



Вестник

Январь 2018 г., № 1 (277)



Института геологии Коми научного центра УрО РАН
Научно-информационное издание, основанное академиком Н. П. Юшкиным в 1995 г.

Содержание

Научные статьи

Ледниковый генезис валунных суглинков на севере Большеземельской тундры <i>Л. Н. Андреичева</i> 3	Морфология порово-канальной системы в альбидной ткани некоторых позднедевонских конодонтовых элементов <i>А. В. Журавлев</i> 19
Новая местная стратиграфическая схема для верхнекембрийско-ордовикских образований Пай-Хоя (Югорский полуостров) <i>А. А. Романов</i> 12	Верхнедевонский комплекс отложений дельтовой равнины на Северном Тимане <i>П. А. Безносков, С. М. Снигиревский,</i> <i>С. В. Наугольных, Э. В. Лукшевич</i> 25

Хроника, события, факты

Ученый, производственник, педагог (К 70-летию юбилею Александра Михайловича Пыстина) 45	Талантливый ученый (к 75-летию со дня рождения Владимира Николаевича Каликова) 46
	Юбилей института 47

Главный редактор А. М. Асхабов, зам. главного редактора О. Б. Котова,
ответственный секретарь Т. М. Безносова, тех. редактор Г. Н. Каблис, зав. редакцией Т. А. Некучаева

Редакционный совет — 2017:

<i>А. И. Антошкина</i> , Сыктывкар, Россия	<i>С. В. Кривовичев</i> , Санкт-Петербург, Россия
<i>М. А. Т. М. Брокманс</i> , Тронхейм, Норвегия	<i>С. К. Кузнецов</i> , Сыктывкар, Россия
<i>И. Н. Бурцев</i> , Сыктывкар, Россия	<i>М. Мартинс</i> , Ору-Прету, Бразилия
<i>Д. А. Бушнев</i> , Сыктывкар, Россия	<i>Т. П. Майорова</i> , Сыктывкар, Россия
<i>Ю. Л. Войтеховский</i> , Апатиты, Россия	<i>Ж. К. Мелгарехо</i> , Барселона, Испания
<i>А. Д. Гвишиани</i> , Москва, Россия	<i>Ф. Мон</i> , Пекин, Китай
<i>Н. Н. Герасимов</i> , Сыктывкар, Россия	<i>П. Мянник</i> , Таллин, Эстония
<i>И. В. Козырева</i> , Сыктывкар, Россия	<i>А. М. Пыстин</i> , Сыктывкар, Россия
<i>М. Комак</i> , Любляна, Словения	<i>К. М. Соджа</i> , Гамильтон, Нью-Йорк, США
<i>Р. И. Конеев</i> , Ташкент, Узбекистан	<i>О. В. Удорткина</i> , Сыктывкар, Россия
<i>В. А. Коротеев</i> , Екатеринбург, Россия	<i>М. А. Федонкин</i> , Москва, Россия



January, No. 1 (277), 2018

Vestnik

Institute of Geology of Komi Science Center of Ural Branch RAS

Scientific information edition founded by Academician N. P. Yushkin in 1995

Content

Scientific articles

- | | | | |
|--|----|--|----|
| Glacial genesis of boulder loam in the north of the bolshezemelskaya tundra
<i>L. N. Andreicheva</i> | 3 | Morphology of the pores-and-canals system in the albid tissue of some Late Devonian conodont elements
<i>A. V. Zhuravlev</i> | 19 |
| A new local stratigraphic scheme of the Upper Cambrian — Ordovician of Pay-Khoy (Ugra Peninsula)
<i>A. A. Romanov</i> | 12 | The Upper Devonian delta plain deposits of North Timan
<i>P. A. Beznosov, S. M. Snigirevsky, S. V. Naugolnykh, E. Lukševičs</i> | 25 |

Chronicle, events, facts

- | | | | |
|---|----|---|----|
| Scientist, Field geologist, Professor
The 70th Jubilee Aleksandr Mikhailovich Pystin | 45 | Talented Scientist. Marking 75th birthday anniversary
Vladimir Nikolaevich Kalikov | 46 |
| | | Institute Anniversary..... | 47 |

Chief Editor A. M. Askhabov, **Deputy Chief Editor** O. B. Kotova,
Executive Editor T. M. Beznosova, **Technical Editor** G. N. Kablis, **Managing Editor** T. A. Nekuchaeva

2017 Editorial Board:

- | | |
|---|--|
| <i>Anna I. Antoshkina</i> , Syktyvkar, Russia | <i>Sergey V. Krivovichev</i> , Saint Petersburg, Russia |
| <i>Maarten A.T.M. Broekmans</i> , Trondheim, Norway | <i>Sergey K. Kuznetsov</i> , Syktyvkar, Russia |
| <i>Igor N. Burtsev</i> , Syktyvkar, Russia | <i>Maximiliano de Souza Martins</i> , Ouro Preto, Brazil |
| <i>Dmitry A. Bushnev</i> , Syktyvkar, Russia | <i>Tatyana P. Mayorova</i> , Syktyvkar, Russia |
| <i>Yury L. Voytekhovsky</i> , Apatity, Russia | <i>Joan Carles Melgarejo</i> , Barcelona, Spain |
| <i>Alexey D. Gvishiani</i> , Moscow, Russia | <i>Fancong Meng</i> , Beijing, China |
| <i>Nikolay N. Gerasimov</i> , Syktyvkar, Russia | <i>Peep Männik</i> , Tallinn, Estonia |
| <i>Irina V. Kozyreva</i> , Syktyvkar, Russia | <i>Constance M. Soja</i> , Hamilton, NY, USA |
| <i>Marko Komac</i> , Ljubljana, Slovenia | <i>Alexander M. Pystin</i> , Syktyvkar, Russia |
| <i>Rustam I. Koneev</i> , Tashkent, Uzbekistan | <i>Oksana V. Udoratina</i> , Syktyvkar, Russia |
| <i>Viktor A. Koroteev</i> , Ekaterinburg, Russia | <i>Mikhail A. Fedonkin</i> , Moscow, Russia |



Арктический вектор геологических исследований Arctic vector of geological research

УДК 551.332.212(1-924.81)

DOI: 10.19110/2221-1381-2018-1-3-11

ЛЕДНИКОВЫЙ ГЕНЕЗИС ВАЛУННЫХ СУГЛИНКОВ НА СЕВЕРЕ БОЛЬШЕЗЕМЕЛЬСКОЙ ТУНДРЫ

Л. Н. Андреичева

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
andreicheva@geo.komisc.ru

Рассмотрены две взаимоисключающие точки зрения на происхождение валунных суглинков, проблема генезиса которых, несмотря на более чем вековую историю изучения четвертичных отложений на Европейском Северо-Востоке России, все еще дискутируется. Выполненные исследования подтвердили важность комплексного литологического изучения плейстоценовых отложений для установления их генетической принадлежности. Обсуждаются генетические особенности валунных суглинков, характеризующие их как морены покровных континентальных ледников. Приведены примеры субъективной интерпретации опубликованных геологических фактов приверженцами маринистической концепции генезиса валунных суглинков.

Ключевые слова: плейстоцен, валунные суглинки, генезис, четвертичные отложения, комплексные исследования, гляциализм, маринизм.

GLACIAL GENESIS OF BOULDER LOAM IN THE NORTH OF THE BOLSHHEZEMELSKAYA TUNDRA

L. N. Andreicheva

Institute of Geology of Komi SC of UB of RAS, Syktyvkar

Two mutually exclusive points of view on the origin of boulder loams are considered, the problem of Genesis, which despite more than a century-long history of the study of Quaternary sediments in the European North-East of Russia, is still debated. Our studies confirmed the importance of a complex lithological research of the Pleistocene sediments to establish their genetic origin. Genetic features of boulder loams characterizing them as moraines of cover continental glaciers are discussed. Examples of a subjective interpretation of published geological facts by adherents of the marinistic concept of the genesis of boulder loam are given.

Keywords: Pleistocene, boulder loam, Genesis, Quaternary sediments, complex research, glacialism, marinism.

Введение

Проблема генезиса валунодержавных глинистых пород (валунных суглинков), слагающих основную часть разреза четвертичных отложений (квартера) на Европейском Северо-Востоке России, имеет более чем вековую историю. Однако генетическая принадлежность этих отложений окончательно не установлена, и до сих пор продолжаются дискуссии между приверженцами ледниковой концепции происхождения валунных суглинков (гляциалистами) и сторонниками их ледово-морского генезиса (маринистами). И та и другая точки зрения являются лишь моделями, в различной степени обусловленными фактами. Особенно популярной маринистическая модель была в 70–90-е годы прошедшего века. Вот и в последние 15–20 лет наблюдается активизация маринистов, полностью отрицающих гляциальную концепцию и считающих ее перечнем догм [13]. Проблема эта действительно сложная, трудность в установлении генезиса валунных суглинков состоит в отсутствии четких генетических критериев диагностики: им присущ целый ряд признаков, характерных как для отложений континентальных ледниковых покровов, так и для бассейновых образований. Именно поэтому во взглядах на их происхождение у исследователей до сих пор нет единого мнения, а между тем нерешенность этой проблемы приводит к принципиальным расхождениям мнений о возрасте отложений квартера, обоснованное стратиграфическое расчленение и корре-

кция которого являются особенно актуальными в связи с подготовкой нового варианта региональной стратиграфической схемы четвертичных отложений. Кстати, проблема генезиса валунных суглинков — проблема сугубо региональная, ее обсуждают геологи, работающие на севере страны, тогда как ни за рубежом, ни в центральных районах России этой проблемы не существует. У геологов, изучающих и картирующих четвертичные отложения на Европейском Севере России, не возникает сомнений в ледниковом происхождении валунных суглинков. Все это привело автора, более 40 лет занимающуюся изучением разных генетических типов квартера на обширной территории Тимано-Печоро-Вычегодского региона, а также Архангельской и Вологодской областей [1, 2], к решению еще раз обосновать ледниковый генезис валунных суглинков, имеющих весьма широкое распространение на территории Севера Европейской России.

Генетические критерии валунных суглинков. Обсуждение

Предметом настоящей статьи является обсуждение данной проблемы и авторское представление об условиях образования валунных суглинков в регионе. Ранее автор не исключала возможности развития на крайнем севере Печорской низменности (рис. 1) ледово-морских отложений, формирование кото-

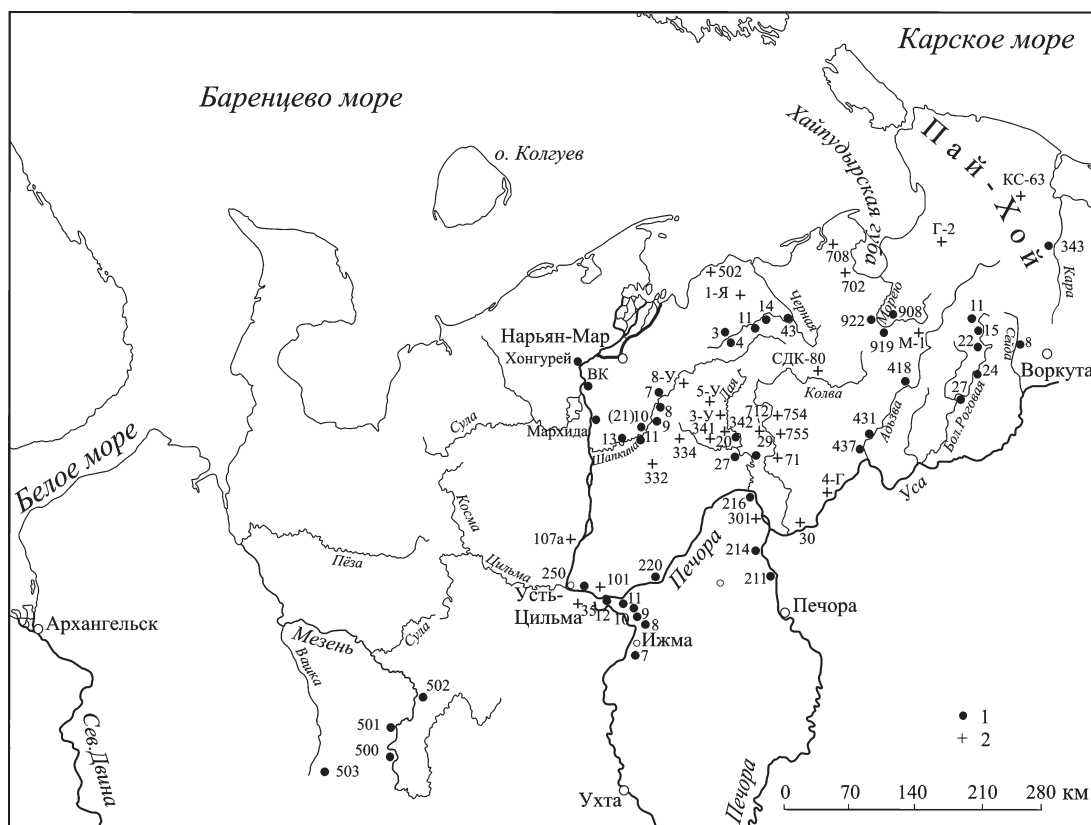


Рис. 1. Схема расположения обнажений и скважин неоплейстоцена: 1 — обнажения; 2 — скважины

Fig. 1. Arrangement of Neopleistocene outcrops and wells: 1 — outcrops; 2 — wells

рых могло происходить в начальные и заключительные этапы оледенений [2]. Проведенное детальное комплексное исследование четвертичных образований в прибрежных районах Большеземельской тундры: в низовье р. Печоры (обнажения Вастьянский Конь, Хонгурей и Мархида) и в долинах рек Черной, Куи и Шапкиной [4], а также сопоставление полученных данных с результатами аналогичных исследований валунных суглинков в более южных районах Тимано-Печоро-Вычегодского региона и в центральной части Европейской России не оставляют сомнений в их ледниковом генезисе. Литологическое изучение маркирующих ледниковых горизонтов в многочисленных разрезах береговых обнажений выявило комплекс диагностических показателей состава разновозрастных морен, что позволило провести межрегиональную корреляцию горизонтов квартера на обширной территории от Большеземельской тундры до верховий Волги и Оки [5].

Как отмечалось выше, валунные суглинки обладают комплексом основных признаков, характерных для ледниковых отложений. К ним относятся: экзарационные контакты с подстилающими породами (рис. 2), часто осложненные гляциодинамическими текстурами; отторженцы преимущественно деформированных пород, как литифицированных, так и рыхлых; выдержанная в региональном плане и в пределах разновозрастных горизонтов закономерная ориентировка удлиненных обломков пород всего гранулометрического спектра; высокое содержание неустойчивых к выветриванию минералов; шлифованная и штрихованная поверхности неокатанных обломков пород, часто имеющих форму ледограни-

ков (рис. 3). На самом деле важнейших критериев генетической диагностики валунных суглинков, характеризующих их как ледниковые отложения, существенно больше [2, 4]. Надо сказать, что часть приведенных генетических признаков валунных суглинков, если их рассматривать по отдельности, характерна для отложений, сформированных в иных седиментационных условиях. Но лишь в ледниковой обстановке они наблюдаются в комплексе и являются ве-



Рис. 2. Экзарационный контакт вычегодской морены с деформированными родионовскими песками. Видны текстуры захвата подстилающих отложений по оперяющим надвигам (обн. 431, р. Адзья)

Fig. 2. Exarational contact of the Vychegdan moraine with deformed Rodionovsk sands. The textures of the seizure of the underlying deposits along the feathering thrusts are visible (section 431, the Adzva River)



Рис. 3. Обломки пород с ледниковой штриховкой на р. Печоре

Fig. 3. The debris of rocks with glacial pattern on the Pechora River

душими в отличие от других обстановок, где характеризуют второстепенные признаки осадка [4]. Кроме указанных особенностей валунные суглинки Северо-Востока Европейской России обладают некоторыми специфическими признаками, нетипичными для аналогичных отложений классических ледниковых районов Восточно-Европейской равнины, но присущими морским образованиям. Такими особенностями являются: 1) низкое содержание грубообломочного материала; 2) наличие разновозрастной макро- и микрофауны; 3) повышенная засоленность отложений; 4) включения пиритовых конкреций; 5) слоистость (в отдельных случаях) отложений. Эти на первый взгляд аномальные черты высокоширотных валунных суглинков дают основание ряду исследователей — сторонникам маринистической концепции — использовать их в качестве признаков, указывающих на бассейновое происхождение валунных суглинков.

В процессе динамики покровных ледников экзарации подвергались как континентальные (озерные, аллювиальные отложения ледниковых комплексов предшествующих оледенений), так и чередующиеся с ними в разрезе морские осадки. Кроме того, в зону интенсивной экзарации вовлекались и слаболитифицированные породы мезозоя супесчано-суглинистого состава, слагающие дочетвертичное ложе. Морские четвертичные и мезозойские осадки продуцировали в ледниковые толщи наряду с собственно терригенными компонентами, формирующими вещественный состав и структурные особенности валунных суглинков, пиритовые конкреции, остатки разновозрастной фауны и флоры, специфический ионно-солевой комплекс.

Низкое содержание в толщах валунных суглинков обломков пород крупнее 1 см (0.2—5.2 %) объясняется отсутствием источников пополнения их местным грубообломочным материалом, а также рыхлым или слаболитифицированным субстратом на всем пути следования ледников из центров оледенений. Поэтому почти все крупные валуны представлены экзотическими для данного района массивными кристаллическими породами, кварцитопесчаниками и кварцитами, гравелитами, конгломератами, крепкими известняками.

К северу от широтного отрезка р. Печоры в валунных суглинках отмечаются находки раковин моллюсков, на что указывают как гляциалисты, так и маринисты. Но встречающиеся раковины обычно имеют

плохую сохранность и представлены, как правило, обломками различной крупности, очень редко целыми створками. Среди них отсутствуют сомкнутые створки раковин тонкостенных форм, хрупких гастропод, следы прикрепления баянусов на валунах, весьма характерные для современных отложений арктических шельфовых морей [29]. По данным мариниста В. С. Зархидзе [15], комплексы моллюсков из толщ валунных суглинков весьма значительно обеднены по сравнению с комплексами из подстилающих их морских осадков колвинской и падимейской свит нижнего плейстоцена. Южнее широтного колена р. Печоры определяемые формы раковин морских моллюсков не встречаются, что отмечал и В. С. Зархидзе [15], т. е. ареал их соответствует области развития морских осадков колвинской и падимейской свит. Находки раковин моллюсков отмечаются в диамиктонах Западной Сибири [17], в Прибалтике [25], на севере Канады [31] и в ряде других регионов.

Согласно исследованиям приверженцев гляциоморской гипотезы формирования валунных суглинков — О. Ф. Барановской, И. Н. Семенова, Г. Н. Недешевой и других — в комплексах фораминифер из роговской свиты встречаются лишь формы, содержащиеся в подстилающих морских осадках падимейской и колвинской свит, но в значительно обедненном составе и с примесью более древних форм. На переотложенный характер микрофаунистических остатков из подстилающих пород указывает смешение в валунных суглинках разновозрастных фаун, что неоднократно отмечалось в литературе [19, 29]. По мнению А. Н. Симонова [27], микрофоссилии, не разрушаясь, могут транспортироваться на расстояние десятков, а в благоприятных случаях — первых сотен километров. Раковины фораминифер в условиях послыдно-пластического движения льда переносятся ледниками в более или менее сохранном виде на значительно большие расстояния, чем раковины моллюсков. Но все же степень сохранности органических остатков зависит от дальности переноса. По этой причине валунным суглинкам региона свойственно уменьшение содержания фораминифер в южном направлении [11, 20].

Рядом исследователей получены интересные данные при изучении распределения фораминифер в разрезе: вверх по толще валунных суглинков по мере удаления от подстилающих пород уменьшается количество раковин фораминифер. Это свидетельствует о том, что в распределении микрофауны находит отражение общая закономерная тенденция формирования вещественного состава основных морен, а именно ослабление связи всех компонентов их состава с породами субстрата вверх по стратиграфическому разрезу, что является характерной особенностью ледникового седиментогенеза. Микрофауну следует рассматривать как терригенный материал мелкопесчаной и крупноалевритовой размерности. Таким образом, включения микрофауны и других органических остатков в валунных суглинках не противоречат их ледниковому генезису, особенно при наличии подстилающих источников — пород, из которых они могли быть переотложены.

По мнению В. А. Жаркова [13], попытки использования геохимических данных в качестве дополни-

тельного критерия определения генезиса пород не дали однозначных результатов. Напротив, приведенные в литературе данные по этому вопросу [9, 27] убедительно свидетельствуют, что: 1) содержание ионов Cl^- , Na^+ , K^+ в валунных суглинках значительно ниже, чем в морских осадках; 2) формирование их ионно-солевого комплекса происходило за счет ассимиляции ледниками глинистых морских мезозойских и кайнозойских пород. Подтверждение тому — закономерное убывание засоленности валунных суглинков к югу, а также повышенная степень засоленности отложений в их подошве в случаях, когда они залегают на морских глинистых породах, как мезозойских, так и плейстоценовых. Таким образом, особенности ионно-солевого комплекса валунных суглинков — повышенные содержания щелочных катионов и ионов хлора — также не являются аргументами против их ледникового генезиса.

В валунных суглинках нередко встречаются конкреции сульфидного железа. Не образуя конкреционных прослоев, они наряду с другим грубообломочным материалом присутствуют в виде рассеянных включений (рис. 4). На происхождение этих конкреций существуют две точки зрения. Согласно одной из них, конкреции захвачены ледником и вовлечены в толщу валунных суглинков из подстилающих отложений келловейского и волжского ярусов верхней юры и валанжинского и барремского ярусов нижнего мела, регионально развитых на севере Печорской низменности [6, 1]. Другая точка зрения предполагает, что эти включения являются аутигенными, возникшими в ходе диагенеза осадков, и их наличие является одним из «надежных признаков водного бассейнового происхождения» [10, стр. 113].

