинисто-карбонатно-сульфатными породами, массивными и горизонтально-слоистыми, переслаиванием глин и гипса. Цвет пород светло-серый, зеленовато- и коричневатосерый. Структура гипса от мелко- до

крупнокристаллической, окраска белая, светло-серая, розовая, коричневая. Характерно поперечно-волокнистое сложение гипсовых прослоев. Для трактовки изотопного состава углерода важно отметить, что на восточных склонах Белорусской антеклизы карбонатно-сульфатная пачка замещается глинисто-карбонатной брекчией [2].

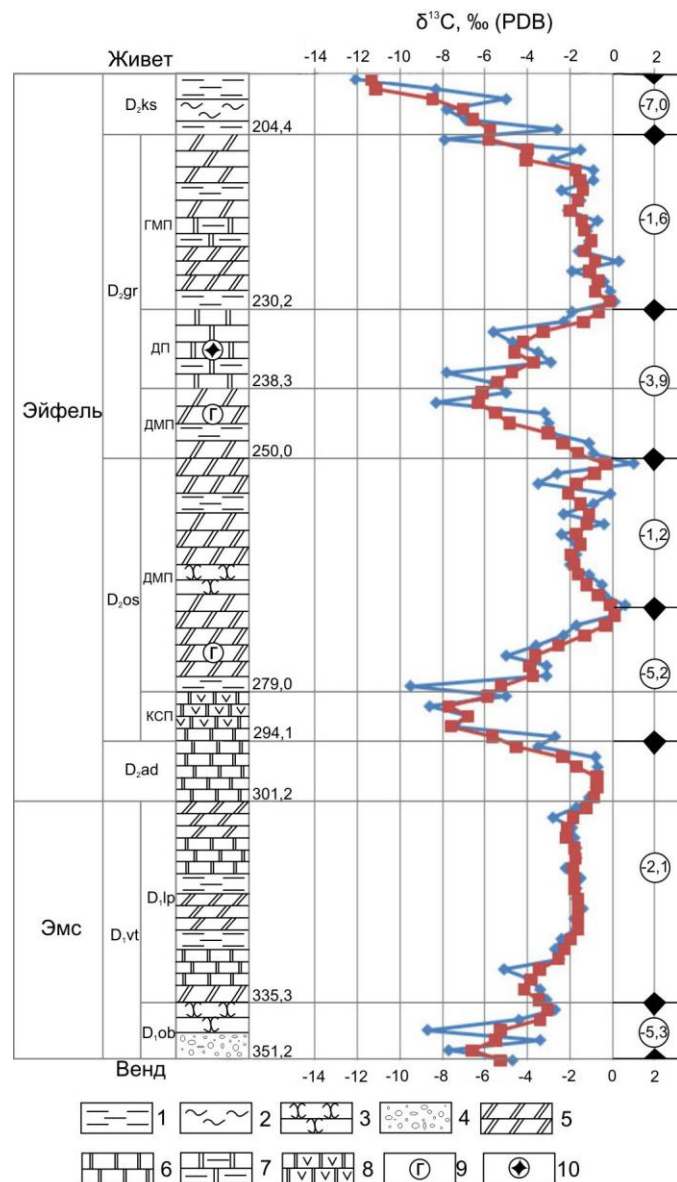


Рисунок – Изменчивость изотопного состава углерода в карбонатном веществе эмско-эйфельских пород в разрезе скв. Быховская

Стратиграфические горизонты: D_{2ks} – костюковичский, D_{2gr} – городокский, D_{2os} – освейский, D_{2ad} – адровский, D_{1vt} – витебский (D_{1р} и D_{1об} – лепельские и обольские слои); литология: 1 – глина, 2 – алевролит, 3 – песчаник, 4 – гравелит, 5 – мергель доломитовый, 6 – доломит, 7 – доломит глинистый, 8 – карбонатно-сульфатная порода, 9 – гипсовые прослои, включения, цемент, 10 – следы выщелачивания галита; пачки: ГМП – глинисто-мергельная, ДП – доломитовая, ДМП – доломитово-мергельная, КСП – карбонатно-сульфатная; глубинная позиция стратиграфических и литологических подразделений дана в метрах вне масштаба; синим показаны вариации фактических значений δ¹³C, красным – линия вариаций, сглаженная методом скользящего среднего (шаг 3); цифры в кружках – поинтервальные средние значения δ¹³C.

Верхняя, доломитово-мергельная, пачка (29 м) представляет собой переслаивание глин, глинистых доломитов, доломитовых мергелей, песчаников с карбонатно-сульфатным цементом. Отмечаются прослойки и вкрапления гипса. Породы зеленовато-серые, иногда с тёмно-коричневыми разводами. Гипс белый, светло-серый, красновато-коричневый.

Залегающий выше городокский горизонт (мощность 45,6 м) подразделяется снизу вверх на доломитово-мергельную (11,7 м), доломитовую (8,1 м) и глинисто-мергельную (25,8 м) пачки. Первая сложена чередованием преимущественно глинистых доломитовых мергелей и доломитов с редкими прослоями известняков и оранжевого гипса. Вторая представлена светло-бежевыми и кремово-серыми доломитами, массивными, с сульфидной минерализацией по субвертикальным трещинам, а также глинистыми доломитами и доломитовыми мергелями. Существенно отметить, что на ряде участков распространения доломитовой пачки на территории Северной и Средней Беларуси в породах отмечаются многочисленные субгоризонтальные и субвертикальные короткие и тонкие (от долей миллиметра до 3 мм) разрывы с неровными краями (пустоты усыхания, фенестры). Кроме того, в ряде мест, в том числе и в непосредственной близости от скв. Быховская, встречаются заполненные нацело или частично кальцитом полости, имеющие форму кубов с вогнутыми гранями [4]. Очень вероятно, что эти полости – следы растворения кристаллов галита в неполностью литифицированных отложениях. Неполная литифицированность осадка могла обеспечить искажение формы образующейся полости, занятой растворяющимся кристаллом. На повышенную соленость вод, в которых происходило накопление доломитовой пачки, указывает также моноксидный состав акритарх, которые представлены здесь тонкостенными лейосферами диаметром 30–50 мкм [6]. В третьей (глинисто-мергельной) пачке городокского горизонта доминируют доломитовые мергели; реже встречаются доломитистые глины и глинистые доломиты; отмечены также редкие прослои пелитоморфных и кавернозно-пористых строматолитовых известняков.

Костюковичский горизонт, мощностью 29,6 м, представлен, главным образом, пестроцветными алевритистыми глинами, иногда карбонатсодержащими. Имеются также линзы и прослои алевролитов, известняков, глинистых мергелей, включения доломита.

В 46 образцах пород эмско-эйфельского разреза определен изотопный состав углерода карбонатного вещества ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$). Анализ выполнялся на масс-спектрометре Delta V Advanced с использованием установки Gas-Bench-I в лаборатории геохимии изотопов и геохронологии Геологического института РАН (Москва). Точность (воспроизводимость) определений находится в пределах $\pm 0,2\%$.

Особенностью углеродно-изотопной кривой разреза является изотопная специализация литологических пачек, интервалов и стратиграфических слоёв (рисунок), что свидетельствует о региональном характере изотопных вариаций, связанных с периодическими изменениями условий седиментации. На такой характер вариаций указывают также слишком сильные отрицательные экскурсы значений $\delta^{13}\text{C}$ (амплитуда до 8–10‰ и выше), которых нет на глобальных изотопно-хемостратиграфических кривых, и отсутствие сколько-нибудь выраженных положительных экскурсов, трансиррующих глобальные события [7, 10].

На нашей кривой выделяются три интервала с низкой вариабельностью значений $\delta^{13}\text{C}$, близких к морскому стандарту (рис.). Эти интервалы приходятся на: (1) лепельские слои витебского горизонта и адровский горизонт (в среднем $-2,1\%$),

(2) верхнюю часть доломитово-мергельной пачки освейского горизонта ($-1,2\text{ ‰}$) и (3) глинисто-мергельную пачку городокского горизонта ($-1,6\text{ ‰}$). Очевидно, все эти отложения накапливались в нормальных морских условиях с достаточно хорошим углекислотным обменом между водной массой бассейна осадконакопления и атмосферой и умеренной биопродуктивностью.

Отрицательные экскурсы $\delta^{13}\text{C}$ соответствуют четырем интервалам разреза (рис.). Это: (1) обольские слои витебского горизонта (в среднем $-5,3\text{ ‰}$), (2) карбонатно-сульфатная пачка и нижняя часть доломитово-мергельной пачки освейского горизонта ($-5,2\text{ ‰}$), (3) интервал, охватывающий доломитово-мергельную и доломитовую пачки городокского горизонта ($-3,9\text{ ‰}$), и (4) верхняя часть разреза, представленная костюковичским горизонтом ($-7,0\text{ ‰}$). Амплитуда первых трёх экскурсов составляет $6\text{--}9\text{ ‰}$; минимальные значения $\delta^{13}\text{C}$ находятся в пределах $-8\text{--}-10\text{ ‰}$. В верхах эйфельского разреза $\delta^{13}\text{C}$ опускаются до $-12,1\text{ ‰}$ при амплитуде пика 11 ‰ . Причины отмеченных отрицательных экскурсов, с учётом литологии пород, представляются следующим образом.

В обольских слоях облегчение изотопного состава углерода, по-видимому, связано с интенсификацией поступления с суши изотопно-лёгкой почвенной (органической) углекислоты в составе континентального стока. Данное предположение согласуется с более грубым составом обломочного материала обольских слоёв (песчаники, гравелиты) по сравнению, скажем, с вышележащими лепельскими слоями, в которых этот материал представлен глиной.

Два следующих вверх по разрезу отрицательных экскурсов значений $\delta^{13}\text{C}$ объединяет то, что они, как видно из приведённых литологических данных, соответствуют эпизодам эвапоритизации бассейна. Представляется, что главным фактором облегчения изотопного состава углерода карбонатного материала, осаждающегося в эти отрезки времени, была активизация поступления континентальных вод, обогащённых почвенным углеродом. Не вызывает сомнений, что во время эвапоритовых эпизодов морской бассейн в силу тектонических причин становился более мелководным, отдельные его части обнажались и подвергались эрозии, на что указывает, в частности, наличие участков, где карбонатно-сульфатная пачка освейского горизонта замещена глинисто-карбонатной брекчией. Не исключено, что бассейн распался на отдельные ванны с морской водой, интенсивно испаряющейся в приэкваториальных условиях, где в девонское время находилась территория Беларуси [3]. Такое изменение геоморфологической ситуации приводило к интенсификации континентального стока. И хотя роль континентальных вод в балансе питания морских эвапоритовых бассейнов известна [1], подкрепим наше предположение об активизации континентального стока во время эвапоритовых эпизодов полученными ранее [5] результатами изучения изотопного состава стронция в эйфельских гипсах северных и центральных районов Беларуси. Значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($0,708402\text{--}0,708742$) в этих гипсах, гораздо более высокие, чем те, что характерны для морской (океанической) воды эйфельского века ($0,70772$) [8], отражают значительную роль континентальных вод в водном балансе эйфельского бассейна галогенеза. На суше, служившей источником сноса в это время, были обнажены в основном обогащённые радиогенным стронцием алюмосиликатные породы: кристаллический фундамент, терригенные и вулканогенные образования верхнего протерозоя, терригенные отложения кембрия.

Назовём ещё два возможных фактора снижения $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатном веществе эвапоритовых интервалов, которые, правда, существенно менее действенны, чем

почвенный углерод континентального стока. Во-первых, это уменьшение биопродуктивности бассейна при осолонении воды, что обуславливает ослабление вывода изотопа ^{12}C органическим веществом из водной массы. Во-вторых, это вызванная обмелением бассейна интенсификация окисления органического углерода, в том числе накопленного ранее, и, как следствие, обогащение водного резервуара лёгким изотопом [9].

В самой верхней части разреза наша углеродно-изотопная кривая имеет низкое разрешение: костюковичский горизонт охарактеризован всего 6 пробами. Причиной этого является редкость карбонатсодержащих интервалов в этой части. Поэтому трактовка отрицательного экскурса (рис.) здесь затруднительна. Скорее всего, он обусловлен гипергенной переработкой пород, а точнее, новообразованием карбонатов в среде инфильтрационных метеогенных вод с изотопно-лёгким гидрокарбонатом почвенной природы. На это указывают рекордно низкие значения $\delta^{13}\text{C}$ в этой части разреза. С общегеологических позиций, данное предположение согласуется с наличием предживетского перерыва в осадконакоплении [6] и колоссального перерыва между живетскими и перекрывающими их юрскими отложениями.

Таким образом, в эмско-эйфельской толще разреза скважины Быховская выявлены изотопные сигналы региональных палеогеографических событий (эпизодов эвапоритизации, активизации континентального стока, перерывов в седиментации). Установлена специализация этих изотопных сигналов по отдельным частям разреза (стратиграфические подразделения, литологические пачки и интервалы), демонстрирующая возможности региональной изотопной хеостратиграфии.

Работа выполнена в рамках подпрограммы 4 «Структурно-вещественные комплексы Беларуси» Государственной программы научных исследований «Природопользование и экология» (2016–2020 гг.) и в соответствии с планом научно-исследовательских работ Геологического института РАН.

Библиографические ссылки

1. *Валяшко М. Г.* Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. М.: МГУ, 1962. 397 с.
2. Геология Беларуси / А. С. Махнач, Р. Г. Гарецкий, А. В. Матвеев и др. Минск: Ин-т геол. наук НАН Беларуси, 2001. 815 с.
3. *Жарков М. А.* История палеозойского соленакопления. Новосибирск: Наука, 1978. 272 с.
4. *Махнач А. А.* Катагенез и подземные воды. Минск: Наука и техника, 1989. 335 с.
5. *Махнач А. А., Колодны И., Старински А., Спиро Б.* Стабильные изотопы стронция в сульфатных минералах Беларуси // Докл. НАН Беларуси. 2000. Т. 44, № 6. С. 92–95.
6. *Обуховская В. Ю., Обуховская Т. Г., Кручек С. А.* Седиментологические и биотические события в девоне на территории Жлобинской седловины и Северо-Припятского плеча и их палинологические маркеры // Литасфера. 2012. 1(36). С. 31–46.
7. *Becker R. T., Gradstein F.M., Hammer O.* The Devonian Period // The Geologic Time Scale 2012. Amsterdam, Boston, Heidelberg, London, New York, Oxford, Paris, San Diego, San Francisco, Singapore, Sydney, Tokyo: Elsevier, 2012. P. 559–601.
8. *Denison R. E., Korpnick R. B., Burke W. N. et al.* Construction of the Silurian and Devonian seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ curve // Chemical Geology. 1997. Vol. 140. P. 109–121.
9. *Jarvis I., Gale A. S., Jenkyns H. C. et al.* Secular variation in Late Cretaceous carbon isotopes: a new $\delta^{13}\text{C}$ carbonate reference curve for the Cenomanian–Campanian (99.6–70.6 Ma) // Geological Magazine. 2006. 143(5). P. 561–608.

10. *Saltzman M. R., Thomas E. Carbon Isotope Stratigraphy // The Geologic Time Scale 2012. Amsterdam, Boston, Heidelberg, London, N. Y., Oxford, Paris, San Diego, San Francisco, Singapore, Sydney, Tokyo: Elsevier, 2012. P. 207–232.*

УДК 550.42;551.763.3(476–12)

ИЗОТОПНЫЕ СИГНАЛЫ ОКЕАНСКИХ АНОКСИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В ВЕРХНЕМЕЛОВОМ РАЗРЕЗЕ НА ЮГО-ВОСТОКЕ БЕЛАРУСИ

А. А. Махнач

Научно-производственный центр по геологии, филиал «Институт геологии», ул. Купревича 7, 220141 Минск, Республика Беларусь; amahnach1951@gmail.com

Объектом изучения был разрез верхнемеловых отложений на юго-востоке Беларуси (Гомельский объект, скв. 804). Он имеет мощность порядка 80 м и охватывает сеноманский, туронский, коньякский, сантонский и кампанский ярусы, расчленённые на подъярусы. Отложения представлены, главным образом, мергельно-меловыми породами (рис. 1). Нижняя часть сеномана сложена известковистыми песчаниками. Вариации изотопного состава карбонатных углерода и кислорода в этом разрезе уже изучались и были объяснены региональными изменениями биопродуктивности бассейна осадконакопления и температуры морской воды как следствие нескольких эпизодов апвеллинга. При этом отмечено, что «отражения океанских аноксических событий в изотопных данных... установить не удалось...» [1, С. 89]. Пересмотр фактического материала на основе изменения подхода к построению изотопно-хемостратиграфических кривых показал, что возможна и более обоснована другая интерпретация изотопных вариаций в разрезе.

Значения $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) находятся в пределах 1,2–4,1 ‰, в среднем составляют $2,6 \pm 0,1$ ‰. Диапазон флуктуаций $\delta^{18}\text{O}$ (PDB) от –4,8 до –1,1 ‰, среднее $-2,2 \pm 0,1$ ‰. При рассмотрении конфигурации вариационных кривых изотопного состава углерода и кислорода наибольшего внимания заслуживает интервал на границе сеномана и турона (рис. 1). Он характеризуется сильными синхронными положительным экскурсом $\delta^{13}\text{C}$ (от 1,2 до 4,1 ‰) и отрицательным экскурсом $\delta^{18}\text{O}$ (от –1,9 до –4,8 ‰). Интервал приходится на эпизод смены существенно терригенной седиментации, характерной для первой половины сеноманского века, накоплением меловых и мергельно-меловых осадков, которое началось во второй половине века и продолжалось до конца мелового периода. Такая смена характера осадконакопления могла сопровождаться ослаблением поступления в бассейн изотопно-легкого почвенного углерода в составе вод суши. Однако изотопный эффект этого явления слишком сильный. Кроме того, сокращение интенсивности притока континентальных вод с лёгким атмосферным кислородом должно было привести не к снижению, а к увеличению значений $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатном осадке. Поэтому представляется наиболее вероятным, что в разрезе скв. 804 на юго-востоке Беларуси мы имеем дело с изотопными сигналами океанского аноксического события (oceanic anoxic event – OAE). Для позднего мела хорошо известны и изучены такие события в среднем сеномане, на рубежах сеноман–турон, коньяк–сантон [3, 6, 7, 11, 12, 15, 16]. Они заключаются в быстром выводе из зоны седиментации большого количества органического вещества путем его фоссилизации в виде прослоев чёрных сланцев. Это сопровождается

скачкообразным увеличением значений $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатных породах или раковинах организмов в связи с удалением изотопа ^{12}C из углеродного резервуара в составе захороненного органического материала. В рассматриваемом случае выявляются сигналы океанского аноксического события на границе сеномана и турона (ОАЕ 2, или событие Бонарелли). Его изотопные маркеры установлены во многих регионах мира (Италия, Англия, Греция, Кавказ, Камчатка и др.). Событие трассируется не только сильным положительным сдвигом $\delta^{13}\text{C}$, но и значительным отрицательным экскурсом $\delta^{18}\text{O}$, связанным с резким потеплением [3, 5, 8, 9, 12, 13, 15].

Выше описанного интервала хемотратиграфических кривых разреза скв. 804, на отрезке, охватывающем отложения туронского яруса, прослеживается прямая корреляция значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ (рис. 1). Это же хорошо видно на их корреляционной диаграмме (рис. 2). Такой характер взаимоотношений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ нередко используют в качестве индикатора инфильтрационно-катагенетических изменений отложений метеогенными водами. У нас же, вероятно, другой случай, несмотря на то, что мергельно-меловые отложения широко используются для питьевого водоснабжения в Беларуси, в том числе на территории Гомельской обл., где расположен объект нашего изучения [4]. Надо иметь в виду, что верхнемеловые коллекторы пресных подземных вод исключительно трещинные, а матрица пород плотная и низкопористая (рис. 3). На то, что вариации $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в мергельно-меловых породах связаны с условиями седиментации, указывает и сам порядок их значений, характерный для морских образований мелового периода [10, 14]. Поэтому однонаправленные вариации изотопного состава углерода и кислорода в пределах туронского интервала нашего разреза мы склонны объяснять чередованием эпизодов усиления и ослабления континентального стока, несущего изотопно-лёгкие почвенный углерод и атмосферный кислород.

Остальная, верхняя, часть разреза (коньяк–кампан) (рис. 1), характеризуется, в основном, стабильностью стандартных морских значений $\delta^{13}\text{C}$ и небольшими флуктуациями $\delta^{18}\text{O}$ (вероятно, в связи с изменением температуры воды при колебаниях уровня моря). Исключение составляет интервал, приходящийся на верхний коньяк (или на границу коньяк–сантон). Здесь, как и на границе сеноман–турон, отмечаются отчётливые синхронные положительный экскурс $\delta^{13}\text{C}$ и отрицательный – $\delta^{18}\text{O}$. Возможно, это сигналы океанского аноксического события на границе коньяк–сантон (ОАЕ 3) [6, 12]. В этом контексте стоит обратить внимание на то, что позднеконьякское время в восточной части Беларуси и на смежной территории России отмечено специфической особенностью осадконакопления. Происходило формирование цеолитсодержащих силицитов (трепел, опока), в котором, очевидно, участвовал вулканогенный материал, воздушным и/или водным путем постулавший из областей альпийского вулканизма [2].

Таким образом, в отложениях верхнего мела на юго-востоке Беларуси выявлены изотопные сигналы океанских аноксических событий на границе сеноман–турон (ОАЕ 2) и на границе коньяк–сантон (ОАЕ 3). Эти события трассируются положительным сдвигом $\delta^{13}\text{C}$ и отрицательным – $\delta^{18}\text{O}$. В туронских отложениях фиксируются однонаправленные вариации изотопного состава углерода и кислорода. Они отражают региональную динамику палеогеографических условий в морском бассейне, а именно, чередование эпизодов усиления и ослабления континентального стока, несущего изотопно-лёгкие почвенный углерод и атмосферный кислород.

Автор благодарен Л. А. Каримовой за предоставление образцов пород и стратиграфической характеристики разреза, Б. Г. Покровскому – за выполнение изотопного анализа, О. В. Мурашко – за техническую помощь в обработке материалов.

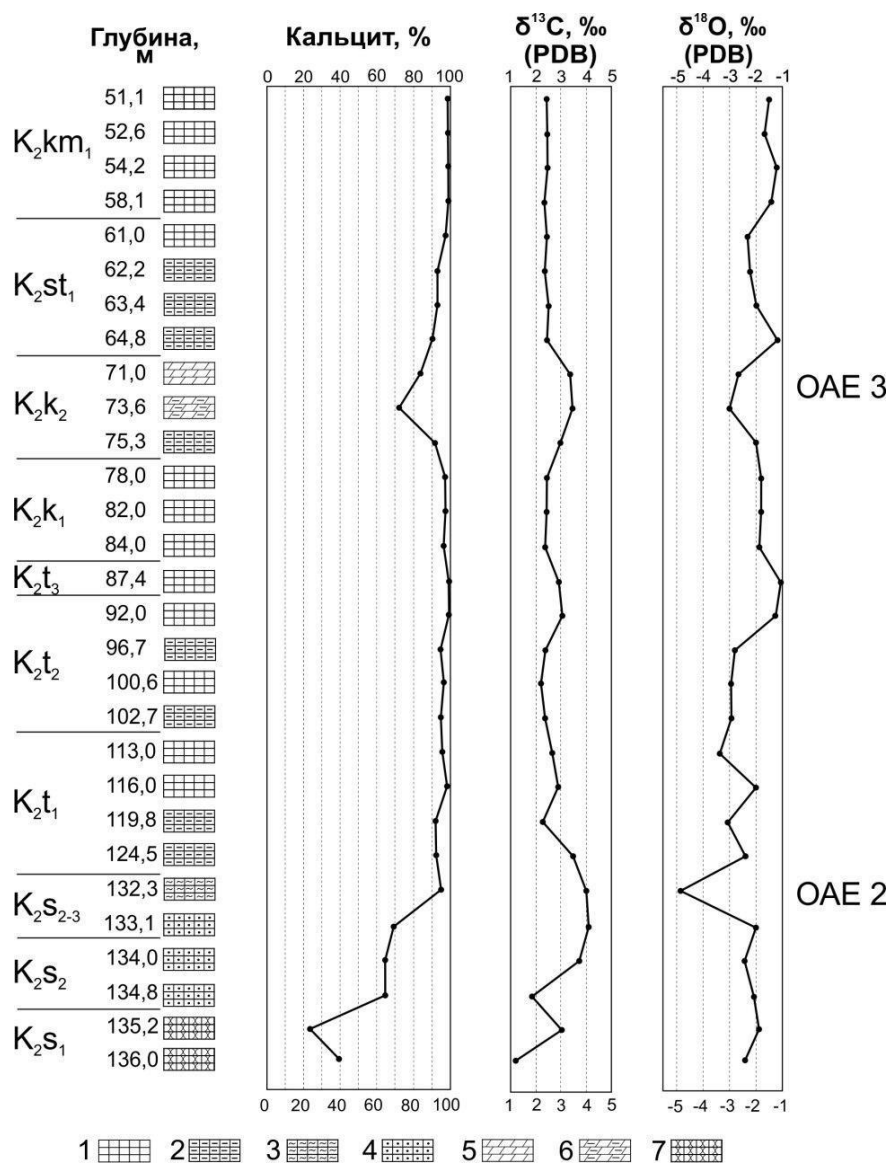


Рисунок 1 – Изотопно-хемостратиграфические кривые верхнемелового разреза на юго-востоке Беларуси (Гомельский объект, скв. 804)

1 – писчий мел, 2 – писчий мел глинистый, 3 – писчий мел алевролитистый, 4 – писчий мел песчанистый, 5 – мергель мелоподобный, 6 – мергель слабоглинистый, 7 – песчаник известковистый; OAE 2 и OAE 3 – океанские аноксические события.

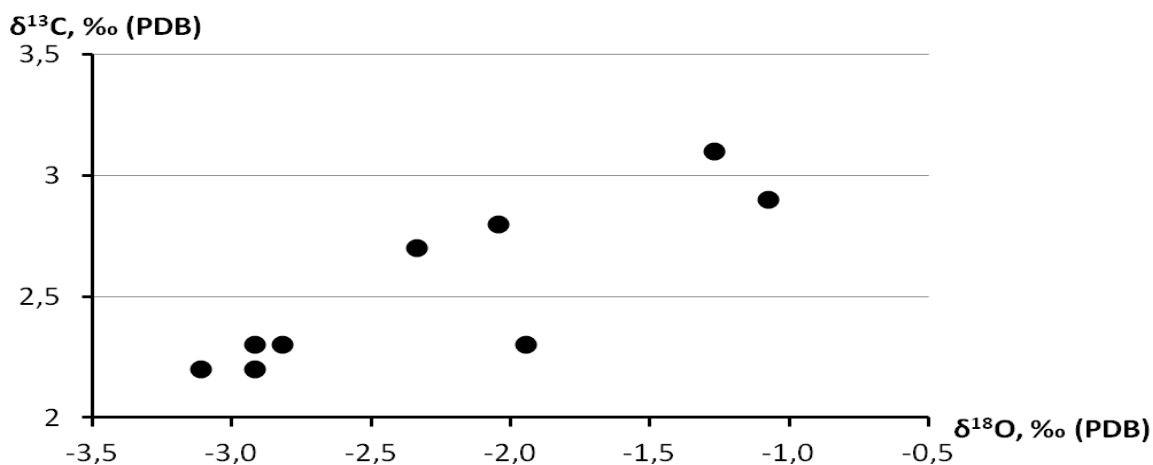


Рисунок 2 – Корреляционная диаграмма $\delta^{13}\text{C} - \delta^{18}\text{O}$ для туронских отложений юго-востока Беларуси (Гомельский объект, скв. 804)

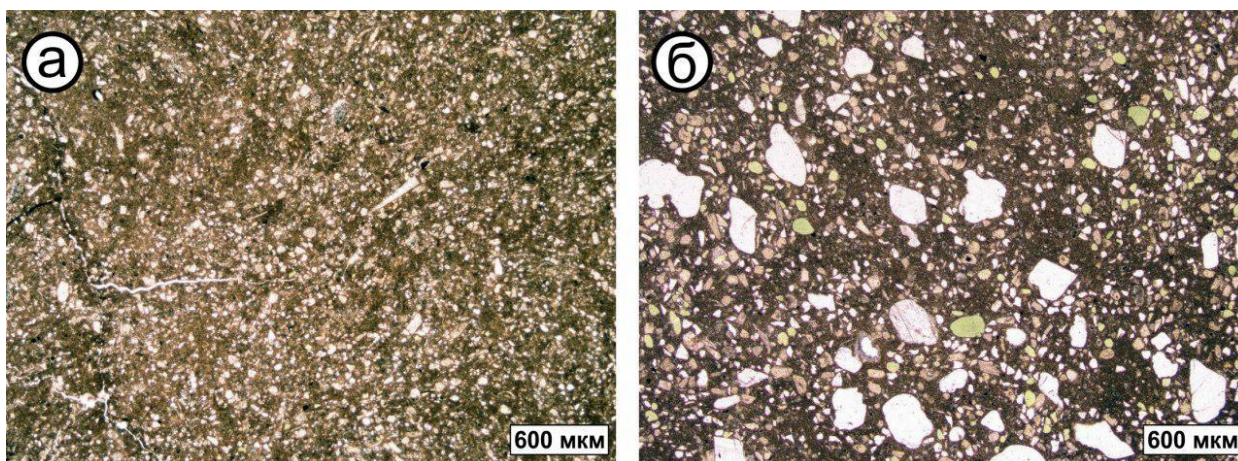


Рисунок 3 – Фотографии шлифов верхнемеловых пород юго-востока Беларуси (Гомельский объект, скв. 804) (николи параллельны)
 а – песчий мел глинистый, гл. 60,5–65,2 м, нижний сантон; б – песчий мел песчанистый, гл. 131,5–136,2 м, средний сеноман.

Библиографические ссылки

1. Махнач А. А., Каримова Л. А., Покровский Б. Г., Мурашко О. В. Изотопы углерода и кислорода в верхнемеловых отложениях юго-востока Беларуси – индикаторы условий седиментации // Літасфера. 2016. 1(44). С. 82–91.
2. Махнач А. А., Стрельцова Г. Д., Гулис Л. Ф. и др. Морфология, строение, состав и происхождение залежи силицитов на месторождении Стальное // Літасфера. 2004. 2(21). С. 63–71.
3. Гаврилов Ю. О., Щербинина Е. А., Голованова О. В., Покровский Б. Г. Позднесеноманское палеоэкологическое событие ОАЕ 2 в Восточно-Кавказском бассейне Северного Перитетиса // Литология и полезные ископаемые. 2013. № 6. С. 522–551.
4. Жогло В. Г., Галкин А. Н., Третьяков А. В., Красовская И. А. Пресные подземные воды Гомельской области: динамика и экология. Минск: Беларус. навука, 2018. 176 с.
5. Савельева О. Л. Ритмичность осадконакопления и следы аноксических событий в меловых (альб-сеноманских) отложениях Восточной Камчатки: автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М., 2009. 25 с.