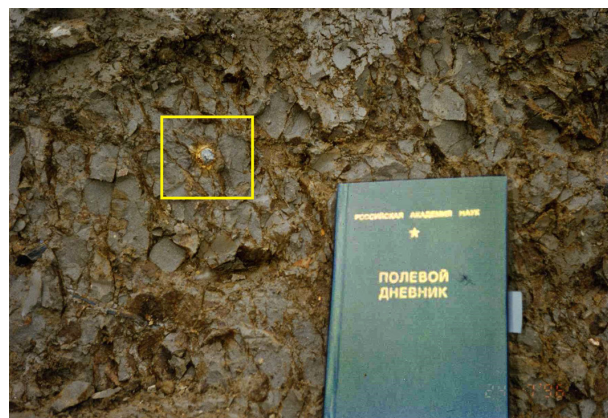


Рис. 4. Пиритовая конкреция в толще валунных суглинков (обн. 12, р. Шапкина)

Fig. 4. Pyrite nodule in the boulder loam (section 12, the Shapkina River)

При микроскопическом изучении конкреций установлено, что их тела резко обособлены от вмещающих валунных суглинков. Включения и вмещающие отложения характеризуются различным гранулометрическим и минеральным составом кластического материала. Вмещающие валунные суглинки отличаются крайне низкой степенью сортированности мелкозема с примерно равными содержаниями песка, алеврита и глины, тогда как материал включений определяется более высокой сортировкой, более мелким размером кластических зерен с преобладанием то мелкопесчаной, то алевритовой составляющих и почти во всех случаях резко подчиненным значением пелитовой фракции по сравнению с вмещающи-

Химический состав конкреций и вмещающих валунных суглинков

The chemical composition of nodules and enclosing boulder loam

Компонент Component	Сергеево Щелье, обн. 256 Sergeevo Shchelye, outcrop 256			Щельябоз, обн. 216 Shchelyabozh, outcrop 216		
	Конкреция Concretion	Лимонно-желтая оторочка Lemon-yellow margin	Вмещающий валунный суглинок Enclosing boulder loam	Конкреция Concretion	Лимонно-желтая оторочка Lemon-yellow margin	Вмещающий валунный суглинок Enclosing boulder loam
SiO_2	48.06	37.60	73.26	43.16	44.78	71.04
TiO_2	0.17	0.31	0.61	0.26	0.36	1.10
Al_2O_3	0.65	5.10	10.91	0.73	10.64	10.79
Fe_2O_3	37.8	18.7	1.34	11.08	12.20	2.95
FeO			1.81	23.75	3.93	1.15
MnO	0.008	0.018	0.07	0.005	0.04	0.06
MgO	0.03	0.52	1.23	0.07	0.97	1.35
CaO	0.05	7.75	1.39	0.74	4.44	1.65
Na_2O		0.78	1.99		1.29	1.55
K_2O	0.07	2.14	2.30	0.03	2.48	2.46
$\text{H}_2\text{O}-$	0.86	6.06	1.62	1.54	2.94	0.98
$\text{H}_2\text{O}+$	3.58	5.61	2.32	5.10	4.02	2.43
CO_2	0.02	0.10	0.60	0.04	0.07	0.80
P_2O_5	0.21	0.23	0.10	0.13	0.19	0.18
$S_{\text{общ}}$	He опр. n/d	He опр. n/d	0.04	He опр. n/d	He опр. n/d	0.02
$S_{\text{пир}}$	8.75	0.10	He опр. n/d	9.13	0.03	He опр. n/d
SO_3	2.20	16.50	He опр. n/d	3.88	10.32	He опр. n/d
П.П.П.	22.91	19.66	4.64	24.27	12.71	5.23



ми отложениями. Своеобразен и минеральный состав конкреций: в них установлены кварц, полевые шпаты, гипс, единичные обломки слюды, эпидота, циркона, амфиболов, мелкие окатанные зерна глауконита. Цементирующая масса представлена пиритом, иногда с незначительной примесью глинисто-кремнистого вещества. Контакт конкреций с вмещающими отложениями подчеркнут оторочкой лимонно-желтого цвета, где доминирует гипс, часто в виде довольно крупных кристаллов, в подчиненных количествах содержится кварц и полевые шпаты, единичны обломки аксессуаров.

Дифрактометрическое изучение материала сульфидных включений и валунных суглинков также подтвердило их существенные различия. Химическое изучение материала включений (см. таблицу) указывает на их пиритовый состав. Лимонно-желтая оторочка состоит из сульфатов — гипса и ярозита [6].

Таким образом, сравнительное литологическое изучение конкреционных включений пирита и вмещающих валунных суглинков выявило существенные различия тех и других, позволяющие считать конкреции аллотигенными [26, 6, 1].

Что касается слоистости валунных суглинков, то прежде всего надо отметить, что в большинстве своем они все же неслоисты. Однако иногда в них наблюдается хорошо выраженная полосчатая текстура, обусловленная чередованием прослоев различной мощности песков, алевроитов и валунных суглинков. Особенно типична такая слоистость для приконтактной зоны суглинков и подстилающих рыхлых отложений (рис. 5), часто она отмечается вблизи отторженцев нелитифицированных пород. Генетически эта слоистость не имеет ничего общего с обычной седиментационной слоистостью водно-осадочных образований. В отличие от последних она фрагментарна, и на некотором удалении от контакта прослой рыхлого материала в валунных суглинках становятся тоньше, превращаются в линзы, а затем вообще исчезают. Часто за слоистость принимают шлировидные текстуры режеляционного генезиса (рис. 6). Сходные текстуры описаны Ю. А. Лаврушиным в современных ледниках Шпицбергена [22].

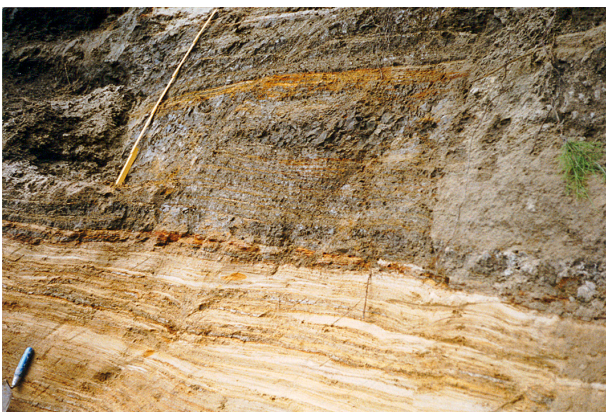


Рис. 5. Растащенные в основании полярной морены подстилающие аллювиальные пески, имитирующие слоистость (обн. Хонгурей, р. Печора)

Fig. 5. Alluvial sands littering at the base of the Polar moraine, imitating stratification (section Hongurey, the Pechora River)

Иногда в разрезах можно наблюдать следы захвата, смятия и внедрения подстилающих пород в толщу морены по зонам пологих внутренних сколов и надвигов (рис. 7). Образующиеся при этом в кровле рыхлых отложений (в данном случае песков) складки волочения затаскиваются в приподошвенную часть основной морены, имитируя слоистость. Кстати, в литературе отмечается, что нарушения типа складок волочения встречаются относительно редко: например, на территории Белоруссии Э. А. Левковым [23] они установлены лишь в четырех разрезах. Результаты наших исследований показывают, что для Европейского Северо-Востока складки волочения, образующиеся в зоне сочленения основных морен и нелитифицированных пород субстрата, довольно обычны.

Представляется, что попытки делать вывод о морском генезисе валунных суглинков на основании получения единичных фактов из отдельных разрезов при использовании одного-двух методов [30, 12, 13, 21] и

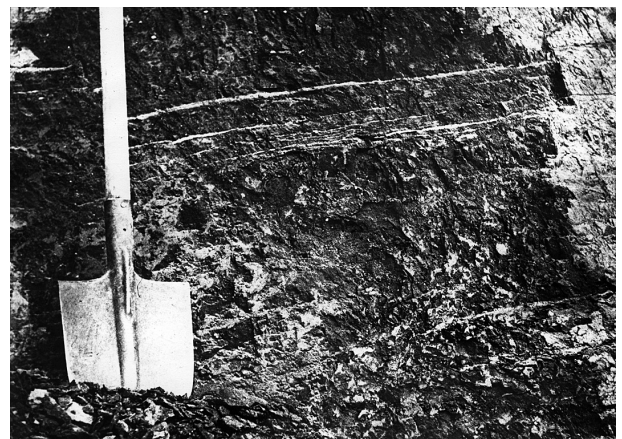


Рис. 6. Режеляционные прослои песка имитируют горизонтальную слоистость в печорской морене (р. Печора, с. Усть-Цильма, обн. 250).

Fig. 6. Regellation interlayers of sand imitate horizontal stratification in the Pechora moraine (the Pechora River, Ust-Tsilma village, section 250)



Рис. 7. Складка волочения, образованная в кровле песков по пологому гляционадвигу. Движение ледника слева направо по аз. 300—310° (обн. Хонгурей, р. Печора)

Fig. 7. Drag fold, formed in the roof of sands along flat glacio-thrust. The movement of the glacier from left to right according to the azimuth 300—310° (section Hongurey, the Pechora River)

распространять его на всю территорию Европейского Северо-Востока России, не проводя при этом комплексного изучения разрезов и игнорируя имеющиеся многочисленные результаты детальной работы других исследователей четвертичных отложений в регионе, мягко говоря, несостоятельны.

Далее хочется остановиться на статье В. А. Жаркова [13], где он априори утверждает, что валунные суглинки имеют гляциоморской генезис, и сама статья отличается некорректностью и неаргументированностью. Проанализировав отдельные первоисточники, на которые ссылается оппонент, *«демонстрируя способность геологов-четвертичников интерпретировать фактический материал строго в рамках ледниковых догм, вне зависимости от фактов, им противоречащих»*, а также его субъективную информацию по разрезам, на которых автору довелось неоднократно работать, мы можем резюмировать, что обвинения эти необоснованны.

В частности, в отношении статьи О. С. Зверевой с соавторами [16] В. А. Жарков явно лукавит, утверждая, что авторы *«сделали обоснованный вывод о доледниковом возрасте Вашуткиных озер»*. О. В. Зверева с коллегами в своей работе основывается на исследованиях Е. Ф. Станкевича [28], выделяющего на этой территории морены двух последних оледенений, разделенные морскими межледниковыми отложениями времени бореальной трансгрессии. Во вторую половину рисс-вюрмского (сулинского) межледниковья сформировалась гидрографическая сеть, а стало быть и Вашуткины озера. С того же времени либо с периода эпохи потепления голоцена сохранились в озерах реликты планктона и бентоса [16].

Что касается *«важного навыка геологов-четвертичников — примата методов абсолютного датирования над традиционными биостратиграфическими методами»*, то в большинстве своем геологи-четвертичники исследуют четвертичные отложения общепринятым комплексом литологических и биостратиграфических методов с заверкой полученных данных результатами геохронометрического датирования. Работе предшествует детальное полевое изучение в хорошо расчищенных обширных и глубоких выработках с отбором образцов, с прослеживанием характера контактов и условий залегания отложений, с массовыми замерами ориентировки удлиненных обломков пород (не менее 50 обломков в каждом пункте) и с отбором валунно-галечных проб для установления питающих провинций и путей переноса обломочного материала.

Необходимо остановиться *«на использовании абсолютных дат»* при определении возраста торфяника на р. Сейде (Лодма-Щелье). У нас возникает вопрос: В. А. Жарков не в курсе, что средненеоплейстоценовый (родионовский) возраст этого межледникового (!) торфяника был установлен в результате комплексного литолого-палинологического изучения этого обнажения [3]? Торфяник, палинологическое изучение которого свидетельствует о формировании его в родионовское время, лежит между двумя толщами валунных суглинков, по комплексу литологических критериев — печорской и вычегодской моренами. Лишь несколько лет спустя В. И. Астахов получил возраст этого торфяника, равный (200 ± 20) тыс. л. н. [7], и полученная датировка лишь убедила нас в правильности страти-

графического расчленения отложений в этом разрезе.

Та же ситуация с *«неоднозначностью в оценке возраста известного родионовского торфяника»*, всесторонне изученного оппонентами В. А. Жаркова [24, 18, 8, 1]. Здесь торфяник также залегает между печорской и вычегодской моренами, стратиграфическая приуроченность которых обусловлена комплексом литологических признаков валунных суглинков. Родионовский возраст торфяника установлен палинологическими и палеомикротирилогическими исследованиями.

В чем В. А. Жарков абсолютно прав, так это в том, что *«абсолютное датирование даже “межморенных” образований не застраховано от ошибок»*, и что *«результаты абсолютного датирования, меняющиеся по мере совершенствования методов, могут быть использованы лишь как вспомогательные материалы»* и не должны являться основой, на которой геологи-четвертичники строят стратиграфию кайнозоя Севера России. Но геологи-четвертичники проводят стратиграфические построения на Севере России на основании комплексного изучения и рассмотрения **всех (!)** полученных полевых визуальных и аналитических данных, а не выдергивают единичные факты из единичных разрезов, используя при этом один, максимум два метода исследований, чем «грешат» маринисты.

С явным неудовольствием В. А. Жарков [13] отмечает обилие публикаций геологов-четвертичников, значительно превышающих число статей производственников и совершенно стерильных в отношении прогноза (прогноза чего — полезных ископаемых?). По-видимому, он не относит к производственникам геологов-съемщиков А. С. Лаврова (в прошлом начальника аэрогеологической партии объединения «Аэрогеология»), Л. М. Потапенко, Л. Р. Семенову, всю жизнь занимающихся разномасштабной геологической съемкой, писавших и пишущих геологические отчеты, содержащие информацию о прогнозе полезных ископаемых, а также публикующих полученные материалы с приведением большого количества фактического материала.

Есть еще несколько моментов в статье В. А. Жаркова [13], на которых можно было бы остановиться, но полагаю, что и рассмотренных примеров достаточно, чтобы убедиться в сугубо субъективной интерпретации фактов, как геологических, так и негеологических.

Заключение

Ряд особенностей, характерных для валунных суглинков как отложений континентальных ледниковых покровов, не объясняются с точки зрения их бассейнового генезиса. К таким особенностям относятся: фациальная выдержанность на площади; характер контактов с подстилающими и перекрывающими породами; отторженцы литифицированных дочетвертичных и рыхлых четвертичных пород, зачастую разбитых микросбросами, но сохранивших свои первоначальные текстурные особенности; шлифованная и штрихованная поверхности крупных неокатанных обломков пород, часто имеющих форму ледогранников; весьма четко выдержанная в региональном плане закономерная ориентировка удлиненных обломков пород, включая ориентированность частиц мелкозема



всего гранулометрического спектра — песчаных, алевритовых и глинистых.

Таким образом, проведенное детальное литологическое исследование широко распространенных на Европейском Северо-Востоке России отложений валуносодержащих глинистых пород (валунных суглинков) и слагающих основную часть разреза четвертичных отложений однозначно свидетельствует о генетической принадлежности их к отложениям материковых ледниковых покровов плейстоцена — моренам.

Литература

1. *Андреичева Л. Н.* Основные морены Европейского Северо-Востока России и их литостратиграфическое значение. СПб.: Наука, 1992. 125 с.
2. *Андреичева Л. Н.* Плейстоцен Европейского Северо-Востока. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 323 с.
3. *Андреичева Л. Н., Дулягина Д. А.* Новые данные по стратиграфии среднего плейстоцена Печорской низменности // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: новые результаты и новые перспективы: Материалы XIII Геол. съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар, 1999. С. 184—187.
4. *Андреичева Л. Н., Марченко-Ваганова Т. И., Буравская М. Н., Голубева Ю. В.* Природная среда неоплейстоцена и голоцена на Европейском Северо-Востоке России. М.: ГЕОС, 2015. 224 с.
5. *Андреичева Л. Н., Карпунин С. С., Судакова Н. Г.* Диагностика и межрегиональная корреляция среднеледниковых ледниковых горизонтов центра и северо-востока Русской равнины // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. 2017. № 75. С. 81—99.
6. *Андреичева Л. Н., Симонов А. Н.* Являются ли пиритовые конкреции показателями морского происхождения валунных суглинков Печорской низменности // Расчленение и корреляция фанерозойских отложений Европейского Севера СССР. Сыктывкар, 1985. С. 115—122. (Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО АН СССР; Вып. 54).
7. *Астахов В. И., Мангеруд Я., Свенсен Й.-И.* Трансуральская корреляция верхнего плейстоцена Севера // Регион. геология и металлогения. 2007. № 30—31. С. 190—206.
8. *Гуслицер Б. И., Исайчев К. И.* Возраст роговской свиты Тимано-Уральской области по данным изучения ископаемых остатков копытных леммингов // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. 1983. № 52. С. 58—72.
9. *Данилов И. Д.* Плейстоцен морских субарктических равнин. М.: Изд-во МГУ, 1978. 196 с.
10. *Данилов И. Д.* Литологические критерии бассейнового происхождения валуносодержащих пород // Оледенения и палеоклиматы Сибири в плейстоцене. Новосибирск, 1983. С. 102—115.
11. *Данилов И. Д., Недешева Г. Н.* Соотношение ритмостратиграфии и биостратиграфии при расчленении морского плейстоцена Севера // Проблемы корреляции новейших отложений севера Евразии: Материалы симпозиума (Ленинград, март 1971). Л., 1971. С. 117—120.
12. *Жарков В. А.* О морском миоцене р. Еджыдью (южная часть гряды Чернышева) и вариантах интерпретации геологических данных // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: Материалы XVI Геол. съезда Республики Коми. Т. II, Сыктывкар, 2014. С. 152—154.
13. *Жарков В. А.* О догмах ледниковой истории развития северных побережий России (бассейн р. Печоры) в позднем кайнозое // Вопросы геоморфологии и палеогеографии морских побережий и шельфа: Материалы науч. конф. пам. П. А. Каплина. М.: Изд-во МГУ, 2017. С. 54—57.
14. *Жарков В. А., Силаев В. И., Филиппов В. Н.* Аутигенные гипс и барит в кайнозойских толщах бассейна р. Печоры как индикатор морских палеогеографических обстановок // Там же. С. 50—53.
15. *Зархидзе В. С.* История развития Тимано-Уральской области в связи с изучением ископаемых комплексов моллюсков // Геология кайнозоя севера европейской части СССР. М., 1966. С. 56—72.
16. *Зверева О. С., Гецен М. В., Изъюрова В. К.* Система реликтовых озёр в Большеземельской тундре // ДАН СССР. 1964. № 3. С. 677—679.
17. *Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д.* Происхождение санчуговской толщи и проблема соотношения оледенений и морских трансгрессий на севере Западной Сибири // Колебания уровня Мирового океана в плейстоцене. Л., 1975. С. 82—147.
18. *Коноваленко Л. А.* Климат и растительность шкловского межледниковья на средней Печоре по палинологическим данным // Расчленение и корреляция фанерозойских отложений Европейского Севера СССР. Сыктывкар, 1985. С. 108—114. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР; Вып. 54).
19. *Краснов И. И.* Дискуссионные вопросы ледниковой теории и антигляциализм // Проблемы стратиграфии и палеогеографии. Л., 1968. С. 226—249 (Тр. ВСЕГЕИ; Нов. сер. Т. 143).
20. *Крапивнер Р. Б.* Мореноподобные суглинки Печорской низменности — осадки длительно замерзающих морей // Изв. вузов. Геология и разведка. 1973. № 12. С. 28—37.
21. *Крылов А. В., Жарков В. А.* Новые данные по макрофаунистической характеристике разрезов и глубине проникновения ингрессионного морского бассейна в долину Палеопечоры // Вопросы геоморфологии и палеогеографии морских побережий и шельфа: Материалы науч. конф. пам. П. А. Каплина. М.: Изд-во МГУ, 2017. С. 80—82.
22. *Лаврушин Ю. А.* Четвертичные отложения Шпицбергена. М.: Наука, 1969. 181 с.
23. *Левков Э. А.* Гляциотектоника. Минск: Наука и техника, 1980. 279 с.
24. *Лосева Э. И., Дулягина Д. А.* Результаты комплексного изучения опорного разреза плейстоценовых отложений на средней Печоре у дер. Родионово // Геология и палеонтология плейстоцена северо-востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1973. С. 20—38. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР; Вып. 16).
25. Основные черты строения и формирования четвертичного покрова и некоторые закономерности распространения полезных ископаемых на территории Прибалтики / В. П. Вонсавичюс, А. И. Гайгалас, И. Я. Даниланс и др. // Палеогеография и полезные ископаемые плейстоцена Севера Евразии. Л., 1986. С. 50—55.
26. *Симонов А. Н.* К вопросу о природе включений сульфидного железа в валунных суглинках Печорской низменности. М., 1972. (Деп. В ВИНТИ).
27. *Симонов А. Н.* О формировании некоторых специфических черт вещественного состава средне- и верхнеплейстоценовых донных морен севера Печорской низменности // Процессы континентального литогенеза. М.: Наука, 1980. С. 156—166. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 350).



28. Станкевич Е. Ф. Четвертичные отложения восточной части Большеземельской тундры // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 5. С. 93—103.

29. Троицкий С. А. Современный антигляциализм: Критический очерк. М., 1975. 163 с. (Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР; Вып. 269).

30. Чупрова Н. В., Крылов А. В. Предварительные данные о новых находках морских и пресноводных моллюсков в кайнозойских образованиях Полярного и Приполярного Предуралья // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 20-й науч. конф. ИГ Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, 2011. С. 194—197.

31. Blake W. Jr. Radiocarbon dating with accelerator mass spectrometry: results from Ellesmere Island, District of Franklin // Geol. Surv. of Canada. 1985. Paper 85-IB, Current Research. P. 423—429.