6. Савельева О. Л. Меловые океанские аноксические события: обзор современных представлений // Вестн. КРАУНЦ. Науки о земле. 2010. № 1, вып. № 15. С. 45–55.
7. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 2011. 742 с.
8. Scopelliti G., Bellanca A., Erba E. et al. Cenomanian–Turonian carbonate and organic-carbon isotope records, biostratigraphy and provenance of a key section in NE Sicily, Italy: Palaeoceanographic and palaeogeographic implications // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2008. Vol. 265. P. 59–77.
9. Karakitsios V., Tsikos H., van Breugel Y. et al. First evidence for the Cenomanian–Turonian oceanic anoxic event (OAE 2, «Bonarelli» event) from the Ionian Zone, western continental Greece // Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch). 2007. 96. P. 343–352.
10. 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.
11. Jenkyns H. C. Geochemistry of oceanic anoxic events // Geochim. Geophys. Geosyst. 2010. Vol. 11, N 3. Article N Q03004.
12. Jenkyns H. C., Gale A. S., Corfield R. M. Carbon- and oxygen-isotope stratigraphy of the English Chalk and Italian Scaglia and its palaeoclimatic significance // Geol. Mag. 131 (1). 1994. P. 1–34.
13. Kolodny Y., Raab M. Oxygen isotopes in phosphatic fish remains from Israel; paleothermometry of tropical Cretaceous and Tertiary shelf waters // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1988. Vol. 64. P. 59–67.
14. Saltzman M. R., Thomas E. Carbon Isotope Stratigraphy // The Geologic Time Scale 2012. Amsterdam, Boston, Heidelberg, London, N. Y., Oxford, Paris, San Diego, San Francisco, Singapore, Sydney, Tokyo: Elsevier, 2012. P. 207–232.
15. Jarvis I., Gale A. S., Jenkyns H. C. et al. Secular variation in Late Cretaceous carbon isotopes: a new $\delta^{13}\text{C}$ carbonate reference curve for the Cenomanian–Campanian (99.6–70.6 Ma) // Geological Magazine. 2006. 143(5). P. 561–608.
16. Stoll H. M., Schrag D. P. High-resolution stable isotope records from the Upper Cretaceous rocks of Italy and Spain: Glacial episodes in a greenhouse planet? // GSA Bull. Feb. 2000. Vol. 112, N 2. P. 308–319.

УДК 550.84.02:550.424.6(476)

ВЛИЯНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ ПОРОД ЗОНЫ АЭРАЦИИ НА ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ГРУНТОВЫХ ВОД ПОДЛЯССКО-БРЕСТСКОГО ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОГО БАСЕЙНА (ТЕРРИТОРИЯ БЕЛАРУСИ)

Л. Н. Рябова

Институт природопользования НАН Беларуси,
ул. Ф. Скорины 10, 220114 Минск, Республика Беларусь; ryabova@ecology.basnet.by

Формирование химического состава грунтовых вод протекает под влиянием многих факторов, основным из которых является свойства пород зоны аэрации. Зона аэрации - самая верхняя зона земной оболочки между дневной поверхностью и зеркалом грунтовых вод. В породах зоны аэрации в порах, трещинах и других пустотах находятся волосные, пленочные и капиллярные воды и только временно в них просачиваются гравитационные воды [1].

Наиболее существенными процессами в системе порода-вода являются: преобразование химического состава просачивающихся вод за счёт обменных реакций между ионами воды и ионами поглощающего комплекса почв и пород; выщелачивание солей, за счёт чего увеличивается минерализация фильтрующихся через них атмосферных вод; с другой стороны - в зоне аэрации, при неглубоком залегании уровня грунтовых вод, происходит формирование новых минералов или замещения уже имеющихся в них минералов другими, формируются глеевые горизонты. Все эти процессы контролируются рельефом, литологическим, биологическим и антропогенным факторами [2]. На территории Республики Беларусь изучению влияния пород зоны аэрации на химический состав грунтовых вод стали придавать особое значение в связи с ширококомасштабными мелиоративными работами, интенсивным развитием промышленности и, как следствие, с загрязнением подземных вод. Однако публикаций, основанных на современных геохимических данных и освещающих различные аспекты состояния пород зоны аэрации на территории республики пока недостаточно.

Цель работы – выявление влияния геохимических параметров пород зоны аэрации Подляско-Брестского гидрогеологического бассейна на основе новых данных комплексных исследований этой территории на формирование химического состава грунтовых вод, определение степени опасности пород зоны аэрации как вторичного источника загрязнения грунтовых вод нефтепродуктами (далее НП), фенолами, СПАВ и тяжёлыми металлами.

Объекты и методы исследования. Подляско-Брестский гидрогеологический бассейн является частью более крупного Мазовецко-Люблинского бассейна подземных вод. В пределах Беларуси ему соответствует белорусская часть Подляско-Брестской впадины. Водоносные горизонты и комплексы четвертичных отложений характеризуются наибольшей пестротой и разнообразием литологического состава, фрагментарностью площадного распространения, выклиниваниями и размывами водовмещающих пород. В водоносных горизонтах четвертичных отложений формируется около 30 % возобновляемых ресурсов пресных подземных вод [3].

В геоморфологическом плане территория Подляско-Брестского гидрогеологического бассейна приурочена в основном к пониженной части в рельефе и характеризуется широким развитием сильно заболоченных аллювиальных, озёрных, озёрно-аллювиальных и водно-ледниковых равнин с разнообразными формами эоловой аккумуляции [4].

В основу работы легли геохимические данные, полученные в разные годы при выполнении заданий БРФФИ-Брест и Госпрограммы освоения месторождений полезных ископаемых и развития минерально-сырьевой базы Беларуси на 2011-2015 гг. и на период до 2020 г. Отбор проб отложений зоны аэрации и грунтовых вод частично осуществлялся автором, по 52 скважинам (194 пробы) осуществлялся сотрудниками филиала «Белорусская гидрогеологическая экспедиция» Государственного предприятия «НПЦ по геологии». Использовалось шнековое бурение, диаметр бурения 135 мм. Химические анализы выполнялись в филиале «Центральная лаборатория» ГП «НПЦ по геологии», имеющей аккредитацию на проведение таких работ.

Результаты и обсуждения. Генетический тип, количественные вариации в отложениях содержания частиц различной размерности и их минерального состава определяют геохимическую специфику пород зоны аэрации Подляско-Брестского гидрогеологического бассейна. Песчаные отложения различного генезиса в районе исследований занимают наиболее обширные пространства. В гранулометрическом

составе этих отложений играют значительную роль фракции 0,5-0,25 мм. В составе минералов этих фракций преобладают кварц и полевые шпаты. Лёгкие части фракции 0,25-0,1; 0,1-0,075 и 0,075-0,01 мм характеризуются довольно бедным минеральным составом: кварц, К-На-полевые шпаты, плагиоклазы, в небольших количествах присутствуют биотит, мусковит, обломки кремния. Тяжёлые части фракций мельче 0,25 мм обычно содержат 22-27 минеральных видов, но наибольшее значение в минеральном составе этих фракций имеют гранаты, роговая обманка и ильменит. Среди глинистых минералов (фракции мельче 0,001 мм) преобладают гидрослюды смешанного состава с преобладанием гидробиотитового компонента. Максимальные количества глинистых минералов характерны для моренных и лёссовидных отложений и минимальное – песчаных.

Песчаные отложения отличаются низким содержанием органического углерода - 0,5-2,4 %, высокой кислотностью, они имеют малое количество обменных оснований и низкую ёмкость поглощения. Супесчаные и суглинистые отложения, характеризуются более высоким содержанием органического углерода - 1,0-3,5%, в гумусовых горизонтах значительно выше содержание обменных оснований и ёмкость поглощения. В этом же генетическом ряду отложений отмечается последовательное уменьшение содержания кремнезёма и увеличение полуторных оксидов, кальция и магния (табл. 1)

Химический состав отложений зоны аэрации Подляско-Брестского гидрогеологического бассейна свидетельствует о неоднородности геохимического поля, что связано как с особенностями литологического состава, так и, в большей мере, со степенью техногенных нагрузок (табл. 2). Содержания водорастворимых соединений колеблются в широких пределах, значения коэффициентов вариации изменяются в пределах от 136 % до 387 %. Медианные концентрации этих соединений ниже почти в 1,5 раза, чем их средние значения, что связано с наличием проб, лежащих в пределах экстремально высоких (для зоны аэрации) содержаний.

Таблица 1 – Среднее содержание макрокомпонентов в генетических типах пород зоны аэрации Подляско-Брестского гидрогеологического бассейна, %

Тип отложений	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃
Дюнно-песчаные	96,10	1,39	0,56	0,22	0,24	0,21	0,25	0,63	-
Флювиогляциальные	91,88	3,33	0,94	0,22	0,41	0,28	0,35	0,82	-
Аллювиальные	87,98	3,36	1,32	0,26	0,55	0,59	0,39	0,92	0,12
Лёссовидные	86,39	5,99	1,56	0,32	0,48	1,79	1,19	1,72	0,31
Моренные	83,50	6,13	2,27	0,59	1,24	0,72	0,87	2,07	0,31

Примечание: - концентрация ниже чувствительности метода.

Микроэлементный состав отложений зоны аэрации отличается более стабильными показателями их концентрации, коэффициенты вариации менее 100 %, за исключением циркония. Медианные содержания микроэлементов в большинстве случаев выше средних значений, что связано с ограниченным количеством проб, концентрации которых имеют экстремально высокие значения.

Профильное распределение химических соединений и микроэлементов в отложениях зоны аэрации во многом определяется их гранулометрическим составом, наличием суглинистых прослоек в песчаных отложениях. В отложениях зоны аэрации в пределах флювиогляциальных равнин, сложенных песками (скв. БРЕ-37, БРЕ-43), содержание водорастворимых соединений и микроэлементов уменьшается

вглубь по профилю. В скважине БЕР-127, где с глубины 3,6 м песчаные отложения сменяются более тяжёлыми по составу, отмечается увеличение содержания нитратов, сульфатов, хлоридов, никеля, кобальта, ванадия, титана, хрома и бора. В этой скважине на глубине 6,5 м установлена концентрация НП 3,15 мг/кг. В скважине КОБ-78 на глубине 0,3–1,6 м почвенно-растительный слой подстилается меловыми отложениями, которые сменяются песчаными. В этом слое отложений (1,6–3,2 м) установлены максимальные концентрации нитратов (12,4 мг/кг), сульфатов (18,5), хлоридов (26,9 мг/кг). На моренной равнине в отложениях зоны аэрации (скв. КОБ-84) максимальное содержание нитратов (8,6 мг/кг), сульфатов (8,2), хлоридов (37,8) и НП (17,27 мг/кг) определено в супесчаных отложениях на глубине 0,2–3,1 м.

Таблица 2 – Статистические показатели определяемых ингредиентов в отложениях зоны аэрации Брестской обл., n = 508

Ингредиент	Среднее	Ошибка среднего (±)	Минимум	Максимум	Медиана	Стандартное отклонение	Коэффициент вариации, %
NO ₃ ⁻	6,9	0,6	не обн.	84,1	4,4	9,3	136
NO ₂ ⁻	0,3	0,1	не обн.	15,0	0,1	1,3	387
SO ₄ ²⁻	23,2	2,3	не обн.	312,7	15,4	35,2	152
Cl ⁻	32,3	4,2	не обн.	858,6	21,5	63,5	197
Ni	12,3	0,3	0,7	30	10	4,9	40
Co	9,9	0,6	0,7	50	7	8,8	89
V	18,4	0,8	2,0	70	10	13,1	71
Mn	171,7	4,9	30,0	500	200	76,6	45
Ti	892,4	30,7	70,0	2 000	1 000	480,7	54
Cr	48,4	1,4	10,0	100	50	21,9	45
Pb	9,4	0,3	3,0	30	10	4,0	42
Zr	81,0	5,7	7,0	500	30	89,9	111
Cu	9,1	0,4	3,0	50	7	6,0	66
Zn	23,5	0,7	1,0	111	22	10,8	46
B	11,3	0,3	3,0	30	10	4,9	43

В нижних водовмещающих слоях зоны аэрации (в водной вытяжке) определялись 17 элементов, содержание НП, СПАВ и фенолов. Ниже чувствительности метода исследований были определены концентрации ванадия, марганца, стронция, бария, скандия, лития, бора. Концентрация хрома во всех исследованных образцах составила <0,02 мг/дм³, молибдена и мышьяка – <0,005, ртути – <0,0005 мг/дм³. Из 69 образцов в 17 % отмечено присутствие СПАВ и фенолов, наличие НП зафиксировано во всех пробах.

Результаты статистической обработки геохимических данных нижних слоёв зоны аэрации показали, что наибольшие средние концентрации тяжёлых металлов в водной вытяжке характерны для отложений аллювиального горизонта (aIV). В этих же отложениях зафиксированы максимальные концентрации в водной вытяжке НП – 0,2690 мг/дм³, концентрации СПАВ и фенолов достигают 0,0280 и 0,006 мг/дм³ соответственно. Это связано с небольшими мощностями зоны аэрации, сложенными лёгкими по гранулометрическому составу отложениями и обладающими благоприятными условиями для миграции техногенных компонентов на глубину.

В целом, полученные геохимические данные свидетельствуют, что в зоне аэрации происходят активные процессы загрязнения за счёт вертикальной миграции. Свидетелями, маркирующими эти процессы, выступают компоненты техногенного происхождения – НП, фенолы, СПАВ и тяжёлые металлы.

Таблица 3 - Содержание определённых ингредиентов в водовмещающих отложениях (водная вытяжка) Подляско-Брестского гидрогеологического бассейна, мг/дм³

Статистический показатель	Влажность, %	Ni	Co	Pb	Cu	Zn	Cd	НП
Водоносный верхнеплейстоценово-голоценовый аллювиальный горизонт (aIV), n = 9								
Среднее значение	14,89	0,0086	0,0028	0,0104	0,0079	0,0261	0,00084	0,1000
Ошибка среднего, (±)	1,86	0,0039	0,0009	0,0014	0,0037	0,0105	0,00014	0,0274
минимум	7,29	0,0020	0,0010	0,0050	0,0022	0,0047	0,00070	0,0440
максимум	21,61	0,0321	0,0090	0,0500	0,0323	0,0924	0,00180	0,2690
медиана	16,33	0,0035	0,0019	0,0092	0,0032	0,0123	0,00070	0,0610
Коэффициент вариации, %	110	41	68	105	40	47	84	61
Водоносный поозёрский озёрно-аллювиальный горизонт (laIIIpz), n = 13								
Среднее значение	19,38	0,0051	0,0019	0,0092	0,0047	0,0105	0,0007	0,0672
Ошибка среднего, (±)	2,19	0,0007	0,0002	0,0007	0,0009	0,0023	0,0000	0,0127
минимум	8,83	0,0020	0,0007	0,0050	0,0021	0,0044	0,0007	0,0000
максимум	32,20	0,0100	0,0029	0,0133	0,0148	0,0363	0,0007	0,1760
медиана	18,01	0,0045	0,0023	0,0092	0,0034	0,0067	0,0007	0,0590
Коэффициент вариации, %	41	49	45	28	71	81	0	68
Водоносный поозёрский аллювиальный горизонт (aIIIpz), n = 2								
Среднее значение	14,18	0,0056	0,0028	0,0065	0,0057	0,0079	0,0007	0,1345
Водоносный сожский надморенный флювиогляциальный горизонт (fIIsz ^s), n = 33								
Среднее значение	16,32	0,0066	0,0030	0,0095	0,0065	0,0243	0,0008	0,0829
Ошибка среднего, (±)	1,14	0,0017	0,0004	0,0035	0,0012	0,0044	0,00009	0,0040
минимум	5,52	0,0020	0,0013	0,0030	0,0022	0,0054	0,0007	0,0510
максимум	39,34	0,0583	0,0148	0,0321	0,0378	0,1526	0,0033	0,1520
медиана	17,28	0,0044	0,0023	0,0053	0,0044	0,0182	0,0007	0,0790
Коэффициент вариации, %	37	205	102	55	139	148	84	33
Водоносный днепровский надморенный флювиогляциальный горизонт (fIIId ^s), n = 13								
Среднее значение	14,21	0,0059	0,0022	0,0096	0,0063	0,0073	0,0007	0,0741
Ошибка среднего, (±)	1,66	0,0003	0,0002	0,0007	0,0007	0,0009	0,0000	0,0045
минимум	7,08	0,0040	0,0014	0,0060	0,0037	0,0042	0,0007	0,0480
максимум	29,43	0,0077	0,0032	0,0156	0,0123	0,0133	0,0007	0,1020
медиана	12,24	0,0054	0,0022	0,0095	0,0058	0,0058	0,0007	0,0750
Коэффициент вариации, %	42	21	26	27	41	47	0	22

Исследуемые грунтовые воды по химическому составу и соотношению ионов классификации относятся, в основном, к гидрокарбонатно-кальциевому типу, где доминируют анион HCO_3^- (в среднем $137,5 \text{ мг/дм}^3$) и катион Ca^{2+} (в среднем $34,4 \text{ мг/дм}^3$). Общая минерализация варьирует в широких пределах и составляет в среднем $415,5 \text{ мг/дм}^3$. Выявлена достоверно значимая корреляционная зависимость между величиной минерализации и содержанием HCO_3^- ($r = +0,64$) (рис. 1) и между HCO_3^- и Ca^{2+} ($r = +0,55$) (рис. 2).

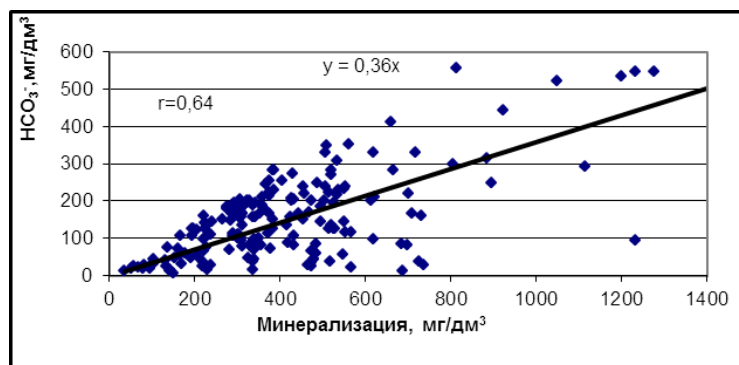


Рисунок 1 – График зависимости минерализации грунтовых вод от содержания гидрокарбонат-иона

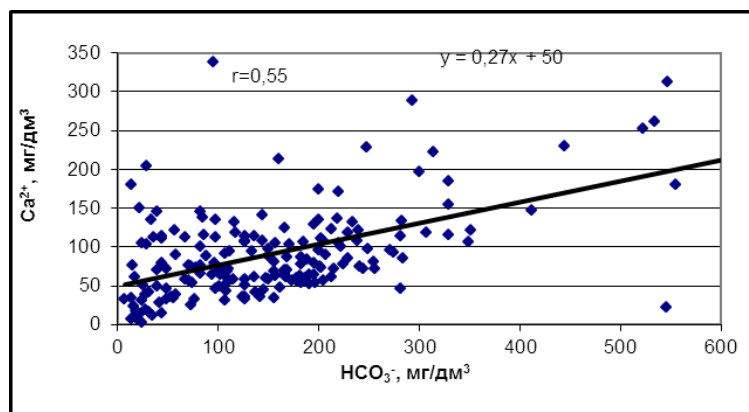


Рисунок 2 – График зависимости между содержанием в грунтовых водах кальция и гидрокарбонат-иона

Это является ещё одним доказательством зональной направленности геохимических процессов в системе порода-вода, направленных на выщелачивание карбонатного материала. Общий гидрохимический фон исследуемой территории осложняется локальными гидрохимическими аномалиями, сформированными за счёт как природных факторов, так и за счёт антропогенного вмешательства.

Гидрокарбонатно-кальциевый характер грунтовых вод по-разному проявляется в зависимости от литогенного фактора, количественным выражением которого являются показатели минерализации и содержания ионов. Полученные данные свидетельствуют, что существуют различия в солевом составе вод, формирующихся в зонах развития различных по литологии отложений и почв. Содержание значительного количества органического вещества и торфа в отложениях обуславливает формирование в грунтовых водах практически бескислородной слабовосстановительной об-

становки, в которой железо в форме Fe^{2+} способно накапливаться в значительных количествах. Широкими колебаниями отличаются также концентраций элементов. На незаболоченных, суходольных участках формируются грунтовые воды с высоким содержанием кислорода (до 10–12 мг/дм³), относительно низким содержанием свободной углекислоты (до 20–30 мг/дм³), повышенными величинами окислительно-восстановительного потенциала Eh (от +300 до +360 мВ) и относительно низким содержанием железа (от «не обн.» до 0,5–0,6 мг/дм³) [5].

В зависимости от пород зоны аэрации в ряду: песчаные – супесчаные и суглинистые отложения – торф последовательно увеличиваются средние значения минерализации грунтовых вод и составляют соответственно 304,5 мг/дм³, 451,8 и 585,5 мг/дм³. В грунтовых водах, залегающих в песчаных отложениях, отмечаются самые низкие минимальные показатели минерализации – 61,2 мг/дм³.

Выводы. Ведущие геохимические процессы в системе порода-вода направлены на выщелачивание карбонатного материала. Химический состав грунтовых вод преимущественно гидрокарбонатный кальциевый и магниевый-кальциевый и определяется в основном свойствами пород зоны аэрации. На миграцию компонентов в системе «порода-вода» оказывает влияние как физико-химическое состояние, элементный состав твёрдой фазы и раствора, так и неоднородность в проницаемости пород для растворителя. Общий гидрохимический фон исследуемой территории осложняется локальными гидрохимическими аномалиями, сформированными за счёт как природных факторов, так и за счёт антропогенного вмешательства.

В зоне аэрации происходят активные процессы загрязнения за счёт вертикальной миграции компонентов техногенного происхождения, что ведет к формированию вторичного источника загрязнения грунтовых вод НП, фенолами, СПАВ и тяжёлыми металлами.

Наиболее широко распространены гидрогеохимические поля грунтовых вод с минерализацией от 0,3 до 0,5 мг/дм³, при этом выделяются области распространения вод с различной минерализацией. Их расположение хорошо согласуется с характером отложений пород зоны аэрации. Грунтовые воды с минерализацией менее 0,3 г/л в основном приурочены к областям широкого развития аллювиальных и водно-ледниковых отложений, представленных главным образом песками. На этом фоне выделяются площади распространения грунтовых вод с минерализацией менее 0,3 мг/дм³, связанных с высокоподнятыми участками водно-ледниковых равнин и вторых надпойменных террас, сложенных хорошо промытыми песками. В районах с распространением обширных болотных массивов минерализация грунтовых вод достигает более 0,6 мг/дм³.

Библиографические ссылки

1. Пашкин Е. М., Каган А. А., Кривоногова Н. Ф. Словарь по гидрогеологии и инженерной геологии. М.: Изд-во КДУ, 2011. 952 с.
2. Никаноров А. Н., Посохов Е. В. Гидрохимия. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 232 с.
3. Кудельский А. В., Пашкевич В. И., Капора М. С. Гидрогеология // Геология Беларуси. Минск: Ин-т геол. наук НАН Беларуси, 2001. С. 635-653.
4. Гречаник Н. Ф., Матвеев А. В., Богдасаров М. А. Рельеф территории Подляско-Брестской впадины. Брест: БрГУ им. А. С. Пушкина, 2013. 154 с.
5. Волчек А. А., Шпендик Н. Н., Рябова Л. Н. Актуальные проблемы природопользования Брестской области. Минск: Беларус. навука, 2010. 265 с.

**ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ДИНАМИКА МАКРО-
И МИКРОКОМПОНЕНТОВ В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ
НА ТЕРРИТОРИИ ВЛИЯНИЯ
ГОМЕЛЬСКОГО ХИМИЧЕСКОГО ЗАВОДА**

О. В. Шершнёв¹, А. И. Павловский¹, А. Н. Галкин²

¹Гомельский государственный университет им. Ф. Скорины,
ул. Советская 104, 246019 Гомель, Республика Беларусь; airpavlovsky@mail.ru

²Витебский государственный университет им. П. М. Машерова,
пр. Московский 33, 210038 Витебск, Республика Беларусь; galkin-alexandr@yandex.ru

Объектами воздействия на подземные воды на территории промышленного объекта ОАО «Гомельский химический завод» (ГХЗ) являются промышленная площадка, отвалы фосфогипса, системы канав и озёрно-болотный комплекс, принимающие сточные воды с отвалов.

В пределах промышленного объекта наиболее уязвимыми при поступлении загрязнения в глубину оказываются подземные воды трёх водоносных горизонтов, получивших распространение в четвертичных и палеогеновых отложениях. Это обусловлено геолого-гидрогеологическими, литологическими и гидродинамическими особенностями водопроницаемых и водоупорных отложений.

К отложениям четвертичной системы относятся грунтовый и березинско-днепровский (подморенный) водоносные горизонты, сложенные разномерными песками, глубина залегания которых составляет 0,5–15 м. Палеогеновый водоносный горизонт залегает на глубинах 30–35 м и представлен песками разномерными, преимущественно мелкозернистыми.

Водоносные горизонты отделены друг от друга регионально выдержанными водоупорными отложениями. Грунтовый водоносный горизонт подстилается моренными супесчано-суглинистыми породами. Второй водоупор, разделяющий подморенный и палеогеновый водоносные горизонты, сложен алевритами, глинами и суглинками.

Коэффициенты фильтрации водоупорных отложений невелики и составляют 0,01–0,001 м/сут в моренных супесчано-суглинистых породах, возрастая до 0,0002–0,0006 м/сут в алевритах, что является благоприятным фактором для обеспечения защищённости напорных вод. Однако мощность слабопроницаемых моренных отложений относительно небольшая и составляет 5–16 м, причём максимальные величины характерны для производственной площадки, а минимальные – для территории размещения отвалов фосфогипса. Мощность алевритов в основном составляет 3,0–4,0 м, увеличиваясь до 11 м к центральной части размещения отвалов. Гидродинамическая ситуация является также малоблагоприятной, поскольку практически на всей территории уровни нижележащих водоносных горизонтов устанавливаются ниже уровней вышележащих горизонтов. Это создает гидродинамические условия для перетекания вниз по профилю загрязнённых вод из вышележащих водоносных горизонтов. При этом на отдельных участках отмечаются опесчаненные (гидрогеологические) окна, через которые миграция загрязнения происходит наиболее быстро.

Многолетними исследованиями установлено, что наибольшее загрязнение подземных вод обнаруживается в пределах площадей размещения отвалов фосфогипса.

Преимущественно загрязнению подвержены грунтовые воды. Основными загрязняющими компонентами являются соединения N, S и P.

Цель исследования – оценка пространственно-временной динамики макро- и микрокомпонентов в подземных водах на территории влияния ГХЗ.

Объектом исследования являются подземные воды четвертичного, подморенного нижне-среднеплейстоценового и палеогенового водоносных горизонтов. Источником фактического материала явились данные полевых гидрогеологических наблюдений за химическим составом подземных вод соответствующих горизонтов, полученные на основе опробования скважин локального мониторинга ГХЗ за период 2012–2018 гг.

В качестве индикаторов загрязнения подземных вод проанализированы химические элементы и соединения по их кратности превышения ПДК для вод хозяйственно-питьевого назначения, включающие: SO_4^{2-} , PO_4^{3-} , NH_4^+ , Cl^- , NO_3^- Cu, Zn, $\text{Cr}_{\text{общ}}$, Pb, Cd [1, 3].

Анализ распределения химических элементов и соединений в подземных водах проведен по кустам скважин локального мониторинга, расположенных в соответствии с требованиями п. 7.9 ТКП 17.06–01–2007 [2]: локализуемых в пределах зон с разной степенью техногенного влияния:

– в пределах источника загрязнения – зона отвалов (куст А) и зона ближней периферии, прилегающая к отвалам фосфогипса (куст Б);

– ниже по потоку подземных вод на расстоянии не далее границы санитарно-защитной зоны (СЗЗ) (1 000 м) по основным направлениям потока подземных вод – северо-западном (куст В) и юго-западном (куст Г);

– вне зоны влияния источника загрязнения на расстоянии одной ширины санитарно-защитной зоны (в юго-восточном направлении), вверх по потоку подземных вод от источника воздействия (куст Д).

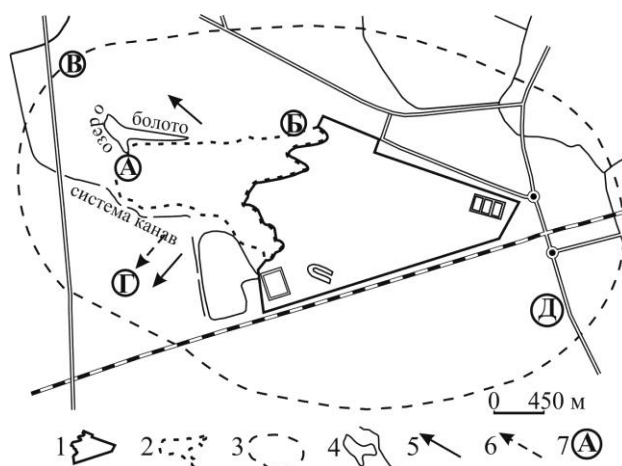


Рисунок – Схема расположения кустов скважин на территории исследования
1 – промышленная площадка ГХЗ; 2 – контуры отвалов фосфогипса; 3 – граница санитарно-защитной зоны; 4 – водные объекты; 5 – направление потока грунтового и подморенного водоносного горизонта; 6 – направление потока палеогенового водоносного горизонта; 7 – кусты скважин

В грунтовом водоносном горизонте в зоне отвалов (куст А) среди макрокомпонентов самые значительные концентрации по отношению к ПДК принадлежат PO_4^{3-} . Весьма значительные концентрации, превышающие ПДК в десятки раз характерны для SO_4^{2-} и NH_4^+ , которые вместе с PO_4^{3-} формируют устойчивую во времени высо-

кую степень загрязнения водоносного горизонта. Последние при этом становятся лидирующими в зоне ближней периферии (куст Б), но их концентрации существенно снижаются, едва превышая ПДК. Концентрация NH_4^+ здесь резко сокращается, составляя доли ПДК. Влияние Cl^- и NO_3^- на формирование загрязнения грунтовых вод зоны отвалов и ближней периферии можно констатировать как несущественное.

Куст А (ПДК): PO_4^{3-} (1 672) > SO_4^{2-} (5,6) > NH_4^+ (5,3) > Cl^- , NO_3^- (0,05).

Куст Б (ПДК): NH_4^+ (1,6) > SO_4^{2-} (1,4) > Cl^- (0,05) > PO_4^{3-} (0,03) > NO_3^- (0,006).

В грунтовых водах дальней периферии (куст В, Г, Д) в многолетнем разрезе абсолютные величины анализируемых макрокомпонентов существенно ниже ПДК, указывая на то, что данные компоненты не играют роли в формировании их загрязнения.

Куст В, Г, Д (ПДК): NH_4^+ (0,8) > SO_4^{2-} (0,1) > Cl^- (0,06) > PO_4^{3-} (0,008) > NO_3^- (0,002).

Периодически в грунтовых водах юго-западного направления (куст Г) наблюдаются повышенные концентрации азота аммонийного. Возможной причиной их повышения может являться как поступление загрязнения по потоку грунтовых вод, так и воздушный перенос загрязняющих веществ и их инфильтрация с талыми и дождевыми водами.

Значительные концентрации анализируемых микроэлементов, превышающие ПДК, тяготеют к центральной части отвалов фосфогипса (куст А). По кратности превышения ПДК они образуют ряд:

Cd (50) > Cu (4,8) > Cr (2,4) > Pb (0,2) > Zn (0,02).

В зоне ближней периферии (куст Б) и на границе СЗЗ (куст В, Г и Д) их содержание в грунтовых водах резко сокращается и практически сравнивается для всех трех направлений, образуя ряд:

Cd (0,5) > Pb (0,2) > Cu , Cr (0,04) > Zn (0,004),

что в целом аналогично среднему распределению этих элементов в грунтовых водах страны.

В нижне-среднеплейстоценовом (подморенном) напорном водоносном горизонте в рядах приоритетности для зоны отвалов (куст А) и их ближней периферии (куст Б) лидирующим является ион SO_4^{2-} , концентрации которого превышают ПДК в 3–6 раз и обуславливают высокую степень загрязнения водоносного горизонта. Анализируемые компоненты в водах дальней периферии характеризуются несущественными концентрациями и варьируют от десятых до сотых долей ПДК.

Куст А (ПДК): SO_4^{2-} (6,6) > NH_4^+ (0,6) > PO_4^{3-} (0,08) > Cl^- (0,06) > NO_3^- (0,02).

Куст Б (ПДК): SO_4^{2-} (3,1) > NH_4^+ (0,65) > Cl^- (0,2) > PO_4^{3-} (0,01) > NO_3^- (0,002).

Куст В, Г, Д (ПДК): SO_4^{2-} , NH_4^+ (0,2) > Cl^- (0,1) > PO_4^{3-} (0,06) > NO_3^- (0,004).