References

1. Andreicheva L. N. *Osnovnye moreny Evropeiskogo Severo-Vostoka Rossii i ih litostratigraficheskoe znachenie* (Main morenas of European North-East of Russia and their lithostratigraphic value). St. Petersburg: Nauka, 1992, 125 pp.
2. Andreicheva L. N. *Pleistotsen evropeiskogo Severo-Vostoka* (Pleistocene of European North-East). Ekaterinburg: UB RAS, 2002, 323 pp.
3. Andreicheva L. N., Duryagina D. A. *Novye dannye po stratigrafii srednego pleistotsena Pechorskoj nizmennosti* (New data on stratigraphy of Middle Pleistocene of Pechora depression). *Geologiya i mineralnye resursy Evropeiskogo severo-vostoka Rossii: novye rezul'taty i novye perspektivy* (Geology and mineral resources of European North-East of Russia: new results and new perspectives). Proceedings. V. 2, Syktyvkar, 1999, pp. 184—187.
4. Andreicheva L. N., Marchenko-Vagapova T. I., Buravskaya M. N., Golubeva Yu. V. *Prirodnaya sreda neopleistotsena i golotsena na Evropeiskom Severo-Vostoke Rossii* (Natural environment of Neopleistocene and Holocene in European North-East of Russia). Moscow: GEOS, 2015, 224 pp.
5. Andreicheva L. N., Karpuhin S. S., Sudakova N. G. *Diagnostika i mezhhregionalnaya korrelyatsiya srednepleistotsenovykh lednikovyx gorizontov Tsentra i Severo-Vostoka Russkoi ravniny* (Diagnostics and interregional correlation of Middle Pleistocene ice horizons). *Byulleten po izucheniyu chetvertichnogo perioda*. Moscow: GEOS, 2017, No. 75, pp. 81—99.
6. Andreicheva L. N., Simonov A. N. *Yavlyayutsya li pirityovye konkretii pokazatelyami morskogo proishozhdeniya valunnykh suglinkov Pechorskoj nizmennosti* (Are pyrite concretions the indicators for marine origin of loams of Pechora depression?). *Raschlenenie i korrelyatsiya fanerozoiskikh otlozhenii Evropeiskogo Severa SSSR* (Division and correlation of Phanerozoic deposits of European North of the USSR). Syktyvkar, 1985, pp. 115—122.
7. Astahov V. I., Mangerud Ya., Svensen I.-I. *Transural'skaya korrelyatsiya verhnego pleistotsena Severa* (Transural correlation of Upper Pleistocene of the North). *Region. geologiya i metallogeniya* (Region, geology and metallogeny). 2007, No. 30—31, pp. 190—206.
8. Guslitsa B. I., Isaichev K. I. *Vozrast rogovskoi svity Timano-Uralskoi oblasti po dannym izucheniya iskopaemykh ostatkov kopytnykh lemmingov* (Age of rogovskaya suite of Timan-Ural region according to data of study of remains of lemmings). *Byulleten Komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda*. Moscow, 1983, No. 52, pp. 58—72.
9. Danilov I. D. *Pleistotsen morskikh subarkticheskikh ravnin* (Pleistocene of marine subarctic plains). Moscow: MSU, 1978a, 196 pp.
10. Danilov I. D. *Litologicheskie kriterii basseinovogo proishozhdeniya valunosoderzhashchikh porod* (Lithological criteria of basin origin of boulder-containing rocks). *Oledeneniya i paleoklimaty Sibiri v pleistotsene* (Glaciations and paleoclimates of Siberia in Pleistocene). Novosibirsk, 1983, pp. 102—115.
11. Danilov I. D., Nedesheva G. N. *Sootnoshenie ritmostratigrafii i biostratigrafii pri raschlenenii morskogo pleistotsena Severa* (Ratio of rhythmostratigraphy and biostratigraphy for division of marine Pleistocene of the North). *Problemy korrelyatsii noveishikh otlozhenii Severa Evrazii* (Problems of correlation of new deposits of Eurasian North). Leningrad, 1971, pp. 117—120.
12. Zharkov V. A. *O morskoy miotsene r. Edzhidyu (yuzhnaya chast' gryady Chernysheva) i variantah interpretatsii geologicheskikh dannykh* (Marine Pleistocene in Edzhidyu River (south area of Chernyshev Ridge)). Proceedings of Geological congress of Komi republic. V. 2, Syktyvkar, 2014, pp. 152—154.
13. Zharkov V. A. *O dogmakh lednikovoy istorii razvitiya severnykh poberezhii Rossii (bassein r. Pechora) v pozdnem kainozoe* (Dogmas of glacial history of development of northern shores of Russia (basin of Pechora river) in Late Cenozoic). Proceedings. Moscow: MSU, 2017, pp. 54—57.
14. Zharkov V. A., Silaev V. I., Filippov V. N. *Autigennyye gipsy i barit v kainozoiskikh tolschakh basseina r. Pechora kak indikator morskikh paleogeograficheskikh obstanovok* (Authigenous gypsum and barite in Cenozoic strata of basin of Pechora river as indicator of marine paleogeographic environments). Proceedings. Moscow: MSU, 2017, pp. 50—53.
15. Zarhidze V. S. *Istoriya razvitiya Timano-Uralskoi oblasti v svyazi s izucheniem iskopaemykh kompleksov mollyuskov* (History of development of Timan-Ural region in connection with study of mollusk remains). *Geologiya kainozoya Severa evropeiskoi chasti SSSR* (Cenozoic geology of North of European part of the USSR). Moscow, 1966, pp. 56—72.
16. Zvereva O. S., Getsen M. V., Izyurova V. K. *Sistema reliktovykh ozer v Bolshezemel'skoi tundre* (System of relic lakes in Bolshezemelskaya tundra). AS USSR, 1964, No. 3, pp. 677—679.
17. Kaplyanskaya F. A., Tarnogradskii V. D. *Proishozhdenie sanchugovskoi tolschi i problema sootnosheniya oledeneniya i morskikh transgressii na severe Zapadnoi Sibiri* (Origin of sanchugovskaya strata and problem of relation of glaciations and marine transgression in the North of Western Siberia). *Kolebaniya urovnya Mirovogo okeana v pleistotsene* (Fluctuation of sea level in Pleistocene). Leningrad, 1975, pp. 82—147.
18. Konovalenko L. A. *Klimat i rastitel'nost' shklovskogo mezhhlednikov'ya na srednei Pechore po palinologicheskim dannym* (Climate and vegetation of shklovsky interglacial period in Middle Pechora according to palynological data). *Raschlenenie i korrelyatsiya fanerozoiskikh otlozhenii Evropeiskogo Severa SSSR* (division and correlation of Phanerozoic deposits of European North of the USSR). Syktyvkar, 1985, pp. 108—114.
19. Krasnov I. I. *Diskussionnyye voprosy lednikovoy teorii i antiglyatsializm* (Debatable questions of glacial theory and antiglaciation). *Problemy stratigrafii i paleogeografii* (Problems of stratigraphy and paleogeography). Leningrad, 1968, pp. 226—249.
20. Krapivner R. B. *Morenopodobnyye suglinki Pechorskoj nizmennosti — osadki dlitel'no zameryazayushchikh morei* (Morena-like loams of Pechora depression — sediments of long frozen seas). *Geologiya i razvedka*. 1973, No. 12, pp. 28—37.
21. Krylov A. V., Zharkov V. A. *Novye dannye po makrofaunisticheskoi karakteristike razrezov i glubine proniknoveniya ingressionnogo morskogo basseina v dolinu Paleopechory* (New data on macrofauna characteristics of sections and depth of penetration of ingressional marine basin into Paleopechory depression). Proceedings. Moscow: MSU, 2017, pp. 80—82.



22. Lavrushin Yu. A. *Chetvertichnye otlozheniya Shpitsbergena* (Quaternary deposits of Spitzbergen). Moscow: Nauka, 1969, 181 pp.
23. Levkov E. A. *Glyatsiotektonika* (Glacial tectonics). Minsk: Nauka i tehnika, 1980, 279 pp.
24. Loseva E. I., Duryagina D. A. *Rezultaty kompleksnogo izucheniya opornogo razreza pleistotsenovykh otlozhenii na srednei Pechore u der. Rodionovo* (Results of complex study of reference section of Pleistocene deposits in Middle Pechora near village of Rodionovo). *Geologiya i paleontologiya pleistotsena Severo-Vostoka evropeiskoi chasti SSSR* (Geology and paleontology of Pleistocene of North-East of European part of the USSR). Syktyvkar, 1973, pp. 20—38.
25. *Osnovnye cherty stroeniya i formirovaniya chetvertichnogo pokrova i nekotorye zakonomernosti rasprostraneniya poleznykh iskopaemykh na territorii Pribaltiki* (Main features of building and formation of Quaternary cover and some laws of development of minerals in Baltic region). V. P. Vonsavichyus, A. I. Gaigalas, I. Ya. Danilans et al. *Paleogeografiya i poleznye iskopaemye pleistotsena Severa Evrazii* (Paleogeography and mineral resources of Pleistocene of Northern Eurasia). Leningrad, 1986, pp. 50—55.
26. Simonov A. N. *Kvoprosu o prirode vklucheniia sul'fidnogo zheleza v valunnykh suglinkakh Pechorskoj nizmennosti* (Nature of inclusions of sulphide iron in boulder loams of Pechora depression). Moscow, 1972.
27. Simonov A. N. *O formirovanii nekotorykh spetsificheskikh chert veschestvennogo sostava sredne- i verhnepleistotsenovykh donnykh moren severa Pechorskoj nizmennosti* (Formation of some specific features of material composition of Middle and Upper Pleistocene bottom morenas of North of Pechora depression). *Protsessy kontinental'nogo litogeneza* (Processes of continental lithogenesis). Moscow: Nauka, 1980, pp. 156—166.
28. Stankevich E. F. *Chetvertichnye otlozheniya vostochnoi chasti Bolshezemelskoi tundry* (Quaternary deposits of eastern part of Bolshezemelskaya tundra). *Izvestiya AN SSSR. geol.*, 1962, No. 5, pp. 93—103.
29. Troitskii S. A. *Sovremennyye antiglyatsializm. Kriticheskii ocherk*. (Modern antiglacialism. Critical essay). Moscow, 1975, 163 pp.
30. Chuprova N. V., Krylov A. V. *Predvaritelnye dannye o novykh nahodkakh morskikh i presnovodnykh mollyuskov v kainozoiskikh obrazovaniyakh Polyarnogo i Pripolyarnogo Preduralya* (Preliminary data about new findings of marine and fresh-water mollusks in Cenozoic structures of Polar and Subpolar Urals). Proceedings, Syktyvkar, 2011, pp. 194—197.
31. Blake W. Jr. Radiocarbon dating with accelerator mass spectrometry: results from Elliesmere Island, District of Franklin // *Geol. Surv. of Canada*. 1985. Paper 85-IB, Current Research. P. 423—429.



Арктический вектор геологических исследований Arctic vector of geological research

УДК 551.733.1 + 551.732.4

DOI: 10.19110/2221-1381-2018-1-12-18

НОВАЯ МЕСТНАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА ДЛЯ ВЕРХНЕКЕМБРИЙСКО-ОРДОВИКСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ПАЙ-ХОЯ (ЮГОРСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

А. А. Романов

ООО «ГеоИнвестПроект», г. Санкт-Петербург

romanovalex@inbox.ru

В данной работе представлена новая стратиграфическая схема для верхнего кембрия-ордовика Пай-Хоя, которая увязывает всю имеющуюся на данный момент информацию по осадочным и вулканогенным образованиям. Выделено два стратиграфических района в составе Пайхойской подзоны Лемвинской зоны для верхнедапинско-хирнантских образований. В составе Ямбпэйского района описаны отложения, которые можно отнести к переходным фациям между шельфовыми образованиями Елецкой зоны и глубоководными Лемвинской. В Центрально-Пайхойском районе описана новая североручейская свита в объеме верхней части ранее выделявшейся хенгурской свиты. Все местные стратиграфические подразделения приведены в соответствии со Стратиграфическим кодексом.

Ключевые слова: Пай-Хой, Югорский полуостров, ордовик, верхний кембрий, местная стратиграфическая схема, лакорсалинская свита, североручейская свита, оюский вулканогенно-осадочный комплекс, тарипатяхинская свита, ямбпэйская свита, великореченская свита.

A NEW LOCAL STRATIGRAPHIC SCHEME OF THE UPPER CAMBRIAN — ORDOVICIAN PAY-KHOY (UGRA PENINSULA)

A. A. Romanov

GeoInvestProekt, Ltd., Saint-Petersburg

romanovalex@inbox.ru

This work presents a new stratigraphic scheme of the Upper Cambrian — Ordovician Pay-Khoy. It comprises all the information currently available on sedimentary and volcanic formations. Two stratigraphic regions have been identified as part of the Pay-Khoy subzone of the Lemva zone for the Upper Dapingian — Hirnantian. In the first isolated Yambpei region deposits that can be attributed to transitional facies between the shelf formations of the Elets zone and the deep-water formations of the Lemvinskaya zone are described. The new Severnyy Ruchey formation was distinguished in the volume of the upper part of the Hengur formation in the Central-Pay-Khoy district. All local stratigraphic units are brought into compliance with the Stratigraphic Code.

Keywords: Pay-Khoy, Ugra Peninsula, Ordovician, Upper Cambrian, local stratigraphic scheme, formation, Lakorsale Formation, Severnyy Ruchey Formation, Oyu sedimentary and volcanic Formation, Taripat-Yakha Formation, Yambpe Formation, Velikaya Reka Formation.

Введение

Задачей данной статьи является суммирование имеющихся данных по составу и строению верхнекембрийско-ордовикских отложений с обоснованием и приведением к нормам Стратиграфического кодекса новой стратиграфической схемы территории, отличной от принятой в легенде к Вайгачско-Пайхойской серии листов (далее СЛ).

Первые систематические геологические исследования на Пай-Хое были проведены в конце 1950-х годов, их результатом стали государственные геологические карты масштаба 1:200 000 первого поколения. Затем было проведено несколько тематических исследований, которые дополнили имеющиеся к тому моменту данные новой информацией по стратиграфии региона (под руководством В. Н. Бондарева). В конце 1960-х годов началась серия объектов по геологическому изучению центрального Пай-Хоя в масштабе 1:50 000 (ответственные исполнители: Ю. В. Жуков, О. В. Заборин, М. А. Маслов, А. С. Микляев,

В. И. Шляхов; неопубликованные данные, ссылки далее по тексту приведены в круглых скобках). В составе этих работ был проведен большой комплекс стратиграфических исследований. Информация именно этих исследований является основным источником для региональных стратиграфических построений и по сей день. В 1991 году был подготовлен отчет, где были описаны литогенетические особенности палеозойских формаций Пайхойской подзоны (отв. исполнитель В. В. Беляев). В отчете проведено сравнение имеющихся и вновь полученных данных по различным разрезам.

В основу данной статьи легли как самостоятельные полевые исследования автора, проведенные в бассейне рек Тарипатяха и Бол. Ою (пункты 7—13 на рис. 1), так и материалы предшественников, большинство из которых до сих пор остаются неопубликованными и хранятся в виде рукописей в геологических фондах, что делает их труднодоступными для исследователей.

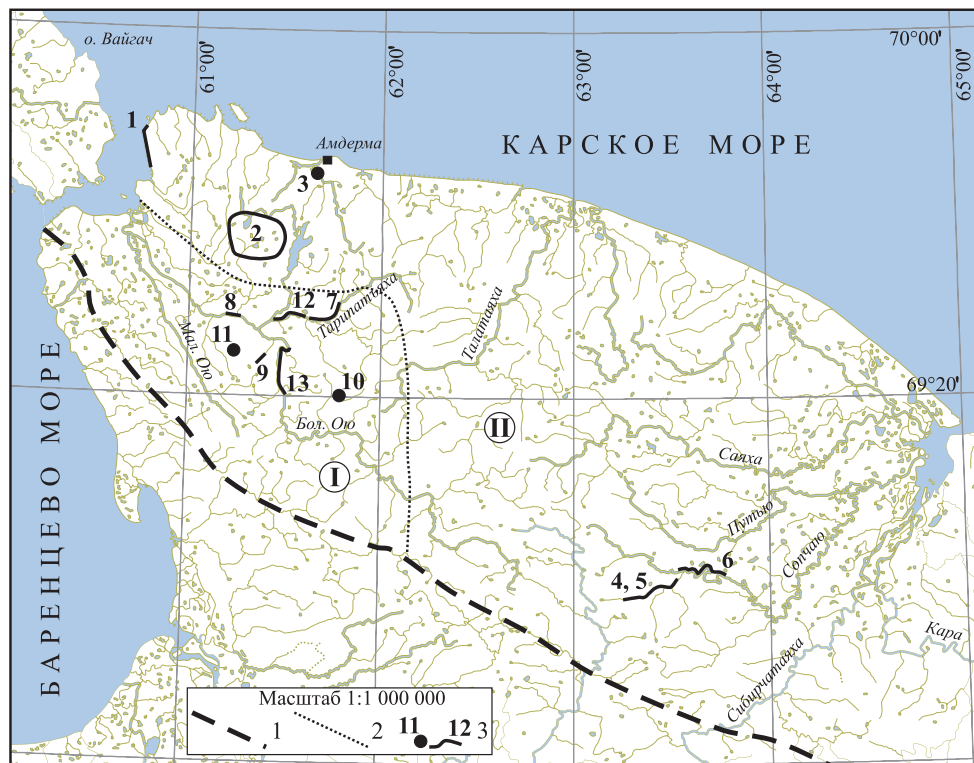


Рис. 1. Схема расположения стратотипов и петротипов:

1 — Главный Пайхойский надвиг; 2 — примерная граница стратиграфических районов для верхнедапинского-хирнантского интервала: I — Ямбпейский район, II — Центрально-Пайхойский район; 3 — Разрезы и петротипы (координаты приведены в десятичных градусах системы Пулково-42): 1 — стратотип лакорсалинской свиты (северная точка 69.819487 с. ш.; 60.749279 в. д.); 2 — парастратотип лакорсалинской свиты в районе озер Ептомато (центральная точка 69.624092 с. ш.; 61.335440 в. д.), 3 — покровы базальтов в каньоне р. Амдермы (69.739470 с. ш.; 61.652569 в. д.), 4 — стратотип североручейской свиты, 5 — стратотип тальбейтывисской свиты (западная точка 68.967537 с. ш.; 63.251244 в. д.), 6 — стратотип сопчинской свиты (западная точка 69.017319 с. ш.; 63.534324 в. д.), 7 — стратотип тарипатяхинской свиты (восточная точка 69.505372 с. ш.; 61.786652 в. д.), 8 — парастратотип тарипатяхинской свиты на р. Бол. Ою (западная точка 69.478719 с. ш.; 61.208430 в. д.), 9 — парастратотип тарипатяхинской свиты на р. Ядхымалыаха (западная точка 69.392629 с. ш.; 61.356019 в. д.), 10 — покровы базальтов в каньоне р. Идюрнанаяха (69.337588 с. ш.; 61.788209 в. д.), 11 — петротип оюского магматического комплекса (69.414382 с. ш.; 61.239422 в. д.), 12 — стратотип ямбпейской свиты (восточная точка 69.477265 с. ш.; 61.604844 в. д.), 13 — стратотип великореченской свиты (южная точка 69.336333 с. ш.; 61.504906 в. д.)

Fig. 1. Location map of stratotypes and petrotypes.

1 — Main Pay-Khoy thrust; 2 — approximate boundary of stratigraphic regions for the Upper Dapino-Hirnantian interval: I — Yambpe area, II — Central Pay-Khoy area; 3 — sections and petrotypes (coordinates are given in decimal degrees of Pulkovo-42 system): 1 — stratotype of lakorsalinskaya suite (northern point 69.819487 N, 60.749279 E), 2 — parastratotype of lakorsalinskaya suite in area of Eptormato lakes (central point 69.624092 N, 61.335440 E), 3 — basalt covers in the canyon of the Amderma River (69.739470 N, 61.652569 E), 4 — stratotype of severorucheykaya suite, 5 — stratotype of Talbeytyvskaya suite (western point 68.967537 N, 63.251244 E), 6 — stratotype of sopchinskaya suite (western point 69.017319 N, 63.534324 E), 7 — stratotype of tarypatyakhinskaya suite (eastern point 69.505372 N, 61.786652 E), 8 — parastratotype of tarypatyakhinskaya suite on the Bolshaya Oyu River (western point 69.478719 N, 61.208430 E), 9 — parastratotype of tarypatyakhinskaya suite on the Yadhymalyakha River (western point 69.392629 N, 61.356019 E), 10 — basalt covers in canyon of the Idyurnanayakha river (69.337588 N, 61.788209 E), 11 — petrotype of Oyu magmatic complex (69.414382 N, 61.239422 E), 12 — stratotype of yambpeyskaya suite (eastern point 69.477265 N, 61.604844 E), 13 — stratotype of velikorechenskaya suite (southern point 69.336333 N, 61.504906 E)

Центрально-Пайхойский район

Лакорсалинская свита (ϵ_3 -O₂lk)

В настоящий момент верхнекембрийско-среднеордовикские образования объединяются в хенгурскую свиту, разделенную на три подсвиты (hn_1 , hn_2 и hn_3). При этом для каждой подсвиты стратотипы расположены на значительном удалении друг от друга, а контакта между hn_1 и hn_2 никто из исследователей не наблюдал. Стратиграфическим кодексом не рекомендуется включать в состав одной свиты резко разнофациальные отложения, что на данный момент реализовано в СЛ. Таким образом, при изучении этих подразделений в поле и при сопоставлении их с ма-

териалами предшественников возникает значительная путаница.

Лакорсалинская свита выделяется в составе hn_1 и hn_2 . Сравнивая их, легко заметить, что они практически идентичны друг другу. В целом подсвиты объединяют отложения, сформированные в ходе одного и того же геологического события — зарождения бассейна осадконакопления. Обе они залегают с угловым и стратиграфическим несогласием на докембрийских породах. Также отсутствуют биостратиграфические или какие-либо иные доказательства того, что образование hn_1 и hn_2 началось в разное время.

Нижнехенгурская подсвита (hn_1) ранее описана А. А. Беляевым как ептоматинская (гравелито-песча-

но-алевролитовая) субформация. Ранее эти отложения выделялись в объеме юноягинской (А. С. Микляев, 1971), манитаньрдской (минисейской) [2] либо тоинтинской (В. И. Шляхов, 1969) свит. Относимые к hn_2 образования ранее описывались как нижняя пачка свиты лакорсале в северной части Пай-Хоя [2]; нижняя пачка хенгурской свиты на р. Тарипатяха и южнее, в осевой части Пай-Хоя (А. С. Микляев, 1971).

В современном структурном плане отложения лакорсалинской свиты развиты на северо-западе Югорского полуострова и наиболее полно представлены на побережье Карского моря (м. Тонкий, м. Лакор-сале), по берегам пролива Югорский Шар, в районе озер Тоин-То, Большое и Малое Епторма-То, в каньонах реки Тарипатяха и на хребте Едуней.

Стратотип для лакорсалинской свиты описан на берегу Карского моря в районе мыса Лакор-сале, где с угловым несогласием на докембрийских породах залегает пачка конгломератов и кварцевые песчаники с прослоями гравийников. Выше по разрезу расположены известково-глинистые углеродисто-известковисто-глинистые аргиллиты (сланцы) и преимущественно пелитоморфные известняки с увеличением роли аргиллитов вверх по разрезу. Общая мощность отложений 95–100 м. Контакт с вышележащими отложениями в этом разрезе не наблюдается, а описан южнее по берегу пролива Югорский Шар.

Парастратотип для свиты описан А. С. Микляевым (1971) западнее озера Тоин-То в районе озер Большое и Малое Епторма-То. На вулканогенной толще докембрийских пород с угловым несогласием залегает пачка базальных конгломератов. Вверх по разрезу конгломераты постепенно заменяются песчаными гравелитами и гравийными полимиктовыми песчаниками, кварцевыми песчаниками, содержащими прослои алевролитовых хлоритово-кремнистых сланцев. Далее следует толща ритмичного чередования песчаников и песчаных алевролитов с алевритистыми углеродисто-глинисто-кремнистыми сланцами и пелитоморфными известняками. Отмечается увеличение роли сланцев вверх по разрезу. Общая мощность разреза 180–290 м.

Разрез свиты дополняется материалами А. С. Микляева, собранными в районе озера Тоин-То, где во фрагментарных обнажениях описаны окременные органогенно-детритовые известняки узлового облика, кварцитовидные и кварцевые известковистые песчаники. К западу от оз. Тоин-То были описаны покровы базальтов (полевые материалы А. В. Журавлева, 2013) в карбонатно-терригенной толще. Также единичные покровы базальтов отмечались в каньоне р. Амдермы. Здесь же наблюдается верхняя граница толщ.

В пределах поднятия Едуней образования лакорсалинской свиты описаны М. А. Масловым (1970) в районе гор Диоритовой и Мишень-Мыльк, верховья ручьев Выяшор и Контактный. Они характеризуются исключительно карбонатными или известковистыми разностями. Нижняя граница обнажается в долине ручья Логыншор, где на филлитовидных сланцах доуралид с резким угловым несогласием залегают алевритистые известняки. Базальный горизонт не выдержан, представлен линзами мелкогалечного конгломе-

ратогравелита, где гравий и галька молочно-сливкового кварца цементируются песчано-глинисто-известковой массой. Выше залегают алевритистые известняки, песчаные известняки, известковистые песчаники. Контакт с вышележащими отложениями не нарушен. Мощность разреза ориентировочно составляет 150 метров.

Мощность отложений лакорсалинской свиты характеризуется резкой изменчивостью и оценивается от 300 до 600 м.

Нижняя возрастная граница определена как поздний кембрий по находкам в парастратотипе трилобитов *Richardsonella* sp., *Coldinioidia sulcatus* Robison et Pantoja-Alor, *Dolgeuloma* sp., *Dolgeuloma* aff. *inserta* (Kurk.), *Monosuleatina* (?) sp., *Tajnaella* sp., *Geragnostus* sp., *Koorthis* sp. В средней части разреза стратотипа найдены брахиоподы флоского яруса *Clarkella sokolina* V. Bond., *Altorthis* sp., *Orthidae*, *Amdermella* sp. В районе мыса Соколий В. В. Беляевым с соавторами (1991) из верхней пачки алевритисто-глинистых известняков выделены конодонты верхов флоского яруса (определения С. В. Мельникова): *Drepanoistodus forceps* (Lindstrom), *Protopanderodus gradatus* Serpagli, *Juanognathus australis* Serpagli, *Scolopodus rex* Lindstrom, *Prioniodus (Oepikodus) evae* Lindstrom, *Protoprioniodus* aff. *simplicissimus* Mc. Tavish., *Fryxellodontus ? corbatoi* Serpagli. В кровле верхней пачки свиты Д. Л. Протасевичем (1991) определены конодонты *Microzarkodina flabellum parva* Lindstrom, *Prioniodus (Baltoniodus) navis* Lindstrom, *Drepanoistodus suberecfus forceps* (Lindstr.), *Oistodus lanceolatus* Pander, которые позволяют отнести эти отложения к зоне *Microzarkodina parva* (верхи дапинского яруса).