В подморенном и палеогеновом водоносных горизонтах для всех кустов скважин концентрации микроэлементов никогда не превышают ПДК и близки между собой, что позволяет объединить их в единый ряд распределения для обоих водоносных горизонтов: Cd (0,5) > Pb (0,2) > Cr (0,04) > Zn (0,004) > Cu (0,001)

В палеогеновом напорном водоносном горизонте по отношению к ПДК в ряду приоритетности лидирующими является ионы SO_4^{2-} и NH_4^+ . В тоже время концентрации рассматриваемых элементов для всех кустов скважин не превышают ПДК, составляя десятые и даже тысячные доли.

Куст А (ПДК): NH_4^+ (0,25) > PO_4^{3-} (0,04) > SO_4^{2-} (0,03) > Cl^- , NO_3^- (0,007).

Куст Б (ПДК): SO_4^{2-} (0,6) > NH_4^+ (0,3) > Cl^- (0,04) > PO_4^{3-} , NO_3^- (0,01).

Куст В, Г, Д (ПДК): SO_4^{2-} , NH_4^+ (0,2) > Cl^- (0,08) > PO_4^{3-} (0,07) > NO_3^- (0,004).

Таким образом, результаты исследования позволили установить пространственное распределение макро- и микрокомпонентов, оказывающих влияние на формирование загрязнения подземных вод и выявить наличие участков с различной степенью загрязнения. Площади максимального загрязнения подземных вод прослеживаются в контурах размещения отвалов фосфогипса. При продвижении потоков подземных вод к дальней периферии в границах санитарно-защитной зоны ГХЗ происходит сокращение концентраций загрязняющих веществ.

Наиболее высокие концентрации принадлежат SO_4^{2-} , PO_4^{3-} , NH_4^+ , Cd, Cu и $\text{Cr}_{\text{общ}}$ и преимущественно наблюдаются в грунтовых водах зоны отвалов фосфогипса. Сульфатное загрязнение также прослеживается и в нижне-среднеплейстоценовом водоносном горизонте, как зоны отвалов, так и ближней периферии. В палеогеновом водоносном горизонте для всей исследуемой территории в границах СЗЗ за исследуемый период времени концентрации рассматриваемых элементов не превышали ПДК.

Такая обстановка в распределении в подземных водах анализируемых макро- и микроэлементов по-видимому может определяться несколькими факторами. Снижение концентрации анализируемых химических элементов в нижне-среднеплейстоценовом водоносном горизонте возможно ограничивается поглощающей способностью днепровских моренных супесей и суглинков, которая проявляется дифференцированно (активно поглощается PO_4^{3-} , в меньшей степени SO_4^{2-} и NH_4^+). Существенным барьером на пути миграции химических элементов в палеогеновый водоносный горизонт в зоне отвала фосфогипса являются алевриты верхней части палеогеновой толщи, для которых характерна очень слабая проницаемость и вероятно высокая сорбционная способность. Миграция химических элементов по основным направлениям потока подземных вод может быть ограничена для ряда из них в зависимости от существующих типов геохимических условий, например, когда наряду с кислородной встречается глеевая и сероводородная обстановка. В тоже время незначительные мощности слабопроницаемых отложений, временами невыдержанность их по площади распространения, гидродинамические особенности взаимосвязи водоносных горизонтов, являются неблагоприятными факторами для обеспечения защищенности напорных подземных вод. Все это создает условия с трудно прогнозируемыми процессами миграции химических элементов.

Библиографические ссылки

1. Инструкция о порядке проведения локального мониторинга окружающей среды юридическим лицами, осуществляющими эксплуатацию источников вредного воздействия на окружающую среду. Нац. реестр правовых актов Республики Беларусь, 2007. № 148, 8/16640. С. 121–136.
2. Охрана окружающей среды и природопользование. Гидросфера. Правила размещения пунктов наблюдений за состоянием подземных вод для проведения локального мониторинга окружающей среды: ТКП 17.06–01–2007. Минск: Минприроды, 2007. 12 с.
3. СанПин 10–124 РБ 99 Питьевая вода. Гигиенические требования к качеству воды централизованных систем питьевого водоснабжения. Контроль качества. Минск, 2000.

ГЕОХИМИЯ ТЕХНОГЕНЕЗА В УРБОЛАНДШАФТАХ БЕЛАРУСИ (НА ПРИМЕРЕ г. ГОМЕЛЬ)

А. А. Карпиченко, Н. К. Чертко

Белорусский государственный университет, факультет географии и геоинформатики,
пр. Независимости 4, 220030 Минск, Республика Беларусь; karpri@bsu.by

Проблемы среды обитания живых организмов в современных условиях связаны как с изменяющимися природными условиями и катастрофами, так и с активной геохимией техногенеза. Особенно это выражено в урболандшафтах и местах добычи полезных ископаемых. Глобальную экологическую ситуацию с позиций методологии научного познания можно представить в виде блоков: расширение техносферы, сокращение биологического разнообразия видов, истощение природных ресурсов, изменение природных процессов, загрязнение среды обитания.

С ростом населения техносфера становится более распространённой и устойчивой. Природные ресурсы используются с низкой эффективностью из-за потерь в экологической цепи от добычи до пользователя. Это приводит к гигантским масштабам выбросов веществ и энергии. Всё это влияет на изменение в природных процессах: повышение радиационного баланса Земли, формирование парникового эффекта, повышение средней температуры Земли, изменение динамики глобальных ветров, изменение распределения влаги, деградация озоносферы, ограничение адаптации животных и растений приводит к их деградации и исчезновению, расширению деградации почв, уменьшению запасов грунтовых вод и загрязнению поверхностных вод при техногенных и природных катастрофах. Всё это приводит к необходимости формировать новую техногенную политику – полное использование вторичного сырья, отходы одного производства могут быть сырьем для другого производства. Такая геохимия техногенеза должна стать приоритетной в проводимых исследованиях [1].

Геохимия урболандшафтов складывается из серии исследований, направленных на установление степени загрязнения почв, вод, растительности и атмосферы и выявление биогеохимических эндемий [2]. К сожалению, такой комплексный подход в республике отсутствует, покомпонентные исследования проводятся разными по специализации организациями и в разные годы. Полученный своденный материал порой утрачивает ценность для выявления кругооборота техногенных элементов в урболандшафтах. Предлагаемый нами материал по содержанию техногенных элементов в почвах представляет одно их звеньев в таких исследованиях. Рассмотрим закономерности распределения некоторых элементов в пределах почв крупного промышленного г. Гомеля. Для него характерен пёстрый букет промышленных предприятий, что позволяет установить в сравнении степень их влияния на экологию города.

Согласно физико-географическому районированию, бóльшая часть пригородной зоны и сам г. Гомель относятся к северо-восточной части физико-географического района Гомельское Полесье. Доминируют аллювиальные террасированные виды ландшафтов. Рельеф города в целом равнинный. Он представлен пологоволнистой водно-ледниковой равниной и надпойменной террасой Сожа в правобережной части и низменной аллювиальной равниной и левобережной части. Рельеф

города в целом равнинный. Он представлен пологоволнистой водно-ледниковой равниной и надпойменной террасой Сожа в правобережной части и низменной аллювиальной равниной и левобережной части. Талые воды сожского времени отложили материал, сформировавший обширную песчаную равнину. На юго-западной окраине г. Гомеля расположено Осовцовское месторождение песков.

Годовая сумма осадков составляет в среднем 626 мм. Около 70 % осадков выпадает в тёплый период с апреля по октябрь. Среднее количество дней с осадками 200, со снежным покровом – 85. Формируется промывной водный режим, который способствует радиальной миграции химических элементов. По гранулометрическому составу преобладают песчаные (59 %) и супесчаные (32 %) полугидроморфные почвы.

Гомель находится в зоне заражения (^{137}Cs) от 1 до 5 ku/km^2 (зона проживания с периодическим радиационным контролем). Основными загрязняющими веществами являются формальдегид, фтористый водород, фенол, аммиак, оксид углерода. Главными источниками загрязнения являются автотранспорт, лесная промышленность, производство минеральных удобрений (Гомельский химзавод), теплоэнергетика (ТЭЦ-2, Центральная котельная и др.). Наблюдается рост среднего за год содержания оксида углерода, что объясняется повышением интенсивности автомобильного движения. Загрязнение вод р. Сож у Гомеля характеризуется как умеренное (ИЗВ = 0,6–0,7).

Экономический потенциал города составляют 103 промышленных предприятия различного профиля, 69 строительных организаций, 23 предприятия транспорта и связи, 110 специализированных предприятий бытового обслуживания населения. Каждое из них вносит определённый вклад в загрязнение города.

Для экологической оценки города (геохимии техногенеза) по содержанию химических элементов в почвах нами отбирались образцы почв равномерно по городу с учётом функциональных зон и размещения промышленных предприятий, транспортной загрузки (июль 2018 г.). Определяемые элементы входили в разные группы по токсичности и наличию их в отходах производства.

По результатам эмиссионно-спектрального анализа проб почв было установлено валовое содержание Cu, Pb, Mn, Ni, Sn, Cr, Ti в воздушно-сухой почве, представленное в табл. Геохимическая оценка загрязнения производилась путем сравнения валового содержания исследуемых элементов их с фоновым содержанием в почвах Беларуси и с установленными санитарно-гигиеническими нормативами (ОДК/ПДК) [3–5]. При этом для Ti и Sn нет утверждённой ПДК/ОДК, а для Sn отсутствуют данные по фону для Беларуси.

Содержание исследуемых элементов отличается очень высоким размахом варьирования, разница между максимальным и минимальным содержанием исследуемых химических элементов колеблется от 13,9 раз для Ti до 193,8 для Sn. Коэффициенты вариации (V) свидетельствуют об аномальном варьировании для практически всех исследуемых элементов, за исключением титана, для которого отмечено высокое варьирование (V = 59,96 %). Аномальное варьирование, вместе с отмечаемым для Cu, Pb, Ni, Sn и Cr весьма существенным отклонением от нормального распределения, указывает на явный техногенный генезис геохимического накопления данных элементов, формирующий локальные геохимические аномалии [6, 7] и трансформирующий существующую геохимическую структуру ландшафтов [8]. Аномалии обусловлены относительно небольшим числом проб, без которых распределение заметно ближе к нормальному.

Таблица – Основные статистические показатели валового содержания тяжёлых металлов в почвах г. Гомель

Показатель	Химические элементы, мг/кг воздушно-сухой почвы						
	Cu	Pb	Mn	Ni	Sn	Ti	Cr
Минимум	1,7	2,6	58	0,4	0,16	203	8,2
Максимум	164,9	81,9	2 372	26,8	30,91	2 812	788,1
Среднее	12,7	11,3	269	3,5	1,5	988	37,8
Медиана	6,0	7,6	225	2,3	0,9	921	21,4
Коэффициент вариации, %	194,9	116,1	111,1	123,1	246,9	60,0	257,2
Фон	13	12	247	20	–	1562	36
ПДК	33	32	1 000	20	–	–	100
Стандартная ошибка среднего арифметического	2,94	1,56	35,4	0,50	0,45	70,3	11,52
Экссесс	25,14	19,74	35,80	20,07	55,19	0,63	53,24
Асимметричность	4,81	4,17	5,35	4,26	7,14	1,02	7,08

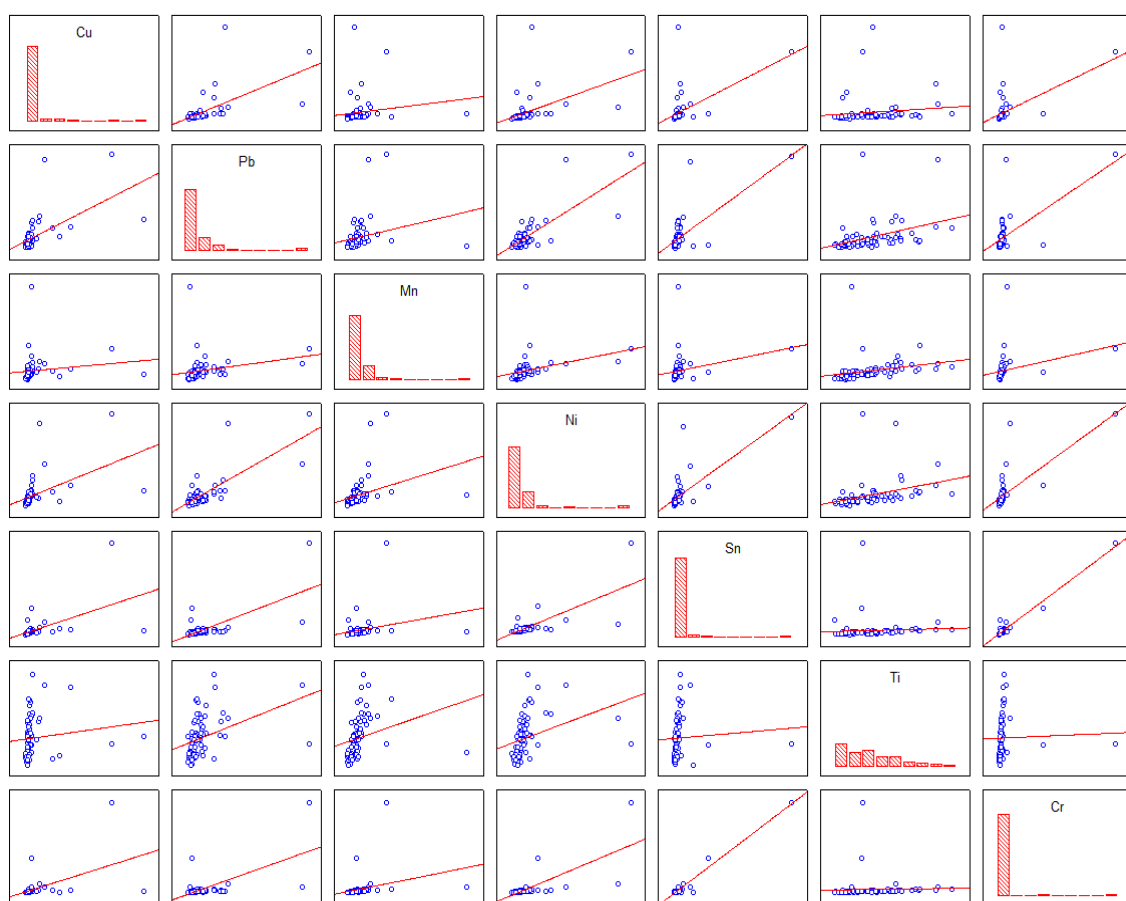


Рисунок 1 – Матрица связей между Cu, Pb, Mn, Ni, Sn, Cr, Ti в почвах г. Гомель

Наглядно форму распределения и возможность корреляционных связей между содержаниями элементов в почве можно быстро оценить по рис. 1, из которого видно наличие в выборках единичных значений, сильно отличающихся от остальной совокупности. В большинстве случаев эти значения определены высоким техноген-

ным загрязнением почвы. При такой форме распределения проводить линейный корреляционный анализ нецелесообразно.

Среднее содержание Cu в верхнем горизонте почв г. Гомель (12,7 мг/кг) очень близко к фоновому для почв республики (13 мг/кг), для 7 % образцов отмечено превышение ПДК (до 5 раз). Превышения ПДК и фона имеют явный техногенный характер, максимумы накопления приурочены к промышленным территориям в западной и северной частях города. Распределение Pb обнаруживает некоторое сходство с Cu, среднее содержание по городу (11,3 мг/кг) также близко к среднереспубликанскому (12 мг/кг), но медианное значение заметно ниже (7,6 мг/кг). Превышение фона отмечено для 22,5 % проб, при этом превышение величины ПДК установлено лишь в двух случаях (до 2,6 раз) – у завода «Центролит» и недалеко ОАО «Ратон». Mn достаточно неравномерно распределён в почвах г. Гомель, превышение фонового содержания для Беларуси наблюдается у 42 % проб, однако полуторакратное превышение, которое можно отнести на влияние техногенеза, наблюдается только для 14 % образцов. Отмечено одиночное превышение ПДК в западной части города. Содержание Ni в почвах Гомеля довольно низкое (в среднем 3,5 мг/кг, медиана – 2,3 мг/кг). Из общего ряда сильно выбиваются две пробы, отобранные вблизи заводов «Центролит» и «Гомсельмаш», для которых отмечено превышение ПДК для песчаных и супесчаных почв [5], преобладающих в пределах города. Производить оценку накопления Sn несколько затруднительно (из-за отсутствия данных по фону и ПДК) однако изучение характера распределения элемента в выборочном ряду может показать потенциально загрязнённые почвы. Так, среднее содержание Sn в исследованных образцах составило 1,5 мг/кг (медианное – 0,9 мг/кг), при этом в 94 % случаев в пробах было меньше 2 мг/кг Sn, поэтому образцы с содержанием более 3 мг/кг (двукратное превышение среднегородского уровня) можно считать загрязнёнными, при этом максимальные значения – 30,9 и 9,18 мг/кг были в пробах, отобранных у Гомельского литейного завода «Центролит». Характер накопления Ti в городских почвах заметно отличается от остальных исследуемых элементов, что проявилось в существенно более низком коэффициенте вариации, форма распределения элемента в выборке заметно ближе к нормальному, что может выступать в качестве косвенного свидетельства об относительно слабом влиянии техногенеза на накопление Ti в почвах г. Гомель. Для Cr отвечены два случая превышения ПДК (до 8 раз), выявленные недалеко от литейного завода «Центролит» (там же отмечалось превышение этого нормативного показателя для Cu, Pb и Ni). Зона накопления Cr отмечена в западной, промышленной части города, на большей части Гомеля концентрация Cr находится в пределах от 20 до 50 мг/кг.

Для интегральной оценки суммарного загрязнения почв тяжёлыми металлами рассчитывался индекс суммарного загрязнения [6], рассчитывающийся только для тех территорий, где наблюдается более чем полуторакратное превышение фонового содержания хотя бы для одного элемента, при этом его величине до 16 уровень загрязнения почв считается допустимым, от 16 до 32 – умеренно опасным, от 32 до 128 – опасным, более 128 – чрезвычайно опасным. Распределение значений данного индекса по городу показано на рис. 2.

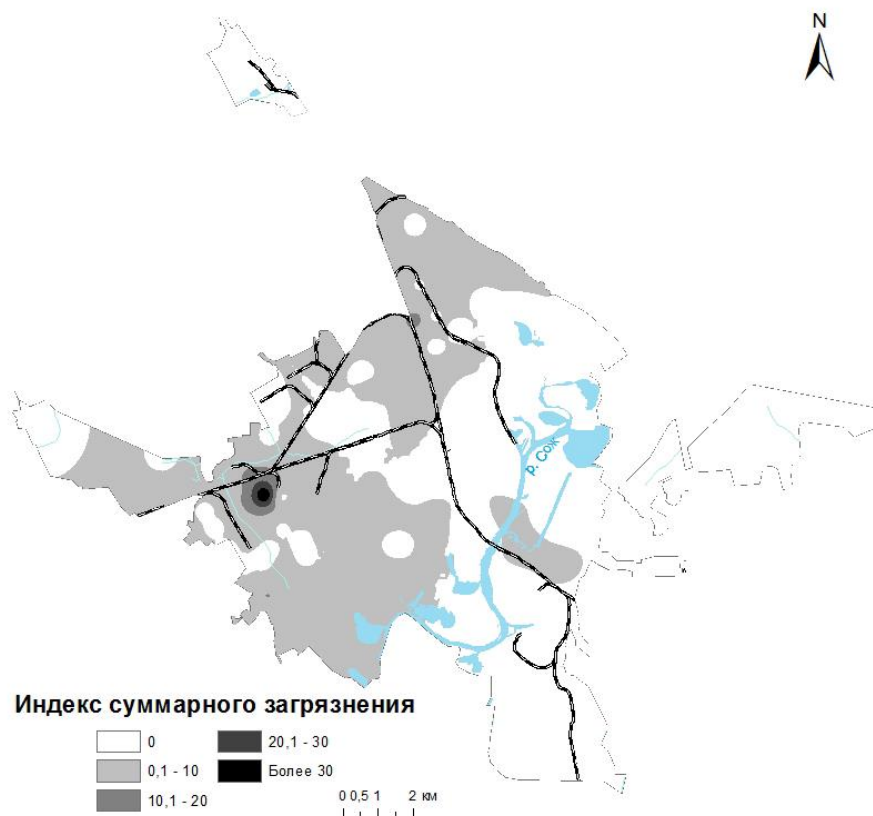


Рисунок 2 – Индекс суммарного загрязнения в почвах г. Гомель

Опасное суммарное загрязнение почв отмечено для территории около завода «Центролит», допустимое наблюдается преимущественно в западной и северной частях города в районе промышленной застройки и зонам её влияния, частично – в центральной. На территории многоэтажной застройки за пределами исторического центра (в восточной и южной частях г. Гомель) содержание исследуемых элементов ниже республиканского фона, что может быть связано с генезисом и лёгким гранулометрическим составом преобладающих почвообразующих пород.

В целом характер накопления исследуемых элементов в почвах г. Гомель заметно отличается от накопления в почвах других городов Беларуси, несколько иная картина накопления сформировалась в гг. Пинске [9], Молодечно [10], Жодино [11] и Минске [12]. Это обстоятельство, в первую очередь, обусловлено отличиями в специализации промышленности, кроме того, имеет значение история формирования города и локальные геохимические особенности почвообразовательных пород.

Библиографические ссылки

1. *Чертко Н. К.* Геохимическая оптимизация ландшафтов. Монография. Минск: Четыре четверти, 2018. 168 с.
2. *Чертко Н. К., Карпиченко А. А.* Теория, методика и практика геохимических исследований урбандшафтов // Вестн. БГУ. Сер. 2, Химия. Биология. География. 2016. № 3. С. 129–132.
3. *Петухова Н. Н.* Геохимия почв Белорусской ССР. Минск: Наука и техника, 1987. 231 с.
4. *Петухова Н. Н., Кузнецов В. А.* К кларкам микроэлементов в почвенном покрове Беларуси // Докл. АН Беларуси. 1992. Т. 26, № 5. С. 461–465.

5. Перечень предельно допустимых концентраций (ПДК) и ориентировочно допустимых концентраций (ОДК) химических веществ в почве. Гигиенические нормативы 2.1.7.12-1-2004. Минск, 2004.

6. Хомич В. С., Какарека С. В., Кухарчик Т. И. Экогеохимия городских ландшафтов Беларуси. Минск: Минсктиппроект, 2004. 260 с.

7. Добровольский В. В. Ландшафтно-геохимические критерии оценки загрязнения почвенного покрова тяжёлыми металлами // Почвоведение. 1999. № 5. С. 639–645.

8. Карпиченко А. А. Геохимическая структура основных родов ландшафтов Беларуси // Вестн. БГУ. Сер. 2, Химия. Биология. География. 2010. № 2. С. 83–86.

9. Марцинкевич Г. И., Счастливая И. И., Чертко Н. К. и др. Урболандшафты г. Пинска: классификация, эколого-геохимическая оценка, способы оптимизации // Вестн. БГУ. Сер. 2, Химия. Биология. География. 2015. № 3. С. 70–75.

10. Карпиченко А. А., Чертко Н. К., Семенюк А. С. Геохимическая оценка почв и растительности г. Молодечно // Журн. Белорус. гос. ун-та. География. Геология. 2018. № 1. С. 21–29.

11. Карпиченко А. А., Чертко Н. К. Особенности накопления титана, марганца и хрома в поверхностных горизонтах почв г. Жодино (Беларусь) // Геохимия ландшафтов (к 100-летию А. И. Перельмана): Докл. Всеросс. науч. конф., Москва, 18–20 окт. 2016 г. М.: Геогр. факультет МГУ, 2016. С. 247–250.

12. Лукашёв В. К., Окунь Л. В. Загрязнение тяжёлыми металлами окружающей среды г. Минска. Минск: Ин-т геал. наук АН Беларуси, 1996. 80 с.

УДК 574:550.47

ПРОБЛЕМЫ ОБРАЩЕНИЯ С ТЕХНОГЕННО ЗАГРЯЗНЁННЫМИ ГОРОДСКИМИ ПОЧВАМИ

В. С. Хомич¹, С. В. Савченко¹, В. А. Рыжиков¹, Е. М. Глушень²,
Ю. А. Романкевич¹, Р. М. Зайнь Эль-Динь¹

¹Институт природопользования НАН Беларуси,
ул. Ф. Скорины 10, 220114 Минск, Республика Беларусь; svscience@rambler.ru

²Институт микробиологии НАН Беларуси,
ул. Купревича 2, 220141 Минск, Республика Беларусь

В последние годы проблемы экологически безопасного использования техногенно загрязнённых городских земель приобретают всё большее значение во многих развитых странах, в том числе и в Беларуси. Это связано, с одной стороны, с накоплением данных об ухудшении состояния почв в городах, их загрязнении и деградации, с другой – необходимостью градостроительного освоения загрязнённых территорий. Последнее наиболее часто возникает при размещении объектов нового строительства. При этом проблема, например, при строительстве жилых зданий, возникает как при их размещении в пределах жилых, так и общественных, и промышленных зон. В г. Минске в любой из этих зон доля загрязнённых территорий превышает 50 % [9].

Уровни загрязнения почв в городах. Состояние городских почв ежегодно оценивается по результатам мониторинга земель, проводимого в рамках Национальной системы мониторинга окружающей среды в Республике Беларусь (НСМОС). По данным мониторинга, среднее за 2000–2016 гг. содержание Cd в почвах городов Беларуси составило 0,39 мг/кг (в 1,1 раза выше фона или 0,7 ОДК), Zn – 37,3 (1,9 или

0,7 ОДК), Pb – 12,7 (1,5 или 0,4 ПДК), Cu – 7,8 (1,6 или 0,2 ОДК), Ni – 5,5 (1,1 или 0,3 ОДК), Cr – 5,4 (1,3 или 0,1 ПДК), Mn – 181 (0,9 или 0,1 ПДК), нефтепродуктов (далее НП) – 69,0 мг/кг (в 2,0 раза выше фона или 0,7 ПДК).

Среднее содержание всех рассматриваемых загрязняющих веществ ниже гигиенических нормативов, однако величины некоторых из них (Cd, Zn и НП) близки к предельно допустимым (0,7 ПДК (ОДК)).

В то же время уровни загрязнения почв городов характеризуются высокой контрастностью, о чём свидетельствуют максимальные выявленные концентрации загрязняющих веществ в городах Беларуси за рассматриваемый период по данным НСМОС: для Cd – в 6,1 раза выше фона или 4,5 ОДК, Zn – 75,1 или 26,7 ОДК, Pb – 32,0 или 8,2 ПДК, Cu – 21,4 или 3,2 ПДК, Ni – 10,4 или 2,5 ОДК, НП – в 407 раз выше фона или 140,4 ПДК.

В почвах г. Минска среднее содержание загрязняющих веществ несколько выше, чем в среднем для городов Беларуси: Cd – 0,19 мг/кг, Zn – 57,1, Pb – 20,4, Cu – 17,1, Ni – 6,3, НП – 133,7 мг/кг. При этом средние концентрации Zn и НП в почвах Минска выше гигиенических нормативов в 1,1 и 1,3 раза соответственно. Следует отметить, что загрязнение почв НП выше допустимого уровня фиксируется более чем в половине проб, отобранных на территории Минска (55,6 %). Превышение допустимых концентраций Zn отмечается в 38,1 % проб, Pb – в 19,8 %.

Пространственная структура загрязнения почв на территории городов характеризуется значительной неоднородностью. Согласно [9], наиболее часто превышаются нормативы по Cd – в 32–34 % случаев в почвах жилой и ландшафтно-рекреационной зон, в 48 – общественной, в 54 % – производственной зоны. Достаточно высок удельный вес проб с превышением ОДК по Zn, при этом в 33 % случаев превышаются нормативы в почвах жилой зоны, 23 % – общественной и производственной. Наибольшая доля проб с концентрациями Pb, превышающими ПДК элемента, характерна для жилой, рекреационной и производственной зон – 15–18 %. Наибольшее количество проб с превышением ОДК по Cu и Ni приходится на производственную зону – 14 и 12 % и общественную зону – 15 и 11 %, соответственно. На высокие уровни загрязнения почв НП в транспортной и промышленной зонах городов указывает также О. В. Лукашёв с соавторами [5].

Исследования, выполненные в 2017–2018 гг. в различных районах Минска показали, что проблема загрязнения почв в различных функциональных зонах города сохраняется.

На участках старой индивидуальной застройки, запланированных к сносу, в верхнем горизонте почв отмечается избыточное накопление Cu, Zn, Pb, Cd и НП. Среднее и максимальное содержание Cu достигает 1,1 и 3,0 ОДК, Zn – 4,6 и 11,3 ОДК, Pb – 1,2 и 2,5 ПДК, соответственно, что свидетельствует о низкой и средней степени загрязнения почв. На большей части территории отмечается загрязнение почв Cd, при этом максимальная концентрация элемента превысила гигиенический норматив в несколько десятков раз. Среднее содержание НП в 20-см слое почв незначительно превышает допустимую норму и составляет 106,5 мг/кг, варьируя от 27,8 до 329,2 мг/кг.

На территории одной из исследованных транспортно-складских зон основным загрязняющим почвы веществом являются НП, повышенные концентрации которых отмечаются до глубины 50 см. В слое 0–20 см среднее содержание НП составляет 8,4 ПДК, в нижележащем слое – 4,3 ПДК. Среднее содержание Zn в верхнем слое почвы в 2,9 раз выше ОДК, максимальное – в 10,9 раз, аналогичные показатели по

Pb составили 1,5 и 3,4 ПДК соответственно. В нижележащем слое 20–50 см наблюдается низкая и средняя степень загрязнения почв Zn, на отдельных участках – Pb. Концентрация Cd на отдельных участках в 2,4–2,7 раз выше ОДК.

Почвы промплощадок по содержанию в них химических веществ характеризуются различными уровнями загрязнения в зависимости от специфики производств и продолжительности воздействий. Среднее содержание НП на промплощадке машиностроительного предприятия в слое 0–20 см составляет 3 602,9 мг/кг, что в 7,2 раза выше ПДК (500 мг/кг), а максимальное 68 830 мг/кг (137 ПДК). Наиболее загрязнённые почвы приурочены к местам подземного хранения горючесмазочных материалов. Разнообразие источников загрязнения обусловило мозаичную структуру загрязнения почв большинством тяжёлых металлов. Наиболее загрязнены почвы Cd – от 0,89 до 63,3 мг/кг (1,7–126,7 ОДК), Zn – от 55,2 до 850,0 мг/кг (1,1–15,6 ОДК), Pb – от 54,4 до 202,5 мг/кг (1,4–5,1 ПДК), Cu – от 36,2 до 316,9 мг/кг (1,1–9,6 ОДК), Ni – от 21,8 до 1 705,9 мг/кг (1,1–85,3 ОДК) и Cr – от 121,4 до 514,3 мг/кг (1,2–5,1 ПДК). Глубина загрязнения почв тяжёлыми металлами, как и НП, различная, в отдельных случаях до 150 см.

Приведённые данные о загрязнении почв на городских территориях свидетельствуют о необходимости принятия обоснованных решений по обращению с загрязнёнными землями (почвами) с целью снижения экологических рисков для населения и экосистем.

Обращение с загрязнёнными землями (почвами) предполагает следующий алгоритм действий: сбор информации об объекте исследований; проведение полевых исследований; определение фонового содержания химических веществ в почвах; оценка степени/уровня загрязнения земель; выбор метода очистки (обезвреживания) и обращения с загрязнёнными землями; рекультивация земель; рекомендации по использованию очищенных земель (при необходимости).

Сбор информации об объекте исследований. Источниками информации о загрязнении земель в городах Беларуси являются данные НСМОС по химическому загрязнению земель, включая локальный мониторинг земель, результаты научных эколого-геохимических исследований на региональном или локальном уровнях, данные, полученные в результате контроля химического загрязнения земель, исследования, проводимые при разработке ТЕРКСООС, оценке земель при градостроительном освоении территории и другие источники. Определённая проблема в использовании различных источников информации заключается в разрозненности имеющихся данных (разные подходы к схемам и глубинам отбора проб почв, определяемым в почвах показателям, критериям оценки, различные методы химико-аналитических исследований) и, как следствие, сложности в сопоставлении и обобщении информации. Базы данных по загрязнённым землям составляются только при ведении мониторинга НСМОС, остальная информация не систематизирована. Единая база данных по загрязнённым землям в масштабе страны также отсутствует.

Проведение полевых исследований. Методика изучения почв в городах разрабатывается, исходя из целей и задач исследований, и основывается на нормативно-методических документах, действующих на момент обследования.

Первый этап натурных (полевых) исследований предусматривает рекогносцировочное обследование территории, уточнение расположения объекта, функционального использования и ландшафтно-геохимических особенностей, выявление возможных источников загрязнения земель. На этом же этапе выбирается схема отбора проб почв, намечаются пробные площадки для отбора проб земель (почв), со-

ставляется предварительная схема местоположения пробных площадок и точек отбора. Выбор схемы отбора, площади и местоположения пробных площадок и точек отбора проб почв зависит от целей и задач исследований.

На втором этапе на пробных площадках проводится описание и опробование почв. Как правило, отбор производится из верхнего слоя почвы методом конверта с отбором 5 точечных проб, из которых путем перемешивания и квартования формируется объединенная проба.

Глубина отбора в зависимости от решаемых задач и используемых в качестве основы нормативных документов может несколько различаться, что в ряде случаев делает сопоставление данных, полученных из различных информационных источников, не совсем корректным. При мониторинге земель глубина отбора составляет 0–20 см [3, 9]. При контроле загрязнения интервалы глубин составляют 0–20 см, 20–50, 50–100 см и далее по профилю через каждые 50 см при условии наличия загрязнения [7]. В то же время, согласно [1], отбор проб производится послойно с глубины 0–5 и 5–20 см.

Учитывая, что наибольший риск для городского населения в связи с загрязнением почв обусловлен реэмиграцией загрязняющих веществ с поверхности почвы, представляется целесообразным при мониторинге городских почв и локальном мониторинге опробование производить дифференцированно с глубин 0–5 и 5–20 см.

Определение фона. В качестве фона для оценки состояния городских земель чаще всего используются результаты наблюдений за химическим загрязнением почв НСМОС. Это могут быть данные о состоянии почв на фоновых территориях (средние значения, рассчитанные за многолетний период или данные последнего тура наблюдений, полученные для всей территории Беларуси или административной области) или непосредственно на территории города (для городов, в которых проводятся наблюдения за химическим загрязнением почв).

Также в качестве фона, в частности, при научных эколого-геохимических исследованиях, могут использоваться данные о состоянии почв особо охраняемых природных территорий [4], прилегающих к населённому пункту (периферийных) территорий [8], ландшафты-аналоги [6]. Преимущество данных подходов заключается в большем охвате разнообразных ландшафтно-геохимических условий по сравнению с данными, получаемыми при мониторинге в рамках НСМОС.

Оценка степени/уровня загрязнения земель (почв). В качестве критерия при оценке степени/уровня загрязнения городских почв используются фоновые значения, т. е. отклонения от природного фона. Для оценки опасности загрязнённых почв зафиксированные концентрации химических веществ сопоставляются с санитарно-гигиеническими нормативами – предельно-допустимыми концентрациями (ПДК) или ориентировочно допустимыми концентрациями (ОДК) загрязняющих веществ в землях (почвах).

При разработке гигиенических нормативов для ряда химических веществ используется принцип деления городской территории по её функциональному назначению, в соответствии с которым установлены ПДК для валового содержания Pb, As и Hg.

Для НП ПДК установлены по категориям земель, при этом для населённых пунктов норматив составляет 100 мг/кг, промышленности и транспорта – 500 мг/кг. Для Cd, Zn, Cu и Ni используются ОДК с учётом гранулометрического состава и кислотности почв. Для других веществ гигиенические нормативы единые вне зависимости от свойств почв и функционального использования земель.

При полиэлементном загрязнении земель (почв) традиционно используется формула для расчёта суммарного коэффициента (показателя) загрязнения (Z_c) [2, 6, 8 и др.]. В классическом варианте данная формула имеет вид: $Z_c = \sum K_c - (n - 1)$, где n – число учитываемых аномальных элементов, K_c – коэффициент концентрации (отношение фактического содержания химического вещества в почве исследуемого участка к его фоновому значению). Согласно [2], для оценки загрязнения почв K_c рассчитывается по отношению к ПДК(ОДК) химических веществ в почве. Классификация земель на основе Z_c дается по категориям в зависимости от степени опасности загрязнения почв: допустимое ($Z_c < 16$), умеренно опасное ($Z_c = 16-32$), опасное ($Z_c = 32-128$), чрезвычайно опасное ($Z_c > 128$).

Согласно [7], оценка степени загрязнения земель проводится по четырем степеням деградации: низкая – от более 1,0 до 5,0 ПДК (Z_c), средняя – от более 5,0 до 20,0 ПДК (Z_c), высокая – от более 20,0 до 50,0 ПДК (Z_c), очень высокая – более 50 ПДК (Z_c). При отсутствии санитарно-гигиенического норматива используются 2 фоновые величины.

Выбор метода очистки (обезвреживания) и обращения с загрязнёнными почвами. К настоящему времени разработано достаточно много технологий, позволяющих очищать почвы от тяжёлых металлов, радионуклидов, органических загрязнителей. Очистка загрязнённых почв осуществляется на месте (*in situ*) без извлечения грунта либо вне загрязнённого участка (*ex situ*) с предварительной экскавацией загрязнённого грунта.

Выбор наиболее приемлемой технологии очистки загрязнённых территорий определяется совокупностью факторов – уровнем загрязнения, свойствами загрязняющих веществ, характером использования территории, физическими и химическими свойствами почв, доступностью технологии, её экологичностью, срочностью и стоимостью выполнения работ и др.

Для городов с высокой долей нефтезагрязнённых почв при жестких гигиенических нормативах содержания вещества в почвах различных функциональных зон весьма актуальна задача очистки почв от НП, особенно в связи с размещением объектов нового строительства.

В мировой практике для очистки почв, загрязнённых НП, чаще всего используются следующие виды очистки: микробиологические технологии с использованием штаммов почвенных микроорганизмов (биоремедиация); низкотемпературная термическая десорбция (при температуре 300–450 °С); фиторемедиация (с использованием растений); физико-химические методы очистки (просеивание, промывка).

Для очистки загрязнённых почв с концентрацией НП от 100 до 5 000 мг/кг наиболее оптимален с учётом эффективности очистки, затрат на очистку и продолжительности очистки метод биоремедиации с использованием почвенных микроорганизмов. Для загрязнённых земель (почв) предлагается метод очистки за счёт обогащения почвы гуминовыми кислотами торфа и органическим веществом биомассы микроорганизмов-деструкторов, разработанный Институтом микробиологии НАН Беларуси и Институтом природопользования НАН Беларуси. В качестве рабочего препарата используется биосорбционный препарат Родобел-ТН, разработанный и испытанный Институтом микробиологии НАН Беларуси.

Экологическая безопасность технологии рекультивации почв основана на полной деструкции нефти углеводородокисляющими микроорганизмами, входящими в состав препарата, не приводящей к накоплению токсичных промежуточных продуктов метаболизма в очищаемой почве.

Рекультивация земель чаще всего осуществляется в 2 этапа: технический и биологический. В случае нефтезагрязнённых почв на первом этапе работ осуществляется подготовка почвы: рыхление при очистке без изъятия; изъятие загрязнённых почвогрунтов, транспортировка к месту очистки, выравнивание слоем 30–40 см, рыхление. На втором (биологическом) этапе вносится микробный препарат Родобел-ТН, а также минеральные удобрения, производится вспашка и культивация загрязнённого слоя, поддерживается водный и воздушный баланс, контролируется содержание НП и тяжёлых металлов в очищенных почвах.

Преимущества предлагаемого метода очистки: безвредность для окружающей среды, поскольку технология основана на естественных процессах самовосстановления и самоочищения природной среды; высокая эффективность очистки; безотходность.

Рекомендации по использованию очищенных земель разрабатываются с учётом существующего и перспективного использования земель, а также остаточного содержания загрязняющих веществ в подверженной очистке почве. При этом должна учитываться опасность распространения остаточных количеств загрязняющих веществ с поверхностным стоком, реэмиграцией, поступления в подземные воды, накопления в растительности. Для предотвращения распространения загрязняющих веществ необходима разработка рекомендаций по снижению подвижности загрязняющих веществ в почве.

Библиографические ссылки

1. ГОСТ 17.4.4.02-2017 Охрана природы. Почвы. Методы отбора и подготовки проб для химического, бактериологического, гельминтологического анализа
2. Инструкция 2.1.7.11-12-5-2004. Гигиеническая оценка почвы населённых мест / Утв. Постановлением Главного государственного санитарного врача Республики Беларусь 03.03.2004 № 32.
3. Инструкция о порядке проведения наблюдений за химическим загрязнением земель / Утв. Приказом Министерства природных ресурсов и охраны окружающей среды Республики Беларусь 30.07.2015 № 250-ОД.
4. Лукашёв О. В., Жуковская Н. °В., Лукашёва Н. °Г., Савченко С. °В. Фоновое содержание химических элементов в почвах и растительности особо охраняемых природных территорий Белорусского Поозерья // Природопользование. 2009. № 16. С. 57–63.
5. Лукашёв О. В., Жуковская Н. В., Лукашёва Н. Г. и др. Эколого-геохимическое изучение земель (почв) урбанизированных территорий Беларуси в целях дифференцированного нормирования содержания в них нефтепродуктов // Земля Беларуси. 2018. № 3. С. 35–41 (начало), № 4. С. 18–19 (окончание).
6. Мырлян Н. Ф., Морару К. Е., Настас Г. И. Эколого-геохимический атлас Кишинёва. Кишинёв: Штиинца, 1992. 117 с.
7. ТКП 17.03.02–2013 (02120) Охрана окружающей среды и природопользование. Земли. Правила и порядок определения загрязнения земель (включая почвы) химическими веществами. Минск, 2013
8. Хомич В. С., Какарека С. В., Кухарчик Т. И. Экогеохимия городских ландшафтов Беларуси. Минск: Минсктиппроект, 2004. 260 с.
9. Хомич В. С., Кухарчик Т. И., Какарека С. В. и др. Особенности загрязнения почв в различных функционально-планировочных зонах Минска // Природопользование. 2009. № 16. С. 71–81.
10. ЭкоНИИП 17.01.06-001-2017 Охрана окружающей среды и природопользование. Требования экологической безопасности.

ФАКТОРЫ НАКОПЛЕНИЯ ТЯЖЁЛЫХ МЕТАЛЛОВ ВЫСШЕЙ ВОДНОЙ РАСТИТЕЛЬНОСТЬЮ ВОДОЁМОВ И ВОДОТОКОВ БЕЛАРУСИ

Н. В. Жуковская, Н. В. Ковальчик, Б. П. Власов

Белорусский государственный университет, факультет географии и геоинформатики, пр.
Независимости 4, 220030 Минск, Республика Беларусь; natazhuk@gmail.com

Накопление тяжёлых металлов (ТМ) высшей водной растительностью определяется рядом факторов, в числе которых элементный состав среды обитания, таксономическая принадлежность растения, экологическая ниша и др. Формирование химического состава вод и донных осадков происходит в результате взаимодействия разнообразных процессов: климатических, гидрологических, механических, физических, химических, биологических и других, протекающих как на водосборе, так и в самом водоёме. Доступность металлов водным растениям зависит от ряда условий: природа иона самого металла и его способность к комплексообразованию; концентрация и характер органических и неорганических лигандов, взвешенных частиц; кислотно-щелочной баланс, окислительно-восстановительный потенциал, температура, минерализация, цветность вод, содержание кислорода.

Целью настоящей работы является оценка степени влияния отдельных факторов на содержание ТМ (Ti, V, Cr, Mn, Ni, Cu, Zn, Zr, Pb) в тканях погружённых макрофитов рек и озёр Беларуси.

Объектами исследования явились отдельные виды высшей водной растительности, произрастающие в водоёмах и водотоках Беларуси и относящиеся к группе полностью погружённых гидрофитов [1]: неукореняющиеся (роголистник подводный *Ceratophyllum submersum* L., роголистник тёмно-зелёный *Ceratophyllum demersum* L., телорез алоэвидный *Stratiotes aloides* L.); укореняющиеся с воздушными генеративными органами (рдесты блестящий *Potamogeton lucens* L., пронзённолистный *Potamogeton perfoliatus* L., волосовидный *Potamogeton trichoides* Cham, et Schlecht., гребенчатый *Potamogeton pectinatus* L., длиннейший *Potamogeton praelongus* Wulf., курчавый *Potamogeton crispus* L., сжатый *Potamogeton compressus* L., узловатый *Potamogeton nodosus* Poir., Фриса *Potamogeton friesii* Rupr., уруть колосистая *Myriophyllum spicatum* L. и мутовчатая *Myriophyllum verticillatum* L., элодея канадская *Elodea canadensis* Michx.). Рассматриваются также харовые водоросли (*Charophyta*), которые часто относят к высшей водной растительности.

Погружённые водные растения накапливают большие количества микроэлементов по сравнению с полупогружёнными и растениями с плавающими листьями [2–5], чем и обусловлен их выбор в качестве объекта исследования.

Пробы растений отбирались на 97 ключевых участках (КУ), расположенных на озёрах (46 КУ), водохранилищах (4 КУ) и реках (47 КУ) Беларуси. Общий объём выборки по погружённым макрофитам составил 387.

Анализ валового содержания элементов выполнялся эмиссионным спектральным методом (ЭСА). Нижний предел обнаружения составляет (мг/кг, на золу): Ti – 1, V – 10, Cr – 5, Mn – 10, Ni – 8, Cu – 1, Zn – 100, Pb – 5. Содержание элементов пересчитывалось на абсолютно сухое вещество. Оценка влияния отдельных факторов на содержание ТМ в тканях погружённых макрофитов осуществлялась с помощью ста-

тистических методов: параметрический и непараметрический корреляционный и дисперсионный анализы.

Концентрации ТМ в тканях погружённых макрофитов варьируют в достаточно широких пределах – как в зависимости от их видовой принадлежности, так и среди растений одного вида (табл. 1, рис. 1).

Особенно высокие показатели накопления и наибольший размах их колебаний в пределах вида установлены для Mn. Повышенной способностью накапливать Mn обладают харовые водоросли, роголистник и телорез. Обращают на себя внимание достаточно высокие концентрации Zn (40 и 23 мг/кг у полушника озёрного и харовых водорослей) и Pb у полушника озёрного (29 мг/кг). В целом, максимальными средними содержаниями V, Mn, Ni и Zr характеризуются харовые водоросли, Ti, Cu, Zn и Pb – полушник озёрный.

Сравнение элементного состава рдестов (как наиболее представительной по объёму выборки) водоёмов и водотоков показало, что последние отличаются более высокими зольностью и средним содержанием всех анализируемых элементов (рис. 1). Различия по концентрации Mn (U-критерий Манна-Уитни = 1779, $p = 0,003$) и Cu (U = 1140, $p < 0,001$) статистически значимы. Различия оценивались для Mn, Cu и Pb как элементов со 100-процентной встречаемостью в тканях рассматриваемых видов растений. Данная закономерность прослеживается и для погружённых макрофитов в целом.

Высшая водная растительность извлекает химические элементы, как из донных отложений, так и водной толщи. Причём макрофиты способны извлекать и накапливать металлы, не только растворённые в воде, но и присутствующие во взвешенно-коллоидном материале водной массы и на поверхности листьев. Корреляционный анализ (рис. 2) позволил установить статистически значимые связи между содержанием в тканях макрофитов озёр и донных отложениях Mn ($r = +0,26$, $p < 0,001$), воде – Zn ($r = +0,52$, $p < 0,001$). Для рек выявлена зависимость накопления Mn погружёнными укореняющимися макрофитами от его концентрации в воде ($r = +0,44$, $p < 0,001$) и донных осадках ($r = +0,51$, $p < 0,001$).

pH. Значение pH в озёрных водах изменяется в пределах 4,6–8,9, при среднем значении 7,6. Минимальное значение pH (4,6) отмечается в водах оз. Бредно. Установлено влияние показателя pH на содержание Pb в тканях погружённых макрофитов (связь статистически значима). С уменьшением значения pH увеличивается содержание Pb ($r = -0,37$, $p < 0,001$). Следует отметить, что для подвыборки, ограниченной $pH < 6,5$ (кислые и слабокислые воды), значение коэффициента корреляции увеличивается до $-0,6$. Связи между значением pH в речных водах и содержанием в тканях макрофитов анализируемых металлов не установлено. pH речных вод варьирует в пределах 6,6–8,4.

Общая минерализация. Согласно [6], по мере повышения минерализации увеличивается содержание растворённых форм металлов, что обусловлено образованием прочных комплексных соединений с минеральной составляющей вод. Для речных объектов установлена статистически значимая прямая связь между минерализацией воды (мг/дм³) и содержанием Mn в тканях погружённых макрофитов ($r = +0,45$, $p < 0,001$; рис. 3). Для водоёмов указанная связь не установлена. Следует отметить, что исследованные озёра и водохранилища по сравнению с реками характеризуются значительно более низкими значениями минерализации вод (рис. 4).

Трофический тип водоёма определяется показателями физико-химической и биологической природы. Влияние трофического статуса озёр на содержание ТМ в

погружённых макрофитах было оценено на примере рдестов (табл. 2). Установлены статистически значимые различия по содержанию Mn в тканях рдестов (Н-критерий Краскела-Уоллиса = 24,9, $p = 0,009$). Наименьшая концентрация Mn отмечается в тканях рдестов мезотрофных с признаками олиготрофии озёр. Указанная зависимость характерна также для других видов растений (рис. 5).

Таблица 1 – Содержание ТМ в высшей водной растительности водоёмов и водотоков Беларуси, мг/кг сухого вещества

Растение, n	Ti	V	Cr	Mn	Ni	Cu	Zn	Zr	Pb
Хара, 48	26,3	6,0	3,3	1 373	2,4	8,9	22,7	36,9	6,3
Рдест, 176	3,5	3,3	4,3	184	0,95	1,8	0,95	12,6	1,5
Роголистник, 30	2,6	1,6	1,6	789	2,0	4,2	10,4	3,3	3,6
Уруть, 24	4,4	5,5	4,7	260	0,16	3,0	16,3	3,8	4,4
Элодея, 40	7,3	4,2	2,4	411	0,18	3,0	6,7	13,4	5,2
Телорез, 26	1,9	2,3	0,90	1 007	0,12	0,41	4,0	16,9	0,54
Полушник озёрный, 13	59,3	2,7	2,9	310	0,40	21,9	39,8	6,0	28,8

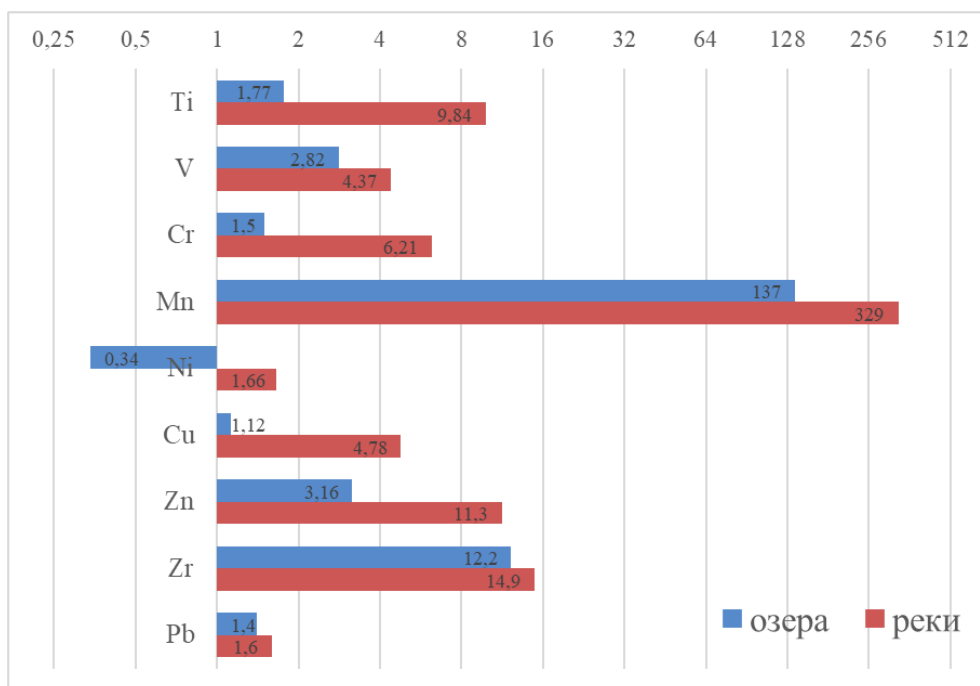


Рисунок 1 – Среднее содержание химических элементов в рдестах (*Potamogeton*) водоёмов и водотоков Беларуси, мг/кг

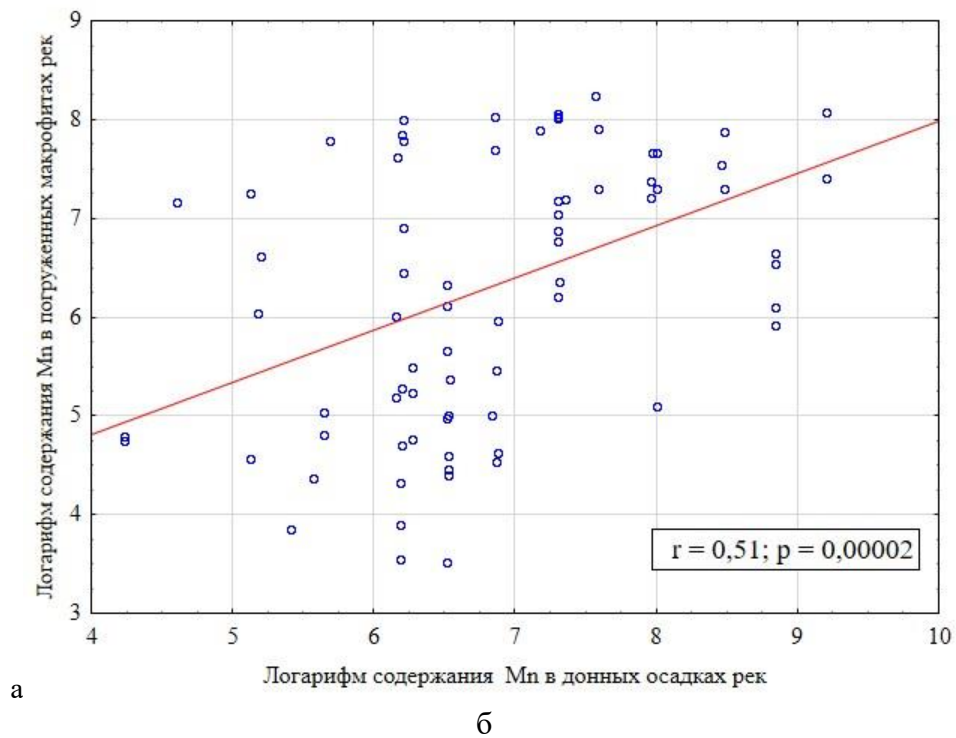
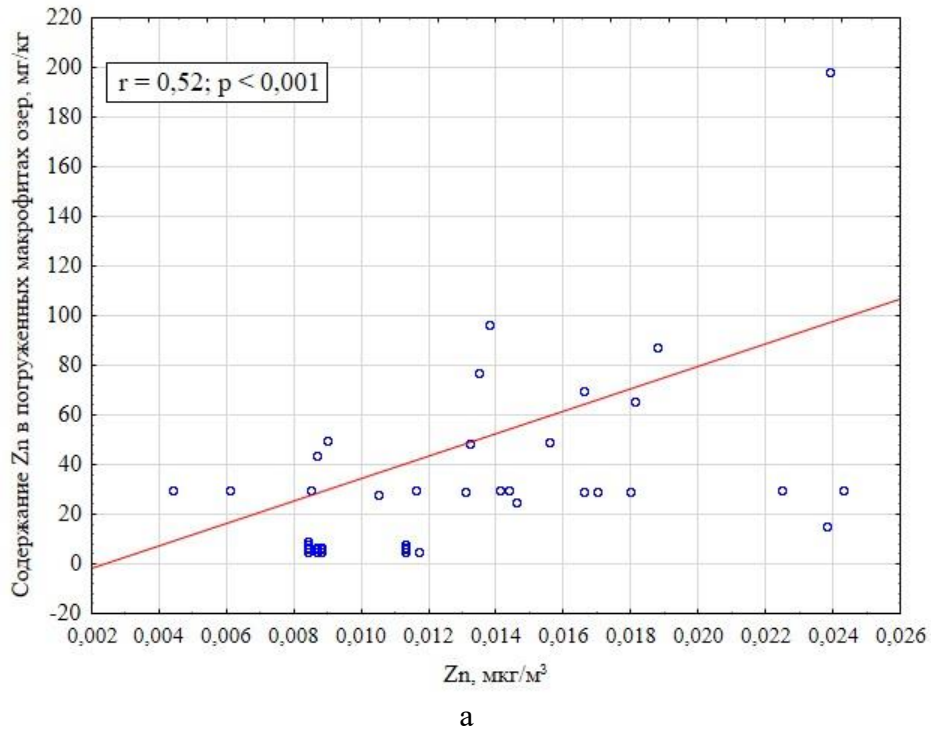


Рисунок 2 – Зависимость накопления Zn в погружённых макрофитах озёр от его содержания в воде (а); Mn в погружённых макрофитах рек от содержания элемента в донных осадках (б)

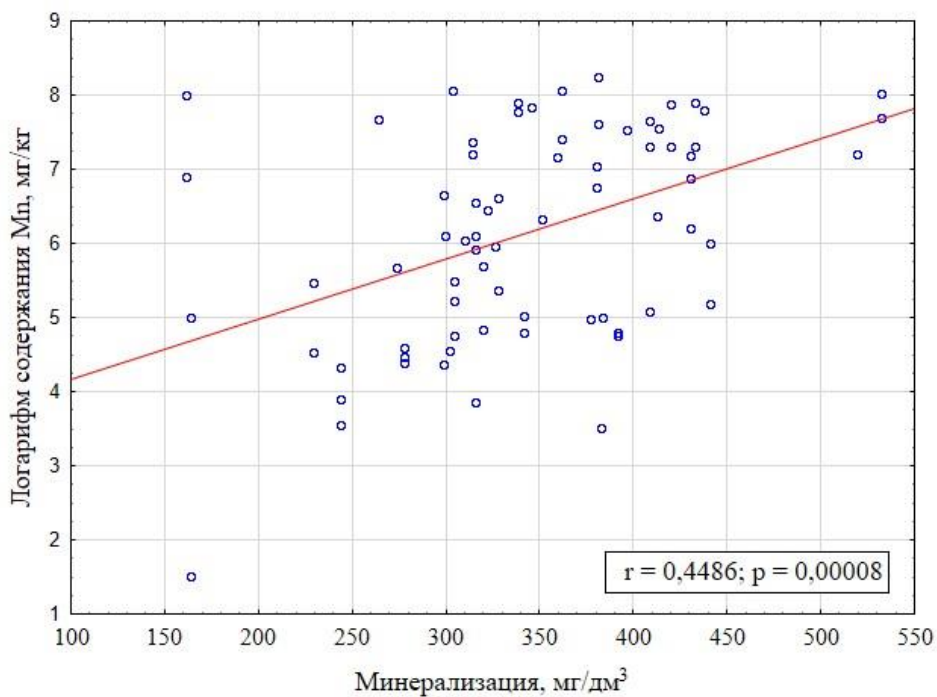


Рисунок 3 – Зависимость содержания Mn в тканях макрофитов от минерализации речных вод

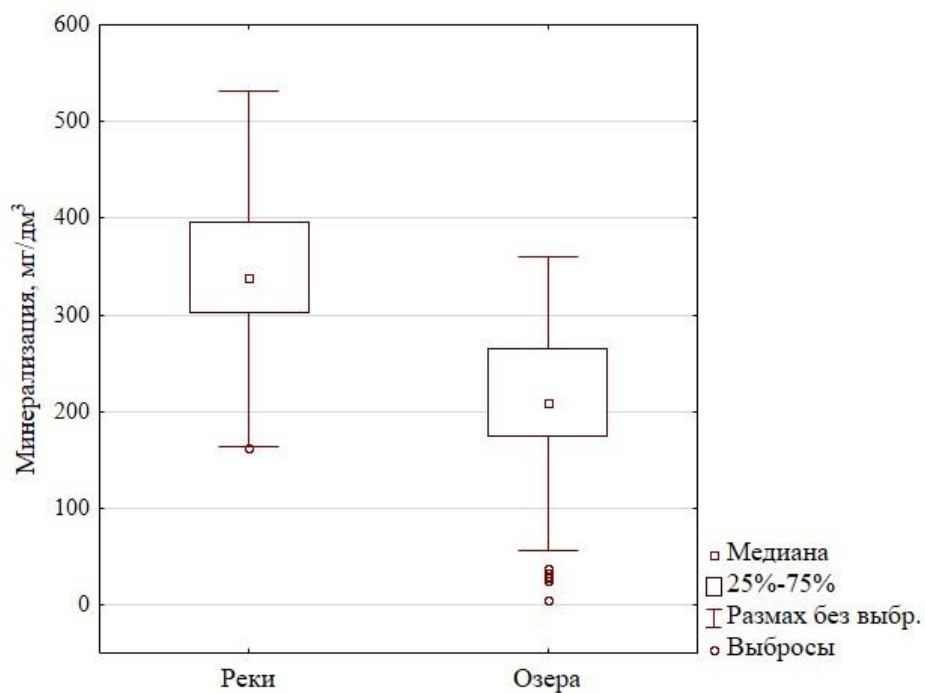


Рисунок 4 – Диаграмма размаха общей минерализации вод рек и озёр, мг/дм³

Таблица 2 – Содержание ТМ в рдестах (*Potamogeton*) водоёмов, мг/кг сухого вещества

Трофический статус, n	Ti	V	Cr	Mn	Ni	Cu	Zn	Zr	Pb
Мезотрофные с признаками олиготрофии, 24	0,20	2,01	0,37	28,4	0,30	0,91	–	5,30	0,95
Мезотрофные, 28	2,27	6,32	4,34	96,9	0,78	0,84	76,6	10,3	1,23
Эвтрофные, 67	1,85	2,48	1,59	242	0,20	1,37	2,08	6,46	1,70

Уровень концентрации металлов в погружённых макрофитах зависит от большого числа разнообразных факторов. Влияние элементного состава среды роста на содержание металлов в тканях погружённых макрофитов выявлено в отношении Mn. Установлены статистически значимые связи между концентрацией элемента в растениях и его содержанием в донных отложениях озёр, а также донных отложениях и воде водотоков.

Выявлены статистически значимые различия между водоёмами и водотоками по концентрации Mn и Cu в тканях рдестов и погружённых макрофитов в целом.

Установлено влияние показателя pH на содержание Pb в тканях погружённых макрофитов озёр, общей минерализации – Mn в тканях погружённых макрофитов рек.