Возраст свиты принимается от позднего кембрия до познедапинского времени.

Ранее возраст границы между средней и верхней подсвитами хенгурской свиты (верхняя граница лакорсалинской свиты) был ошибочно определен по границе нижнего и среднего ордовика.

Североручейская свита (O_2^{sv})

Североручейская свита широко распространена на всем протяжении Пай-Хоя. Как один из древнейших горизонтов уралид, эти отложения, как правило, выходят на поверхность в центральных частях антиклинальных (антиклинорных) структур.

Ранее отложения, относимые к североручейской свите, называли филограптовыми сланцами нелидовского горизонта [1], верхней подсвитой лакорсале (А. С. Микляев, 1971) или верхней толщей хенгурской свиты (Ю. В. Жуков, 1971 и другие исследователи).

Стратотип свиты впервые описан в работе Ю. В. Жукова (1971); находится на ручье Северном, левом притоке р. Тальбей-Ты-Вис, где на породах лакорсалинской свиты согласно залегает монотонная пачка углеродисто-хлорито-серицито-кремнистых аргиллитов (сланцев) с различными вариациями состава. По всему разрезу отмечаются конкреции известняков.

Общая мощность свиты 250–300 м.

Согласный контакт с нижележащими отложениями также прослеживается в разрезах на берегу Карского моря. Сланцы североручейской свиты ха-



рактируются постоянством своего состава и выдержанностью по латерали.

В разрезах свиты собраны граптолиты (определения Т. Н. Корень): *Amplexograptus* sp., *Expansograptus* sp., *Pterograptus* sp., *Glyptograptus* sp., *Glossograptus* sp., *Tetragraptus* ex gr. *bigsbyi* (Hall), *Didymograptus* ex gr. *bifidus* (Hall), *Isograptus* sp. Несколько выше по разрезу встречены граптолиты *Glyptograptus* sp., *Glossograptus* sp., *Gl. ex gr. hincksii* (Hopt.), *Didymograptus* ex gr. *bifidus* (Hall), *Cryptograptus* sp., *Pterograptus* sp. Перечисленный комплекс граптолитов позволяет определить стратиграфическое положение североручейской свиты как верхи дапинского — дарривильского ярусы.

Тальбейтивисская свита (O_2-3^{th})

Тальбейтивисская свита широко распространена на Пай-Хое. В основном она вскрывается на крыльях антиклинория.

Выделена А. З. Бургским в ходе геолого-съёмочных работ (Ю. В. Жуков, 1971). Название дано по ручью Тальбей-Ты-Вис, правому притоку реки Сопчаю.

Стратотип тальбейтивисской свиты описан на ручье Северном (приток ручья Тальбей-Ты-Вис), где на отложениях североручейской свиты согласно залегает циклически построенная пачка полосчатого облика. Полный элементарный цикллит состоит из трех частей (снизу вверх): А — косослоистый известковый (детритовый) песчаник с погребенными знаками ряби, под слоем тонкого известнякового цемента с горизонтальной кровлей (2—4 см); Б — известковый углеродисто-глинистый сланец с прерывисто-горизонтальной (флазерной) слоистостью и неровной кровлей (2—6 см); В — массивный микрослоистый слабоизвестковый глинистый сланец (4—6 см). Вверх по разрезу уменьшается мощность элемента А и увеличивается мощность элемента Б, уменьшается размерность и содержание обломочной части.

Мощность свиты 400—600 м.

По сборам граптолитов (определения Т. Н. Корень) *Didymograptus* ex gr. *murchisoni* (Beck), *D. cf. robustus* Eks., *Hustedograptus* cf. *teretiusculus* (His.), *Climacograptus* aff. *tubuliferus* Lapw., *Nemagraptus* cf. *exilis* (Lapw.), *N. ex gr. gracilis* (Hall) возраст отложений тальбейтивисской свиты определяется в диапазоне дарривильского (зона *D. murchisoni*) и сандбийского веков.

Сопчинская свита (O_3sp)

Сопчинская свита широко представлена на флангах (склонах) хребта Пай-Хой и в крыльях отдельных антиклинальных структур, формирующих его структурный план.

Стратотип расположен на реке Сопчаю (впервые описан А. З. Бургским в ходе геолого-съёмочных работ (Ю. В. Жуков, 1971)), где отложения сопчинской свиты согласно залегают на породах тальбейтивисской свиты. В основании разреза находится циклически построенная пачка, элементарный цикллит которой представлен в основании серым пелитоморфным известняком, постепенно переходящим в слюдисто-известковистые сланцы. Выше по разрезу залегает пачка переслаивания пелитоморфных известняков и глинисто-кремнисто-известковистых сланцев с преобладанием последних. Суммарная мощность разреза 300 м.

По притокам реки Сопчаю удалось установить, что сопчинская свита согласно перекрывается нижнесилурийскими отложениями.

В сопчинской свите обнаружены *Retiograptus* sp. indet., *Glyptograptus* sp., *Dicellograptus* sp., *Glossograptus* sp., *Dicranograptus* sp. По заключению А. З. Бургского, этот комплекс граптолитов можно оценить как близкий к комплексу граптолитов позднего ордовика. Из стратотипа в нижней пачке выделен катийский комплекс конодонтов (определения С. В. Мельникова): *Periodon grandis* (Ethington), *Panderodus* sp., *Belodina* aff. *confluens* Sweet, *Panderodus gracilis* (Branson et Mehl.), *Distamodus* ex gr. *europaeus* Serpagli. В верхней пачке, непосредственно на контакте с вышележащей оюской свитой, выделен хирнантский комплекс конодонтов: *Belodina confluens* Sweet., *B. cf. stonei* Sweet., *Distamodus* ex gr. *europaeus* Serp., *Pseudobelodina* aff. *dispansa* (Glenster), *Protopanderodus insculptus* (Branson et Mehl.), *Oulodus* aff. *rohneri* Ethington et Fulk., *Strachanognathus parvus* Rhodes, *Oneotodus mitratus* Moskalenko, *Icriodella* (?) sp. Возраст сопчинской свиты принимается от катийского до хирнантского веков позднего ордовика.

Ямбэйский район

Район выделяется впервые для площади выходов в современном эрозионном срезе верхнедапинско-хирнантских образований, ранее относимых к тальбейтивисской и сопчинской свитам с отличным типом разрезов по сравнению с их стратотипами. Территориально район располагается на площади хребта Ямб-Пэ и по правому борту долины среднего течения реки Большая Ою и протягивается полосой до мыса Хабарова [3] (рис. 1). Ямбэйский район выделяется для переходных фаций между шельфовыми карбонатными комплексами и глубоководными кремнисто-глинисто-известковистыми комплексами.

Оюский осадочно-вулканогенный комплекс

Оюский осадочно-вулканогенный комплекс выделяется впервые в составе среднеордовикской осадочно-вулканогенной (сланцево-базальтовой) толщи и гипабиссального габбро-долеритового магматического комплекса, синхронного с образованием базальтов. Название дано по реке Бол. Ою, в бассейне которой вскрываются породы комплекса.

Тарипатяхинская свита (O_2tr)

Свита широко распространена в Ямбэйском стратиграфическом районе. Она обнажается в разрезах по рекам Тоин-То, Тарипатяха, Бол. Ою и западнее оз. Тоин-то, широко развита в ядре антиклиналя Ямб-Пэ.

Название дано по реке Тарипатяха, где располагается стратотип свиты, разрез которой дополняется в парастратотипах по реке Бол. Ою и Ядхымальяха.

Свита характеризуется однообразным составом. На узловатых известняках лакорсалинской свиты с резким переходом согласно залегает монотонная пачка черных глинистых сланцев, переходящих выше по разрезу в известково-глинистые сланцы с линзами (конкрециями) известняков. Общая мощность разреза до 270 м.



Разрез тарипатяхинской свиты дополняется в парастратотипах. В каньоне р. Бол. Ою в верхней части разреза свиты присутствуют потоки базальтов. Выделяется до 20 отдельных потоков мощностью от 1 до 10 м, каждый из которых в подошве представлен массивными афировыми зеленовато-серыми базальтами с редкими включениями пироксенов (до 1 мм); в кровле — подушечные лавы с корочкой пористых либо миндалекаменных базальтов. Отдельные потоки базальтов перекрываются известковисто-глинистыми сланцами и их кремнистыми разностями. Общая мощность вулканогенно-осадочной толщи в каньоне р. Бол. Ою до 550 м.

В парастратотипе на реке Ядхымалъяха пачка базальтов представлена в максимальной мощности. Здесь при сохранении общих закономерностей строения вулканогенно-осадочной толщи сильно возрастает мощность базальтов. Мощность вулканогенно-осадочной толщи в этом разрезе 1300 м.

Также базальтовые покровы описаны в виде отдельных разрозненных коренных выходов в каньоне р. Идпюрнанаяха (правый приток р. Бол. Ою). Локально расположенные делювиальные развалы базальтов встречены в каньоне левого притока р. Никольской (Хабаровская пластина [3]).

Общая мощность свиты составляет от 270 м для разрезов, где отсутствуют вулканогенные породы, и до 1 500 м в областях их максимального развития.

Верхние горизонты датированы находками граптолитов (определения А. А. Суярковой) в разрезе на реке Бол. Ою на границе вулканогенно-осадочной толщи и вышележащих отложений: *Eoglyptograptus dentatus* (Brongniart), *Pseudotrigrionograptus ensiformis* (Hall), *Didymograptus* sp., *Phyllograptus* sp., *Expansograptus* sp., *Glossograptus* sp., *Acrograptus* sp. Возраст: дарривильский век, интервал зон *D. artus*—*D. murchisoni*.

Возраст свиты — дапинский-дарривильский века.

Оюский габбродолеритовый гипабиссальный комплекс ($\nu\beta\text{O}_2\text{o}$)

Комплекс назван по р. Бол. Ою. В его составе выделяются частые сближенные дайки и силлы долеритов, долеритовых порфиритов и габбро-долеритов, локализованные в среднеордовикских отложениях тарипатяхинской свиты в бассейне р. Бол. Ою. Мощности тел составляют первые метры — десятки метров, редко достигают первых сотен метров. В силлах мощностью более 50 м отмечаются признаки кристаллизационной дифференциации от плаггиоклазовых, пироксен-плаггиоклазовых порфиритов в краевых частях до пегматоидных долеритов и габбро-долеритов в центре. Мощность зон контактового метаморфизма не превышает первых метров.

Породы хребта Ямб-Пэ характеризуются умеренными концентрациями кремнезема ($\text{SiO}_2 = 43.25\text{—}49.17$ мас. %, по данным рентгенофлюоресцентного анализа) и относятся преимущественно к субщелочной серии и частично к толеитовой, в отличие от долеритов Центрального Пай-Хоя (хенгурский магматический комплекс), которые относятся к серии нормальной щелочности.

Определения абсолютного возраста не проводились. Судя по геологическому положению, гипабис-

сальные тела оюского комплекса комагматичны базальтам в верхней части тарипатяхинской свиты.

Ямбпэйская свита ($\text{O}_{2-3\text{m}}$)

Выделяется впервые. Ямбпэйская свита широко развита на склонах хребта Ямб-Пэ, вскрывается в долине р. Бол. Ою и многочисленных ее притоках. Ранее эти отложения картировались как тальбейтывисская свита.

Стратотип свиты расположен на реке Тарипатяха. По данным предшественников и нашим материалам, ямбпэйская свита представляет собой пачку циклитов, сходных с образованиями тальбейтывисской свиты, залегающих согласно на тарипатяхинской свите. На территории Ямбпэйского района в выделяемую ассоциацию (по сравнению с циклитами тальбейтывисской свиты) включен дополнительный подэлемент (A1), представленный гравелито-псефитовой фракцией карбонатного состава. Известняковые брекчии и гравелитобрекчии подстилают обычно подэлемент А и составляют 5—10 % от объема ассоциации. Кроме того, в этом районе масштаб переслаивания и средняя мощность полного циклита увеличиваются в среднем в 2—4 раза.

Мощность свиты 700—750 м.

Породы свиты фаунистически не охарактеризованы. Возраст принимается на основании взаимоотношений с подстилающими и перекрывающими отложениями, а также по аналогии с образованиями тальбейтывисской свиты, от дарривильского до сандбийского веков.

Великореченская свита ($\text{O}_{3\text{v}}$)

Свита выделяется впервые для верхнеордовикских отложений, широко развитых в бассейне реки Бол. Ою (Великая), на реках Соболиной и Тарипатяха. Ранее эти отложения картировались как сопчинская свита.

Стратотип расположен на реке Бол. Ою, где на отложениях ямбпэйской свиты согласно залегают циклически построенная пачка переслаивания глинисто-карбонатных сланцев (аргиллитов) с глинисто-алевритистыми известняками с преобладанием известняков (75—80 %). Мощность элементарных циклитов от 20 см до 1 м. Выше по разрезу залегают глинисто-карбонатные, глинисто-кремнисто-карбонатные аргиллиты с подчиненным количеством прослоев преимущественно пелитоморфных известняков. Вверх по разрезу увеличивается количество известняков, среди которых встречаются прослои с обильными включениями детрита. Иногда на поверхностях выветривания известняков наблюдаются крупные мшанки очень плохой сохранности, брахиоподы и остатки криноидей. Общая мощность разреза 700—750 м.

В разрезе на реке Мал. Ою великореченская свита согласно перекрывается силурийскими образованиями.

Низы свиты не датированы, в кровле С. В. Мельниковым определены конодонты хирнантского возраста: *Oulodus* aff. *rohneri* Ethington et Furkish, *Phragmodus undatus* Branson et Mehl., *Panderodus* sp., *Protopanderodus* sp., *Drepanoistodus* sp., *Ozarkodina* sp. Возраст свиты принимается от катийского до хирнантского веков позднего ордовика.



Литогенетические особенности

Поздний кембрий — ордовик — время возникновения и начала развития Уральского палеоокеана (рифтогенная стадия), частью которого является Пайхойский сегмент [5]. В это время происходило заложение бассейна осадконакопления и его дифференциация по обстановкам осадконакопления, что обуславливает значительную изменчивость и пестроту литологического состава отложений. Преимущественно терригенный состав лакорсалинской свиты, псефитовые, гравелитовые и песчаниковые ассоциации указывают на лавинный характер седиментации в активной гидродинамической обстановке вблизи береговой линии, контролируемый образованием грабенных и горстов. Степень сортировки и окатанности обломочного материала низкая или средняя, причем отмечается увеличение зрелости обломочной части пород вверх по разрезу. Конгломераты, гравелиты и гравийные песчаники, по-видимому, слагают древние конусы выноса и имеют относительно локальное распространение. Прослойки сланцев и известняков указывают на периоды относительно спокойного гидродинамического режима. Начало седиментации происходило в период от позднего кембрия до флоского века.

В верхнедапинском веке бассейн осадконакопления дифференцировался на два района. Ямбпэйский, расположенный ближе к палеобереговой линии, характеризуется повышенной мощностью отложений и большей ролью известняков в разрезе. Наличие вулканогенных пород говорит о том, что в это время формировались локальные положительные формы рельефа, выводящие область осадконакопления в меньшие глубины. Центрально-Пайхойский район был расположен на большем удалении от палеоберега, литологическая характеристика североручейской свиты указывает на дальнейшее углубление бассейна осадконакопления, усиливающееся вверх по разрезу до анаэробной зоны ниже уровня карбонатной компенсации.

Отложения, формировавшиеся в сандбийском веке, А. А. Беляев назвал контуритами, сформированными вследствие периодического соскальзывания нелитифицированного осадка вниз к подножию континентального склона, где наиболее высоки гидродинамические градиенты скоростей придонных течений.

В катийском и хирнантском веках осадконакопление происходило в умеренно глубоководной обстановке со спокойным гидродинамическим режимом и аэробной обстановкой в придонных водах, на что указывает наличие как кремнисто-глинистых пород, так и биотурбированных известняков.

Особенности стратиграфического районирования

Лакорсалинская свита, как было указано выше, объединяет образования различного литологического состава, сформированные в верхнем кембрии — дапинском веке в ходе образования крупной отрицательной формы рельефа — бассейна осадконакопления. Наличие локальных излияний базальтов указывает на режим растяжения земной коры, а изменение литологического состава вверх по разрезу — на углубление бассейна.

Имеющиеся стратиграфические данные по строению изучаемой площади позволяют выделить в составе Пайхойской подзоны Лемвинской структурно-формационной зоны два стратиграфических района для верхнедапинско-хирнантских образований. Практически сразу после накопления гравелито-песчано-алевролитовых ассоциаций на первой стадии формирования бассейна осадконакопления произошла его дифференциация на два района: расположенный ближе к палеобереговой линии Ямбпэйский и дальше от нее — Центрально-Пайхойский.

Отложения, сформированные в пределах Ямбпэйского района, можно отнести к промежуточным по сравнению с типично шельфовыми комплексами Западной (Михайловско-Вайгачской) подзоны Елецкой структурно-формационной зоны и глубоководными комплексами Центрально-Пайхойского района. Такое их промежуточное положение неоднократно отмечалось исследователями. Для Ямбпэйского района по сравнению с Центрально-Пайхойским характерны большие мощности сформированных осадочных комплексов, частые изменения уровня (глубины) бассейна осадконакопления и специфический магматизм, развитый только в этом районе. Основываясь на литогенетических особенностях, можно сказать, что формирование осадочных комплексов Ямбпэйского района проходило в условиях растянутой пассивной континентальной окраины. Магматизм имел локальное распространение, прорываясь сквозь ослабленные трещиноватые зоны, возникающие в результате растяжения. По неопубликованным данным автора, особенности вещественного состава оюского магматического комплекса имеют признаки коровой контаминации и происхождения расплава из глубинного мантийного источника (близкого по составу к примитивной мантии). Относительно высокая магматическая активность и условия растяжения, вероятно, определили локальные особенности осадконакопления: на участках положительных форм рельефа формировались фаунистические сообщества, представленные ископаемыми остатками в великореченской свите, а в отрицательных формах рельефа формировались циклически построенные терригенно-карбонатные комплексы, описанные в районе пос. Хабарово [3].

Отложения, сформированные в пределах Центрально-Пайхойского района, имеют однозначную корреляцию с образованиями Ямбпэйского района. Условия осадконакопления в нем были более глубоководными, на большем удалении от источников сноса, и, следовательно, сформировались менее мощные комплексы. В поле развития ордовикских образований Центрально-Пайхойского района не отмечаются признаки магматической активности и повсеместно развиты комплексы подножия пассивной континентальной окраины.

Заключение

В данной работе представлена новая стратиграфическая схема для верхнекембрийско-ордовикских отложений Пай-Хоя (рис. 2), которая увязывает всю имеющуюся на данный момент информацию по осадочным и вулканогенным образованиям. Выделено

Система	О р д о в и к				Предлагаемая стратиграфическая схема		
	Отдел	Ярус	Действующая стратиграфическая схема		Центрально-Пайхойский район	Ямбпэйский район	
Кембрий	Верхний	хирнантский	сопчинская свита (O_3sp)		сопчинская свита (O_3sp)	великореченская свита (O_3vl)	
		катийский					
	Средний	сандбийский	тальбейтывисская свита ($O_{2-3}tb$)		тальбейтывисская свита ($O_{2-3}tb$)	ямбпэйская свита ($O_{2-3}ym$)	
		дарривильский					
		дапинский					
	Нижний	флоский	хенурская толща (ϵ_3-O_2hn)	$O_{1-2}hn_3$	лакорсалинская свита (ϵ_3-O_2lk)	тарипатяхинская свита (O_4tr)	оюский магматический комплекс ($v\beta O_3o$)
		тремадокский		O_1hn_2			
	Верхний		$\epsilon_3-O_1hn_1$				

Рис. 2. Схема корреляции верхнекембрийско-ордовикских образований

Fig. 2. Correlation map of Upper Cambrian-Ordovician formations

два стратиграфических района в составе Пайхойской подзоны Лемвинской зоны для верхнедапинско-хирнантских образований. В составе впервые выделенного Ямпэйского района описаны отложения, которые можно отнести к переходным фациям между шельфовыми образованиями Елецкой зоны и глубоководными Лемвинской.

Автор выражает благодарность А. В. Журавлеву за содержательное обсуждение стратиграфии изучаемого района, которое привело к написанию этой статьи, и рецензентов за ценные указания и исправления.

Литература

- Бондарев В. Н. и др. Опорный разрез ордовика Пай-Хоя, Вайгача и юга Новой Земли. Л.: НИИГА, 1970.
- Иванова А. М. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Новоземельско-Пайхойская. Лист R-41-XIX, XX. М.: Недра, 1959.
- Романов А. А., Журавлев А. В. Взаимоотношения карбонатного паравтохтона и сланцевого аллохтона Пай-Хоя (Югорский полуостров) // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2017. № 1.

4. Стратиграфический кодекс России. 3-е изд. СПб.: Издательство ВСЕГЕИ, 2006.

5. Юдин В. В. Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: Наука, 1994.

References

- Bondarev V. N. et al. *Opornyi razrez ordovika Pai-Hoya, Vaigacha i yuga Novoi Zemli* (Reference section of Ordovician Pay-Khoy, Vaygach and Novaya Zemlya). Leningrad: NIIGA, 1970.
- Ivanova A. M. *Geologicheskaya karta SSSR masshtaba 1:200 000. Seriya Novozemel'sko-Paihoiskaya* (Geological map of the USSR, scale 1:200000. Novaya Zemlya-Pay-Khoy). List R-41-XIX, XX. Moscow: Nedra, 1959.
- Romanov A. A., Zhuravlev A. V. *Vzaimootnosheniya karbonatnogo paravtohtona i slantsevogo allohtona Pai-Hoya (Yugorskii poluostrov)* (Interrelations of carbonate parautochthon and shale allochthon of Pay-Khoy). Vestnik IG Komi SC UB RAS, No.1, 2017.
- Stratigraficheskii kodeks Rossii* (Stratigraphical code of Russia). St. Petersburg: VSEGEI, 2006.
- Yudin V. V. *Orogenez severa Urala i Pai-Hoya* (Orogenesis of Northern Pay-Khoy). Ekaterinburg: Nauka, 1994.



МОРФОЛОГИЯ ПОРОВО-КАНАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ В АЛЬБИДНОЙ ТКАНИ НЕКОТОРЫХ ПОЗДНЕДЕВОНСКИХ КОНОДОНТОВЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

А. В. Журавлев

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН; *micropalaeontology@gmail.com*

Комплексом методов (световая и электронная микроскопия, рентгеновская микротомография) изучено распределение и морфология пор и «каналов» в альбидной ткани конодонтовых элементов, принадлежащих к позднедевонско-раннекаменноугольным представителям отрядов Ozarkodinida Dzik 1976 (*Mehlina* Youngquist, *Youngquistognathus* Myshkina et Zhuravlev, *Polygnathus* Hinde, *Bispathodus* Müller), Prioniodontida Dzik 1976 (*Jablonnodus* Dzik) и Priniiodinida Sweet 1988 (*Ligonodina* Bassler). Морфология порово-канальной системы конодонтовых элементов демонстрирует различия на уровне таксонов родового ранга, что позволяет предположить возможность использования этого признака в систематике конодонтов. Отмеченное для рода *Youngquistognathus* единство в строении порово-канальной системы в различных элементах аппарата дает основания предполагать, что данный признак перспективен при реконструкции аппаратов по разрозненным элементам.