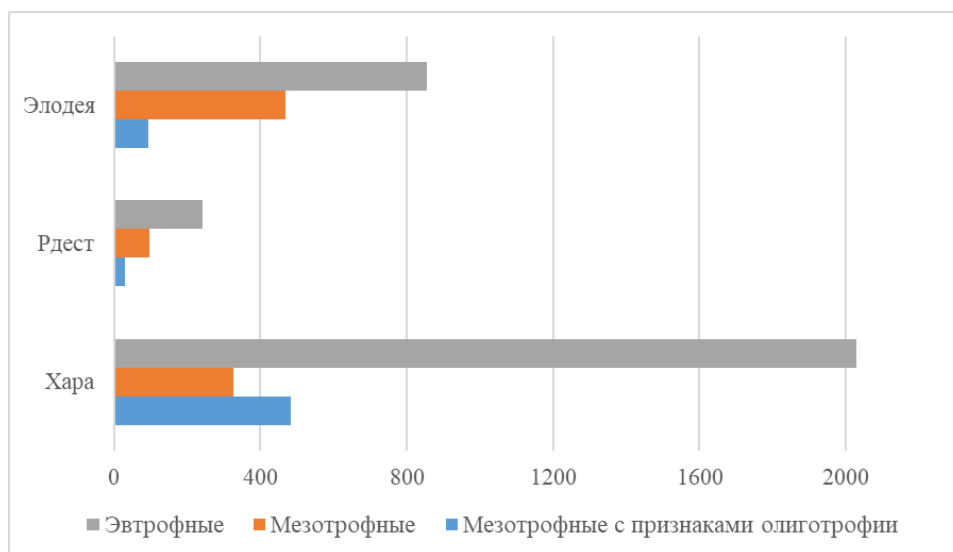


Рисунок 5 – Среднее содержание Mn в водной растительности водоёмов различного трофического статуса, мг/кг

Библиографические ссылки

1. Гигевич Г. С., Власов Б. П., Вынаев Г. В. Высшие водные растения Беларуси: эколого-биологическая характеристика, использование и охрана. Минск: Издат. центр БГУ. 2001. 231 с.
2. Мониторинг растительного мира в Республике Беларусь: результаты и перспективы. Минск: Беларуская навука, 2019. 491 с.
3. Жуковская Н. В., Власов Б. П., Ковальчик Н. В. Особенности накопления тяжёлых металлов высшей водной растительностью водоёмов и водотоков Беларуси // Современные проблемы ландшафтоведения и геоэкологии: Материалы VI Международ. науч. конф. (к

110-летию со дня рожд. проф. В. А. Дементьева), Минск, 13–16 нояб. 2018 г. Минск: БГУ, 2018. С. 132–134.

4. *Шапуловская Е. А.* О накоплении тяжёлых металлов в высшей водной растительности Волгоградского водохранилища // Поволжский экологический журн. 2009. № 4. С. 357–360.

5. *Гришанцева Е. С., Сафронова Н. С., Киртичникова Н. В., Фёдорова Н. П.* Распределение микроэлементов в высшей водной растительности Иваньковского водохранилища // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2010. № 3. С. 223–231.

6. *Линник П. Н., Набиванец Б. И.* Формы миграции металлов в пресных поверхностных водах. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 272 с.

УДК 551.1/.4 (476.5)

СОВРЕМЕННЫЕ ЭКЗОГЕННЫЕ И ТЕХНОГЕННЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ НА ТЕРРИТОРИИ БЕЛОРУССКОГО ПООЗЕРЬЯ

А. В. Матвеев, В. П. Зерницкая

Институт природопользования НАН Беларуси,
ул. Ф. Скорины 10, 220114 Минск, Республика Беларусь; valzern@gmail.com

Проведённые ранее работы [1, 2] показали, что на территории Беларуси, несмотря на её равнинный рельеф и положение в пределах древней платформы, довольно разнообразно представлены современные геологические процессы, экстремальные формы проявления которых могут наносить материальный ущерб экономике страны, неблагоприятно влиять на геоэкологическую обстановку. Для детализации этих представлений в Институте природопользования НАН Беларуси выполняются работы по проекту Белорусского республиканского фонда фундаментальных исследований № X18МС–007 «Исследование эволюции природных обстановок и экологических условий на территории Белорусского и Литовского Поозерий в голоценовое время, оценка качества окружающей среды для населения». Полученные результаты по особенностям проявления на этой территории наиболее активных экстремальных экзогенных и техногенных процессов приводятся ниже.

Экзогенные процессы. К числу экстремальных видов современной экзогенной геодинамики на изученной территории относятся эрозия временных водотоков, гравитационные, карстовые, суффозионные процессы, наводнения и подтопления, заболачивание территории (рис.).

Плоскостной эрозии принадлежит одно из ведущих мест среди экзогенных процессов, как по площади развития, так и по массе перемещаемых отложений. Ей подвержены распахиваемые склоновые поверхности краевых ледниковых возвышенностей и гряд. Плоскостной смыв при значениях до 2 мм/год вполне компенсируется в результате процессов естественного почвообразования [3]. Поэтому при значениях выше 2 мм/год начинает снижаться плодородие почв, а при величинах более 4 мм/год этот процесс приобретает характер природно-антропогенной опасности, так как приводит к значительному недобору урожая, который по разным культурам может варьировать от 5 % до 40 % и более [4].

Наибольшие площади экстремального проявления плоскостной эрозии выявлены на территории Браславской, Городокской и Витебской возвышенностей с интен-

сивностью до 6 мм/год, Оршанской возвышенности – до 8 мм/год. В пределах других краевых ледниковых образований значения этого показателя чаще всего только несколько превышает 4 мм/год.

Максимальные значения плоскостного смыва тяготеют к наиболее крутым и длинным склонам южной экспозиции, сложенным пылеватыми и мелкопесчаными отложениями.

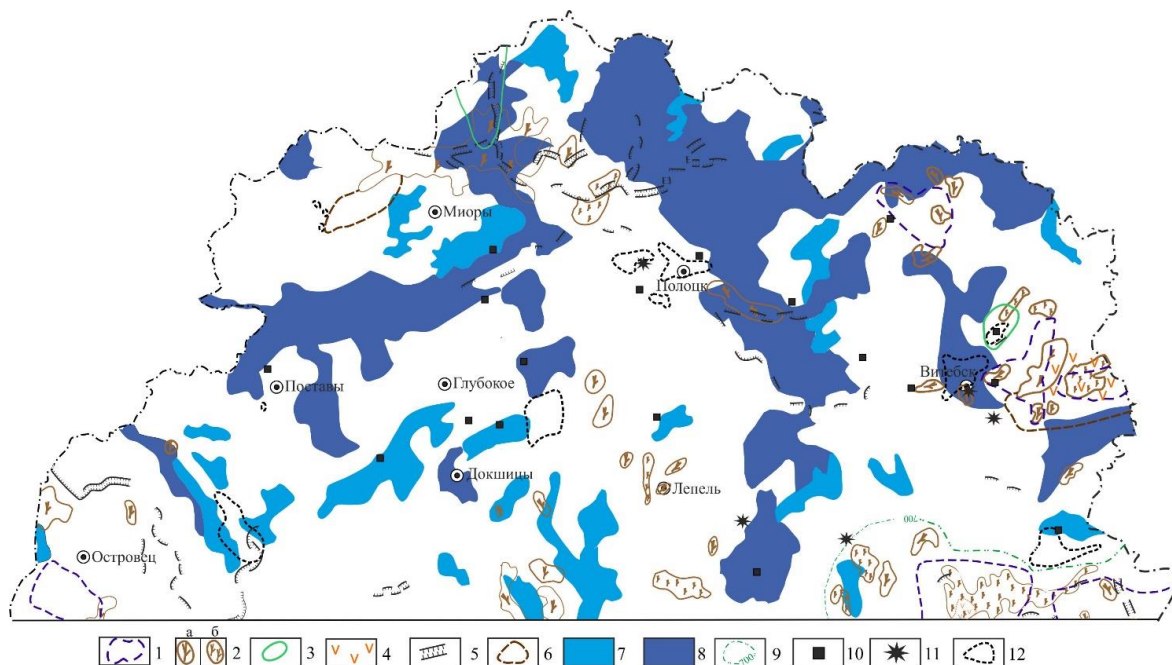


Рисунок – Современные экзогенные и техногенные процессы

1 – плоскостная эрозия (более 4 мм/год), 2 – овражная эрозия (а – средней и малой интенсивности; б – интенсивная), 3 – потенциальные проявления карста, 4 – суффозия, 5 – гравитационные процессы (обвалы, оползни, осыпи), 6 – потенциальные проявления гравитационных процессов, 7 – процессы торфонакопления, 8 – процессы заболачивания минеральных грунтов, 9 – интегральная оценка интенсивности проявления современных экзогенных процессов (более 700 т/км²/год), 10 – крупные карьеры, 11 – свалки, 12 – экстремальные техногенные и техногенно обусловленные процессы.

Линейная эрозия временных водотоков. Довольно широко в регионе проявляется линейная эрозия временных водотоков. Создаваемые ею формы (овраги) представляют существенную опасность, так как по ним выносятся значительные объёмы пород в русла рек, происходит постоянное разрушение склоновых поверхностей, что наносит вред вовлеченным в сельскохозяйственный оборот землям.

Наиболее часто овраги встречаются в долине Зап. Двины, на Витебской, Городокской, Ушачской возвышенностях и реже на других площадях распространения краевых ледниковых образований, особенно при условии пересечения их реками, на бортах крупных карьеров. Длина оврагов обычно 100–150 м, реже 200–300 м, но на склонах долины Зап. Двины (в районе восточнее г. Друя), в низовьях Сарьянки, на Витебской возвышенности иногда достигают 1 км и более, максимальные глубины до 20 м, но чаще не более 5–7 м.

Плотность оврагов изменяется от 1 до 6 шт/км². В долине Зап. Двины западнее Новополоцка 4,1–6,0 шт/км², восточнее этого города – 2,1–3,0 шт/км², на Витебской и Городокской возвышенностях – 1,1–4,0 шт/км², Ушачской возвышенности

1,1–2,0 шт/км² и примерно такие же значения в пределах других участков распространения краевого ледникового рельефа.

Некоторые овраги сформировались на территории населённых пунктов (гг. Новополоцк, Полоцк, Витебск, дд. Голубово, Залесье, расположенные севернее и северо-западнее Новополоцка, д. Болаши на границе с Россией севернее Витебска и др.). В таких случаях развитие эрозии seriously угрожает жилым и хозяйственным постройкам.

Гравитационные процессы наиболее интенсивно проявляются на крутых (более 15°) склонах речных долин, озёр, оврагов, холмов, гряд, карьеров. В некоторых случаях их развитие может сопровождаться разрушением построек, сельскохозяйственных и лесных угодий, появлением трещин в грунтах и близлежащих строениях.

Особенно активно эти процессы протекают в долинах Зап. Двины, Вилии и их притоков (рр. Ошмянка, Сарьянка, Дрисса и др.). Например, в долине Зап. Двины в районе п. г. т. Друя у костёла известен относительно крупный оползень шириной 40 м. Обвальное-оползневые процессы отмечены также в береговой зоне озёр Нарочь, Мядель, Езерище, Богинское, Ричи и др. 20.08.2006 г. зарегистрирован оползень на склоне оврага по ул. Правды в г. Витебске, в результате образовалась выемка глубиной 18–20 м и шириной 50 м; похожий процесс имел место также на склоне оврага в Витебске по Московскому проспекту [5]. Многочисленные осыпи происходят на многих крупных карьерах («Гралёво» и др.).

Определённую опасность представляют также гравитационные процессы на отвалах отходов промышленных производств. Так, 6.11.1998 г. на склонах отвала карьера по добыче доломитов «Гралёво» произошёл оползень шириной 15–20 м при длине 40–45 м. В результате этого был разрушен фундамент строящегося здания, сруб бани, причём оползень остановился в 5–7 м от ближайшей жилой постройки. Всего было перемещено до 20 тыс. м³ грунтовых масс. Обычно же гравитационными процессами на территории Белорусского Поозерья перемещаются значительно меньшие объёмы отложений – до 2–3 тыс. м³, а чаще всего сотни кубических метров.

Помимо площадей реального проявления гравитационных процессов выделяются и участки их потенциального развития, которые приурочены к наиболее пересяченному рельефу краевых ледниковых образований.

Карст и суффозия. На территории Белорусского Поозерья четко выраженных проявлений в земной поверхности карстовых процессов зарегистрировано мало, так как карстующиеся породы (доломиты и известняки) образуют локальные выходы на земную поверхность в долинах Зап. Двины к северо-востоку от Витебска, Сарьянки и Днепра (район Орши). На остальной территории эти породы перекрыты толщей ледниковых отложений. Однако, при небольшой мощности такой покрывки (до 30–40 м) на соответствующих площадях возможно потенциальное проявление карста.

Суффозия представляет собой изменение физико-химико-механического состояния грунтовой массы под действием подземных вод. Она приводит к поражению сельхозугодий западинами, стимулирует оврагообразование, осложняет инженерно-геологические условия местности, вызывает перераспределение поверхностного и подземного стока. Наиболее подверженными суффозии оказываются лёссы и лёссовидные супеси и суглинки.

На изученной территории естественные процессы суффозии распространены на ограниченной площади восточнее Витебска. Здесь встречаются западины диаметром 30–120 м и глубиной 0,1–1,5 м. Плотность таких форм не превышает 10 шт/км².

Кроме того, известны проявления суффозии под влиянием техногенных процессов, сопровождающиеся возникновением воронок глубиной до 1 м и более и диаметром 1,5–3,0 м, которые образуются при прорыве водопроводных труб [5].

Наводнения и подтопления. При анализе возможных последствий наводнений обращалось внимание только на воздействие водного потока на коренные берега, то есть на геологические аспекты неблагоприятных проявлений заметного подъёма уровня вод в речных долинах, которые сводятся в основном к активизации описанных выше обвально-оползневых процессов на склонах.

Кстати говоря, развитие наводнений как собственно гидрологических явлений не приводит на территории Белорусского Поозерья к таким катастрофическим последствиям, как это иногда происходит в других районах страны. Как правило, подъёмы вод на средних реках составляют до 4–6,5 м, малых – 2,5–3,5 м, а на Западной Двине до 7–9 м. Глубина затопления пойм до 1–1,5 м. Учитывая чётко выраженные пойменные террасы, наводнение не вызывает серьезных затоплений населённых пунктов.

Что касается подтоплений, связанных с естественным подъемом грунтовых вод, их негативное влияние обусловлено разжижением грунтов, их частичным выносом и возможными, но относительно редкими в регионе деформациями различных сооружений. Подобный вид подтоплений проявляется во многих населённых пунктах, расположенных на низких террасах рек или на других пониженных территориях. Например, в Витебске подтопленной может считаться вся территория, значительные площади подтоплены также в Полоцке, Верхнедвинске [5]. Кроме того, подтопления могут происходить при техногенных авариях и иных утечках вод.

Процессы торфонакопления и заболачивания минеральных грунтов широко распространены на исследованной территории. Это обусловлено характером рельефа (низины, ограниченные цепями краевого грядово-холмистого рельефа) и преобладанием среди покровных отложений глинистых разностей. Регион входит в состав области верховых болот холмисто-озерного ландшафта [6]. В пределах этой области на торфяники приходится около 7 % всей площади. Средняя мощность торфа 2 м, но нередко достигает 3–4 м, а на локальных участках иногда до 5–8 м (западнее Докшиц 5,6–6 м, юго-западнее Постава – 5–7 м, восточнее – юго-восточнее Полоцка – 5,8 м, западнее и юго-западнее Миор и юго-восточнее Лепеля – 7–7,8 м. Верхний слой торфяной залежи образует сфагновый мох с зольностью до 5 %. Реже встречаются низинные торфяники, которые в основном тяготеют к озёрным котловинам. Торфяные залежи в естественном состоянии характеризуются близповерхностным и поверхностным стоянием грунтовых вод и относятся к категории неустойчивых в инженерном отношении грунтов.

Значительно бóльшие площади, чем торфяные болота, занимают супесчаные, суглинистые и глинистые отложения с длительным периодическим переувлажнением поверхностными и грунтовыми водами. Развитие в разной степени выраженных процессов заболачивания удорожает или делает вообще невозможным строительство зданий, сооружений [5], ухудшает качество питьевых вод, может приводить к формированию геохимических аномалий, усложняет проведение сельскохозяйственных работ и др.

Техногенные процессы. Хозяйственная деятельность человека предопределяет развитие целого ряда процессов, которые негативно воздействуют на среду обитания человека и его здоровье. Эти неблагоприятные последствия проявляются в изменении земной поверхности, разрушении сельскохозяйственных и лесных угодий,

разрушении зданий и других построек, развитии просадок, подтоплений, оврагов, загрязнении покровных отложений, поверхностных и подземных вод, колебании их уровней и т. д.

Среди наиболее активных современных техногенных процессов на территории Белорусского Поозерья необходимо в первую очередь отметить нарушения земной поверхности и верхнего слоя отложений платформенного чехла при добыче полезных ископаемых, гидротехническом, дорожном и жилищном строительстве.

Всего на исследованной территории известно свыше 130 месторождений минеральных строительных материалов, из которых более половины разрабатываются карьерным способом. Кроме того, активная трансформация земной поверхности происходит при добыче торфа.

Создаваемые при разработке месторождений полезных ископаемых новые формы рельефа нередко имеют весьма значительные размеры. Например, карьер по добыче доломитов «Гралёво» в поперечнике достигает 2 км, его глубина до 40 м, на бортах накоплены отвалы вскрышных пород площадью около 40 га и высотой до 20–25 м. При добыче глинистых пород карьеры имеют глубины до 10–12 м, площадь, измеряемую десятками гектаров (карьер северо-восточнее оз. Лукомльское более 84 га). Формы рельефа, создаваемые при разработке песчаных и песчано-гравийных отложений, имеют глубины до 10–15 м, реже до 30 м, а площади измеряются до 10 га (карьер Улазовичи западнее Витебска – 3 га, с учетом отработанной и зарастающей части около 10 га; карьер юго-восточнее г. п. Ушачи у оз. Звонь – 7 га).

На торфяных месторождениях добыча ведётся на площади около 230 км², а уже выработанные месторождения занимают 320 км² [6]. Самые крупные карьеры имеют глубины до 2 м и площади, измеряемые сотнями га, например, в районе Осинторфа, у д. Крулевщина юго-восточнее г. Глубокое превышают 700 га.

Значительные объёмы покровных отложений перемещаются при дорожном и гидротехническом строительстве, образующиеся при этом насыпи, выемки, каналы и др. простираются на многие сотни км, при ширине насыпей до 15–20 м, высоте до 1–2 м, ширина каналов от 2–3 до 10–12 м при глубине чаще всего до 2–3 м.

Довольно заметная трансформация природных комплексов происходит при формировании свалок бытовых и промышленных отходов, хотя в целом подобных отходов на территории Белорусского Поозерья накоплено меньше, чем в других регионах страны.

Распределение отходов по площади весьма пёстрое, максимальные объёмы сосредоточены в относительно крупных свалках и полигонах вблизи практически всех более или менее крупных населённых пунктах. Кроме таких мест скопления отходов известно чаще свыше 500 миниполигонов, которые обычно возникают без всяких оснований. Их площадь чаще всего до 1 га и высота насыпи обычно не превышает 1–2 м. Самые же крупные полигоны имеют значительно большие параметры. Так, на юго-восточной окраине Витебска свалка имеет высоту 25–30 м, площадь 30 га юго-западнее г. Сенно – высота до 10 м, площадь около 22 га, западнее – юго-западнее Полоцка – высота до 20 м, площадь около 7 га, южнее г. Чашники Лукомльский полигон имеет высоту до 8–10 м и площадь около 3 га.

Кроме перемещения отложений, образования новых форм рельефа (насыпи, свалки, отвалы), техногенные процессы вызывают загрязнение покровных отложений, которое происходит вдоль транспортных магистралей, на территории и в окрестностях населённых пунктов, промышленных предприятий и др. К примеру, вокруг более или менее крупных городов в самом верхнем слое отложений повыше-

ны концентрации Ni, Cr, Mn, Zn, V, Cu, Ba и некоторых других элементов, причём их содержание варьирует от несколько выше фоновых до превышающих ПДК. Например, в Полоцке локально количество Zn в почвенных пробах превышает 2 000 мг/кг, Pb – 150 мг/кг, в Витебске повышены концентрации Pb, Cu, Ni до 100 мг/кг, у базы «Вторчермета» Cu, Zn, Pb, Cr – 1 000 мг/кг; заметно выше фоновых в Новополоцке величины Cd, Zn, Pb, Cu [7].

В связи с этим в пределах крупных городов на крупномасштабных картах можно выделить зоны экологического кризиса, которые в Витебске, Полоцке и их окрестностях составляют не более 5 % всей площади населённых пунктов, в Новополоцке – до 10–15 %.

Загрязнение почвенных горизонтов происходит также вокруг свалок, где концентрации Ni, Cr, Mn, Zn, Pb, Cu и др. превышают фоновые значения, а иногда и ПДК [8], и в полосе 100–150 м вдоль транспортных магистралей.

Библиографические ссылки

1. Современная динамика рельефа Белоруссии / Под ред. Б. Н. Гурского, А. В. Матвеева. Минск: Навука і тэхніка, 1991. 102 с.
2. Матвеев А. В. Особенности современного морфогенеза на территории Беларуси // Вопр. географии. Сб. 140. М.: Изд. дом «Кодекс», 2015. С. 380–385.
3. Эрозионные процессы / Под ред. Н. И. Маккавеева, Р. С. Чалова. М.: Мысль, 1984. 256 с.
4. Чистик О. В. Деградация почв вследствие проявления водно-эрозионных процессов // Регион. проблемы экологии: пути решения: Материалы IV Международ. экол. симп. Новополоцк, 2007. Т. 1. С. 260–264.
5. Галкин А. Н., Матвеев А. В., Павловский А. И., Санько А. Ф. Инженерная геология Беларуси: в 3 ч. Ч. 2. Инженерная геодинамика Беларуси / Под ред. В. А. Королёва. Витебск: Изд-во ВГУ им. П. М. Машерова, 2017. 456 с.
6. Бамбалов Н. Н., Бельский С. Г., Смирнова В. В., Ракович В. А. Торф // Полезные ископаемые Беларуси. Минск: Адук. і вых., 2002. С. 182–194.
7. Матвеев А. В., Бордон В. Е. Геохимия четвертичных отложений Беларуси. Минск: Беларус. навука, 2013. 191 с.
8. Волкова Н. П., Лебедева Л. Д. Полигоны ТБО и ТПО как фактор дестабилизации природных комплексов // Материалы респ. науч. конф. Минск, 2002. С. 44–48.

УДК 553(476):624.131(476)

СОВРЕМЕННЫЕ ЭКЗОГЕННЫЕ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ОСОБЕННОСТИ ИХ ПРОЯВЛЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ БЕЛАРУСИ

А. И. Павловский¹, А. Н. Галкин², О. В. Шершнёв¹

¹Гомельский государственный университет им. Ф. Скорины,
ул. Советская 104, 246019 Гомель, Республика Беларусь; aipavlovsky@mail.ru

²Витебский государственный университет им. П. М. Машерова,
пр. Московский 33, 210038 Витебск, Республика Беларусь; galkin-alexandr@yandex.ru

Инженерная геология, исследует геологические процессы в специальном плане анализируя их развитие под влиянием природных и техногенных факторов для целей инженерно-хозяйственного освоения территорий, причём в освоенных человеком

районах значение инженерно-геологических процессов в быстром изменении геодинамической обстановки является наиболее важным.

Современные инженерно-геологические процессы на территории Беларуси развиваются довольно интенсивно, что выражается в формировании различных форм рельефа и накоплении определенных видов грунтов, которые, в сущности, являются материальной (внешней) формой проявления данных процессов.

Основой для развития инженерно-геологических процессов, кроме иных факторов служит дезинтеграция горных пород, или выветривание. Территория Беларуси находится в умеренном климатическом поясе. Изменение минерального состава пород коры выветривания в результате замещения первичных минералов вторичными в условиях умеренного климата незначительно и наблюдается лишь в верхах разреза. Для магматических и сильнометаморфизованных пород кислого состава оно сводится к замещению биотита хлоритом и гидрослюдами и полевых шпатов каолинитом. Мощность полностью измененной дисперсной зоны составляет 0,1–0,5 м.

В коре выветривания основных пород преобладает обломочная зона. Нижняя её часть представлена обычно глыбами и обломками слабовыветрелых пород. Вторичные изменения проявляются в образовании оксидов железа и галлуазита за счёт темноцветных минералов, повышении содержания Al_2O_3 и снижении SiO_2 . Для щебнистой зоны характерно наличие обломков выветрелых глиноподобных пород, сохранивших структуру материнских, так называемый «гнилой камень». В этой зоне преобладают вторичные минералы монтмориллонит–галлуазитового состава, присутствуют оксиды и гидроксиды железа. В случае наличия дисперсной зоны, последняя представлена глинистыми образованиями с преобладанием монтмориллонита. В этой зоне полностью отсутствуют первичные минералы. Для основных пород характерны те же изменения физико-механических свойств, что и для кислых.

Несколько по-иному происходит выветривание осадочных горных пород, поскольку многие из составляющих их минералов устойчивы в зоне гипергенеза. Но также как и в случае с магматическими породами, на ход процесса, состав и состояние элювия осадочных пород, влияют первоначальный вещественный состав и климат. Наиболее быстро разрушаются породы со слабыми связями: морские глины, алевролиты, аргиллиты, полимиктовые песчаники и т. д.

Современные экзогенные инженерно-геологические процессы проявляются на территории Беларуси повсеместно, их интенсивность и локализация зависит от целого ряда факторов и условий.

Эрозионные процессы представлены единым водно-эрозионно-аккумулятивным циклом, развивающимся по принципу катены: плоскостной смыв и аккумуляция – овражная эрозия и аккумуляция – речная эрозия и аккумуляция.

Распространение плоскостной эрозии на территории Беларуси. Плоскостной смыв – один из наиболее активных современных геологических процессов, он наблюдается при крутизне поверхности от 1° и более и изменяется от 0 до 7–10 мм/год, при средних значениях для региона 0,42 мм/год. На краевых ледниковых возвышенностях, сложенных с поверхности часто легкоразмываемыми песчаными, супесчаными и лёссовидными отложениями, плоскостной смыв в среднем измеряется 1,4–4 мм/год. Максимальные величины сноса могут достигать 8 мм/год и более. Так, на Гродненской возвышенности значения плоскостного смыва составляют в среднем 4,8 мм/год, Волковысской – 6, Новогрудской – 5,6, Минской – 11,2, Ошмянской – 4,5, Оршанской – 8,8 мм/год. Повышенные значения плоскостного смыва также характерны для краевых ледниковых комплексов Поозерья

(0,8–6 мм/год) и Мозырской гряды (1,6–7,2 мм/год), а на участках Горецкой и Могилёвской равнин, где развиты мощные лёссовидные отложения, этот показатель достигает 10,4 мм/год. Минимальные же значения или полное отсутствие плоскостной эрозии отмечаются на равнинах и низменных пространствах Полесья, Полоцкой, Нёманской и других низин (0,6–0,008 мм/год) [4].

Распространение овражной эрозии на территории Беларуси. В пределах Беларуси с работой временных линейных водотоков связано формирование густой сети оврагов и балок, площадь которой по оценочным данным составляет около 14 тыс. км² или примерно 7 % всей территории страны. Наиболее широко линейная эрозия проявляется в пределах краевых ледниковых возвышенностей: Минской, Новогрудской, Ошмянской, Гродненской, Оршанской, Витебской, Волковысской и др., а также на значительных участках Могилёвской и Горецкой равнин и в прибортовых частях крупных речных долин (рр. Днепр, Нёман, Зап. Двина, Березина, Сож и др.). На этих участках плотность и густота овражно-балочной сети достигает максимальных значений – плотность 4–6 шт/км², реже до 7–10 шт/км², а густота – 0,7–0,9 км/км², на отдельных площадях Новогрудской и Мозырской возвышенностях до 5–7 км/км². В наименьшей степени эрозии временных водотоков подвержены участки Загородья, Высоковской и Чечерской равнин, где плотность эрозионных форм не превышает 1 шт/км², а густота эрозионной сети измеряется 0,1–0,4 км/км², в то время как на остальной территории с распространением овражно-балочного рельефа эти показатели составляют соответственно 1–2 шт/км² и 0,4–0,5 км/км². По расчётам современные средние скорости овражной эрозии изменяются в пределах 0,3–3,5 м/год [4]. Наиболее интенсивный рост оврагов отмечен на Мозырской, Новогрудской возвышенностях, Могилёвской и Горецкой равнинах. Здесь измеренные средние скорости составляют порядка 0,9–3,5 м/год.

Распространение речной эрозии на территории Беларуси. В условиях страны по интенсивности эрозионно-аккумулятивной деятельности и грандиозности созданных форм рельефа работа рек не имеет себе равных среди современных геологических процессов. Результатом этой деятельности является густая сеть речных долин, общая протяженность которой составляет около 90 тыс. км. Представления о размерах образованных форм и объёмах аллювиальных аккумуляций могут быть получены при рассмотрении параметров наиболее крупных долин. Например, по имеющимся данным [1], р. Зап. Двина на территории республики выработала долину протяженностью 328 км. Глубина её вреза за голоценовое время в основном изменяется от 20 до 40 м, ширина – от 3–4 до 10–15 км. Значительная часть долины заполнена аллювием, мощность которого колеблется от 0,5–1 до 8–10 м (иногда до 16 м). Общий объём эродированного рекой материала составляет 1,1 млрд м³, объём отложенного аллювия – 0,5 млрд м³.

Долина р. Нёман имеет в Беларуси протяженность 459 км. Глубина голоценового вреза составляет преимущественно 10–40 м, а ширина – от 0,1–0,5 до 4–5 км. Мощность аллювия 3–9 м. Рекой эродировано около 19 млрд м³ отложений, а объём аккумулятивной деятельности оценивается 7,5 млрд м³.

Долина р. Днепр на территории республики имеет длину 700 км. Глубина вреза за голоцен варьирует от 17 до 35 м, ширина – от сотен метров до 5 км и более. Мощность пойменного аллювия составляет 10–20 м. Общий объём эродированных отложений примерно достигает 70 млрд м³, а аллювия 52,5 млрд м³.

Значительная эрозионно-аккумулятивная работа производится крупными притоками Днепра – рр. Припятью, Березиной и Сожем. Так, глубина вреза Припяти при

выработке поймы, прослеживающейся на расстоянии 548 км, изменяется в интервале 5–12 м, ширина – от 1–2 до 16–18 км. Мощность аллювия варьирует от 10 до 18 м. Полный объём выработанной долины достигает 44 млрд м³, в том числе 34 млрд м³ в настоящее время заполнено аллювием. Березина – единственный из крупных водотоков (длина 613 км), который начинается и заканчивается в Беларуси. Пойменная часть её долины имеет ширину от нескольких сотен метров до 3–5 км и более. Врез за голоцен в основном составил 19–25 м, мощность накопленного за это время аллювия достигает 15–18 м. Объём выработанной долины составляет 29 млрд м³, а количество отложенного в ней аллювия – 22,5 млрд м³. Долина Сожа протягивается в пределах республики на 493 км, её пойменный врез достиг 12–25 м. Ширина сформированной за голоценовое время террасы варьирует от 1–2 км до 5–6 км, мощность аллювия в среднем составляет 8–10 м (до 15 м). Общий объём вреза измеряется примерно 31 млрд м³, а объём накопившегося в пойме аллювия достигает 19 млрд м³.

Остальные реки Беларуси имеют меньшие параметры долин, но тем не менее эффект их геологической деятельности весьма значителен. При достаточно большом количестве водотоков – 20,8 тыс., суммарный объём эродированного ими материала составляет 163 млрд м³, а отложенного аллювия – 104 млрд м³.

Для большинства рек характерен интенсивный подмыв и разрушение правобережных склонов речных долин. Эрозионная деятельность рек развита вдоль русла, где в местах дугообразных и коленообразных изгибов подмывается уступ пойменной, а иногда и надпойменных террас и коренных отложений. Эрозионные процессы действуют круглогодично, но максимальная интенсивность наблюдается в периоды половодий и паводков, когда происходит увеличение живой силы потока. Уровни рек поднимаются на 3,5–5,5 и более метров, в результате чего пойма затапливается и происходит разрушение и подмыв уступов террас и склонов коренных берегов, прорывы шеек меандров.

Абразионные процессы на территории Беларуси можно наблюдать на северо-восточных берегах озёр Нарочь и Мястро, на берегах водохранилищ Вилейское, Вяча, Заславское, Лепельское, Осиповичское, Погост и др. В отдельных районах страны остались следы абразии, которая развивалась на берегах крупных приледниковых озёр – Скидельского, Суражского, Полоцкого, где высота древних обрывов достигает 3–4 м, а у подножия располагаются большие скопления гравия и валунов.

По современным оценкам специалистов из 120 эксплуатируемых водохранилищ в Беларуси с суммарной длиной береговой линии около 1 300 км, от 30 до 40 %, а в некоторых случаях до 70 % составляют берега абразионного типа [5]. Ширина зоны переработки в зависимости от различных факторов колеблется в среднем за период эксплуатации от 5 до 20 м, достигая местами 33 м (вдхр. Лепельское). При этом объёмы размываемого грунта могут составлять от 4 до 57 м³ на 1 м погонной длины.

Гравитационные склоновые процессы получили широкое развитие на территории Беларуси. Среди них выделяются процессы, протекающие с высокой скоростью (обвалы, осыпи, оползни) и медленное перемещение материала на склонах – крип. Наибольшим площадным развитием пользуется последний. Обвалы, осыпи и оползни чаще всего приурочены к долинам крупных рек и некоторых их притоков, особенно на тех участках, где водотоки прорезают возвышенности и гряды. Заметно эти процессы проявляются на площадях развития крупных овражно-балочных систем, в прибрежной полосе ряда озёр и водохранилищ, а также почти во всех карьерах и на некоторых дорожных выемках.

Суффозионные процессы на территории страны распространены довольно широко и встречаются примерно на 1/4 всей площади республики [2]. Благоприятные условия для её развития складываются в пределах равнин и низин (Лучосинской, Горецкой, Могилёвской, Костюковичской, Чечерской, Стрешинской, Хойникской и др.), а также возвышенностей (Минской, Новогрудской, Оршанской, Копыльской, Мозырской и др.) с покровом лёссовидных образований. Количество и размер западин находится в прямой зависимости от мощности лёссовидных отложений (70 % общей площади западин приходится на участки с мощностью лёссовидных отложений более 4 м). Наибольшая плотность суффозионных форм (70–80 шт/км² и более) приурочена к районам с волнистым (превышения 6–7 м) и пологоволнистым (превышения 2–3 м) рельефом и мощным (до 10–12 м) чехлом лёссовидных отложений. Такие условия для развития суффозионных процессов сложились в восточной части Могилёвской и на Горецкой равнинах [2].

Техногенная суффозия встречается во всех крупных населённых пунктах Беларуси. Утечки из водонесущих коммуникаций, вскрытие водоносных горизонтов выработками, работа дренажных систем и водозаборных скважин способствуют активному развитию суффозионных процессов [3].

Распространение *карстовых процессов* определяется масштабами и частотой встречаемости карстующихся пород в приповерхностной части земной коры. В пределах Беларуси среди карстующихся пород в разрезе платформенного чехла наибольшим распространением пользуются известняки, доломиты, мергельно-меловые толщи и галоидные породы, соответственно на территории страны можно наблюдать карбонатный и соляной карст.

Распространение *просадочных процессов и явлений* на территории Беларуси связано с распространением лёссовых отложений. Занимаемая ими площадь составляет до 15 % всей территории республики и распространены преимущественно лёссовидные образования, типичные лёссы прослеживаются только на небольших участках.

Они имеют покровное залегание, подстилаются разнообразными по строению и составу флювиогляциальными, озерно-ледниковыми, ледниковыми, аллювиальными, озёрными и другими генетическими аккумуляциями четвертичной толщи, распространены довольно крупными массивами и относительно небольшими островами в пределах самых различных геоморфологических элементов. западины и воронки.

Основные площади лёссовых пород расположены между рр. Днепр и Березина, а также Днепр и Сож (Лиозненский, Оршанско-Могилёвско-Мстиславский и Гомельский массивы). Широкое распространение они получили в пределах Минской и Новогрудской возвышенностей (Минский и Новогрудско-Кореличский массивы), Копыльской гряды (Слуцко-Копыльский массив). Развита лёссовые породы также на северо-восточных склонах Мозырской гряды, в основном, на склонах, обращенных к Припяти, участками попадают в Полесье (Туровский и Хойникско-Брагинский массивы).

Наиболее типичные и мощные лёссы обладают максимальной просадочностью при избыточном увлажнении и дополнительной нагрузке до 30 см. В связи с повышенной пылеватостью лёссовые грунты Беларуси характеризуются лёгкой размокаемостью и тиксотропностью.

На территории страны *процесс подтопления* получил определенное распространение. В большинстве случаев он носит локальный характер и довольно быстро

ликвидируется. Но известно немало случаев, когда подтопление приводило к созданию постоянных или временных, с достаточно длительным сроком существования водоносных горизонтов. Такие инженерно-гидрогеологические горизонты, наряду со спорадическим обводнением, получили развитие во многих городах и поселках городского типа Беларуси.

Распространение процесса затопления в Беларуси. По повторяемости, площади распространения и суммарному среднему годовому материальному ущербу в масштабах страны наводнения занимают первое место в ряду стихийных бедствий. Особенно часто катастрофические разливы в периоды половодий и паводков наблюдаются на реках Белорусского Полесья – рр. Западном Буге, Мухавце, Припяти, Пине, Ясельде, Горыни, Птичи, Случи, Уборти. Кроме весеннего половодья, для рек Беларуси характерны также и дождевые паводки, которые могут наблюдаться от 1–2 до 3–4 раз в году.

В пределах страны *процессы заболачивания*, накопление торфа и формирование болотных равнин и низин происходит на довольно значительных территориях. В основном болота приурочены к поймам и пониженным участкам террас речных долин, озёрно-аллювиальным и водно-ледниковым равнинам и низинам, озёрным котловинам, денудационным ложбинам, а также к суффозионным и термокарстовым западинам. Общая площадь заторфованных низин и равнин в республике составляет около 2,4 млн га или около 11,5 % всей территории.

Распространение эоловых процессов на территории Беларуси. Ветровая деятельность наблюдается практически на всей территории республики. Проявляется она, главным образом, в виде дефляции (в т.ч. пыльных бурь) и аккумуляции. При этом следует заметить, что в условиях страны на развитие эоловых процессов накладывается множество ограничений. В частности, зональный лесной тип растительности полностью исключает возможность ветровой эрозии и эоловой аккумуляции в естественных условиях. Возможным эоловые процессы становятся только при интенсивной хозяйственной освоенности территорий.

Морозное пучение широко распространено на территории страны [1]. Его можно наблюдать каждую зиму во многих городах республики. Выражается оно, главным образом, в виде деформаций дорожного покрытия, а также зданий и сооружений. Наиболее часто проявление данного процесса наблюдается на северо-востоке Беларуси.

На территории Беларуси современные геологические и инженерно-геологические процессы и явления весьма специфичны, многочисленны и достаточно разнообразны. В большинстве своем все эти процессы являются неблагоприятными и существенно осложняют инженерно-хозяйственное освоение как крупных по площади территорий, так и локальных участков Беларуси, что, несомненно, обуславливает необходимость повышения внимания к инженерно-геологическим исследованиям и изысканиям на территории республики. Без учёта инженерной геодинамики невозможно развитие всего инженерно-хозяйственного комплекса Беларуси.

Библиографические ссылки

1. Галкин А.Н., Матвеев А.В., Павловский А.И., Санько А.Ф. Инженерная геология Беларуси: в 3 ч. Ч. 2. Инженерная геодинамика Беларуси / Под ред. В. А. Королёва. Витебск: Изд-во ВГУ им. П. М. Машерова, 2017. 456 с.

2. Корсакова О. П. Геоморфологическая роль суффозии в лёссовых породах Белоруссии: автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М: МГУ, 1990. 23 с.

3. *Котлов Ф. В.* Антропогенные геологические процессы и явления на территории города. М.: Наука, 1977. 172 с.

4. *Павловский А. И.* Закономерности проявления эрозионных процессов на территории Беларуси. Минск: Навука і тэхніка, 1994. 102 с.

5. *Широков В. М., Лопух П. С.* Переработка берегов водохранилищ Белоруссии (основные типы и стадии развития) // Современные рельефообразующие процессы / Под ред. Б. Н. Гурского, А. В. Матвеева. Минск: Наука и техника, 1986. С. 95–102.

УДК 624.131:504.5 (075.8)

ТЕХНОГЕННЫЕ НАМЫВНЫЕ И НАСЫПНЫЕ ГРУНТЫ: СВОЙСТВА И ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ

А. Н. Галкин¹, А. И. Павловский², О. В. Шершнёв²

¹Витебский государственный университет им. П. М. Машерова,
пр. Московский 33, 210038 Витебск, Республика Беларусь; galkin-alexandr@yandex.ru

²Гомельский государственный университет им. Ф. Скорины,
ул. Советская 104, 246019 Гомель, Республика Беларусь; aipavlovsky@mail.ru

На поверхности литосферы при проведении различных строительных и горных работ, в результате производственной деятельности человека образуется достаточно большое количество отложений, представляющих собой или отходы хозяйственной деятельности человека (отвалы шахт, заводов, городские свалки и т. д.), или отложения, специально созданные человеком в строительных и производственных целях (намывные грунты, грунты обратной засыпки, насыпи дорог и т. д.). Эти образования получили название техногенных грунтов.

Техногенные грунты широко распространены на селитебных территориях, в местах добычи и переработки полезных ископаемых, вдоль линейных сооружений различного назначения, на сельскохозяйственных землях и др. Процесс их образования и накопления с наибольшей интенсивностью происходит главным образом в районах крупных городов и промышленных объектов. Объём этих отложений значителен и постоянно возрастает. К началу XXI в. мировой объём всех разновидностей техногенных осадков достиг 1 500 млрд м³. Не является исключением в этом процессе и территория Беларуси. По региональной оценке, выполненной А. В. Матвеевым с сотрудниками (1991), техногенные отложения на территории республики встречаются повсеместно. По их подсчётам за последние два века в стране под влиянием антропогенного фактора перемещено примерно 10 млрд м³ грунтов, а с учётом вспашки – около 25 млрд м³. При этом авторы оценки отмечают, что техногенное преобразование грунтов на территории Беларуси происходило и происходит крайне неравномерно. Даже средние значения коэффициента техногенной трансформации грунтов (в десятках тысяч метров кубических на квадратный километр) варьируют в интервале от 4,7 до 34,3, локальные же показатели изменяются практически от нуля до 4 000.

Техногенные грунты относятся к специфическим грунтам. Они характеризуются неоднородным составом и строением, высокой изменчивостью свойств в пространстве и во времени. Массивы техногенных грунтов образуют своеобразные формы техногенного рельефа. Составление прогноза взаимоотношений массивов техногенных грунтов с окружающей природной средой представляется сложной задачей. Специальные исследования техногенных грунтов при инженерно-

геологических изысканиях практически не проводятся; нормативно-методическая база не разработана из-за существующего многообразия техногенных грунтов и, главное, их малой изученности.

Насыпные грунты. Все массивы насыпных грунтов по технологии своего образования можно подразделить на планомерно отсыпанные (насыпи) и отвалы.

Планомерно отсыпанные техногенные грунты образуются в результате инженерно-строительной деятельности при возведении разнообразных земляных сооружений, гидротехническом, транспортном строительстве и т. д. Они слагают насыпи, плотины, площадки, используются для создания грунтовых подушек. Состав грунтов определяется в зависимости от инженерно-строительных задач. Для отсыпки используются крупнообломочные, песчаные и глинистые грунты. Состав отсыпанных массивов грунтов, как правило, однородный, за исключением особых случаев, когда создается глинистое противодиффузионное ядро в теле насыпной плотины и др.

Свойства насыпных грунтов определяются, главным образом, составом перемещаемых природных образований, их предварительной подготовкой и технологией ведения работ. Эти грунты чаще всего укладываются с послойным уплотнением укаткой, нередко с трамбованием при влажности, соответствующей влажности оптимального уплотнения. В связи с чем, насыпные грунты обладают заданными или близкими к ним физическими и физико-механическими свойствами, которые могут медленно изменяться во времени.

Техногенные грунты отвалов горного производства. При добыче твёрдых полезных ископаемых открытым и подземным способами вскрышные и вмещающие горные породы складываются в большинстве случаев на поверхности земли. Так образуются массивы насыпных грунтов – отвалы (при открытом способе добычи полезного ископаемого) и терриконы или шахтные отвалы (при подземной добыче). При этом формируются техногенно переотложенные грунты (преимущественно песчано-глинистого состава) и техногенно образованные (крупнообломочные, возникшие при дроблении скальных и полускальных грунтов).

В зависимости от способа доставки вскрышных пород отвалы делятся на бестранспортные, формирующиеся конвейерными ленточными транспортёрами или отвалообразователями, и транспортные, создающиеся с помощью автомобильной или железнодорожной техники. Бестранспортные отвалы, как правило, отсыпаются по откосу и по способу укладки образуют конические и хребтовые формы, а транспортные – послойно с образованием плоских форм. По месту расположения отвалы бывают внутренними и внешними. Первые создаются в отработанном пространстве карьера, вторые – на некотором расстоянии от горной выработки. По строению внешние отвалы подразделяются на одноярусные, когда отсыпка ведётся на почву (обычно они высотой 15–40 м с углом естественного откоса 32–40°) и многоярусные, когда отсыпка осуществляется на ранее отсыпанный отвал (имеют высоту 40–150 м и угол откоса 16–20°). По орографии выделяют отвалы высотные, углублённые (формируются в пониженных участках рельефа и используются при планировке территории) и подземные (засыпаемые в отработанное пространство под землей).

Техногенные грунты отвалов открытой разработки полезных ископаемых формируются за счёт местных природных грунтов, сложение которых нарушено в результате производства горнотехнических работ. Так, например, отвалы вскрышных пород отработанного доломитового карьера «Руба» в окрестностях Витебска, сформированные в разные годы эксплуатации карьера, сложены преимущественно

глинистыми грунтами, по составу представленными моренными суглинками и супесями с гравийно-галечным материалом (до 15 %), гнездами песков и обломками доломитов различного размера (до 10 %), суммарной мощностью более 17 м. Местами техногенные глинистые грунты перекрыты маломощными (2–4 м) переотложенными аллювиальными серовато-бурыми пылеватыми песками, иногда мелкими и средними, часто с супесчано-суглинистыми гнездами и линзами. К песчаным отвалам повсеместно приурочен горизонт грунтовых вод, вскрываемый на глубине 0,5–0,6 м.

По результатам инженерных изысканий, проведенных Витебским отделом РУП «Геосервис», песчаные грунты этих отвалов преимущественно рыхлого сложения, коэффициент пористости их в среднем составляет 0,73, коэффициент фильтрации – 0,52 м/сут, угол естественного откоса в сухом состоянии – 44°, под водой – 32° [1].

Отвальные глинистые грунты обладают высокой плотностью и находятся преимущественно в полутвердой и тугопластичной консистенции, имеют умеренную естественную влажность, слабоводопроницаемы, при промерзании склонны к пучению. Сжимаемость насыпных глинистых грунтов в основном средняя, их модуль деформации по компрессионным испытаниям в интервале нагрузок $1\text{--}2 \times 10^5$ Па составляет 3,2–5,9 МПа, сцепление – $0,18\text{--}0,31 \times 10^5$ Па (по данным лабораторных исследований $0,45\text{--}0,52 \times 10^5$ Па), коэффициент внутреннего трения изменяется 0,195–0,28 (по лабораторным данным 0,093–0,193).

Свойства техногенных грунтов отвалов отличаются от свойств грунтов в естественном залегании. Происходящие при разработке, транспортировке и складировании нарушения структурных связей грунтов, гранулометрического состава и влажности приводят к тому, что техногенные грунты обладают меньшей плотностью и прочностью по сравнению с природными.

В отвалах происходят различные процессы, влияющие на состав, состояние и свойства отсыпанных грунтов: выветривание; обвалы и оползни в откосах отвалов; формирование техногенного водоносного горизонта; образование суффозионных провалов и т. д. При рекультивации отвалов проводятся специальные мероприятия по предотвращению развития нежелательных процессов и явлений (выполаживание откосов, террасирование склонов, землевание, фитомелиорация и др.).

Техногенные грунты терриконов формируются при отсыпке на поверхности земли вскрышных и вмещающих пород при подземной разработке различных полезных ископаемых, в частности при добыче углей. В их составе преобладают обломки сланцев, аргиллитов, алевролитов, песчаников, присутствуют уголь (от 12 до 40 %, в среднем 20 %), древесина (обломки крепи, шпалы и т. д.), различные металлические предметы (куски труб, рельсов). Состав углей предопределяет состав грунтов терриконов. При добыче бурых углей в отвалах преобладают глины, длиннопламенных и газовых углей – обломки аргиллитов, жирных и коксующихся углей – обломки глинистых сланцев.

Техногенные грунты строительных отвалов. Новое строительство, снос и реконструкция различных зданий и сооружений, прокладка коммуникаций, многочисленные планировочные работы на территории городов приводят к формированию отвалов грунтов, извлекаемых в ходе земляных работ из наземных и подземных горных выработок. Такие отвалы носят название «строительные отвалы». При экскавации, транспортировке и складировании происходит неизбежное нарушение естественного сложения грунтов, что является определяющим фактором формирования их строительных свойств и качеств [1]

Строительные отвалы – это непланимерно отсыпанные массивы техногенных грунтов. По составу среди них можно выделить две группы:

1) сложенные преимущественно природными грунтами, перемещаемыми из строительных котлованов и при планировке местности (содержат до 5 % строительного мусора);

2) сложенные перемещенными природными грунтами с примесью строительного мусора более 5 % и бытовых отходов, из-за особенностей состава по свойствам близкие к свалкам.

Они имеют площадное распространение, связаны, как правило, с развитием городского строительства и занимают различные понижения рельефа (овраги, балки, болота, пруды, поймы и русла рек и т. д.). При этом размеры площадей насыпных грунтов и их мощности определяются природным рельефом. Их состав зависит от состава отсыпаемого строительного мусора и литологии местных или привозных грунтов, перемещаемых в отвал.

Техногенные грунты строительных отвалов характеризуются неоднородностью строения, поскольку слагающие их грунты природного происхождения отсыпаются вместе со строительным мусором. Сортировка материала отсутствует. В результате переотложения меняется дисперсность грунтов, очевидно, по двум причинам: привноса более крупного материала и некоторой относительной потери тонкодисперсного пылевато-глинистого материала. Даже если примесь строительных отходов отсутствует, дисперсность может уменьшиться из-за распыления тонкого и лёгкого материала при разработке и перевозке местного природного грунта, а также возможных эрозионных и суффозионных процессов в отсыпанном массиве [1].

Грунты строительных отвалов сжимаемы при дополнительных нагрузках, их несущая способность низкая. В случае необходимости ведения строительства на таких грунтах используют свайные фундаменты или проводят усиление основания.

Согласно исследованиям Ю. М. Лычко (1982), достаточно эффективным является предварительное уплотнение строительных отвалов. Например, использование тяжелых трамбовок в отдельных случаях позволяет увеличить несущую способность оснований от 0,05–0,1 МПа (в исходном состоянии) до 0,15–0,25 МПа (после уплотнения).

Основными инженерно-геологическими особенностями техногенно переотложенных грунтов строительных отвалов являются следующие [1]:

1) неоднородность состава и строения, которая возрастает с увеличением мощности отложений;

2) содержание крупнообломочных включений (строительных отходов и пр.) в среднем менее 5%;

3) нейтральная и слабощелочная реакция среды; присутствие водорастворимых солей может обуславливать коррозионную активность грунтов к металлическим конструкциям;

4) небольшие изменения в минеральном составе по сравнению с природными аналогами, связанные с влиянием процессов выветривания;

5) малая дисперсность за счёт привноса крупнообломочного материала и (или) «потерь» мелкопылеватых и глинистых частиц;

6) низкая коллоидная активность грунтов;

7) широкие вариации влажности и степени влажности, при этом низкие значения плотности, повышенная пористость;

8) неудовлетворительные физико-механические характеристики: повышенная сжимаемость, пониженная прочность.

Намывные грунты. Намывные грунты создаются целенаправленно с использованием гидромеханизированных технологий: в понижениях рельефа при подготовке территории к строительству, как намывные сооружения из грунтовых материалов и как запасы строительного материала для устройства насыпей при последующем освоении территорий. В результате возникают планомерно возведенные массивы намывных грунтов, формирование состава, строения и свойств которых определяется тремя группами факторов: геологических, технологических и технических.

Массив намывных грунтов в инженерно-геологическом отношении может рассматриваться как геотехническая система или литотехническая система, включающая два взаимодействующих элемента: нижний – литосферный, представленный толщей грунтовых образований, находящейся в естественном залегании, и верхний – технический, представленный намывными грунтами. Фильтрационные, деформационные и прочностные свойства подстилающих грунтов во многом определяют характер и сроки консолидации намывного массива в целом. Поскольку намыв производится обычно на пониженных участках речных долин, грунтовые основания представлены слабо литифицированными разностями.

В Беларуси гидронамыв грунтов в основном применяется на юге страны, в пределах пойменных территорий Белорусского Полесья. Характерной особенностью отложений грунта, образовавшегося в результате намыва, является слоистая структура, которая формируется при небольшой интенсивности намыва, когда частицы грунта успевают избирательно отложиться на откосе намыва. При большой скорости наращивания частицы грунта укладываются хаотично. В случае слоистого строения намывного массива отмечается различие величин показателей фильтрационных свойств в продольном и нормальном относительно напластования направлениях. Практически сразу после прекращения процесса надводного намыва приобретают соответствующие проектные величины плотности скелета и влажности.

Библиографические ссылки

1. *Галкин А. Н.* Инженерная геология Беларуси: в 3 ч. Витебск: ВГУ им. П. М. Машерова, 2016. Ч. 1. Грунты Беларуси / Под ред. В. А. Королёва. 367 с.

УДК 502:550(476)

ТЕХНОМОРФЫ КОММУНАЛЬНОГО ТИПА НА ТЕРРИТОРИИ ЮГО-ЗАПАДА БЕЛАРУСИ

Е. А. Кухарик

Институт природопользования НАН Беларуси, ул. Ф. Скорины 10,
220114 Минск, Республика Беларусь; shzhk@mail.ru

Земная поверхность территории юго-западной Беларуси на современном этапе активно преобразуется в результате хозяйственной деятельности человека. Это приводит к появлению новых форм рельефа – техноморф, в число которых включены сооружения, возникающие в процессе строительства и эксплуатации полигонов и мини-полигонов твёрдых отходов.

Возникающие образования входят в состав коммунального типа техногенного рельефа, который объединяет формы аккумулятивного и деструктивного генезиса. К аккумулятивному подтипу относятся насыпи твёрдых бытовых и коммунальных отходов, ограждающие валы и кавальеры, площадки полигонов, сооружаемые в процессе строительства, а также постройки хозяйственной зоны. Подтип деструктивного рельефа представлен выемками полигонов большой, средней и малой мощности и мини-полигонов, выровненными участками полигонов, выемками обводных каналов и водоотводных канав, чашами прудов и дезинфицирующих ванн.

Всего, по данным Брестского областного комитета природных ресурсов и охраны окружающей среды, на территории юго-западной Беларуси по состоянию на 22.10.2018 г. существовало 18 полигонов и 196 мини-полигонов, предназначенных для складирования, переработки и утилизации твёрдых отходов. Основным нормативным документом, регламентирующим правила проектирования и эксплуатации объектов захоронения твёрдых отходов, является технический кодекс установившейся практики ТКП 17.11-02-2009 (02120/02030) [1]. Классификация объектов захоронения твёрдых отходов приведена в табл.

Таблица – Классификация объектов захоронения твёрдых отходов [1]

Наименование полигона по мощности	Среднегодовое количество отходов, тыс. м ³ /год
Мини-полигоны	до 5
Полигон малой мощности	5–30
Полигоны средней мощности	более 30–150
Полигоны большой мощности	более 150

Производственная зона является основным сооружением полигона, и может занимать до 95 % всей его площади. Проектирование и строительство полигона представляет собой многоэтапный процесс, при проведении которого учитываются инженерно-геологические, гидрогеологические, гидрологические, геоморфологические данные [2]. Уже на первых этапах создания площадки полигона твёрдых отходов происходит трансформация рельефа: сооружается котлован производственной зоны и укладываются изолирующие слои. В результате этого происходит перемещение и замена природных грунтов. Объём проводимых работ зависит от предполагаемой мощности полигона. Так, при сооружении котлована на 2-м участке полигона твёрдых отходов вблизи д. Вулька-Городищенская Пинского р-на Брестской обл. перемещено около 19 тыс. м³ отложений.

В процессе эксплуатации полигонов накапливается слой твёрдых отходов и формируется насыпь, которая увеличивается в размерах по мере поступления отходов. После накопления слоя мощностью 2–2,5 м производится его уплотнение при помощи специальной техники и изоляция слоем грунта мощностью 0,15–0,25 м [1].

Наиболее мощные аккумуляции твёрдых отходов в пределах исследуемого региона расположены на 18 полигонах, расположенных в относительной близости к основным городам региона. Примером крупного объекта для захоронения отходов является полигон у д. Вулька-Городищенская Пинского р-на Брестской обл. Эксплуатация первого участка ведётся с 1973 г., и, по оценкам автора, за это время был накоплен слой отходов объёмом 2,6 млн м³. По данным расчётов, суммарный объём накопленных твёрдых отходов на всех 18 крупных полигонах региона составляет около 11,1 млн м³.

На мини-полигонах, число которых на территории исследуемого региона достигает 196, также накапливаются твёрдые отходы, однако в значительно меньших объёмах. Так, на мини-полигонах вблизи дд. Омелино и Медно Брестского р-на Брестской обл. сосредоточено 34 708 и 6 803 м³ твёрдых отходов соответственно, а на мини-полигоне вблизи п. г. т. Ружаны Пружанского р-на Брестской обл. – 3 733 м³. По подсчётам автора, на всех мини-полигонах юго-запада Беларуси всего складировано около 1,9 млн м³ отходов.

Таким образом, в результате заполнения полигонов и мини-полигонов происходит формирование положительных аккумулятивных техноморф, суммарный объём которых составляет около 13 млн м³. Кроме этого, земная поверхность трансформируется в процессе строительства производственной и хозяйственной зон полигонов, формирования ряда аккумулятивных и деструктивных форм.

Библиографические ссылки

1. Объекты захоронения твёрдых коммунальных отходов. Правила проектирования и эксплуатации = Аб'екты захавання цвёрдых камунальных адходаў. Правілы праектавання і эксплуатавання: ТКП 17.11-02-2009 (02120/02030). Введ. 01.07.09. Минск: Минприроды, 2009. 39 с.

2. Соколов Л. И., Кибардина С. М., Фламме С., Хазенкамп П. Сбор и переработка твёрдых коммунальных отходов. М.: Инфра-Инженерия, 2017. 176 с.

УДК 504.54:631.42(476)

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ СТРОИТЕЛЬСТВА КИТАЙСКО-БЕЛОРУССКОГО ИНДУСТРИАЛЬНОГО ПАРКА «ВЕЛИКИЙ КАМЕНЬ»

Н. Ф. Воронкова, С. А. Юдаев

Белорусский государственный университет, факультет географии и геоинформатики,
пр. Независимости 4, 220030 Минск, Республика Беларусь; yudarvsergei@mail.ru

Северо-восточная часть Минской возвышенности – район перспективный для масштабного строительства гражданских и промышленных объектов. В первую очередь это обусловлено строительством Китайско-Белорусского промышленного парка и близостью Национального аэропорта «Минск-1» – главного воздушного узла страны. Под промышленный парк отводится 8 048 га территории Смолевичского р-на между Петровичским водохранилищем и Национальным аэропортом.

На этой территории (рис.) вводится специальный правовой режим сроком действия на 50 лет. Для развития парка создаётся совместное белорусско-китайское предприятие, доля Беларуси – 40 %, Китая – 60 %. В парке планируется построить высокотехнологичные и экспортно-ориентированные производства. Срок реализации проекта – 30 лет, ориентировочная стоимость – 30 млрд долл., численность работающих – 600 тыс. чел. Приоритетные направления, намечаемые к развитию в парке – электроника, биомедицина, тонкая химия и машиностроение. Планируемые рынки – страны СНГ и Европейского Союза. Главная цель градостроительного развития парка состоит в обеспечении инвестиционной привлекательности его территории, в том числе за счёт комплексного, планомерного, экономически целесообразного развития инфраструктуры, а также создания условий, обеспечивающих высокий

уровень жизнедеятельности населения при сохранении экологической устойчивости региона.

Этот парк имеет особое значение для развития экономики нашей страны, поэтому должны производиться особые инженерно-геологические изыскания высокой точности, которые будут давать исчерпывающие сведения для комплексной оценки инженерно-геологических условий строительства и выбора наиболее экономически выгодных площадок возведения сооружений комплекса. Особое внимание следует уделить экологической безопасности региона. Проектирование и строительство объектов должны планироваться с условием сведения к минимуму негативного влияния на окружающую среду. Должны быть приняты все меры по защите территории от влияния инженерной деятельности на флору, фауну, гидрологическую сеть, подземные воды, почвенно-растительный покров.

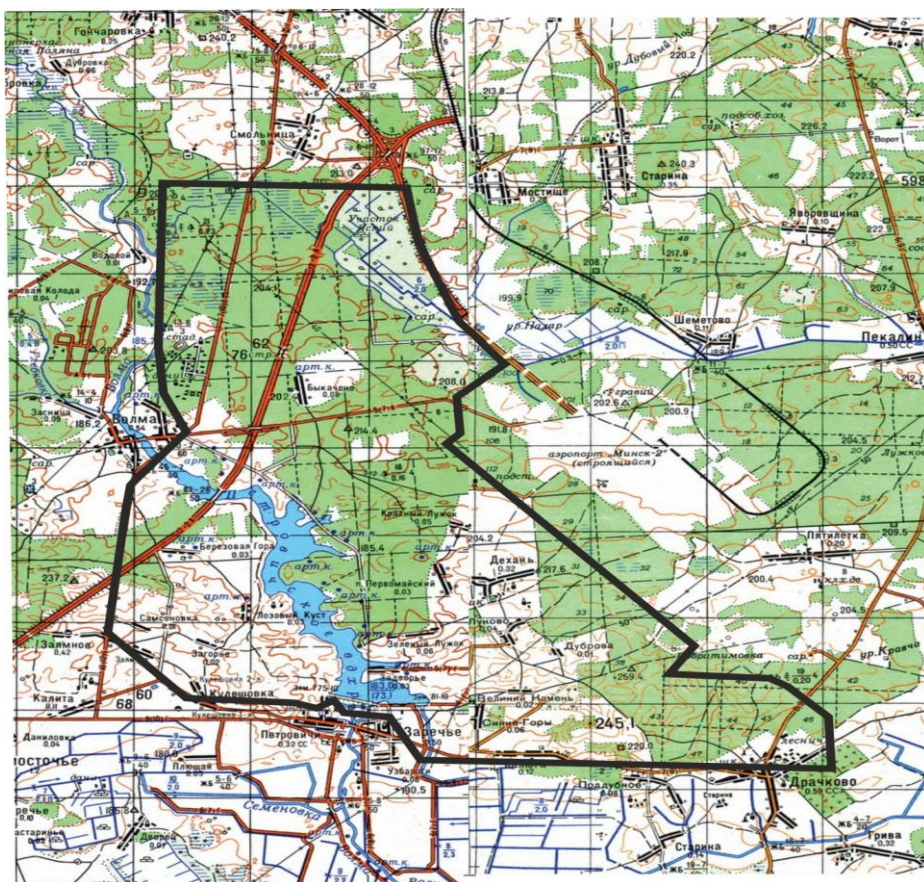


Рисунок – Территория индустриального парка

Согласно геоморфологическому районированию территория расположена в пределах северо-восточной части Минской краевой ледниковой возвышенности. Для Минской возвышенности характерна ярусность рельефа. Наиболее высокий ярус образуют угловые массивы. Они имеют грядово-холмистую или холмисто-увалистую поверхность с относительными высотами 15–20 м. Более пониженный ярус занимают маргинальные дуги краевых образований с абсолютными отметками 220–240 м. Они отличаются средне холмистым и средне увалистым рельефом с относительными превышениями 5–10 м. Третий ярус представлен пологоволнистой и увалистой моренной равниной, долинами зандрами, флювиогляциальной равниной, среди кото-

рой выделяются отдельные озёра и камовые холмы. Территория представляет собой мелкохолмистую флювиогляциальную равнину. Общий уклон рельефа наблюдается в западном направлении к долине р. Волма. Локальное понижение отчётливо прослеживается в северном направлении, в сторону р. Уша, где минимальные абсолютные высоты составляют 185–190 м. Максимальные отметки составляют 210 и более метров [3].