Ключевые слова: конодонты, гистология, поздний девон.

MORPHOLOGY OF THE PORES-AND-CANALS SYSTEM IN THE ALBID TISSUE OF SOME LATE DEVONIAN CONODONT ELEMENTS

A. V. Zhuravlev

Institute of Geology of Komi SC of UB of RAS, Syktyvkar
micropalaeontology@gmail.com

Distribution and morphology of pores and “canals” in the albid tissue of conodont elements of orders Ozarkodinida Dzik 1976 (*Mehlina* Youngquist, *Youngquistognathus* Myshkina et Zhuravlev, *Polygnathus* Hinde, *Bispathodus* Müller), Prioniodontida Dzik 1976 (*Jablonnodus* Dzik), and Priniiodinida Sweet 1988 (*Ligonodina* Bassler) are studied by light microscopy, SEM, and X-ray micro-CT. Taxonomical differences (at the generic level) of morphology of the pore-and-canal system of conodont elements promise systematical application of these features. Similarity in the composition of the pore-and-canal system in elements of the apparatus of *Youngquistognathus* suggests a chance to use the composition in reconstructing apparatuses on the basis of disjunct conodont elements.

Keywords: Conodonta, histology, Late Devonian.

Введение

Конодонтовые элементы представляют собой сильно минерализованные части ротового аппарата конодонтов — полностью вымершей в конце триаса группы морских организмов. Все конодонтовые элементы состоят из двух частей, отличающихся по степени минерализации, — базального заполнения (basal callus) с низким содержанием минеральной компоненты и сильно минерализованной кроны (crown, более 96 % фторгидроксилатапата). Крона конодонтовых элементов образована четырьмя типами твердых тканей: ламеллярной, интерламеллярной, параламеллярной и альбидной [1]. Альбидная ткань, наличие которой рассматривается в качестве аутапоморфного признака конодонтов [5], характеризуется высокой степенью кристалличности минеральной компоненты, представляющей собой пористый мезокристалл [7]. Одним из специфических признаков альбидной ткани наряду с кристаллическим строением является присутствие в ней многочисленных и относительно крупных полостей различной морфологии [10, 4, 6, 2], которые обуславливают ее непрозрачность в проходящем свете и белый цвет в отраженном. Несмотря на то что этот признак известен уже давно, еще с классической работы Х. Пандера [10], особенности морфологии полостей остаются слабоизученными. В частности, существуют противоречивые данные об их размере и форме [4, 6], что обусловлено трудностью изучения этих аспектов в шлифах и шлифовках.

Данная работа посвящена морфологической характеристике «порового пространства» альбидной тка-

ни и предварительной оценке таксономического значения этого признака. При этом под «порами» понимаются относительно изометричные изолированные полости, а под «каналами» — цепочки обычно удлиненных и единообразно ориентированных, часто изолированных друг от друга полостей.

Материал

Для данного исследования были использованы позднедевонские конодонтовые элементы различной морфологии (конические, рамиформные, листовидные и платформенные) и систематической принадлежности (отряд Ozarkodinida Dzik 1976, роды *Mehlina* Youngquist, *Youngquistognathus* Myshkina et Zhuravlev, *Polygnathus* Hinde; отряд Prioniodontida Dzik 1976, род *Jablonnodus* Dzik; отряд Priniiodinida Sweet 1988 род *Ligonodina* Bassler) из местонахождений Главного и Центрального девонского поля (Восточно-Европейская платформа). Коллекция конодонтовых элементов родов *Mehlina*, *Youngquistognathus*, *Polygnathus*, *Ligonodina* происходит из среднефранских (конодонтовая зона Pal. punctata) ильменских и бургских слоев в разрезах на южном берегу оз. Ильмень [14], а также раннефранских отложений на р. Сясь (Главное девонское поле). Раннефаменские *Jablonnodus* изучены из задонского горизонта в верхней части разреза Русский Брод (Центральное девонское поле) [12]. В качестве сравнительного материала были использованы оистодиформные (конические) раннеордовикские конодонтовые элемен-

ты из разреза на р. Поповка (Ленинградская область, г. Павловск), а также раннекаменноугольные (турнейские) конодонтовые элементы *Ligonodina* sp. из разреза на р. Каменка (Печорская гряда) [13] и позднефаменские конодонтовые элементы *Bispathodus bispathodus* Ziegler, Sandberg, Austin из разреза на р. Талота (северо-восток Тимано-Печорской провинции) [3].

Все гистологически изученные конодонтовые элементы характеризуются хорошей сохранностью (индекс окраски 1—2), отсутствием следов вторичных изменений, что практически исключает возможность посмертного формирования пор и каналов. Выбор указанных родов обусловлен их хорошей гистологической изученностью [1, 8] и представительностью в использованном в данном исследовании коллекционном материале.

Методы

Конодонтовые элементы изучались в иммерсионных препаратах, толстых шлифах и пришлифовках с использованием оптической микроскопии, а также в полированных пришлифовках с применением электронной сканирующей микроскопии. Кроме того, ряд элементов был изучен с помощью рентгеновской микротомографии с пространственным разрешением 1—2 мкм на рентгеновском микротомографе SkyScan 1272 (НМСУ «Горный», оператор А. А. Штырляева). Морфометрические исследования по томограммам осуществлялись с помощью программного обеспечения CTAn (Brucker), Voxler (Golden Software) и PAST [9]. Органическое вещество в альбидной ткани конодонтовых элементов изучалось с помощью трихромного окрашивания по Ван Гизону [2, 8].

Детальная информация о морфологии пор и «каналов» в альбидной ткани получена по томограммам, а уже на ее основе интерпретировались результаты изучения иммерсионных препаратов, шлифов и пришлифовок.

Результаты

Массивы альбидной ткани составляют исключительно ядра зубцов срединных гребней и их гомологов в первичных отростках конодонтовых элементов [1]. У конических элементов альбидная ткань формирует ядро зубца. В других морфологических образованиях (платформы различного происхождения и формы, вторичные гребни, дополнительные зубцы) альбидная ткань отсутствует. Исключение представляет распределение альбидной ткани в эшелонах некоторых спатогнатид (*Skeletognathus*, некоторые *Mehlina*). Однако это исключение кажущееся, так как эшелоны гомологичны срединному гребню.

Величина пористости альбидной ткани, определенная рентгеномикрографическим методом (учтены поры крупнее 2 мкм), достигает 3—4 %. Распределение пор и каналов в массивах альбидной ткани в изученных конодонтовых элементах различно.

В конических элементах рода *Jablonnodus* альбидная ткань образует большую часть элемента. Крупные поры в массиве альбидной ткани формируют продольную центральную цепочку («канал»), окруженную более мелкими порами (рис. 1). При этом сред-

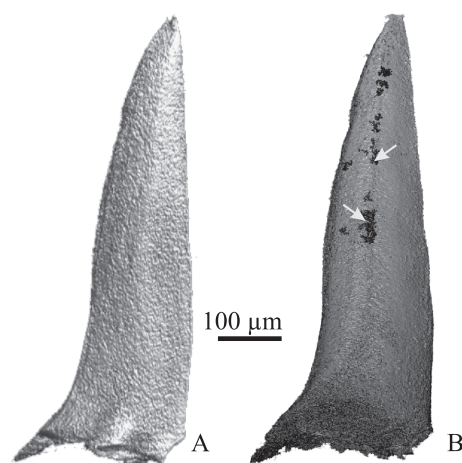


Рис. 1. Центральный «канал» в альбидной ткани конического элемента рода *Jablonnodus* Dzik; нижний фамен, разрез Русский Брод, Центральное девонское поле: А — рентгеномикрографическое изображение элемента; В — виртуальный срез элемента; поры канала отмечены стрелками

Fig. 1. Central «canal» in the albid tissue of the coniform element of the genus *Jablonnodus* Dzik; the Lower Famennian, Russkij Brod section, Central Devonian Field: A — micro-CT image of the element; B — Virtual section of the element; pores composing the canal are marked by arrows

ний объем пор составляет 2 мкм³. Мелкие поры не демонстрируют отчетливой упорядоченности.

Раннеордовикские конические оистодиформные элементы (*Oistodus* s. f.), альбидная ткань которых обладает менее упорядоченным распределением кристаллитов [8], несут хаотически расположенные относительно крупные (в среднем 6 мкм³) поры и не имеют «каналов».

В элементах рода *Youngquistognathus* ядра альбидной ткани, образующие зубцы срединного гребня, характеризуются наличием крупных, часто удлинённых пор. Поры формируют конические структуры, ориентированные вершиной конуса внутрь элемента, иногда с центральным «каналом» (цепочкой пор) (рис. 2). Наиболее крупные поры располагаются на границе альбидной и параламеллярной тканей (рис. 2). Подобное распределение пор и каналов установлено в Pa-, Pb-, Sb- и M-элементах аппарата *Youngquistognathus* (рис. 2). Средний объем пор в Sb-элементе составляет 3.2 мкм³, в Pa-элементах 2.5 мкм³. Сходная морфология пор и каналов наблюдается у представителей предкового по отношению к *Youngquistognathus* рода *Mehlina* и у переходных форм — *Y. praeangustidiscus* Zhuravlev (рис. 3). В зубцах осевого гребня Pa-элементов *Mehlina gradata* Youngquist средний диаметр пор составляет около 1 мкм (вариации от 0.6 до 1.5 мкм), а сами поры упорядочены в конические структуры. В осевом гребне Pb-элементов этого вида поры крупнее, в среднем их диаметр около 1.7 мкм (от 0.9 до 3.5 мкм). Поры в альбидной ткани близкого по морфологии к *Mehlina* фаменско-турнейского рода *Bispathodus* распределены более равномерно и не образуют конических структур (рис. 3).

В изученных Pa-элементах рода *Polygnathus* (*P. lainei* Kuzmin, *P. ljaschenko* Kuzmin, *P. webbi* Stauffer) поры в альбидной ткани мелкие, близкие к шарообраз-

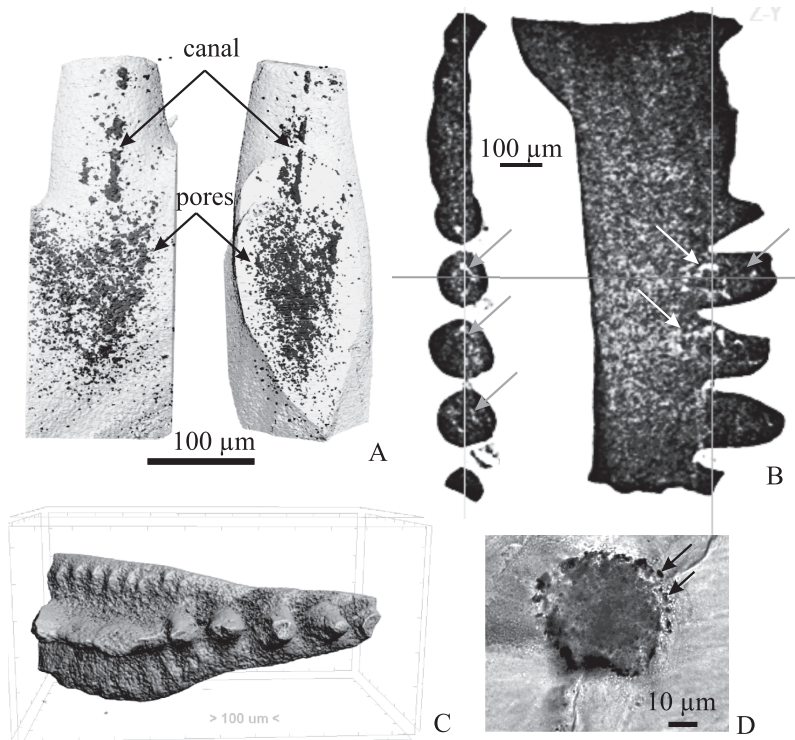


Рис. 2. Распределение пор и «каналов» в альбидной ткани в элементах *Youngquistognathus rossicus* (Zhuravlev), средний фран, разрез на оз. Ильмень, Главное девонское поле: А — поры и центральный «канал» в зубце Sb-элемента, рентгеномикрографическое изображение; В — ортогональные сечения томограммы Pa-элемента; С — томографическое изображение Pa-элемента; D — поперечный шлиф зубца Sa-элемента. Поры и «каналы» отмечены стрелками

Fig. 2. Distribution of the pores and «canals» in the albid tissue of elements of *Youngquistognathus rossicus* (Zhuravlev), the Middle Frasnian, Il'men Lake section, Main Devonian Field: A — Pores and central «canal» in the denticle of Sb element; B — Orthogonal sections of the tomogram of Pa element; C — micro-CT image of Pa element; D — Transverse thin section of the denticle of Sa element. Pores and «canals» are marked by arrows

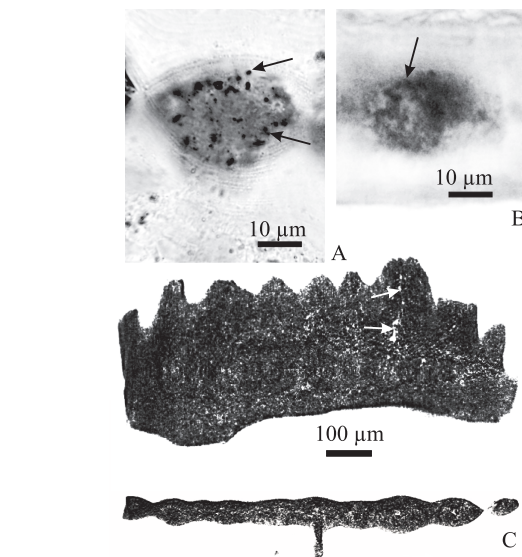


Рис. 3. Распределение пор в альбидной ткани зубцов осевого гребня листовидных Pa-элементов: А — поперечный шлиф зубца *Mehlnia gradata* (Youngquist), средний фран, разрез на оз. Ильмень, Главное девонское поле; В — поперечный шлиф зубца *Bispathodus bispathodus* Ziegler, Sandberg, Austin, верхний фамен, разрез на р. Талота, северо-восток Тимано-Печорской провинции; С — ортогональные сечения томограммы *Youngquistognathus praeangustidiscus* Zhuravlev, нижний фран, разрез на р. Сясь, Главное девонское поле. Поры отмечены стрелками

Fig. 3. Distribution of the pores in the albid tissue of the carina denticles of the blade-like Pa elements. A — Transverse thin section of the denticle of *Mehlnia gradata* (Youngquist), the Middle Frasnian, Il'men Lake section, Main Devonian Field; B — Transverse thin section of the denticle of *Bispathodus bispathodus* Ziegler, Sandberg, Austin, Upper Famennian, the Talota River section, NE Timan-Pechora Province; C — Orthogonal sections of the tomogram of *Youngquistognathus praeangustidiscus* Zhuravlev, the Lower Frasnian, Syas' River section, Main Devonian Field. Pores are marked by arrows

ным, не формируют центральных каналов и образуют конические структуры с вершиной конуса, направленной к вершине зубца (рис. 4). В зубцах осевого гребня Pa-элемента *Polygnathus lanei* Kuzmin диаметр пор составляет 0.2–0.3 мкм, в Pa-элементах *P. ljaschenkoi* Kuzmin — 0.5–1.0 мкм (средний 0.7 мкм), а в Pa-элементах *P. webbi* Stauffer — 0.8–1.0 мкм. При этом объем пор редко превышает 0.5 мкм³.

В Sa-элементе турнейского представителя рода *Ligonodina* (отряд Prioniodinida) поры формируют цепочку («канал») в средней и верхней частях главного зубца (рис. 5, А). Средний объем пор составляет

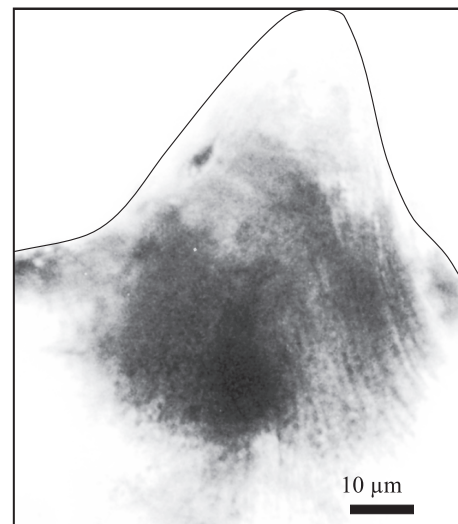


Рис. 4. Распределение пор в альбидной ткани зубца осевого гребня Pa-элемента *Polygnathus lanei* Kuzmin, средний фран, разрез на оз. Ильмень, Главное девонское поле

Fig. 4. Distribution of pores in the albid tissue of carina denticles of the Pa-element of *Polygnathus lanei* Kuzmin, the Middle Frasnian, Il'men Lake section, Main Devonian Field

100 мкм³, а их диаметр около 4.4 мкм. При этом в количественном отношении преобладают мелкие поры (около 0.8 мкм). Аналогичное строение демонстрируют и Sc-элементы среднефранских представителей этого рода. Размер пор, составляющих «канал», достигает у них 13 мкм (в среднем 5 мкм) в верхней части зубцов и 2 мкм в нижней (рис. 5, В). Поры вне «канала» имеют диаметр от 0.3 до 2.5 мкм, и их размер также увеличивается вверх внутри зубца.

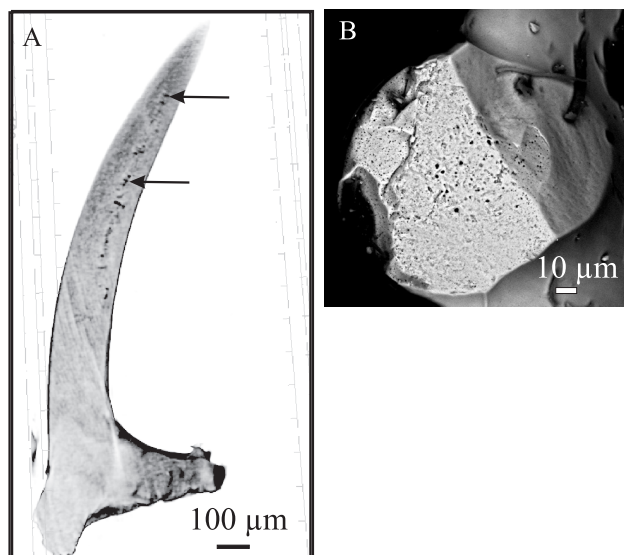


Рис. 5. Центральный «канал» и поры в альбидной ткани S-элементов *Ligonodina*: А — рентгеномикрографический виртуальный срез Sa-элемента; поры канала отмечены стрелками; верхнее турне, разрез на р. Каменка, южная часть Печорской гряды; В — СЭМ-изображение поперечного сечения нижней части зубца Sc-элемента; средний фран, разрез на оз. Ильмень, Главное девонское поле

Fig. 5. Central canal and pores in the albid tissue of the S elements of *Ligonodina*: A — micro-CT virtual section of Sa element; pores composing the canal are marked by arrows; the upper Tournaisian, Kamenka River section, the southern part of the Pechora Swell; B — SEM image of the cross-section of the lower part of the denticle of SC element; the middle Frasnian, Il'men Lake section, Main Devonian Field.

У всех изученных конодонтовых элементов наблюдается сходная зависимость формы (степени сферичности) пустот в альбидной ткани от объема этих пустот. Как видно из графиков (рис. 6), чем крупнее пора, тем дальше ее форма от сферы. Крупные поры, как правило, сильно удлинённые, и именно они формируют центральные «каналы» в зубцах.

Обсуждение результатов

Морфология порово-канальной системы в зубцах конодонтовых элементов демонстрирует различия на уровне таксонов родового ранга. При этом для рода *Youngquistognathus* отмечается сходство в строении и размерах порово-канальной системы в пределах аппарата: S-, M- и P-элементы обладают крупными порами и несут центральные «каналы» в зубцах осевого гребня (рис. 2). Также наблюдается сходство порово-канальной системы в зубцах Pa-элементов родствен-

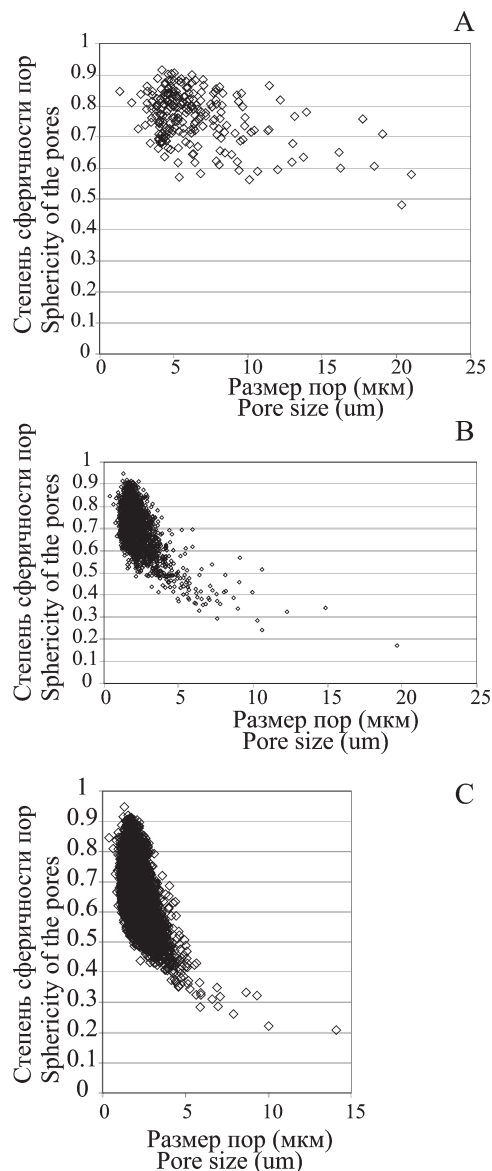


Рис. 6. Зависимость степени сферичности от размера пор в альбидной ткани на основе данных микротомографии: А — Pa-элемент *Youngquistognathus rossicus* (Zhuravlev); В — Sb-элемент *Youngquistognathus* sp.; С — конический элемент *Jablonnodus* sp.

Fig. 6. Sphericity and size of pores in the albid tissue based on micro-CT. А — Pa element of *Youngquistognathus rossicus* (Zhuravlev); В — Sb element of *Youngquistognathus* sp.; С — coniform element of *Jablonnodus* sp.

ных родов *Mehlina* и *Youngquistognathus* (рис. 3, А, С). У сходных с *Youngquistognathus* по общей морфологии Pa-элементов представителей рода *Polygnathus* порово-канальная система существенно отличается и по размеру пор, и по их распределению (рис. 4). Аналогичная ситуация наблюдается при сравнении морфологически близких родов *Mehlina* и *Bispathodus*. Представители этих родов демонстрируют различия в строении порово-канальной системы: у *Bispathodus* менее упорядоченно распределение пор, которые не образуют конических структур (рис. 3, А, В).

Следует, однако, отметить, что у всех изученных конодонтовых элементов «каналы» формируются на поздних стадиях онтогенеза (присутствуют толь-



ко в средней и верхней частях зубцов). Поэтому данный признак не может использоваться для диагностики элементов на ранних стадиях онтогенеза.

Все поры, даже те, которые формируют «каналы», изолированы друг от друга. Таким образом, их образование могло происходить исключительно на этапе роста соответствующей части конодонтового элемента. В дальнейшем эти поры, в силу своей полной изолированности, не могли содержать живые клетки, что подтверждается отсутствием следов клеточного вещества в деминерализованных конодонтовых элементах [2]. По данным спектроскопии комбинационного рассеивания и трихромного окрашивания, поры и каналы в альбидной ткани содержат органическое вещество, близкое по составу к органической матрице конодонтового элемента [2].

Наиболее вероятно, что полости и каналы в альбидной ткани образовывались на месте нерезорбированной части органической (предположительно коллагеновой) матрицы, вокруг которой формировалась минеральная компонента ткани. Размер пор в целом недостаточен для расположения в них эукариотных клеток, однако он вполне подходит как вместилище белковых структур. Образование пор и каналов, скорее всего, происходило на этапе преобразования ткани «внешней каймы» с низкой упорядоченностью кристаллитов и высокой нанопористостью [2] в альбидную ткань с высокой степенью упорядоченности и плотной упаковкой кристаллитов [11, 2].

Выводы

Различия в строении порово-канальной системы морфологически сходных конодонтовых элементов различных родов (*Oistodus* s. f. и *Jablonnodus*, *Youngquistognathus* и *Polygnathus*; *Bispathodus* и *Mehlina*) позволяют предположить возможность использования этого признака как для уточнения систематической (родовой) принадлежности конкретных видов, так и для таксономической диагностики (на родовом уровне) фрагментов конодонтовых элементов. Общность в строении порово-канальной системы у элементов в пределах аппарата, отмеченная для представителей рода *Youngquistognathus*, дает основания предполагать, что данный признак перспективен при реконструкциях аппаратов по разрозненным элементам.

Автор выражает благодарность С. С. Шевчуку, А. С. Шуйскому и В. Н. Филиппову за помощь в электронно-микроскопических исследованиях в ЦКП «Геонаука», А. А. Штырляевой за содействие при рентгено-томографическом изучении конодонтовых элементов. Исследования выполнены при финансовой поддержке Программы УрО РАН 18-5-5-50.

Литература

1. Журавлев А. В. Гистология и микроскульптура позднепалеозойских конодонтовых элементов. СПб.: Геосервис-Плюс, 2002. 94 с.
2. Журавлев А. В., Герасимова А. И. Альбидная ткань конодонтовых элементов: строение и модель формирования // Вестник Института геологии. 2015. № 10. С. 21–27.
3. Разрез верхнего девона — нижнего карбона на р. Талота (Тимано-Печорская провинция) — результаты лито-

логических, биостратиграфических и палеомагнитных исследований / Н. М. Еременко, А. В. Журавлев, А. Г. Иосифиди и др. // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2009. 4(4). URL: http://www.ngtp.ru/rub/2/45_2009.pdf

4. Barnes C. R., Sass D. B., Monroe E. A. Ultrastructure of some Ordovician conodonts // The Geological Society of America Special Paper. 1973. 141. P. 1–30.
5. Donoghue P. C. J. & Chauffe K. M. *Conchodontus*, *Mitrellataxis* and *Fungulodus*: Conodonts, fishes or both? // Lethaia. 1998. 31. P. 283–292.
6. Donoghue P. C. J. Growth and patterning in the conodont skeleton // Phil. Trans. Royal Society London. B, 353. 1998. P. 633 — 666.
7. Frank-Kamenetskaya O. V., Rosseeva E. V., Zhuravlev A. V., Rozhdestvenskaya I. V., Banova I. I., Simon P., Buder J., Carrillo-Cabrera W., Kniep R. Hard tissues of S-elements of late Paleozoic conodont: microstructural and crystallographic aspects // Fedorov Session 2008. Abstracts. RMS DPI 2008-2-72-1. P. 229–231.
8. Gerasimova A. I., Zhuravlev A. V., and Rosseeva E. V. Structure and origin of the albid tissue of conodonts // 3rd ISPH Program and Abstract book, Bonn, July 2–5, 2015. P.81.
9. Hammer III., Harper D. A. T., Ryan P. D. PAST: Paleontological Statistics Software Package for education and data analysis // Palaeontologica Electronica. 2001. 4. P. 1–9.
10. Pander C. H. Monographie der fossilen Fische des silurischen Systems der russischbaltischen Gouvernements. St. Petersburg: 1856. 91 s.
11. Sweet W. C. The Conodonta. Morphology, Taxonomy. Paleocology and Evolutionary History of a Long-Extinct Animal Phylum. Oxford: Clarendon Press, 1988. 212 p.
12. Zatoń M., Zhuravlev A. V., Rakociński M., Filipiak P., Borszcz T., Krawczyński W., Wilson M. A., Sokiran E. V. Microconchid-dominated cobbles from the Upper Devonian of Russia: Opportunism and dominance in a restricted environment following the Frasnian–Famennian biotic crisis // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2014. 401. P. 142–153. <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.02.029>.
13. Zhuravlev A. V., Kossovaya O. L., Sobolev D. B., Vevel Y. A. Biostratigraphy of the Lower Tournaisian (Lower Carboniferous) shallow-water deposits of the Eastern Part of the Timan-Pechora Province // Newsletter on Carboniferous Stratigraphy. 1999. 17. P. 22–26.
14. Zhuravlev A. V., Sokiran E. V., Evdokimova I. O., Dorofeeva L. A., Rusetskaya G. A. and Malkowski K. Faunal and facies changes at the Early–Middle Frasnian boundary in the north-western East European Platform // Acta Palaeontologica Polonica. 2006. 51. 4. P. 747–758.

References

1. Zhuravlev A. V. *Gistologiya i mikroskulptura pozdnepaleozoyskikh konodontovykh elementov* (Late Paleozoic conodont element histology and micro-ornamentation). St. Petersburg: NPF “Geoservice Plus”, 2002, 94 p.
2. Zhuravlev A. V., Gerasimova A. I. *Albidnaya tkan' konodontovykh elementov: stroenie i model' formirovaniya* (Albid tissue of the conodont elements: composition and forming model). Vestnik IG Komi SC UB RAS, 2015, 10, pp. 21–27.
3. Eremenko N. M., Zhuravlev A. V., Iosifidi A. G. et al. *Razrez verkhnego devona — nizhnego karbona na r. Talota (Timano-Pecherskaya provintsia) — rezultaty litologicheskikh, biostratigraficheskikh i paleomagnetnykh issledovaniy* (Upper Devonian — Lower Carboniferous key sequence on the Talota river, Timan-



Pechora province — results of lithologic, biostratigraphic and paleomagnetic researches). *Neftegazovaya Geologiya. Teoriya i Praktika*. 2009. 4. http://www.ngtp.ru/rub/2/45_2009.pdf

4. Barnes C. R., Sass D. B., Monroe E. A. Ultrastructure of some Ordovician conodonts. The Geological Society of America Special Paper. 1973. 141. P. 1—30.

5. Donoghue P. C. J. & Chauffe K. M. *Conchodontus*, *Mitrellataxis* and *Fungulodus*: Conodonts, fishes or both? *Lethaia*. 1998. 31. P. 283—292.

6. Donoghue P. C. J. Growth and patterning in the conodont skeleton. *Phil. Trans. Royal Society London. B*, 353. 1998. P. 633—666.

7. Frank-Kamenetskaya O. V., Rosseeva E. V., Zhuravlev A. V., Rozhdestvenskaya I. V., Banova I. I., Simon P., Buder J., Carrillo-Cabrera W., Kniep R. Hard tissues of S-elements of late Paleozoic conodont: microstructural and crystallographic aspects. *Fedorov Session 2008. Abstracts. RMS DPI 2008-2-72-1*. P. 229—231.

8. Gerasimova A. I., Zhuravlev A. V., and Rosseeva E. V. Structure and origin of the albid tissue of conodonts. 3rd ISPH Program and Abstract book, Bonn, July 2—5, 2015. P.81.

9. Hammer III., Harper D. A. T., Ryan P. D. PAST: Paleontological Statistics Software Package for education and data analysis. *Palaeontologica Electronica*. 2001. 4. P. 1—9.

10. Pander C. H. Monographie der fossilen Fische des silurischen Systems der russischbaltischen Gouvernements. St. Petersburg: 1856. 91 s.

11. Sweet W. C. The Conodonts. Morphology, Taxonomy, Paleogeography and Evolutionary History of a Long-Extinct Animal Phylum. Oxford: Clarendon Press, 1988. 212 p.

12. Zatoń M., Zhuravlev A. V., Rakociński M., Filipiak P., Borszcz T., Krawczyński W., Wilson M. A., Sokiran E. V., Microconchid-dominated cobbles from the Upper Devonian of Russia: Opportunism and dominance in a restricted environment following the Frasnian—Famennian biotic crisis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2014. 401. P. 142—153. <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.02.029>.

13. Zhuravlev A. V., Kossovaya O. L., Sobolev D. B., Vevel Y. A. Biostratigraphy of the Lower Tournaisian (Lower Carboniferous) shallow-water deposits of the Eastern Part of the Timan-Pechora Province. *Newsletter on Carboniferous Stratigraphy*. 1999. 17. P. 22—26.

14. Zhuravlev A. V., Sokiran E. V., Evdokimova I. O., Dorofeeva L. A., Rusetskaya G. A., and Małkowski K. Faunal and facies changes at the Early—Middle Frasnian boundary in the north-western East European Platform. *Acta Palaeontologica Polonica*. 2006. 51. 4. P. 747—758.



Арктический вектор геологических исследований Arctic vector of geological research

УДК 551.734:56.0

DOI: 10.19110/2221-1381-2018-1-25-44

ВЕРХНЕДЕВОНСКИЙ КОМПЛЕКС ОТЛОЖЕНИЙ ДЕЛЬТОВОЙ РАВНИНЫ НА СЕВЕРНОМ ТИМАНЕ

П. А. Безносков¹, С. М. Снигиревский², С. В. Наугольных^{3,4}, Э. В. Лукшевич⁵

¹Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; ²СПбГУ, Санкт-Петербург

³ГИН РАН, Москва; ⁴Казанский федеральный ун-т, Казань

⁵Латвийский ун-т, Рига, Латвия

Beznosov@geo.komisc.ru

В статье приводятся предварительные результаты полевых исследований разрезов верхнего девона юго-западной части Северного Тимана. Дается характеристика литологических особенностей, палеопочвенных профилей, комплексов ихнофоссилий, сообществ растений и позвоночных устьбезмошицкой, каменной и покаямской свит. Обсуждаются фациальные условия формирования и дельтовая природа исследованных отложений.

Ключевые слова: девон, дельтовая равнина, литология, палеопочвы, ихнофоссилии, ископаемые растения, угли, ископаемые позвоночные, Северный Тиман.

THE UPPER DEVONIAN DELTA PLAIN DEPOSITS OF NORTH TIMAN

P. A. Beznosov¹, S. M. Snigirevsky², S. V. Naugolnykh^{3,4}, E. Lukševičs⁵

¹ Institute of Geology of Komi SC of UB of RAS, Syktывkar

² Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg

³ Geological Institute of RAS, Moscow; ⁴ Kazan Federal University

⁵ University of Latvia, Riga

Beznosov@geo.komisc.ru

Preliminary results of the field studies of the Upper Devonian deposits from the south-western part of North Timan are presented. Lithological peculiarities, paleosol profiles, ichnofossil associations, plant and vertebrate communities of the Ust'-Bezmoshitsa, Kamenny and Pokayama Formations are characterized. Facial conditions and deltaic environments of formation of the studied deposits are discussed.

Keywords: Devonian, delta plain, lithology, paleosols, trace fossils, fossil plants, lignite coals, fossil vertebrates, North Timan.

Введение

Изучение геологического строения Северного Тимана имеет длинную историю. Первые экспедиционные работы были проведены здесь еще в XIX веке такими выдающимися исследователями, как А. Шренк [32], А. Кейзерлинг [40], А. Штукенберг [33] и Ф. Н. Чернышев [30, 31]. В дальнейшем широкомасштабные геологические исследования охватили этот регион в середине XX века и были связаны с поисковыми, разведочными и геолого-съёмочными работами [6, 9, 11, 19—21]. Сбор палеонтологического материала и изучение седиментологических особенностей пород не входили в приоритетные задачи этих исследований. По их завершении в конце 1960-х гг. северотиманские разрезы девона из-за труднодоступности и суровых климатических условий почти перестали посещаться специалистами. В геологическом строении района осталось много «белых пятен». Одним из наименее изученных интервалов палеозойского разреза является верхний отдел девона.

В летний сезон 2016 г. П. А. Безносков и С. М. Снигиревский были проведены комплексные полевые исследования верхнедевонских отложений в южной части западного склона Северотиманского вала. Были обследованы обнажения устьбезмошицкой, каменной и покаямской свит, расположенные по берегам рр. Волонга, Кумушка-Волонга, Сувойная и на

побережье Чёшской губы между мысами Белое Щелье и Крестовый (рис. 1). В результате был получен богатый фактический материал, существенно дополняющий собственные сборы прошлых лет (1993 г. — С. М. Снигиревский; 2011, 2013 гг. — П. А. Безносков), а также литературные сведения. Была проведена детальная палеоботаническая характеристика фаменских отложений, собрана представительная коллекция остатков позвоночных животных, среди которых впервые отмеченные для Северного Тимана примитивные девонские тетраподы. Большое внимание уделено литологическим описаниям разрезов. Впервые изучены палеопочвенные профили, рассмотрены комплексы ихнофоссилий, дана фациальная характеристика отложений.

Стратиграфия

На обследованной территории расположены выходы устьбезмошицкой, каменной и покаямской свит, охватывающих верхнюю часть девонского интервала региональной стратиграфической схемы Северного Тимана [23]. Их отложения распространены по обоим склонам Северотиманского вала, однако на дневную поверхность они выходят только на западном склоне и преимущественно в южной его части.

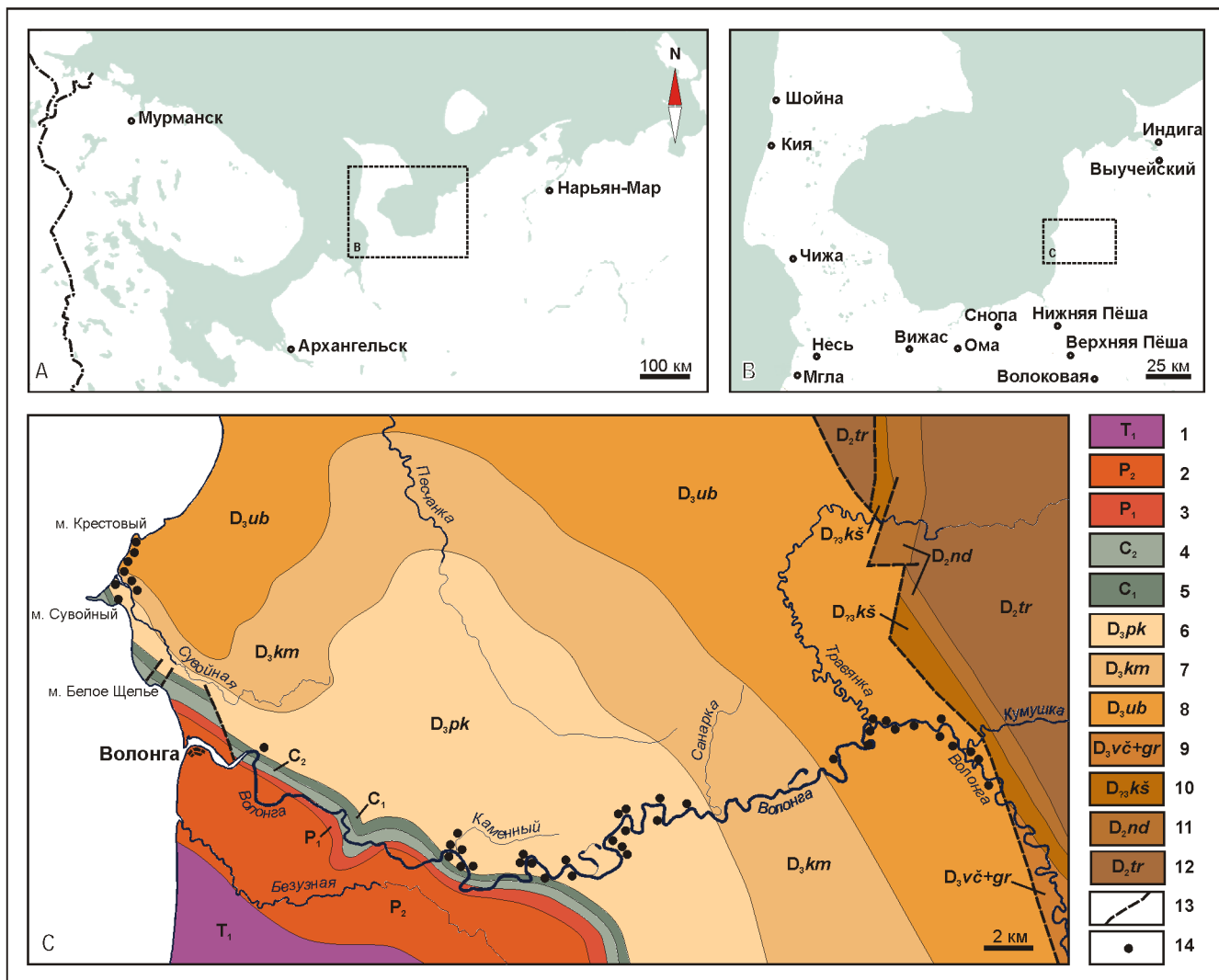


Рис. 1. Геологическая карта южной части западного склона Северного Тимана, составлена П. А. Безносковым с учетом данных Л. С. Коссового [9, 11], Г. М. Фирера [21], В. Ф. Антоневи́ч и др. [1], А. А. Черепанова и Н. А. Ерюхиной [28]: 1 — нижний триас, 2 — средняя пермь, 3 — нижняя пермь, 4 — верхний карбон, 5 — нижний карбон, 6 — покаямская свита, 7 — каменная свита, 8 — устьбезмошицкая свита, 9 — грубручейская и выучейская свиты (нерасчлененные), 10 — кумушкская свита, 11 — надеждинская свита, 12 — травянка свита, 13 — разломы, 14 — изученные обнажения устьбезмошицкой, каменной и покаямской свит

Fig. 1. Geological map of the south part of western slope of North Timan, compiled by P. A. Beznosov in consider with data by L. S. Kossovov [9, 11], G. M. Firer [21], V. F. Antonevich et al. [1], A. A. Cherepanov, N. A. Eryukhina [28]: 1 — Lower Triassic, 2 — Middle Permian, 3 — Lower Permian, 4 — Upper Carboniferous, 5 — Lower Carboniferous, 6 — Pokayama Formation, 7 — Kamenny Formation, 8 — Ust'-Bezmoshitsa Formation, 9 — Gruby Ruchey and Vyucheykiy Formations (unseparated), 10 — Kumushka Formation, 11 — Nadezhnin Formation, 12 — Travyanka Formation, 13 — Faults, 14 — Studied outcrops of Ust'-Bezmoshitsa, Kamenny and Pokayama Formations

Устьбезмошицкая свита была выделена Л. С. Коссовым [6, 12, 22]. Основные её выходы находятся на восточном побережье Чёшской губы и по рекам Рассоха Безмошицы, Сула, Волонга, Травянка, Песчанка и Великая. Разрез свиты сложен терригенными породами — аргиллитами, алевролитами и песчаниками, среди которых встречаются редкие прослои углей. Полная мощность свиты достигает 315 м. По данным спорово-пыльцевого анализа и комплексу позвоночных устьбезмошицкая свита сопоставляется с верхней частью ветласянского и сирачойским горизонтами верхнефранского подъяруса Тимана [6, 12, 34, 37, 39].

Выше залегает каменная свита, установленная Г. И. Егоровым в 1957 г. [7]. Она отличается преобладанием красноватых пород и полным отсутствием

признаков угленосности. Ее выходы крайне фрагментарны и приурочены к среднему течению р. Волонги и приустьевым участкам рр. Сувойной и Рассохи Безмошицы. Сведения о строении и объеме свиты основываются главным образом на данных бурения в районе Волонгского угольного месторождения. Наибольшая мощность свиты составляет здесь 240 м. На основании редких обедненных спорово-пыльцевых комплексов позднефранского возраста и с учетом положения в разрезе каменная свита сопоставляется с интервалом ливенского и евлановского горизонтов Центрального девонского поля [6, 21, 27].

Завершает разрез девонских отложений покаямская свита, также выделенная Г. И. Егоровым в 1957 г. [7, 21] в результате разведочных работ на Волонгском



месторождении угля. Кроме нижнего течения р. Волонги, фрагментарные выходы ее пород известны на побережье Чёшской губы к северу и югу от мыса Сувойного. Свита характеризуется преобладанием сероцветных терригенных пород, а также присутствием редких карбонатных и угольных прослоев. Полная мощность ее не превышает 250 м. По комплексу мио-спор, а также фауне беспозвоночных и рыб самые низы свиты сопоставляются с задонским и елецким горизонтами нижнефаменского подъяруса, а основная вышележащая часть — с лебедянским и (или) оптуховским горизонтами [8—10, 37, 39], а также нижней частью плавского горизонта [36] среднефаменского подъяруса Центрального девонского поля.

Литологическая характеристика

На р. Волонге многочисленные обнажения пород устьбезмошицкой свиты расположены по обоим берегам в среднем ее течении на протяжении 14 км. С востока, примерно в 3 км выше устья р. Кумушки-Волонги, устьбезмошицкая свита ограничена тектоническим контактом с кумушкинской, выучейской и груборучейской свитами. На западе, примерно в 5 км ниже устья р. Травянки, девонские отложения скрываются под сплошным чехлом четвертичных осадков. Залегание коренных пород близко к горизонтальному, но местами может меняться вплоть до субвертикального, что связано с близким расположением Волонгского глубинного разлома. Почти весь интервал, вскрытый на данном участке реки, представлен только верхней частью устьбезмошицкой свиты.

В сложении этой части разреза участвуют песчаники, алевролиты, аргиллиты и глины. В нижней части существенно преобладают песчаники, в верхней части разреза доля других типов пород несколько возрастает. Песчаники слогают пачки видимой мощностью до 25 м. Они имеют плитчатое либо массивное сложение и представляют собой линзовидное чередование косослоистых песчаных тел мощностью до 5 м (рис. 2, А). В основании косых серий иногда присутствуют небольшие прослои с окатанными гальками аргиллитов и песчаников, реже — конгломераты. На поверхностях напластования песчаников встречаются асимметричные знаки волновой ряби (рис. 3, В), трещины усыхания (рис. 3, А), разнообразные текстуры оседания и оползания (рис. 2, В), а также крайне редкие ихнофоссилии. Сами песчаники желтовато-серые, средне- и мелкозернистые, олигомиктовые. В них довольно часто встречаются неопределимые углефицированные остатки растений, местами образующие линзовидные скопления и даже прослои листоватых углей мощностью до 10 см и более. Единичны небольшие локальные скопления корневых ходов (ризоконкреций). В целом наблюдаемые здесь косослоистые серии могут рассматриваться как пляжевые, прибрежные и, вероятно, частью эоловые отложения.

Среди алевролитов выделяется два типа. Преобладают зеленовато- и буровато-серые горизонтально-слоистые алевролиты, как правило содержащие остатки ископаемых растений. Эти алевролиты слогают линзовидные прослои и пачки. Ко второму типу относятся красновато-бурые комковатые алевроли-

ты, пронизанные густой сетью корневых ходов (палеопочвенные профили). Изредка в разрезе отмечаются прослои и пачки темно-серых листоватых аргиллитов и глин. Местами к ним приурочены единичные прослои небольших карбонатных стяжений.