Неблагоприятные геологические процессы (подтопление территории, заболачивание) наблюдаются в поймах рек Уша, Волма и в районе Петровичского водохранилища. Мелиорация, проводимая в прошлом, сократила площадь земель, подверженных заболачиванию. Однако из-за относительно высокого уровня грунтовых вод процесс заболачивания продолжается на подтопленных участках территории. Большая часть территории залесена. Возле населённых пунктов в пределах исследуемой территории земли распаханы.

Климат района умеренно континентальный. Формируется под влиянием воздушных течений со стороны Атлантического океана (западный перенос). Естественным барьером на пути движения влажных атлантических масс выступает Минская возвышенность, расположенная к северо-западу от участка изысканий. По количеству выпадающих осадков территория планируемого строительства, как и вся территория Беларуси, относится к зоне достаточного увлажнения. Основное их количество связано с циклонической деятельностью. В среднем за год выпадает 638 мм осадков. Месячное количество осадков летом 80–93 мм. Преобладающие ветры западные и северо-западные. Территория расположена во «II в» строительно-климатическом подрайоне. Нормативная глубина сезонного промерзания грунтов по данным Госкомгидромета составляет для: суглинков – 102 см, супесей, песков мелких – 124 см, песков средних – 133 см.

Условия поверхностного стока на большей части территории удовлетворительные. Водотоки изучаемой территории представлены реками Уша и Волма, Петровичским водохранилищем и системой мелиоративных каналов.

Несмотря на разветвленную сеть каналов, условия стока затруднены в пойме р. Уша. Река Уша начинается в 2,5 км к юго-востоку от д. Смольница Смолевичского р-на Минской обл., устье в 4,5 км к востоку д. Уша Березинского р-на. Длина реки 89 км. Площадь водосбора 725 км². Среднегодовой расход воды в устье 4,2 м³/с. Русло реки от истока на протяжении 13,9 км канализировано, принимает сток мелиоративных каналов, здесь велись торфоразработки. На изучаемой территории река спрямлена. Река Уша в северной части имеет заболоченную пойму, шириной до 840 м, которая сужается вниз по течению реки к западу до 130 м. Пойма расчленена сетью каналов, имеющих сток в реку – следствие ранее проводимых мелиоративных работ.

Река Волма начинается мелиоративным каналом около д. Королев Стан Минского р-на. Длина реки 103 км. Площадь водосбора 1 150 км². Почти вся пойма осушена и распахана. Река используется как водоприемник мелиоративных систем, также питает пруды (часть воды через них сбрасывается в р. Свислочь) рыбхоза «Волма» в пос. Озёрный Червенского р-на. В верхнем течении на водосборе расположены биологические заказники республиканского значения Юхновский и Волмянский.

Площадь Петровичского водохранилища 4,7 км², длина 11,5 км, максимальная ширина 2 км, максимальная глубина 8,2 м. Объём воды 15 млн м³. Площадь водосбора 214 км², равнинный (распаханность 40 %, залесенность 25 %, заболоченность

5 %). Средний годовой сток более 55,4 млн м³. Колебания уровня на протяжении года 3,5 м.

Региональное распространение на территории района имеют межморенные днепровско-сожский и нижнеплейстоценово-днепровский водоносные комплексы, на эксплуатации подземных вод которых базируется в основном централизованное водоснабжение крупных городов и поселков. Основным источником водоснабжения мелких потребителей, а также сельских населённых пунктов являются подземные воды надморенных отложений сожского горизонта и воды спорадического распространения в моренных отложениях на небольших глубинах.

Наименее защищены от техногенного загрязнения грунтовые воды. Они распространены практически повсеместно и приурочены к различным генетическим типам четвертичных отложений: к современным болотным отложениям, аллювиальным и озерно-аллювиальным образованиям, а также к флювиогляциальным надморенным отложениям времени отступления сожского ледника. Залегают они на глубине от долей метра до 5 м, реже до 10 м (в среднем 2–4 м). Амплитуда сезонных колебаний уровня грунтовых вод обычно не превышает 1,5–2,0 м. Важнейшими водоносными комплексами четвертичных отложений, содержащими напорные подземные воды на рассматриваемой территории, являются днепровско-сожский (f, lgII_d-sz) и березинско-днепровский (f, lgII_{br}-d). Четвертичные отложения характеризуются в целом достаточно высокой проницаемостью, что обуславливает формирование в их толще значительных запасов пресных подземных вод, позволяющих не испытывать дефицит промышленно-бытового водоснабжения региона [3]. Для хозяйственно-питьевого и производственного водоснабжения Национального аэропорта «Минск» используются воды днепровско-сожского водоносного комплекса, залегающего на глубинах от 28 до 50 м. По результатам химических анализов грунтовые и болотные воды неагрессивны к бетону любой марки по водонепроницаемости и арматуре железобетонных конструкций.

При подъеме уровня воды в реке значительная часть территории района может временно затопливаться. Граница затопливаемой территории и отметки паводковых уровней различной обеспеченности должны определяться в ходе специальных гидрологических исследований. При выборе типа фундаментов и глубины их заложения необходимо учитывать положение уровня грунтовых вод и возможность его прогнозного подъема. Следует иметь ввиду, что при застройке может измениться как уровенный режим, так и химизм подземных вод из-за изменения условий поверхностного стока, инфильтрации и испарения, фильтрационных свойств грунтов, изменения области питания и разгрузки, утечек из водонесущих коммуникаций и других факторов. В случае необходимости проектирования строительного водопонижения, гидрогеологические параметры водоносного горизонта должны быть получены посредством специальных гидрогеологических исследований [2].

На этапе строительства основными источниками загрязнения будут служить сбросы производственных и бытовых стоков, а также попадание в воду химических и механических загрязнителей со строительных площадок. Для ослабления негативного воздействия на поверхностные и грунтовые воды во время строительства следует выполнять множество требований. Для исключения фильтрации сточных вод в грунтовые воды дно приямков сооружений должно быть забетонировано. Продолжительность пребывания сточных вод в приямке не должно превышать 3–4 суток. Сточные воды вывозятся специальным автотранспортом на очистные сооружения. Хозяйственно-бытовые и производственные сточные воды по напорному коллектору

подаются на очистные сооружения г. Смоленска. Будут проведены работы по изменению расположения коллектора, так как на сегодняшний день он проходит по территории планируемого строительства. Пропускная способность позволит перекачивать объём дополнительно образующихся после строительства стоков совместно с существующим объёмом. Очистные сооружения, не обеспечивающие достаточную очистку сегодня, не смогут проводить очистку стоков при увеличении их количества почти вдвое. Таким образом, до ввода в эксплуатацию объекта, необходима реконструкция существующих или строительство новых очистных сооружений.

В большинстве своем воздействия на природные воды будут временными и локальными, на этапе строительства они произведут лишь незначительные, локализованные и кратковременные негативные воздействия. Такие воздействия обычны для строительства и могут контролироваться за счёт надзора над экологическими аспектами и использования надлежащих строительных норм.

Наличие в верхней части геологического разреза отдельных линз малопрочных песков существенно влиять на выбор фундаментов не будут. После изучения их механических свойств можно принять определенные конструктивные мероприятия (выемка, уплотнение, прорезка сваями и др.). При проектировании и строительстве следует учесть, что подрезка склонов холмов может вызвать эрозионные процессы. На последующих стадиях изысканий непосредственно в контурах проектируемых зданий и сооружений должны быть определены границы распространения инженерно-геологических элементов, уточнены нормативные и получены расчётные значения характеристик физико-механических свойств грунтов [4].

При строительстве, особенно на начальных этапах проведения работ, будут преобладать техногенные механические нарушения почвенно-растительного покрова. Они возникают при строительстве объекта, транспортировке материалов, сооружении подъездных дорог при бессистемном движении автодорожной и строительной техники. Прямое воздействие на земельные ресурсы заключается в изъятии земельных угодий. Земельные участки, отводимые на период строительства, для размещения временных производственных баз, временных подъездных дорог и для других нужд строительства, после их восстановления в установленном порядке подлежат возврату тем землепользователям, у которых эти участки были изъяты. Потенциальными источниками загрязнения земель при строительстве могут быть транспортные средства, оборудование, материалы, используемые при строительстве. Во время строительства в почве возможно увеличение главным образом концентрации нефтепродуктов. Однако, учитывая низкий фон и непродолжительное воздействие, к существенным изменениям состояния почвы это не приведет.

Строительство и эксплуатация проектируемых объектов в определенной степени окажет воздействие на окружающую среду. Запроектированные объекты будут размещены преимущественно на открытой местности, которая в настоящее время занята в основном лесными насаждениями и сельхозугодьями. В процессе выполнения запланированных видов работ в результате действия непосредственных и опосредованных факторов будут происходить изменения во внешнем облике ландшафтов, видовом составе и структуре растительного покрова, как в пределах самой территории строительства, так и на сопредельных территориях. Наибольшим изменениям будут подвержены природные ландшафты и растительный покров в результате прямого воздействия при выполнении строительных работ. Рубка леса может привести к упрощению состава и строения лесов, обеднению флористического состава и выпадению из него хозяйственно ценных, а также редких видов. Кроме того косвен-

ный вред может быть представлен в химическом загрязнении рассматриваемых территорий выбросами загрязняющих веществ от источников проектируемых объектов. Базируясь на литературных данных, редких и исчезающих видов животных, охраняемых в соответствии с законодательством Беларуси, в районе не встречается. Однако, учитывая нахождение вблизи строящегося объекта республиканского биологического заказника «Пекалинский», а также способность представителей животного мира перемещаться на значительные расстояния, нельзя исключать возможности нахождения представителей видов, внесенных в Красную книгу Беларуси, вблизи существующих или планируемых к строительству объектов.

Таким образом можно отметить, что физико-географические условия территории северо-восточной части Минской краевой ледниковой возвышенности являются благоприятными для строительства и не требуют значительных капиталовложений для их улучшения. Рельеф местности не требует нивелировки, количество осадков в течение года не вызывает опасных экзогенных процессов. Исключения составляют лишь те районы, где наблюдаются такие осложняющие факторы как высокий (с учётом прогноза) уровень залегания грунтовых вод, неблагоприятные условия поверхностного стока, подтопленность наиболее пониженных участков территории, и наличие биогенных грунтов (торфа). Важную роль играет наличие карбонатных слабозаторфованных грунтов (мела, мергеля), характеризующихся повышенной сжимаемостью, наличие озерно-аллювиальных супесей способных к тиксотропному разупрочнению при динамическом воздействии и пучении при промерзании. Большое количество естественных и искусственных водотоков, затрудняющих в ряде случаев строительство, вместе с тем могут быть использованы в рекреационных целях.

При инженерно-геологических изысканиях на стадии обоснований инвестиций в строительство был проделан комплекс работ и исследований, позволяющий получить необходимые и достаточные материалы для разработки экономически целесообразного и технически обоснованного решения при проектировании и строительстве индустриального парка [1]. Одновременно учитывалось рациональное использование и охрана природной среды, а также получены данные для составления прогноза изменений природной среды под воздействием строительства и эксплуатации предприятий, зданий и сооружений. Были проведены инженерно-экологические изыскания с целью прогноза влияния строительных работ на экологическое состояние территории, а также обследования территории со стороны благоприятности экологической обстановки и наличия условий для жизни и хозяйственной деятельности. Исходя из этого, можно отметить, что большая часть территорий площадок благоприятна для строительства.

Библиографические ссылки

1. Дудлер И. В., Хайне Н. М. Оценка категории сложности инженерно-геологических условий для строительства особо опасных, технически сложных и уникальных объектов // Геоэкология. 2011. № 1. С. 75–87.
2. Зверев В. Л., Кузеннов С. М. Влияние урбанизации на гидрогеологические условия территории // Геоэкология. 2003. № 2. С. 130–138
3. Комаровский М. Е. Минская и Ошмянская возвышенности. Мн.: ИГН АН Беларуси, 1996. 125 с.
4. Таракановский В. К., Капустин Н. К., Климов А. Н. Опыт мониторинга процессов деформирования в грунтах основания высотных зданий // Геоэкология. 2010. № 6. С. 555–565.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РИСКИ И МЕТОДЫ ИХ ОЦЕНКИ ПРИ РАЗРАБОТКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТВЁРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

А. В. Кирикович

Научно-производственный центр по геологии, филиал «Институт геологии»,
ул. Купревича 7, 220141 Минск, Республика Беларусь; lexkirik@mail.ru

Риск – достаточно сложное понятие, имеющее множество истолкований в зависимости от сферы его применения. Исследования проблемы рисков происходили в XX веке в основном в теории планирования эксперимента в технических и естественных областях знаний. В целом риск – это возможность возникновения в будущем каких-либо неблагоприятных ситуаций и негативных последствий. Понятие «риск» тесно связано с понятием «неопределённость». Неопределённость – это неполнота или неточность информации об условиях осуществления определённой деятельности, о намерениях и поведении других её участников.

Риск выполняет ряд функций [2]:

1. Защитная функция заключается в объективной необходимости вырабатывать меры по предотвращению негативных последствий реализации риска. Эти меры могут носить финансовый, организационно-технический или юридический характер.

2. Регулятивная функция может выступать в конструктивной или деструктивной форме. Конструктивная составляющая регулятивной функции проявляется в появлении таких форм действий, которые позволяют снизить риск. Деструктивная составляющая связана с возможной переоценкой или недооценкой риска. Ожидания негативного характера приводят к принятию решений менее опасных, но при этом и менее эффективных с финансовой точки зрения. В противоположном случае могут быть реализованы неоправданно рискованные операции.

3. Компенсирующая функция – это возникновение дополнительной прибыли в случае реализации оптимистического сценария развития ситуации.

4. Социально-экономическая функция: риск выводит на передний план наиболее эффективные отрасли предприятия.

Во внешней среде геологоразведочного предприятия или горнодобывающей компании систематически возникают следующие виды рисков [5]: кредитно-банковский, рыночный, валютный, политический, конкурентный, законотворческий, внешнеэкономический и форс-мажорный риск.

Среди рисков, которые возникают во внутренней среде предприятия, можно выделить производственно-технологический, экологический, геологический и природный риск [5].

В геологоразведочной отрасли важнейшую роль при инвестировании играет геологический риск. В настоящее время единого определения геологического риска не существует. В научной литературе сравнительно недавно появились работы, анализирующие фактор риска при проведении геологоразведочных работ (ГРР).

Геологический риск представляет собой вероятность неподтверждения количества и качества запасов полезного ископаемого, планируемого к добыче [4]. С позиции инвестора геологический риск является возможностью убытков, дополнительных расходов или недополучение прибыли в случае, если ожидаемые изначально

расчётные данные по конкретному месторождению окажутся ниже фактических. Вероятность неподтверждения геологической информации является субъективной характеристикой, зависящей от объёма доступной информации, количества знаний об объекте.

По причине возникновения геологические риски могут быть разделены на три группы [5]: недостаточный объём, качество и глубина охвата исследований; ошибочная интерпретация результатов исследований и неточность перемасштабирования.

Геологический риск обусловлен неопределённостями геологического строения исследуемой территории и истории ее формирования. Чем сложнее геология и меньше изученность, тем больше неопределённости и, соответственно, тем больше геологические риски.

Геологоразведочная деятельность носит, как правило, долгосрочный характер. По мере изучения, детализации и развития исходных данных о геологических объектах снижается неопределённость, а значит, и геологический риск. Соблюдение стадийности при проведении геологоразведочных работ позволяет оптимизировать производственный процесс и своевременно проводить анализ получаемых результатов с целью выбора направлений дальнейшего изучения. Нарращивание данных о минерально-сырьевой базе увеличивает уровень надёжности получаемой продукции.

В зависимости от стадии ГРП меняется содержание и размеры геологического риска. На стадии поисковых работ надёжность прогнозной информации о месторождении минимальна, в то время как геологический риск, связанный с необнаружением месторождения, максимален. На стадии оценочных работ (геолого-экономическая оценка проявлений и месторождений) геологический риск обусловлен возможностью неподтверждения наличия месторождений, представляющих промышленную ценность. На стадии разведочных работ (изучение геологического строения, технологических свойств полезного ископаемого, гидрогеологических, инженерно-геологических условий отработки месторождения; технико-экономическое обоснование промышленной ценности и освоения месторождения) геологический риск представляет собой неподтверждение рентабельности отработки месторождения.

При эксплуатационной разведке геологический риск возникает при сопоставлении данных разведки и разработки месторождений. По данным А. М. Быбочкина, по медно-никелевому месторождению Восток расхождение данных по руде составляло 47,9 %, никелю – 44,5 %, меди – 40,2 %. По Никитовскому месторождению запасы ртути снизились на 25 %, по Синарскому по руде на 31,3 %, по никелю – на 33,1 % [1].

В случае существенного различия между прогнозным и реальным объёмом добычи геологический риск может быть оценен следующим образом [4]: как вероятность убытков и невозможности вернуть затраченные средства; как вероятность дополнительных расходов на проведение не предусмотренных ранее работ с целью уточнения геологических параметров месторождения; как упущенная возможность получения дополнительной прибыли при незначительных различиях между расчётными и фактическими показателями.

В случае неблагоприятного исхода ГРП суммарный геологический риск для инвестора в денежном выражении оценивается как сумма затрат на проведение работ на предшествующих неустепях стадиях.

Оценка рисков – это процесс определения вероятности возникновения факторов риска – определённых событий или ситуаций, способных негативно повлиять на

развитие проекта и достижение запланированных результатов [3]. Оценка геологических рисков является приоритетной задачей в геологоразведочном процессе.

Оценка рисков складывается из определения нежелательных факторов и ситуаций, возникновение которых теоретически возможно (качественный анализ), и количественной оценки ущерба от их возникновения (количественный анализ).

Задачей качественного анализа риска является выявление источников и причин риска, этапов и работ, при выполнении которых возникает риск, т. е.: определение потенциальных зон риска; выявление рисков, сопутствующих проведению геологоразведочных работ; прогнозирование практических выгод и возможных негативных последствий проявления выявленных рисков.

Итоговые результаты качественного анализа риска служат исходной информацией для проведения количественного анализа, то есть оцениваются только те риски, которые присутствуют при осуществлении конкретной операции алгоритма принятия решения.

На этапе количественного анализа риска вычисляются числовые значения величин отдельных рисков и риска объекта в целом. Количественный анализ можно формализовать, для чего используется инструментарий теории вероятностей, математической статистики, теории исследования операций. Наиболее распространёнными методами количественного анализа риска являются статистические, аналитические, метод экспертных оценок, метод аналогов [3]. Таким образом, в процессе оценки рисков каждому возможному фактору риска присваивается определённая величина, в соответствии с которой определяется целесообразность реализации того или иного проекта или решения.

Статистические методы. Суть статистических методов оценки риска заключается в определении вероятности возникновения потерь на основе статистических данных предшествующего периода и установлении зоны риска, коэффициента риска и т. д.

Метод оценки вероятности исполнения позволяет дать упрощённую статистическую оценку вероятности исполнения какого-либо решения путем расчёта доли выполненных и невыполненных решений в общей сумме принятых решений.

Ключевая идея метода имитационного моделирования Монте-Карло состоит в соединении анализа чувствительности и вероятностных распределений факторов модели. Вместо создания отдельных сценариев в указанном методе создаются сотни возможных комбинаций факторов с учетом их вероятностного распределения.

Технология «Risk Metrics» разработана компанией «J. P. Morgan» для оценки риска рынка ценных бумаг. Методика подразумевает определение степени влияния риска на событие через вычисление «меры риска».

Аналитические методы позволяют определить вероятность возникновения потерь на основе математических моделей и используются в основном для анализа риска инвестиционных геологоразведочных и горнодобывающих проектов.

Анализ чувствительности сводится к исследованию зависимости некоторого результирующего показателя от вариации значений показателей, участвующих в его определении.

Основная идея метода корректировки нормы дисконта с учетом риска заключается в корректировке некоторой базовой нормы дисконта, которая считается безрисковой или минимально приемлемой.

С помощью метода достоверных эквивалентов осуществляется корректировка ожидаемых значений потока платежей путем введения специальных понижающих

коэффициентов с целью приведения ожидаемых поступлений к величинам платежей, получение которых практически не вызывает сомнений и значения которых могут быть достоверно определены.

Метод сценариев позволяет совместить исследование чувствительности результирующего показателя с анализом вероятностных оценок его отклонений.

Метод экспертных оценок представляет собой комплекс логических и математико-статистических методов и процедур по обработке результатов опроса группы экспертов, причём результаты опроса являются единственным источником информации.

Метод аналогов используется в том случае, когда применение иных методов по каким-либо причинам неприемлемо. Метод использует базу данных аналогичных объектов для выявления общих зависимостей и переноса их на исследуемый объект.

Риск-анализ проведения геологоразведочных работ и деятельности горнодобывающего предприятия должен включать в себя как оценку риска (определение факторов и видов риска, а также его количественных показателей), так и управление риском (оценка эффективности методов и мер воздействия на риск, проведение соответствующих мероприятий по снижению риска и контроль за их выполнением). Наибольшую опасность при этом представляют факторы, которыми предприятие не может управлять – факторы внешней среды, в том числе геологические.

Библиографические ссылки

1. Быбочкин А. М., Быховский Л. З., Воробьёв Ю. Ю. Комплексная геолого-экономическая оценка рудных месторождений. М.: Недра, 1990. 326 с.

2. Воробьева Т. В. Управление рисками: учебное пособие. Томск: Изд-во Том. гос. архит.-строит. ун-та, 2014. 68 с.

3. Крук М. Н., Павлов А. Н. Возможности оценки геолого-экономических рисков при освоении минеральных ресурсов арктических морей России. СПб.: РГГМУ, 2013. 102 с.

4. Пашкевич Н. В., Хлопонина В. С. Особенности учета геологического риска при инвестировании в геологоразведочные работы на дефицитные хромовые руды // Зап. Горного ин-та. 2013. Т. 201. С. 84–94.

5. Тасмуханова А. Е. Системно-методический подход к оценке рисков при планировании деятельности нефтегазодобывающих предприятий (на примере Республики Казахстан) // Нефтегазовое дело. 2006. № 2. С. 1–21.

УДК: 552:550.424.6. (477+437+498+439)

ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ВОДОСБОРА р. ТИСА

Д. Л. Творонович-Севрук, О. В. Лукашёв

Белорусский государственный университет, факультет географии и геоинформатики,
пр. Независимости 4, 220030 Минск, Республика Беларусь; 375297634959@yandex.ru

Северная часть водосбора р. Тисы, площадью более 50 000 км², включает в себя территорию юго-запада Западных и Восточных Карпат, а также север Среднедунайской равнины [1–8]. В данном регионе примыкают друг к другу Украина, Венгрия, Румыния и Словакия, что определяет наличие в указанном сегменте водосбора р. Тисы процессов трансграничного переноса. Геологическая среда рассматриваемого региона неоднородна, в верхней части водосбора Тисы расположены горные си-

стемы, а в средней и нижней – равнинные пространства, сложенные толщами древнего аллювия. На территории проявляются различные гипергенные геохимические процессы – от выветривания материнских пород до переноса и аккумуляции его продуктов в промежуточном бассейне стока (вдхр. Кишкёр). Система хозяйствования и сочетание геологических факторов обуславливают значительную чувствительность геоэкологической составляющей геологической среды региона к инцидентам техногенного и природного генезиса. Кроме того, горный и равнинный режимы рек существенно влияют на распределение химических элементов в современных обстановках гипергенеза (рис. 1).

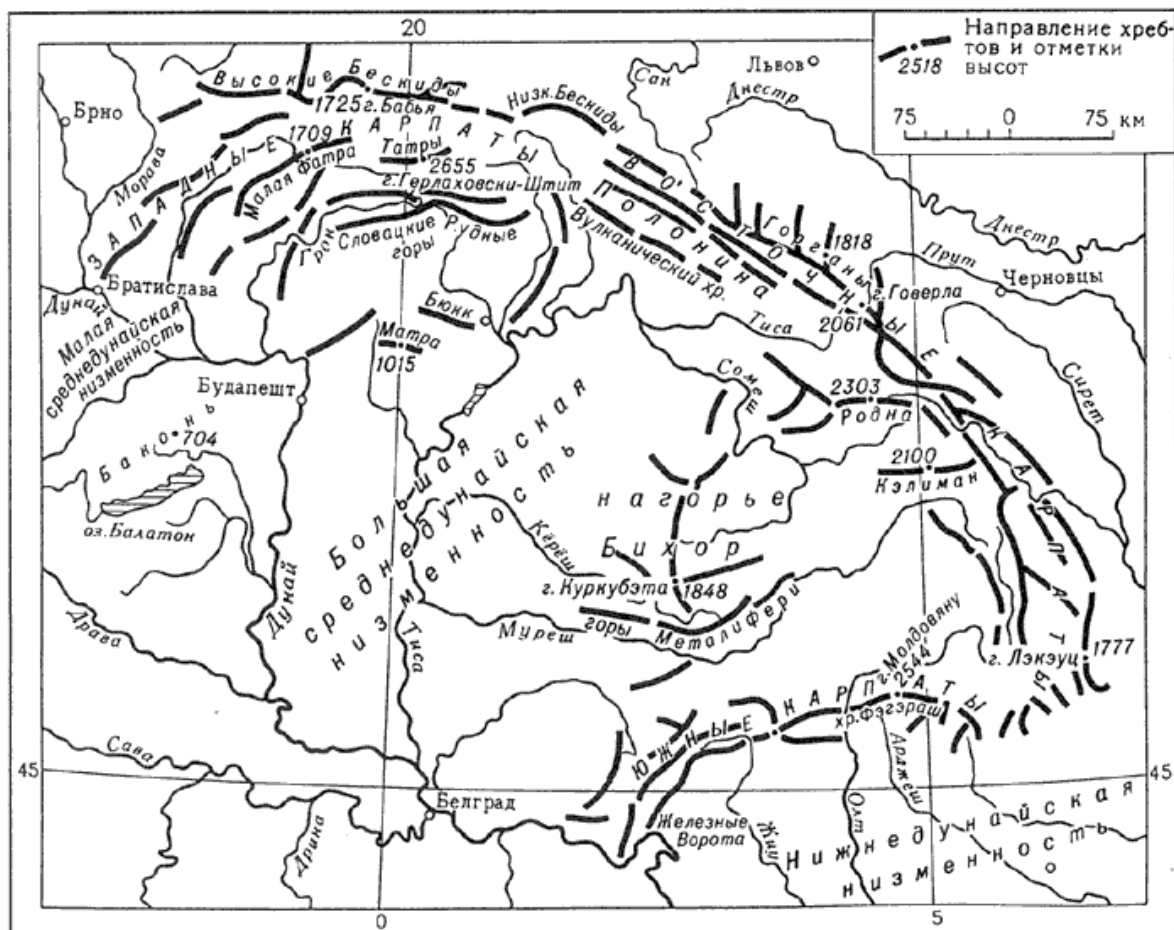


Рисунок 1 – Водосбор р. Тиса в контексте Черноморского бассейна [6]

В настоящей работе под термином «геоэкологическое изучение» понимается комплекс научно-исследовательских работ, использующих методы дистанционного зондирования, сравнительного анализа и геохимического исследования покровных отложений региона при сопоставлении особенностей геологического строения, системы хозяйствования и населённости рассматриваемой территории. В качестве информационной базы использовались материалы дистанционного зондирования региона Google Earth® максимально доступного временного диапазона [1] и данные из открытых источников [2–13]. На основании проведённых наблюдений выделялись основные направления дальнейшего геоэкологического изучения территории.

Река Тиса является наиболее протяжённым (965 км) левым притоком р. Дунай, общая площадь водосбора составляет 153 000 км². Исток реки расположен на юго-западной периферии Карпат, разница между высотой истока и устья достигает 380 м [1–9]. По особенностям рельефа верховье водосбора р. Тисы является средневысокой горной страной, образованной сочетанием субпараллельных горных хребтов северо-западного и юго-восточного простирания с вертикальным расчленением рельефа до 2 000 м. В пределах региона развита высотная поясность – зоны от умеренной до холодной с соответствующей им растительностью. Реку Тиса по режиму питания и морфологии можно отнести к средиземноморскому типу, для которого характерно неравномерное распределение осадков на протяжении года, выражающееся в паводках, обусловленных зимним выпадением осадков и их таянием, а также летним межнем при сокращении стока [5–7, 9, 10]. Данная особенность питания усложняется особенностями геологического строения зоны замедленного и активного водообмена.

Для территории характерно значительное эрозионное расчленение рельефа. Водосборы притоков имеют вытянутые продолговатые очертания, высоты водосборов достигают 1 200 м, средние уклоны до 400 ‰, ширина бассейнов составляет 10–35 км. Конфигурация речной сети р. Тиса в пределах Карпат близка к древовидной. Для водосборов верхнего течения р. Тиса типичны отчётливо выраженные V-образные профили речной долины в верховье и U-образные в нижнем и среднем течении. На горных участках рек долина более похожа на ущелье с каменистым скальным дном и отвесными прилегающими склонами.

Впадины водосборов располагаются между горными хребтами и сформированы снесёнными со склонов продуктами выветривания, конусами выноса и толщами, образованными деятельностью постоянных и временных водных потоков. Горные склоны верхнего течения водосборов покрыты преимущественно древесной растительностью. Водосборы рек региона образованы бассейнами притоков, прилегающими друг к другу, каждый из которых локализуется в области питания, расположенной преимущественно в пределах горных хребтов местного простирания. Локализованные между горными хребтами речные долины р. Тиса и притоков в верхнем течении выполняются конусами выноса и аллювием (русловым и пойменным), ширина долин изменяется от 0,1 до 3,5 км [1–4].

Для рек водосбора типично доминирование руслового аллювия в верхнем течении и возрастание доли пойменного и старичного – в нижнем. В нижнем течении реки протекают в долинах, выполненных перстративным и констративным аллювием Среднедунайской равнины, сформированным геологической деятельностью Прадуная.

Геологическое строение. Верхняя часть водосбора р. Тисы – источника поступления химических элементов в процессы их региональной миграции – располагается на юго-западной периферии Восточно-Европейской платформы в области с выраженным геосинклинальным тектоническим режимом, последняя активизация которого совпала с альпийской эпохой складчатости.

Карпаты сложены породами докембрия, палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Докембрийские и палеозойские образования имеют ограниченное распространение и представлены осадочно-метаморфическими породами – слюдяными и гранатовыми сланцами, кварцитами. Наибольшее распространение в пределах Карпат имеют меловые и палеогеновые образования. Отложения мела сложены песчаниками, аргиллитами, мергелями и известняками мощностью до нескольких сотен метров. Отложения па-

леогена представлены флишевыми формациями (в виде переслаивания песчаников, аргиллитов, алевролитов, реже – туфов или эффузивных пород), мощности которых достигают нескольких сотен метров. Четвертичные отложения Карпат образованы ледниковыми, флювиогляциально-аллювиальными и элювиально-делювиальными отложениями. Ледниковые и флювиогляциально-аллювиальные образования представлены моренами и древними речными террасами. В пределах Карпат наиболее распространены элювиальные и делювиальными образования глинистых и раздробленных коренных пород.

Процессы эндогенной металлогении Карпат обусловлены интрузивным и эффузивным магматизмом. Для региона характерна тесная геохимическая связь покровных отложений с коренными породами. Мощность рыхлой зоны коры выветривания достигает 1–10 и более метров [2–5]. Наибольшие различия в составе покровных отложений проявляются в их тонкодисперсных составляющих. В большинстве случаев делювий тесно связан с коренными образованиями, что обуславливается его малой подвижностью по причине укрепления горных склонов растительностью. Глинистые минералы меловых и палеогеновых отложений отличаются большим постоянством химического состава по всей территории независимо от фациальных условий осадконакопления. Данные минералы представлены в основном гидрослюдами с включениями тонкодисперсного кварца, монтмориллонита и хлорита. Существующая в Карпатах высотная поясность и соответствующие им климатические зоны определяют особенности дифференцирования химических элементов, а также развитие разнообразных геохимических ландшафтов [5–11].