Самая верхняя часть устьбезмошицкой свиты лучше обнажена на побережье Чёшской губы, где были исследованы ее непрерывные выходы на участке от устья р. Сувойной до мыса Крестового. Пласты здесь, слабо ундулируя, вскрываются по простиранию, демонстрируя частую латеральную смену микрофаций. Для этой части разреза характерны разнообразные вмывы и врезы с выклинивающимися и обрывающимися слоями. Наличие эрозионных врезов на этом стратиграфическом уровне отмечал и А. А. Чернов [29], описавший несколько погребенных палеорусел в обнажениях по р. Песчанке. В разрезах на побережье Чёшской губы и по р. Волонге присутствуют как следы совсем небольших отливных каналов, сохранившиеся на поверхностях пластов песчаника (рис. 2, F), так и относительно крупные палеорусла с хорошо проработанной поймой, в которой развиты серии палеопочвенных профилей (рис. 4, E—F). Встречаются врезы с довольно крутыми бортами и захороненными в их основании скоплениями гальки и неокатанными глыбами до нескольких десятков сантиметров в поперечнике (рис. 2, C—D). Для некоторых пачек косослоистых песчаников характерны признаки приливно-отливных процессов (рис. 2, E). Многочисленны линзы сероцветных горизонтально-слоистых алевролитов с тонкоплитчатой отдельностью. Они имеют буроватую окраску на выветрелой поверхности и содержат обильные, хорошо сохранившиеся растительные остатки (рис. 5, А). Эти породы, очевидно, сформировались в заводях с относительно тиховодными условиями.

В районе устья р. Сувойной прослеживается практический непрерывный разрез пограничных отложений устьбезмошицкой и каменской свит. Резкого фациального перехода между ними здесь не наблюдается. Л. С. Коссовым [11] верхняя граница устьбезмошицкой свиты проводится по кровле верхнего углистого прослоя, выше которого начинают преобладать красноцветные породы. Нижняя часть разреза каменской свиты также в значительной степени сложена косослоистыми песчаниками, однако их доля по сравнению с устьбезмошицкой свитой снижается преимущественно за счет пестроокрашенных комковатых алевролитов (рис. 4, C—D). Последние представляют собой разнообразные палеопочвенные профили. Доля сероцветных горизонтально-слоистых алевролитов, характерных для терминальной части устьбезмошицкой свиты, здесь невысока.

Верхняя часть каменской свиты в обнажениях нами достоверно не прослежена. Мощные пачки красноцветных алевролитов, выходящие по берегам р. Волонги в 5—7 км ниже устья р. Санарки и относимые Г. М. Фирером [21] к верхам каменской свиты, в действительности имеют раннефаменский возраст, и на этом основании нами рассматриваются в составе покаямской свиты. По данным бурения на Волонгском месторождении углей, верхняя граница каменской свиты Г. И. Егоровым изначально проводилась по подошве первого прослоя углей. Однако впоследствии Г. М. Фирером [21] углистые прослои

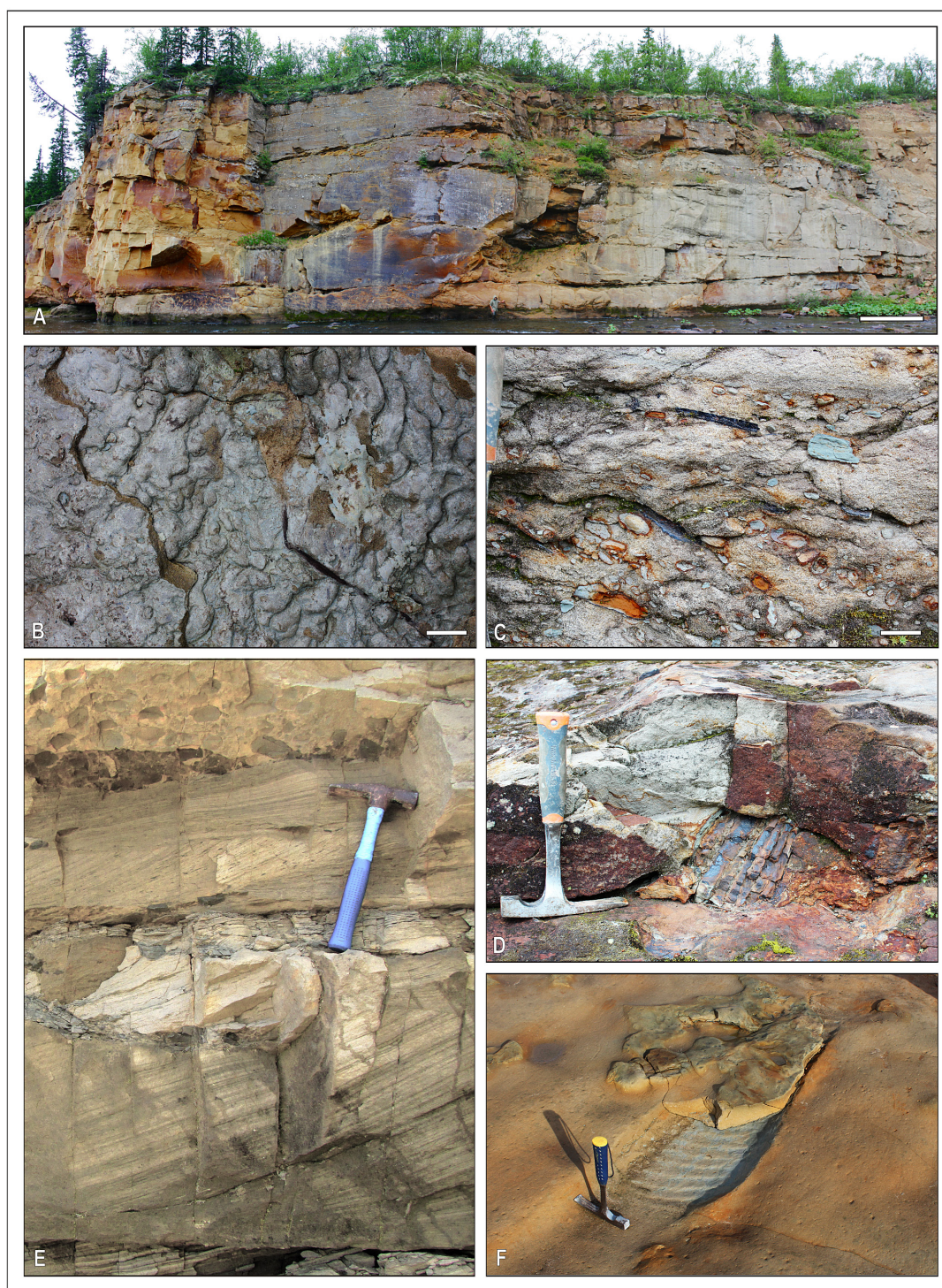


Рис. 2. Литологические особенности пород устьбезмошицкой свиты: **А** — общий вид обнажения косослоистых песчаников с изменчивой толщиной косослоистых серий и врезами эрозионных каналов, р. Волонга, пр. берег, 1.7 км выше устья р. Кумушки-Волонги; **В** — текстуры оседания на нижней поверхности пласта песчаника, р. Волонга, лев. берег, 2.8 км выше устья р. Кумушки-Волонги; **С** — внутриформационный конгломерат из глинистых окатышей в песчанике, с остатками рыб, р. Волонга, лев. берег, 1.7 км выше устья р. Травянки; **Д** — погребенная глыба агрилита с сохранившейся слоистостью, там же; **Е** — косослоистые песчаники с признаками приливно-отливных течений в виде глинистых катышей и поверхностями реакции, р. Волонга, пр. берег, 1.3 км ниже устья р. Травянки; **Ф** — отливной канал на верхней поверхности песчаникового пласта, побережье Чёшской губы, 0.8 км севернее устья р. Сувойной. Шкала для **А** — 5 м, для **В**, **С** — 2 см

Fig. 2. Lithological peculiarities of the Ust'-Bezmoshitsa Formation sections: **A** — The sequence of cross-bedded sandstones showing the erosional surfaces and a variable thickness of the beds. Right bank of Volonga River, 1.7 km upstream the mouth of Kumushka-Volongi River. **B** — Water-escape and load structures presented on the lower surface of sandstone bed. Left bank of Volonga River, 2.8 km upstream the mouth of Kumushka-Volongi River. **C** — An interlayer of conglomerate composed by clay pebbles and fish remains in sandstone. Left bank of Volonga River, 1.7 km upstream the mouth of Travyanka River. **D** — The buried cluster of siltstone preserved a laminated structure. The same locality. **E** — The cross-bedded sandstones with tidal flow structures. Right bank of Volonga River, 1.3 km downstream the mouth of Travyanka River. **F** — Tidal channel on the surface of the sandstone bed. The eastern coast of Chosha Bay, 0.8 km north from the mouth of Suvoynaya River. Scale bar: **A** — 5 m, **B-C** — 2 cm



были найдены и на более низких уровнях. На основании этих наблюдений верхняя граница каменной свиты была опущена им в подошву конгломератов, выше которых появляются сероцветные породы. Согласно Л. С. Коссовому [6], сероцветность и угленосность являются основными признаками покаймской свиты. По всей видимости, изменение условий осадконакопления на рубеже франского и фаменского веков происходило постепенно. Присутствие красноцветных пород в низах покаймской свиты еще сохраняется, однако их доля постепенно снижается.

Основные выходы нижней части покаймской свиты расположены по берегам р. Волонги в 3–9 км ниже устья р. Санарки. В целом этот интервал представлен переслаиванием пачек песчаников и алевролитов с подчиненными пластами аргиллитов и глин, а также прослоями углей (рис. 3, G) и карбонатных пород (рис. 3, E–F). Цвет песчаников варьирует от светло-серых тонов до насыщенных желтоватых и красноватых оттенков. Для них характерна хорошо выраженная косая слоистость, реже горизонтальная и неясная слоистость. Состав песчаников преимущественно олигомиктовый, структура мелкозернистая. Алевролиты представлены как красноцветными комковатыми разностями палеопочвенной природы с корневыми ходами и палеомикрокодиями, так и тонкоплитчатыми горизонтально-слоистыми разностями. Последние, если имеют серую окраску, обычно богаты растительными остатками, изредка местами несут на поверхностях напластования асимметричные знаки волновой ряби (рис. 3, D). В красноцветных алевролитах отмечены только редкие ихнофоссилии, гиероглифы и трещины усыхания (рис. 3, C).

Отличительной особенностью нижней части покаймской свиты, на наш взгляд, можно считать наличие редких прослоев карбонатных пород, представленных доломитами, доломитистыми известняками и известково-глинистыми калккретами (каличе).

Доломиты обычно представлены пластами хорошо выдержанной мощности от 0.1 до 0.3, иногда до 0.8 м (рис. 3, E). Они темно-серые, на выветрелой поверхности более светлые, желтовато- и рыжевато-серые. Поверхность слоев ровная либо крупнобугристая. Во внутреннем сложении выделяются узловатые, желваковые и столбчатые отдельности. Последние отмечены в единственном обнажении, имеют неясную природу и предположительно могут представлять собой тромболиты (рис. 3, F). Наиболее распространенным типом являются микрокристаллические доломиты с неоднородно-пятнистой текстурой, содержащие обильный терригенный материал. В некоторых слоях отмечается присутствие органического материала, представленного члениками криноидей, ядрами и створками лингулид, ринхонеллид, двустворок, а также фрагментированными пластинами и чешуями рыб.

Доломитистые известняки встречаются значительно реже, слагая слои до 0.8 м мощностью. Их поверхности напластования обычно неровные, иногда с плоскими глинистыми гальками. Текстура пород неоднородно-пятнистая, структура мелкокристаллическая. Доломитистые известняки содержат в различной степени фрагментированные остатки двустворок, брахиопод и рыб, а также обильную примесь терри-

генного материала. Характерной особенностью является наличие редких фенестр, частично заполненных кристаллами кальцита. Для некоторых слоев отмечается интенсивная биотурбация.

Каличе представляют собой карбонатно-глинистую брекчиевидную породу, участками с альвеолярной структурой. Внешне они выглядят как желтовато-серые и зеленовато-красные известняки с желваковой отдельностью мощностью до 5 см. Поверхность желваков неровная, бугорчатая. Размеры желваков не превышают 2 см по наибольшему измерению.

Для нижней части покаймской свиты также характерно наличие погребенных русловых и старичных врезов древних водотоков. В 5–6 км ниже устья р. Санарки по обоим берегам р. Волонги обнажается разрез долины девонской реки. Здесь по левому берегу в пестроцветные комковатые алевролиты, содержащие прослой каличе, врезано линзовидное тело палеорула, заполненное и перекрытое желтовато-серыми мелкозернистыми косослоистыми песчаниками (рис. 3, H). В них отмечены редкие фрагментированные и окатанные кости рыб, углефицированная древесина, а также гальки глинистых и песчаных пород. Внутри палеорула имеется четыре небольших вложенных линзы голубовато-серых горизонтально-слоистых алевролитов, содержащих обильные растительные остатки. Длина обнаженной части руслового вреза составляет немногим менее 100 м, максимальная видимая мощность — более 4 м.

Это же ископаемое русло прослеживается и на противоположном правом берегу ниже по реке. Оно здесь хуже обнажено, однако при этом хорошо выделяются другие элементы речной палеодолины. Алевролиты, в которых расположен врез, по простирацию переходят в палеопочвенный профиль, имеющий насыщенную бордовую окраску и пронизанный густой сетью корневых ходов. Видимая мощность профиля меняется от 0 до 1.5 м. На одном уровне с ним расположен врез отложений небольшого пойменного озера. Его наблюдаемая длина составляет около 80 м, максимальная видимая мощность в центральной части не превышает 1 м. Нижний по течению реки борт этого вреза был, вероятно, более крутым. Образующий его палеопочвенный профиль несет следы оползания в сторону древнего водоема. Противоположный борт был более пологим. В слагающих его комковатых алевролитах сохранились захороненные *in situ* углефицированные базальные части стволов древесных растений с радиально отходящими от них корнями, подобные изображенным на рис. 5, A, B. Ложе ископаемой старицы заполнено пачкой тонко переслаивающихся темно-серых, голубовато- и буровато-серых тонкоплитчатых горизонтально-слоистых, комковатых и углистых алевролитов с единичным прослоем углей. В кровле одного из слоев найдены частично сочлененные остатки пластинокожей рыбы *Phyllolepis* sp., указывающие на фаменский возраст этой части разреза.

Верхняя часть покаймской свиты представлена преимущественно косослоистыми олигомиктовыми мелко- и тонкозернистыми песчаниками. Цвет их варьирует от светло-серого, почти белого до желтовато-серого и розовато-красного. Сероцветные горизонтально-слоистые алевролиты с флорой редки, встречаются глины, аргиллиты и прослой углей. Доломиты

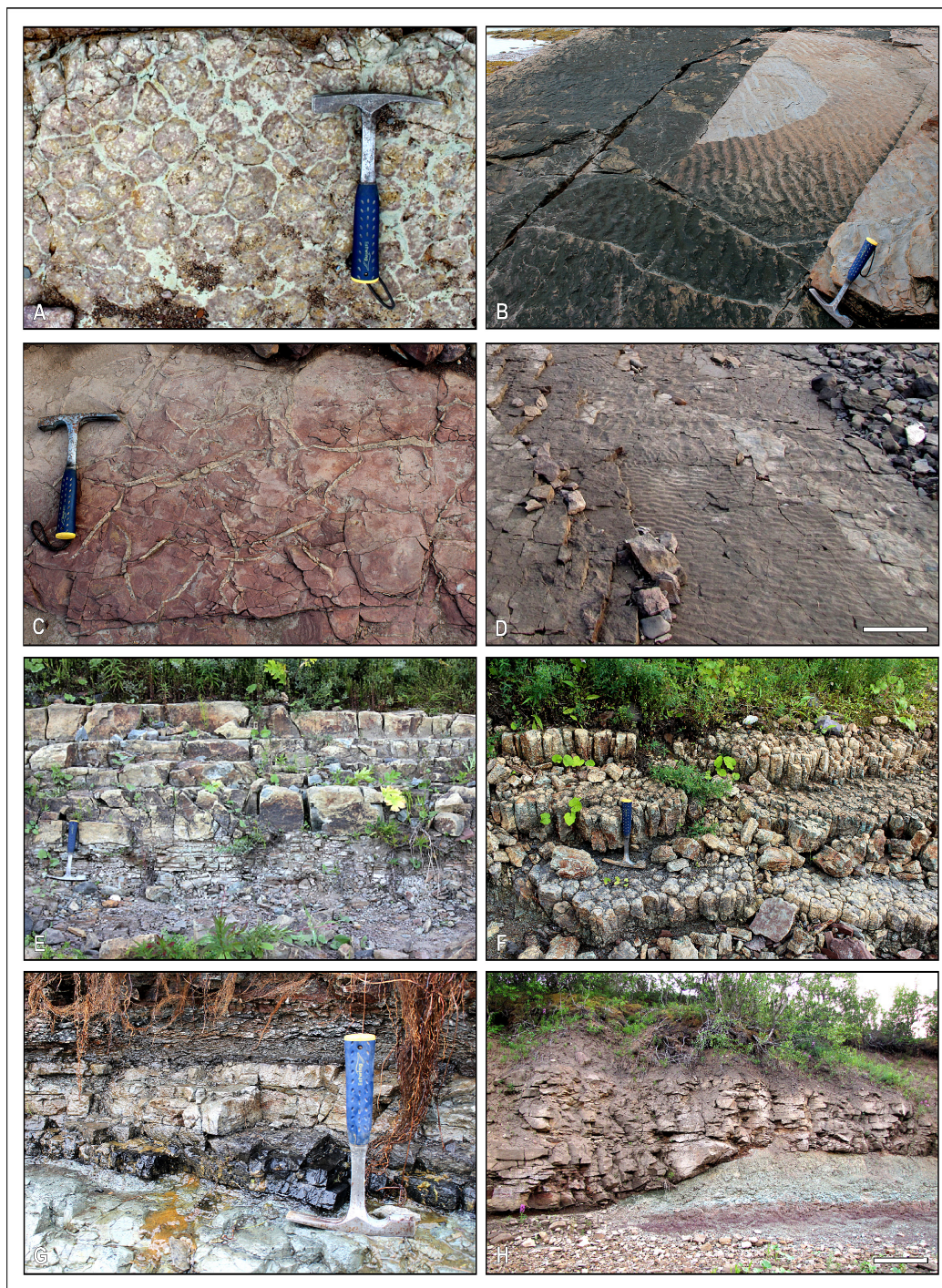


Рис. 3. Литологические особенности пород устьбезмошицкой (А, В) и покаямской (С—Н) свит: **А** — трещины усыхания на поверхности комковатого алевролита, побережье Чёшской губы, 1 км севернее устья р. Сувойной; **В** — асимметричные знаки волновой ряби на поверхности песчаника, там же; **С** — трещины усыхания в тонкослоистом алевролите, р. Волонга, лев. берег, 0.8 км ниже устья протоки из оз. Нижняя Старица (обн. 6, сл. 2); **Д** — разнонаправленные асимметричные знаки волновой ряби на поверхности тонкозернистого песчаника, там же, сл. 6; **Е** — пласт доломитов, р. Волонга, лев. берег, 2 км ниже устья р. Санарки (обн. 1, сл. 4—6); **Ф** — тромболиты (?), р. Волонга, лев. берег, 1.3 км выше устья протоки из оз. Нижняя Старица (обн. 12, т.н. 12а-0, сл. 3); **Г** — прослой угля, р. Волонга, пр. берег, 2.5 км ниже устья р. Санарки (обн. 2, сл. 1, кровля); **Н** — нижний по реке край руслового вреза, р. Волонга, лев. берег, 5 км ниже устья р. Санарки (обн. 3, т.н. 3-IV). Шкала для **Д** — 0.3 м, для **Н** — 1 м

Fig. 3. Lithological peculiarities of the Ust'-Bezmoshitsa Formation (A-B) and Pokayama Formation (C-H) sections: **A** — Desiccation crack polygons on the surface of muddy siltstone bed. The eastern coast of Chosha Bay, 1 km north from the mouth of Suvoynaya River. **B** — Asymmetric wave ripples on the surface of sandstone bed. The same locality. **C** — Desiccation cracks on the surface of thin-laminated siltstone bed. Left bank of Volonga River, 0.8 km downstream the mouth of cannel of Lower floodplain lake of Volonga River (outcrop #6, layer #2). **D** — Multidirectional asymmetric wave ripples on the surface of thin-grained sandstone bed. The same locality, layer #6. **E** — Exposition of dolomite bed. Left bank of Volonga River, 2 km downstream the mouth of Sanarka Creek (outcrop #1, layers #4-6). **F** — Probable thrombolites. Left bank of Volonga River, 1.3 km upstream the mouth of cannel of Lower floodplain lake of Volonga River (outcrop #12, observation point #12a-0 layer #3). **G** — An interlayer of lignite. Right bank of Volonga River, 2.5 km downstream the mouth of Sanarka Creek (outcrop #2, layer #1, upper part). **H** — Right flange of buried channel. Left bank of Volonga River, 5 km downstream the mouth of Sanarka Creek (outcrop #3, observation point #3-IV). Scale bar: **D** — 0.3 m, **H** — 1 m



и доломитистые известняки, а также красноцветные комковатые алевролиты отсутствуют. Для терминальной части свиты характерны прослои и пачки плотных массивных алевролитов, вторично окрашенных в пестрые желтовато-розовато-фиолетовые тона и зачастую имеющих полосчатый, либо червеобразный рисунок. Последний, вероятно, трассирует следы корневых ходов.

Палеопочвы

Палеопочвы, встреченные на разных уровнях в разрезах устьбемозицкой, каменской и покаямской свит, принадлежат одному общему типу, но отличаются деталями строения палеопочвенных профилей (рис. 4). Мощность их варьирует от 0.5 до 1.5 м. Древние почвы маркируются густой сетью корней растений, сохранившейся *in situ*. Практически во всех профилях отсутствует хорошо развитый гумусированный генетический горизонт А, однако это может быть связано не столько с его слабым развитием в момент функционирования почвенного профиля, сколько с диагенетическими преобразованиями органического вещества или с его размывом, предшествовавшим захоронению. Об этом косвенно свидетельствует замещение растительных тканей корней растений вторичными минералами (прежде всего оксидами и гидроксидами железа).

Отчетливые карбонатные новообразования (педонодули, ризоконкреции) встречаются очень редко. По меньшей мере в части профилей вдоль корневых остатков (корневых ходов) развито оглеение, указывающее на восстановительные условия и высокую увлажненность средней (генетический горизонт В) и нижней (генетический горизонт С) частей палеопочвенного профиля. При этом в некоторых разрезах в верхней части палеопочвенного профиля могут наблюдаться трещины усыхания и их пересечения (полигональные текстуры «палеотакыр»), указывающие на полное высыхание верхней части профиля, возможно связанное с сезонностью климата. Большинство палеопочвенных профилей, наблюдающихся в изученных разрезах, могут рассматриваться как гидроморфные, подтопляемые.