Геохимия ландшафтов. Процессы выветривания в ландшафтах рассматриваемого водосбора наиболее выражены в Карпатах, где выделяются две основные группы ландшафтов, отражающие контрастность геохимических условий среды гипергенной миграции металлов: а) ландшафты на кислой коре выветривания; и б) ландшафты на переходной от кислой к карбонатной коре выветривания. В регионе преобладают геохимические ландшафты с кислым типом гипергенных процессов, которые охватывают более 80 % территории. Вторая группа распространена в области развития вулканических серий Выгорлат-Гутинского хребта [8–11].

Для почвенного покрова различных ландшафтно-геохимических областей характерна достаточно чёткая унаследованность его геохимических особенностей от состава материнских пород и взаимосвязь с биогенным накоплением химических элементов. Влияние растительности проявляется в: росте интенсивности выветривания горных пород и минералов; участии органических веществ в процессах гипергенной миграции (образование металлоорганических комплексов); ускорении непосредственного извлечения химических элементов из пород субстрата и возврате их в почву в формах, способных к дальнейшей миграции в зоне гипергенеза [3, 8–11].

Для ландшафтно-геохимических условий среднегорского пояса верхнего течения водосбора р. Тиса характерны средневыщелоченные и частично открытые ореолы рассеяния химических элементов.

В аллювиальных отложениях, расположенных ниже полиметаллических месторождений горной части региона пониженная геохимическая контрастность вторичных потоков рассеяния объясняется интенсивным разложением минералов и сильным разбавлением фильтрующих растворов (например, зона Раховского полиметаллического месторождения) [3, 8–11].

Гидрогеохимические аномалии. Сложное геологическое строение, сильно проявившаяся разрывная тектоника, глубокое расчленение рельефа Карпат определяют

отсутствие протяжённых и достаточно выдержанных водоносных горизонтов. В регионе развита мощная зона активного водообмена, достигающая глубин 500–600 м. Наиболее мощный водоносный горизонт образуется в области максимальной трещиноватости на глубинах до 30–40 м от дневной поверхности. Поступающее в водоносные горизонты значительное количество атмосферных осадков интенсифицирует протекание глубинных процессов химического и биологического выветривания. В интенсивности инфильтрации метеорных вод отмечается чёткая зональность, связанная с ростом количества атмосферных осадков с увеличением абсолютной высоты – от 600 до 1 650 мм/год при уменьшении величины испарения от 300 до 60 мм/год. Модуль среднегодового стока с Карпат изменяется от 5 л/(с · 1 км²) у основания склонов до 30–60 л/(с · 1 км²) в высокогорье [9–13].

Развитая в высокогорье зона активного водообмена, достигающая глубины 900 м, характеризуется преимущественно гидрокарбонатно-кальциевым и реже гидрокарбонатно-кальциево-магниевого типами. Особенности дифференциации состава вод обуславливаются химизмом выветриваемых пород, что более ярко проявляется в составе поверхностных вод. Химический состав вод в большей степени определяется спецификой протекания процессов выветривания. В пределах Карпат выделяются окислительная и восстановительная глеевая геохимическая обстановки. Глеевые обстановки развиты на более высоких частях горных хребтов (выше 1 600 м), выклиниваясь в большинстве случаев при переходе к хвойнолесному поясу. Также глеевые обстановки развиты на основаниях склонов и в межгорных областях. Для складчатых Карпат характерна окислительная обстановка, обусловленная развитой трещиноватостью и отсутствием контакта с почвенным покровом. Отдельной гидрохимической провинцией является Турьянская и периферия Выгорлат-Гутинской ландшафтно-геохимических областей, локализованных вдоль глубинных разломов на границе складчатых Карпат и Закарпатского внутреннего прогиба. Для данного региона характерна выраженная гидравлическая связь с напорными подземными водами разломов [3, 8–11].

Гидрогеохимические аномалии в рассматриваемом регионе, как правило, проявляются в горных частях водосбора. Повышенное содержание химических элементов можно обнаружить в источниках, о чём свидетельствуют данные опробования трещинно-грунтовых вод, дренирующих интрузии серпентинизированных диабазов и серпентинитов с никель-кобальтовым оруденением [2–4, 8–11]. Образование такого рода аномалий может объясняться поступлением трещинно-грунтовых вод из застойных областей подземного выщелачивания рудосодержащих пород, особенно при малой мощности осадочного чехла. В условиях гумидного климата обогащённые растворёнными рудными элементами потоки быстро разбавляются грунтовыми и метеорными водами до среднего по региону значения. В отличие от трещинно-грунтовых вод зоны активного водообмена, воды тектонических нарушений глубинного заложения имеют более длинные пути циркуляции и обширные области питания, что обуславливает их обогащение многочисленными компонентами выщелачивания и накопления в рассолах, и позволяет рассматривать их как естественные гидрогеохимические аномалии. Наиболее развита гидравлическая связь пресных инфильтрационных вод с глубинными высокоминерализованными подземными водами, циркулирующими по разломам в районах максимальной тектонической активности на сочленении Складчатых Карпат и Закарпатского прогиба (так в некоторых источниках встречаются повышенные концентрации Sr и Mn – 70,4 и 204,0 мкг/дм³ соответственно). Наиболее активно выносятся в растворённом виде Sr, Mn, Cu, Zn.

Для гидрохимической зональности углекислых подземных вод Карпат характерно пространственное совпадение областей разгрузки высокоминерализованных вод с продольными региональными разломами глубинного заложения [2–4, 8–11].

Горнопромышленные районы. Добыча полезных ископаемых на рассматриваемой территории ведётся более 2 000 лет. Общим для всего региона является приуроченность большинства горнопромышленных районов, где разрабатываются месторождения полезных ископаемых эндогенного генезиса, к периферийным частям водосбора – горным системам Восточных Карпат, Словацких рудных гор, нагорья Бихор и др. Структура горнодобывающей промышленности в настоящий момент разнообразна, присутствуют крупные предприятия (горнопромышленный район Бая-Маре), рудники провинции Санта-Маре (Румыния), а также средние и мелкие предприятия.

На периферийных частях водосбора также распространены небольшие работающие, законсервированные и заброшенные горнодобывающие и обогатительные предприятия (например, рудник Нижне-Слана, р. Шайо).

Для данной территории весьма типичны каменоломни и карьеры по добыче строительного камня, производство строительных и отделочных материалов местного значения.

В центральной, прирусловой части водосбора р. Тисы также эксплуатируются месторождения экзогенного генезиса – в основном это производство строительных материалов, месторождения благородных металлов в аллювиальных россыпях (добыча промышленным и кустарным способом; последний особенно развит в Румынии). Общим для всех месторождений эндогенного и экзогенного происхождения, находящихся и выведенных из эксплуатации, является дренирование горных выработок и отходов производства грунтовыми и рудничными водами с поступлением в геологические формации водосбора. В настоящее время рассматривается перспектива разработки Раховского полиметаллического месторождения, расположенного в регионе с высоким рекреационно-туристическим потенциалом. Планируется добыча руды на территории Украины и её вывоз для обогащения в Румынию, что создаст значительную экологическую напряжённость в верхнем течении р. Тиса.

Канализация и водоотведение. В пределах региона системы водоотведения и очистки вод обустроивались по разным направлениям. Для территории Украины характерно развитие и функционирование систем водоочистки, унаследованных со времён СССР. Мелкие населённые пункты повсеместно не имеют развитой сети канализации. Малые и средние города в странах ЕС обладают схожими системами очистки сточных вод. При сбросе условно чистых сточных вод необходимо учитывать процессы трансграничного переноса веществ с верховий водосбора в низовье, строение геологических формаций, в частности, проницаемость осадочной формации Прадуная и возможные перетоки между водоносными горизонтами.

Экологические проблемы региона. Материалы дистанционного зондирования показывают на увеличение в период 2008–2018 гг. интенсивности сплошной вырубке лесов на участках горных склонов, удалённых от населённых пунктов, тогда как для лесных территорий смежных государств данный вид хозяйственной деятельности нетипичен. В результате вырубки лесов происходит повреждение почвенного покрова водосборов, увеличивается интенсивность выветривания покровных отложений, отмечаются площадная деградация почвенного покрова, проявление склоновых процессов. Указанные изменения окружающей среды в настоящий момент имеют локальный характер, однако тотальное уничтожение закарпатских лесов может

привести к последствиям регионального уровня, таким как изменения климата, гидрохимии речных вод, а также стока рек и др. [1–4, 5–13].

По данным дистанционного зондирования 2004–2017 гг., на приграничных территориях в верхнем течении р. Тисы типичные для водосбора русловые процессы меандрирования привели к изменению конфигурации береговой линии с продвижением русла от Украины к Румынии на 20–70 м и более, что существенно для данного района, учитывая узость речных долин (ширина 0,2–2 км). Хорошим примером проявления данных эрозионно-аккумулятивных процессов в долине Тисы является устье р. Вишоу [1, 3].

Деятельность горно-обогатительных предприятий создаёт значительные риски для речных систем региона – ярким примером является разовый сброс цианида из шламохранилищ, произошедший в горнопромышленном районе Бая-Маре в 2000 г.

Менее выраженный, но постоянный ущерб окружающей среде наносит разработка месторождений в пределах речных долин и равнинных участков водосбора.

В регионе проводятся мероприятия, направленные на контроль стока, широко распространены малые ГЭС и водохранилища. Для равнинной части водосбора р. Тиса характерны гидротехнические работы по изменению конфигурации русла притоков основной реки, направленные на их спрямление, с целью вовлечения в хозяйственную деятельность значительных площадей стариц и поймы.

На периферии региона, окаймлённой горными хребтами, широко развито сельское хозяйство, разрабатываются участки преимущественно мелкоконтурного типа, оказываются туристическо-рекреационные услуги.

Населённые пункты здесь локализуются преимущественно в пределах речных долин, либо в непосредственной близости к ним. Более равномерно поселения распределяются на территории с менее выраженным расчленением рельефа и равнинной территории, особенно в Среднедунайской равнины. Увеличение плодородности почв приводит к росту численности населения в водосборе, хорошим примером является венгерская часть Среднедунайской равнины с плотностью населения более 80 чел/км².

Выводы. На основании проведённого анализа актуальных данных, можно выделить ряд направлений дальнейшего геоэкологического изучения рассматриваемого региона (рис. 2):

- взаимосвязь поступления химических элементов и развития гидрохимических аномалий и гидрогеохимической зональности в водосборе р. Тиса с геологическим строением региона;
- вариации интенсивность выветривания пород горной части водосбора р. Тиса;
- поступление в водосбор рудничных и неочищенных вод горнопромышленных районов;
- Характер локализации населённых пунктов на водосборе, системы канализации и экологические проблемы.
- вырубание лесов в Закарпатье и потенциальные гидрологические и климатические риски, в т.ч. нарушение режима водности рек Закарпатья;
- изменение площадей государств на приграничье в результате эрозионно-аккумулятивной деятельности рек естественного характера.

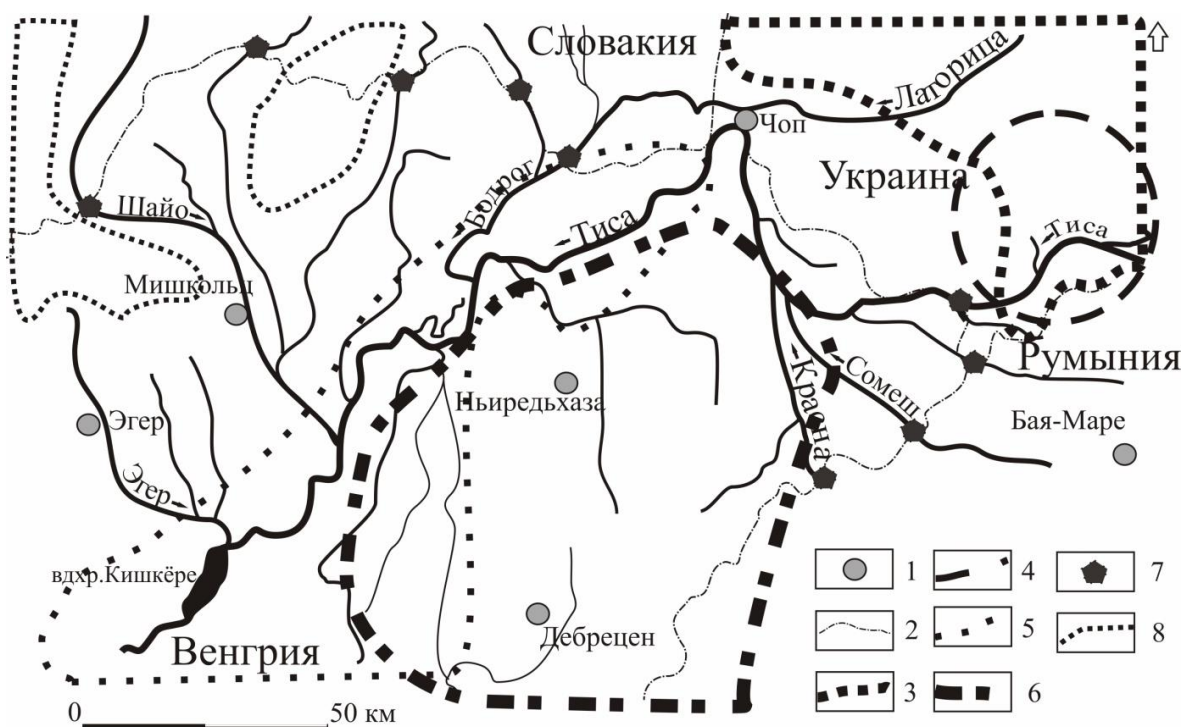


Рисунок 2 – Области развития потенциально неблагоприятных геоэкологических процессов в северной части водосбора р. Тиса

1 – крупные промышленные центры, 2 – государственная граница, 3 – участки с активной вырубкой горных лесов, 4 – область, неблагоприятная для разработки месторождений полезных ископаемых, 5 – область потенциальной экологической напряжённости при трансграничном переносе, 6 – зона возможного перераспределения химических элементов между водосборами притоков р. Тиса, 7 – перспективные участки наблюдения за процессами трансграничного переноса, 8 – участки, благоприятные для ведения производственной деятельности.

Библиографические ссылки

1. Google Earth [Electronic resource] / ©Google Inc. Mountain View, 2018. URL: <https://www.google.com/earth/> (date of access: 01.07.2018).
2. Mining and Geological Survey of Hungary/[Electronic resource] / ©Mining and Geological Survey of Hungary. Budapest, 2018. URL: <https://map.mbfisz.gov.hu> (date of access: 01.07.2018).
3. Institutul geologic al României [Electronic resource] / ©IGR. Bucuresti, 2018. URL: <http://www.igr.ro> (date of access: 01.07.2018).
4. Štátny geologický ústav Dionýza Štúra [Electronic resource] / ©Štátny geologický ústav. Bratislava, 2018. URL: <https://www.geology.sk> (date of access: 01.07.2018).
5. Web-portal of Ukrainian Government [Electronic resource] / ©Cabinet of Ministers of Ukraine., Kiev, 2017. URL: <http://www.ukrstat.gov.ua> (date of access: 01.07.2018).
6. Ресурсы поверхностных вод СССР. Описание рек и озёр и расчёты основных характеристик их режима. Т. 6. Украина и Молдавия. Вып. 1. Западная Украина и Молдавия (без бассейна р. Днестра). Л.: Гидрометеиздат, 1978. С. 47–57.
7. Національний атлас України / Под ред. Л. Г. Руденко. Киев, ГНПП Картографія, 2008. 440 с.
8. Атлас природных условий и естественных ресурсов Украинской ССР. М.: Изд-во ГУГК при СМ СССР карт, 1978. 183 с.
9. Суцук Ю. Я. Геохимия зоны гипергенеза украинских Карпат. Киев: Наук. думка 1978. 212 с.

10. Баранник А. В., Позняк С. П. Горно-лугово-буроземные почвы (Cambic Umbrisols) Украинских Карпат // Журн. Белорус. гос. ун-та. География. Геология. 2017. № 2. С. 13–21.

11. Папиш И. Я. Дифференциация вещественного состава агрочерноземов типичных (Haplic Chernozems) Западной лесостепи Украины // Журн. Белорус. гос. ун-та. География. Геология. 2017. № 2. С. 22–30.

12. Снежко С. И., Ободовский А. Г., Лопух П. С. Долгосрочный прогноз стока горных и равнинных рек для оценки их гидроэнергетического потенциала (на примере Украинских Карпат и Беларуси) // Журн. Белорус. гос. ун-та. География. Геология. 2017. № 1. С. 50–61.

13. Романюк А. Ф., Ярош Е. И., Пикалова С. Д. Формирование химического состава подземных вод Складчатых Карпат, Предкарпатского и Закарпатского прогибов // Проблемы теор. и регион. гидрогеологии. М.: Изд-во МГУ, 1979. С. 220–223.

СОДЕРЖАНИЕ

ПЛЕНАРНОЕ ЗАСЕДАНИЕ: ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ НЕФТИ И ГАЗА

<i>Грибик Я. Г.</i> Направление, задачи и объёмы нефтепоисковых работ в Беларуси на ближнюю перспективу.....	3
<i>Мухаметшин Р. З.</i> Особенности формирования скоплений нефти в додевонских образованиях Восточно-Европейской платформы.....	8
<i>Хуторской М. Д.</i> Геотермическое поле осадочных бассейнов: новые критерии прогнозирования нефтегазоносности.....	16
<i>Родкин М. В.</i> К интеграции биогенной и абиогенной концепций нефтегенеза: анализ совокупности эмпирических данных, рекомендации по поиску месторождений	37
<i>Губин В. Н.</i> Спутниковые технологии при прогнозировании нефтегазоносности недр...	42

ДОКЛАДЫ УЧЁНЫХ УКРАИНЫ

<i>Коболев В. П.</i> Плюм-тектонический сценарий консолидации центральной части Восточно-Европейской платформы.....	47
<i>Кутас Р. И.</i> Геотермические условия и некоторые особенности глубинного строения земной коры юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы.....	53
<i>Привалов В. А., Панова Е. А.</i> Новая геодинамическая модель развития Украинского щита и Воронежского кристаллического массива в раннем докембрии.....	57
<i>Привалов В. А., Панова Е. А.</i> Принципиальная дислокационная зона Украинского щита.....	63
<i>Высоцкий А. Б.</i> Варваровский базит-ультрабазитовый массив, особенности его строения и перспективы рудоносности.....	69
<i>Шеремет Е. М., Николаев И. Ю., Сетая Л. Д.</i> Фанерозойское полиметаллическое оруденение юго-восточной части Украинского щита.....	74
<i>Пономаренко А. Н., Шеремет Е. М., Кривдик С. Г., Козар Н. А.</i> Перспективы создания редкоземельной промышленности Украины на основе месторождений юго-восточной части Украинского щита.....	77
<i>Пономаренко А. Н., Самчук А. И., Вовк Е. В., Заяц О. В.</i> Геохимические и химико-аналитические особенности определения содержания и распределения редкоземельных элементов методом масс-спектрометрии в гранитах и минералах.....	81
<i>Артеменко Г. В.</i> Геохимия и генезис архейских интрузий габбро-диорит-плагиогранитного состава в Софиевской зеленокаменной структуре.....	85
<i>Жовинский Э. Я., Крюченко Н. О.</i> Эпигенез осадочных пород юго-запада Восточно-Европейской платформы.....	91
<i>Якимчук Н. А., Левашов С. П., Корчагин И. Н.</i> Методика интегральной оценки перспектив нефтегазоносности поисковых блоков и участков частотно-резонансным методом обработки спутниковых снимков.....	93
<i>Сиренко Е. А.</i> Лубенский климатолит неоплейстоценового разреза Украины: литологическая и палинологическая характеристики.....	99
<i>Емельянов В. А., Наседкин Е. И.</i> Техногенная составляющая атмосферного аэрозоля (на примере г. Запорожье).....	105
<i>Вовк Е. В., Самчук А. И., Стадник В. А.</i> Тяжёлые металлы в почвах зоны влияния автомагистралей.....	110
<i>Кураева И. В., Войтюк Ю. Ю., Мусич Е. Г., Локтионова Е. Г.</i> Показатели геохимической трансформации почвенных отложений в условиях техногенеза.....	113
<i>Сплодитель А. О., Сорокина Л. Ю., Кураева И. В.</i> Закономерности и механизмы распределения тяжёлых металлов в системе «почва-растение».....	117

ДОКЛАДЫ УЧЁНЫХ ПОЛЬШИ.

СОВМЕСТНЫЕ ДОКЛАДЫ УЧЁНЫХ ПОЛЬШИ И БЕЛАРУСИ

<i>Kalicki T., Chrabaszcz M.</i> Reflection of 8.2 ka event in relief and alluvia of Wierna Rzeka (Polish Uplands).....	122
<i>Kalicki T., Zaborska D.</i> Channel and sedimentation type changes in Czarna Konecka river valley – new data (Polish Uplands).....	125
<i>Twaróg P., Kalicki T., Frączek M., Zieliński A.</i> Relief and structure of Czarna Staszowska river valley downstream of Staszów (Polish Uplands).....	129
<i>Przepióra P., Żurek K., Kalicki T., Frączek M., Wawrusiewicz A.</i> Geoarchaeological context of «valley fort» at Jatwież Duża (NE Poland).....	132
<i>Trifonov Y., Kusztal P., Grzeszczyk P., Aksamit M., Kalicki T.</i> Facial differentiation of Czarna Konecka river sediments in two selected profiles.....	137
<i>Калицкий Т., Франчек М., Трифонов Ю. Ю.</i> Изменения речной сети бассейна Западной Березины в позднем плейстоцене и голоцене близ Воложина.....	141
<i>Калицкий Т., Санько А. Ф., Трифонов Ю. Ю.</i> Тип «недокормленные реки» на территории Беларуси.....	146

ДОКЛАДЫ УЧЁНЫХ РОССИИ.

СОВМЕСТНЫЕ ДОКЛАДЫ УЧЁНЫХ РОССИИ И БЕЛАРУСИ

<i>Шустер В. Л.</i> Бассейновый анализ территории – универсальный метод оценки перспектив нефтегазоносности новых регионов.....	151
<i>Пунанова С. А.</i> Металлогения нафтидов осадочных бассейнов.....	153
<i>Пунанова С. А.</i> Рудные элементы сланцевых формаций и возможные экологические риски.....	158
<i>Родкин М. В.</i> Опыт применения методов расчёта смешанной корреляционной размерности и меры Танимото-Роджерса для кластеризации рудных месторождений.....	164
<i>Коломиец В. Л.</i> Использование гранулометрического состава отложений для литолого-фациальных и палеогеографических реконструкций осадочных толщ.....	168
<i>Коломиец В. Л.</i> Литологические и генетико-фациальные критерии поисков строительных материалов.....	174
<i>Вашков А. А., Носова О. Ю., Колька В. В., Корсакова О. П., Толстобров Д. С., Крошинский В. А., Костромина Н. А., Крикунова А. И.</i> Морфология, геология и генезис ледниковых отложений в районе пос. Умба (юго-запад Кольского полуострова).....	180
<i>Николаева С. Б., Никонов А. А., Денисов Д. Б.</i> Природно-климатические и природно-динамические события в конце позднего плейстоцена-голоцене в центральной части Кольского региона (северо-восток Фенноскандинавского щита).....	186
<i>Кублицкий Ю. А., Сырых Л. С., Греков И. М., Субетто Д. А., Леонтьев П. А., Соколова Н. В., Брылкин В. В., Орлов А. В., Панов И. В., Новик А. А., Зерницкая В. П., Власов Б. П., Суховило Н. Ю., Напреенко-Дорохова Т. В., Кузнецов Д. Д.</i> База данных озёрно-болотных разрезов в границах последнего оледенения как источник палеолимнологической информации территории Беларуси и России.....	191
<i>Орлов А. В., Напреенко М. Г., Напреенко-Дорохова Т. В., Субетто Д. А.</i> Литологическая структура верхового болота в корне Куршской косы (российский сектор Юго-Восточной Балтики).....	196
<i>Панов И. В., Кублицкий Ю. А., Кузнецов Д. Д., Леонтьев П. А., Егоров А. Ю., Новик А. А., Мазуркевич А. Н., Киттел П.</i> Динамика содержания органического вещества в донных отложениях торфяника долины р. Сертейка (Смоленская область России).....	199
<i>Панин П. Г., Филиппова К. Г.</i> Новые данные исследования лёссово-почвенной серии стратотипического разреза Лихвин (Тульская область).....	201

ДОКЛАДЫ УЧЁНЫХ БЕЛАРУСИ.

ДОКЛАДЫ УЧАЩИХСЯ БЕЛГОСУНИВЕРСИТЕТА

<i>Ковхута А. М.</i> О результатах изучения недр и перспективах добычи полезных ископаемых в западной и центральной частях Восточно-Европейской платформы.....	207
<i>Гарецкий Р. Г., Каратаев Г. И.</i> Тектоника западной оконечности Полоцко-Курзёмского пояса разломов.....	213
<i>Толстошеев В. И., Кручек С. А., Сахарук П. О.</i> Об особенностях геологического строения Чёнковского блока Гомельской структурной перемычки.....	218
<i>Филитович Е. С., Федотова Л. Р., Жидкова Т. А.</i> Согласованность линейных и кольцевых структур с проявлением месторождений полезных ископаемых по данным дистанционного зондирования.....	223
<i>Зеленкова И. С.</i> Линейные структуры как отражение нефтегазоносности Припятского прогиба.....	226
<i>Юаньхуэй Сун.</i> Космоструктурное картирование нефтегазоносных территорий.....	229
<i>Петрова Н. С., Денисова Н. Ю.</i> Структурно-вещественные комплексы девонских соленосных формаций Припятского калиеносного бассейна как основа создания стадияльно-литогенетической модели калийного рудогенеза.....	232
<i>Мурашко О. В.</i> Особенности изучения фауны конодонтов в палеозойских отложениях Беларуси.....	235
<i>Мурашко Л. И.</i> Фациальные условия палеогеновой седиментации на территории Беларуси.....	240
<i>Рылова Т. Б., Матвеев А. В., Демидова С. В., Якубовская Т. В.</i> Новое в стратиграфических схемах неогеновых и четвертичных отложений Беларуси..	245
<i>Комаровский М. Е.</i> Соляные структуры Припятского прогиба как фактор размещения ледниковых ложбин.....	251
<i>Хилькевич Е. В.</i> Влияние талых ледниковых вод на формирование ложбин на территории Белорусского Поозерья.....	257
<i>Санько А. Ф.</i> Двойной интергляциал как геологический тип озёрных отложений.....	261
<i>Литвинюк Г. И., Стельмах А. Л., Косяк А. И.</i> Некоторые итоги изучения межледниковых отложений в разрезе Белый Ров на Оршанской возвышенности.....	265
<i>Еловичева Я. К.</i> Новый разрез микулинского (муравинского) межледниковья в Брянской области России.....	268
<i>Иванов Д. Л.</i> Возможности многовекторного прикладного использования и интерпретации материалов при изучении ископаемой микротерииофауны голоцена...	274
<i>Якубовская Т. В.</i> Что было и не могло быть на территории Беларуси в ледниковом периоде?.....	278
<i>Куприянюк К. В., Жидкова Т. А.</i> Построение трёхмерных моделей геологических объектов: основные мировые тенденции и перспективы применения в Республике Беларусь.....	281
<i>Василёнок Е. А., Кукареко И. С., Тенюго Л. В.</i> Современные подходы распознавания в автоматическом режиме (векторизации) геологического картографического материала.....	284
<i>Оношко М. П., Крошинский В. А., Подружская М. А., Шидловская А. В.</i> ГИС-технологии в построении погоризонтных структурно-фациальных карт четвертичных отложений Беларуси.....	291
<i>Жидкова Т. А.</i> Построение геологических разрезов по данным буровых работ в программе векторной графики Adobe Illustrator.....	296
<i>Жидкова Т. А.</i> Возможности использования метода дистанционной ландшафтнй индикации при проведении инженерно-геологических работ.....	298
<i>Мыслыва Т. Н., Мороз А. В., Кесель Э. А.</i> Комплексный морфометрический анализ территории Глусского района с использованием функциональных возможностей ГИС.....	301

<i>Зуй В. И., Мансури фар С.</i> Особенности изучения геотермического поля зоны активного водообмена.....	308
<i>Бахар Д. Д.</i> Особенности геотермического поля в зоне активного водообмена Северо-Восточной Беларуси.....	315
<i>Самодуров В. П., Василенок Е. А.</i> Цифровая петрография: новые подходы и приложения.....	318
<i>Махнач А. А., Покровский Б. Г., Мурашко О. В., Петров О. Л.</i> Изотопный состав карбонатного углерода в эмских и эйфельских отложениях на востоке Беларуси (параметрическая скважина Быховская).....	324
<i>Махнач А. А.</i> Изотопные сигналы океанских аноксических событий в верхнемеловом разрезе на юго-востоке Беларуси.....	329
<i>Рябова Л. Н.</i> Влияние особенностей пород зоны аэрации на формирование химического состава грунтовых вод Подляско-Брестского гидрогеологического бассейна (территория Беларуси).....	333
<i>Шеринёв О. В., Павловский А. И., Галкин А. Н.</i> Пространственно-временная динамика макро- и микрокомпонентов в подземных водах на территории влияния Гомельского химического завода.....	340
<i>Карпиченко А. А., Чертко Н. К.</i> Геохимия техногенеза в урболандшафтах Беларуси (на примере г. Гомель).....	344
<i>Хомич В. С., Савченко С. В., Рыжиков В. А., Глушень Е. М., Романкевич Ю. А., Зайнь Эль-Динь Р. М.</i> Проблемы обращения с техногенно загрязнёнными городскими почвами.....	349
<i>Жуковская Н. В., Ковальчик Н. В., Власов Б. П.</i> Факторы накопления тяжёлых металлов высшей водной растительностью водоёмов и водотоков Беларуси... <i>Матвеев А. В., Зерницкая В. П.</i> Современные экзогенные и техногенные геологические процессы на территории Белорусского Поозерья.....	355
<i>Павловский А. И., Галкин А. Н., Шеринёв О. В.</i> Современные экзогенные инженерно- геологические процессы и особенности их проявления на территории Беларуси.....	361
<i>Галкин А. Н., Павловский А. И., Шеринёв О. В.</i> Техногенные намывные и насыпные грунты: свойства и особенности формирования.....	366
<i>Кухарик Е. А.</i> Техноморфы коммунального типа на территории юго-запада Беларуси... <i>Воронкова Н. Ф., Юдаев С. А.</i> Эколого-геологические аспекты строительства Китайско-Белорусского индустриального парка «Великий Камень».....	372
<i>Кирикович А. В.</i> Геологические риски и методы их оценки при разработке месторождений твёрдых полезных ископаемых.....	376
<i>Творонович-Севрук Д. Л., Лукашёв О. В.</i> Основные направления геоэкологического изучения северной части водосбора р. Тиса.....	378
	384
	387

Научное издание

**ПРОБЛЕМЫ
РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ
ЗАПАДА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ
И СМЕЖНЫХ ТЕРРИТОРИЙ**

**Материалы
I Международной научной конференции**

Минск, 10–12 апреля 2019 г.

На русском и английском языках

В авторской редакции

Ответственный за выпуск *О. В. Лукашёв*
Компьютерная вёрстка *О. В. Лукашёва*

Подписано в печать 20.12.2020. Формат 60×84/8. Бумага офсетная.

Цифровая печать. Усл. печ. л. 23,25. Уч.-изд. л. 27,30.

Тираж экз. Заказ

Белорусский государственный университет.

Свидетельство о государственной регистрации издателя, изготовителя,
распространителя печатных изданий № 1/270 от 03.04.2014.

Пр. Независимости, 4, 220030, г. Минск.

Отпечатано с оригинал-макета заказчика