Общая характеристика палеопочв, приведенная выше, дает все основания утверждать, что на исследованной территории присутствовало по меньшей мере два основных вида палеопочв: 1) умеренно гидроморфные, подвергавшиеся периодическому осушению; в профилях палеопочв этого типа присутствуют ризоконкреции и редкие карбонатные педонодули; 2) экстремально гидроморфные, оглеенные, с большим количеством тонких, многократно ветвящихся корневых систем высших растений. Вместе с гидроморфными палеопочвенными профилями, насыщенными тонкими корневыми ходами, нередко встречаются фрагменты пикноксильных древесин, часть из которых встречены в укорененном состоянии (рис. 5, А, В). Габитуально эти древесины напоминают древесины рода *Callixylon* Zalessky, достаточно часто встречающиеся в верхнедевонских отложениях Русской платформы и прилегающих регионов [50], где они нередко ассоциативно связаны с палеопочвенными профилями [14, 15].

Скорее всего, оба вида позднедевонских палеопочвенных профилей Северного Тимана образывали

единую катениальную систему, в которой нижнее звено было представлено экстремально гидроморфными профилями, а верхнее звено — умеренно гидроморфными, сезонно промывными профилями. Долговременные колебания уровня воды, а также изменение профиля речной долины могли приводить к закономерной миграции звеньев катены в ту или иную сторону. Доминирующим элементом ландшафта, очевидно, и в первом и во втором случае были «прогимноспермы» (археоптеридофиты), одновременно служившие и эдификаторами растительных сообществ, т. е. растениями с максимальным проективным покрытием, исходя из современных представлений о позднедевонской растительности [48]. При этом, очевидно, в нижней части катены произрастали и многочисленные травянистые и/или кустарниковые гидроморфные растения (*Rhacophyton*). Не исключено, что формы роста археоптеридиевых в разных экологических условиях могли существенно различаться: растения, приуроченные к более высоким частям катены, были более высокими и имели стержневые корневые системы, а растения, тяготевшие к нижним, хорошо обводненным сегментам катены, морфологически были более близки современным мангровым растениям.

Наличие хорошо развитых палеопочвенных профилей в столь древних, казалось бы, осадках, как верхнедевонские отложения Северного Тимана, совершенно не противоречит современным представлениям об эволюции наземной растительности. Вполне достоверные палеопочвенные профили известны из ордовикских отложений [46], что соответствует появлению в геологической летописи и первых наземных растений (обзор проблемы см. [13, 52, 53]).

Фитофоссилии

В верхнедевонских отложениях Северного Тимана ископаемые остатки растений обильны и встречаются во всех обсуждаемых в настоящей статье стратонах. Списочный состав их видов ранее неоднократно публиковался [25, 45]. Согласно нашим последним данным, комплекс остатков ископаемых растений устьбемозицкой свиты представлен 29, каменской свиты — 6, а покаямской — 12 видами. Однако качественное разнообразие не всегда достоверно отражает бедность или, наоборот, богатство того или иного древнего фитокомплекса.

Устьбемозицкая свита в бассейне р. Волонги относительно бедно охарактеризована фитофоссилиями. Это объясняется главным образом малой долей участия в сложении разреза тонкозернистых плитчатых пород. Здесь отмечены бурые (?) водоросли, плауновидные, археоптерисовые, прапапоротники и членистостебельные. При этом породы устьбемозицкой свиты на восточном побережье Чёшской губы изобилуют разнообразными остатками растений уникальной сохранности. У большинства из них присутствуют органы размножения с находящимися *in situ* спорами (рис. 5, фиг. С).

Отложения каменской свиты бедны остатками ископаемых растений, отсюда известно всего шесть их видов. При этом на поверхностях напластований алевролитов часто заметны следы отпечатков археоптерисовых и, возможно, других растений. К сожа-

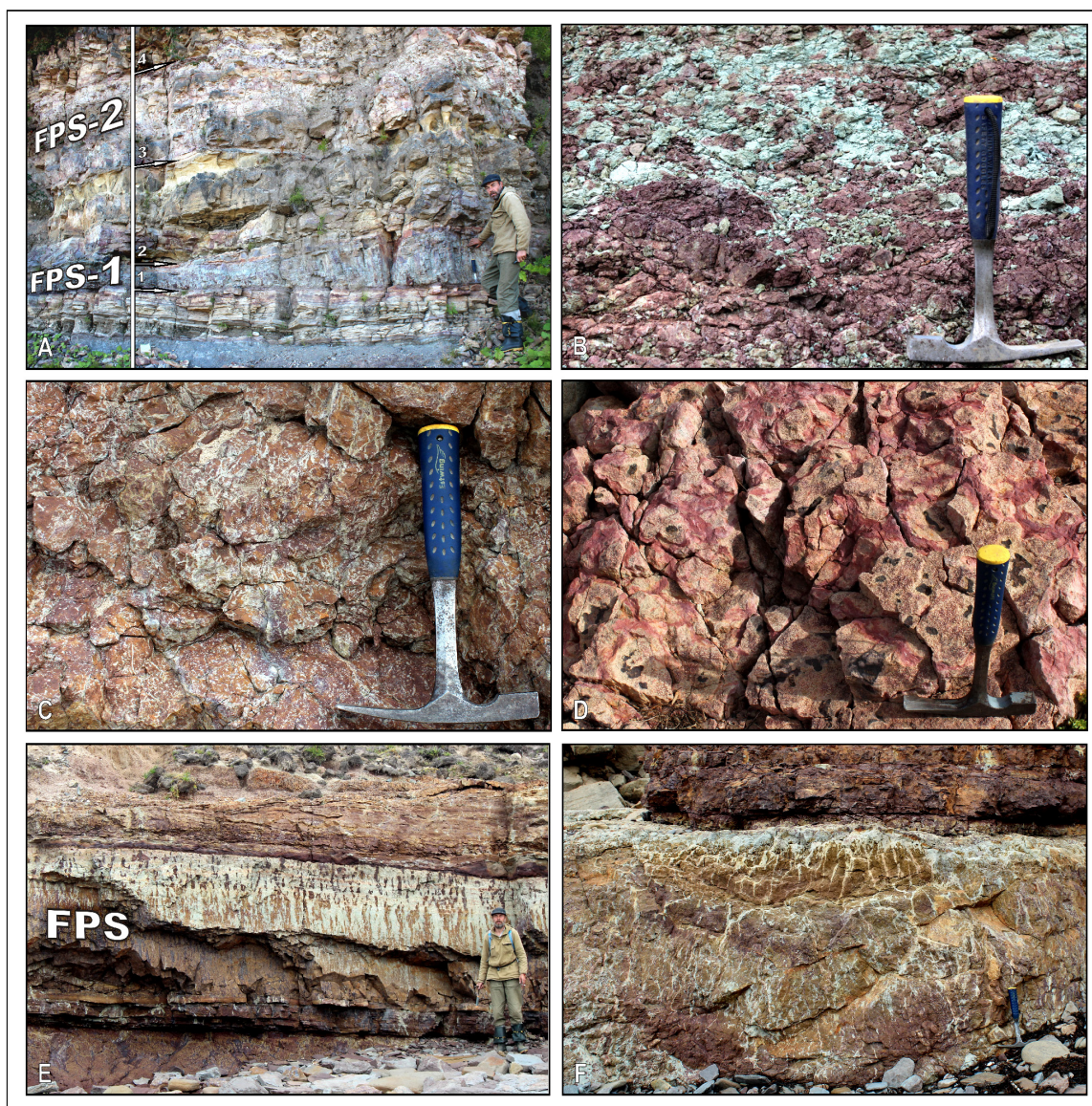


Рис. 4. Палеопочвы в разрезе верхнедевонских отложений Северного Тимана: **А, В** — палеопочвенные профили из разреза покаямской свиты: **А** — два последовательных палеопочвенных профиля (FPS-1 и FPS-2), разделенных пачкой осадочных отложений, р. Волонга, пр. берег, 3.6 км ниже устья протоки из оз. Нижняя Старица (обн. 10, т.н. 10-II): 1 — подошва палеопочвенного профиля FPS-1, 2 — кровля палеопочвенного профиля FPS-1, 3 — подошва палеопочвенного профиля FPS-2, кровля палеопочвенного профиля FPS-2, **В** — пятна оглеения верхнего и среднего генетических горизонтов палеопочвенного профиля, р. Волонга, лев. берег, 5 км ниже устья р. Санарки (обн. 3, т.н. 3-V, сл. 3); **С, D** — ископаемые корни в отложениях каменной свиты: **С** — морфотип с тонкими, обильно ветвящимися осями нескольких порядков, р. Сувоинная, правый берег, приустьевая часть, **D** — морфотип с относительно толстыми и короткими осями с тремя порядками ветвления, там же; **Е, F** — палеопочвенные профили из пограничного интервала устьбезмошицкой и каменной свит: **Е** — палеопочвенный профиль с оглеением по корневым ходам в верхнем и среднем генетических горизонтах, побережье Чёшской губы, мыс Крестовый, 1.2 км севернее устья р. Сувоинной, **F** — палеопочвенный профиль с многочисленными корневыми ходами с несколькими порядками ветвления, там же

Fig. 4. Paleosols from the Upper Devonian section of North Timan: **A–B** — paleosol profiles from the Pokayama Formation. **A** — The sequence of two paleosol profiles (FPS-1 и FPS-2), separated by fluvial deposits. Right bank of Volonga River, 3.6 km downstream the mouth of canal of Lower floodplain lake of Volonga River (outcrop #10, observation point #10-II): 1 — base of the paleosol profile FPS-1, 2 — top of the paleosol profile FPS-1, 3 — base of the paleosol profile FPS-2, 4 — top of the paleosol profile FPS-2. **B** — Gleying spots in the upper and middle paleosol horizons. Left bank of Volonga River, 5 km downstream the mouth of Sanarka Creek (outcrop #3, observation point #3-V layer #3). **C–D** — Root remains in the deposits of Kamenny Formation. **C** — morphotype of thin and densely branched axes of different levels. Right bank of Suvoynaya River, estuary area. **D** — morphotype of thick and short axes of three levels of branching. The same locality. **E–F** — paleosol profiles from the Ust'-Bezmoshitsa Formation / Kamenny Formation boundary interval. **E** — paleosol profile with gleying root remains in the upper and middle paleosol horizons. Eastern coast of Chosha Bay, Krestovy Cape, 1.2 km north from the mouth of Suvoynaya River. **F** — paleosol profile with numerous root remains of different levels of branching. The same locality



лению, по межпластовым трещинам в породах каменной свиты развито интенсивное ожелезнение, и остатки ископаемых растений покрыты толстой коркой оксидов железа, что не позволяет их точно идентифицировать. Значительное участие в сложении разреза каменной свиты палеопочвенных профилей также свидетельствует о том, что большинство растительных остатков было уничтожено в процессе формирования девонских почв. Подобная переработка наблюдается и в породах покаямской свиты.

Из разреза по р. Волонге наиболее детально были исследованы фитофоссилии покаямской свиты. Указывавшийся ранее [45] список характеризующих ее видов включает *Caudophyton fasciolus* (Penhallow) Snigirevsky, 2001, *Jurinodendron kiltorkense* (Haughton ex Heer) Doweld, 2001, *Pseudobornia* sp., *Sphenophyllum subtenerrimum* Nathorst, 1902, *Archaeocalamites radiatus* (Brongniart) Stur, 1875, *Rhacophyton condrusorum* (Crepin) Mourlon, 1875 emend. Schultka, 1978, *R. incertum* (Dawson) Krdusel et Weyland, 1941, *Dimeripteris gracilis* Schmalhausen, 1894, *Archaeopteris archetypus* Schmalhausen, 1894, *A. halliana* (Goepfert) Dawson, 1871, *Svalbarbia fissilis* (Schmalhausen) Jurina et Raskatova, 2012, *Callixylon timanicum* Zalessky ex Lemoigne, Jurina et Snigirevskaya, 1983 (= *C. trifilievii* Zalessky, 1911).

Наиболее обильны и разнообразны в отложениях покаямской свиты остатки *Rhacophyton* spp., захоронение которых, очевидно, носило характер четкой сортировки по крупности фрагментов в процессе транспортировки к месту захоронения. В палеорусловом разрезе, обнажающемся на левом берегу р. Волонги, в 5 км ниже устья р. Санарки, в линзах голубовато-серых горизонтально-слоистых алевролитов присутствуют обильные терминальные части стерильных и фертильных побегов, тонкие веточки (до 2 мм шириной, но чаще менее 1 мм) и растительный детрит, также образованный в основном остатками ракофитонов. Более крупные части этих растений и остатки других видов здесь отсутствуют. Несколько ниже по течению, в небольшом выходе тонкоплитчатых горизонтально-слоистых розоватых алевролитов, также, вероятно, связанных с отложениями погребенной речной долины, встречаются обильные остатки более крупных частей ракофитонов. Они представляют собой оси шириной 3—5 мм, с основаниями боковых веточек, редкими спорангиями, приуроченными к узлам осей предпоследнего порядка. Сохранность некоторых осей этих растений позволяет изучать их анатомическое строение с помощью сканирующего электронного микроскопа (рис. 5, фиг. D). На осях ракофитонов встречаются многочисленные лентовидные слоевища бурых (?) водорослей *Caudophyton aquatilis* Stepanov, 1967, прикрепленные к стеблям только с одной стороны (рис. 5, E). Такое ориентированное прикрепление этих водорослей свидетельствует о наличии в занимаемом ими биотопе постоянных направленных течений.

В той же пачке плитчатых горизонтально-слоистых алевролитов, но на несколько сантиметров выше по разрезу встречаются моновидовые захоронения *Archaeopteris macilenta* Lesquereux, 1884. На осях археоптерисовых сапрофитных водоросли не обнаружены. На противоположном берегу реки, еще выше по разрезу, в красноцветных алевролитах обнаружены редкие оси ракофитонов шириной 5—7 мм, несущие

следы достаточно долгой транспортировки. Для них также характерно обрастание сапрофитными водорослями каудофитами и присутствие изредка сохраняющихся спорангиев в основаниях боковых ответвлений. Замеры ориентировки лентовидных слоевищ сапрофитных водорослей по сторонам света на разных уровнях разреза показали широкий спектр направлений палеотечений. Это свидетельствует о невысокой скорости водного потока и его частом блуждании, что больше свойственно низовьям или дельтовой части реки, близкой к своему базису эрозии.

В терминальной части покаямской свиты, обнажающейся на р. Волонге в урочище Покаяма, в полосчатых алевролитах встречаются широкие (более 1 см) и длинные (до 30—40 см) оси ракофитонов со следами длительной транспортировки. Эти ветви находились в приосновной части растений. Наконец, базальные части побегов, похожих на *Rhacophyton zygopteroides*, шириной несколько сантиметров были обнаружены на близком стратиграфическом уровне, вскрываемом на побережье Чёшской губы близ мыса Сувоино. Там же были встречены обильные остатки *Jurinodendron kiltorkense* и оси растения со спорангиями и листовидными органами, таксономическая принадлежность которого пока не установлена.

К прослоям углей и углито-глинистых пород приурочены исключительно моновидовые остатки антракофильных сообществ растений — плауновидных (*Jurinodendron kiltorkense*) и, возможно, членистостебельных (фрагменты отпечатков осей с ребристой поверхностью и плохо заметными узлами с определенной долей условности можно определить как *Archaeocalamites radiatus*). Также моновидовые захоронения *Jurinodendron kiltorkense* встречаются в верхней части покаямской свиты в урочище Покаяма. Здесь в тонкогоризонтально-слоистых сероцветных и розовато-серых алевролитах встречаются обильные захоронения осей, филлоидов и ризоидов (?) этого растения. Стебли *Jurinodendron* сплющены настолько, что через них просматриваются фрагменты нижележащих филлоидов. Это свидетельствует об отсутствии механических тканей у тиманских юринодендронов и о травянистости их стеблей.

Характерно, что в разрезах покаямской свиты по р. Волонге захоронения остатков наземных растений представлены исключительно моновидовыми сообществами (эпифитные водоросли в данном случае не учитываются). Напротив, в ее разрезе, вскрываемом по побережью Чёшской губы, как правило, присутствуют многовидовые сообщества. Кроме того, здесь отмечается отсутствие сортировки растительных остатков по размеру. Оси, ветви и терминальные части растений могут быть захоронены вперемежку в одном и том же слое. Очевидно, что такие тафономические особенности свидетельствуют о сортировке растительного материала в процессе транспортировки к месту захоронения и могут являться показателями дифференциации растительного покрова на разных участках суши в покаямское время.

Прибрежную полосу водоемов, которые характеризовались относительно тиховодными условиями, занимало антракофильное сообщество, представленное плауновидными и членистостебельными. На намытых песчаных берегах водотоков в изобилии про-

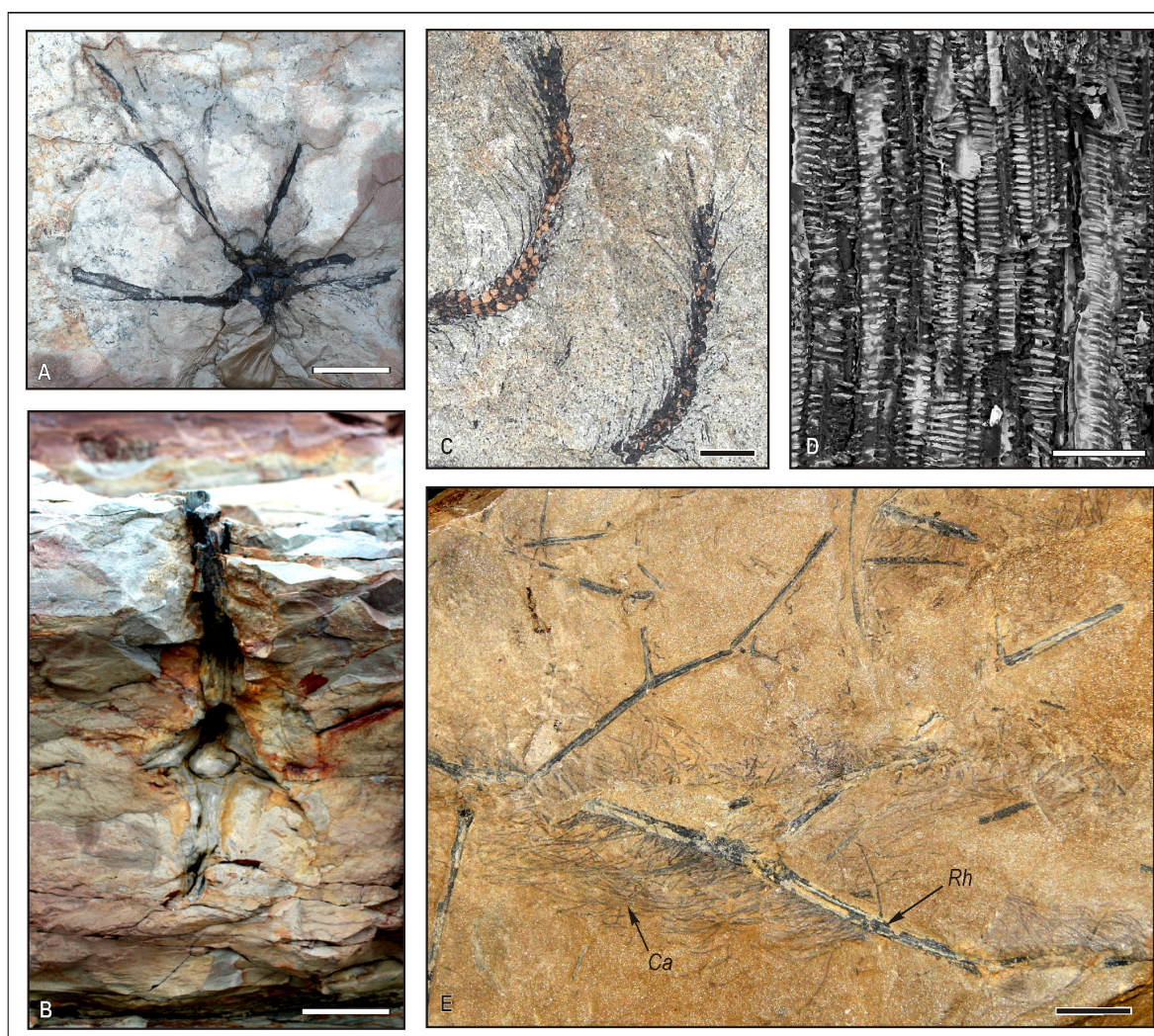


Рис. 5. Фитофоссилии из разреза верхнедевонских отложений Северного Тимана: **A, B** — корневые системы археоптерисовых (?), захороненные *in situ* в тонкозернистых песчаниках: **A** — «в плане», **B** — «в разрезе»; устьбемозицкая свита, побережье Чёшской губы, мыс Крестовый, 1 км севернее устья р. Сувойной; **C** — гетероспоровое плауновидное растение *Kossoviella timanica* Petrosjan в алевролите: терминальные участки фертильных побегов, в верхних частях которых развиты микроспорангии, наполненные спорами *in situ*, в нижней — мегаспорангии; устьбемозицкая свита, побережье Чёшской губы, мыс Крестовый, 0,5 км севернее устья р. Сувойной; **D** — экз. ПМ СПбГУ № 88-14, фрагмент побега *Rhacophyton* sp. с сохранившейся анатомической структурой: отчетливо видны трахеиды с лестничными утолщениями и овальными порами; покаямская свита, р. Волонга, лев. берег, 2,2 км выше устья протоки из оз. Нижняя Старица (обн. 12, т.н. 12-I, сл. 4); **E** — экз. ИГ КНЦ 706/3, поверхность плитки алевролита с осями прапапоротника *Rhacophyton* sp. (*Rh*) и нарощими на них сапрофитными водорослями *Caudophyton aquatilis* Степанов (*Ca*). Положение лент *Caudophyton* отвечает направлению течения в девонском водотоке, покаямская свита, р. Волонга, лев. берег, 6,5 км ниже устья р. Санарки (обн. 5, осыпь). Шкала для **A** — 5 см, для **B, E** — 2 см, для **C** — 5 мм, для **D** — 0,1 мм

Fig. 5. Plant fossils from the Upper Devonian sections of North Timan: **A–B** — *in situ* root systems of probable archaeopterids in the fine-grained sandstone matrix, **A** — “cross-section”, **B** — “longitudinal section”. Ust'-Bezmoshitsa Formation, eastern coast of Chosha Bay, Krestovy Cape, 1 km north from the mouth of Suvoynaya River. **C** — heterosporous plant *Kossoviella timanica* Petrosjan in the siltstone matrix: terminal parts of fertile shoots, in the upper parts — microsporangia with *in situ* spores, in the lower parts — megasporangia. Ust'-Bezmoshitsa Formation, eastern coast of Chosha Bay, Krestovy Cape, 0.5 km north from the mouth of Suvoynaya River. **D** — Specimen PM SPbSU №88-14, anatomically preserved fragment of *Rhacophyton* sp.: tracheids with scalariform thickenings and oval bordered pits could be observed. Pokayama Formation, left bank of Volonga River, 2.2 km upstream the mouth of canal of Lower floodplain lake of Volonga River (outcrop #12, observation point #12-I, layer #4); **E** — Specimen IG KSC 706/3, the upper surface of siltstone bed with branches of *Rhacophyton* sp. (*Rh*) to which the “filaments” of saprophytic algae *Caudophyton aquatilis* Stepanov (*Ca*) are attached. Position of *Caudophyton*'s “filaments” corresponds to the direction of flow in the Devonian stream. Pokayama Formation, left bank of Volonga River, 6.5 km downstream the mouth of Sanarka Creek (outcrop #5, a scree). Scale bar: **A** — 5 cm, **B, E** — 2 cm, **C** — 5 mm, **D** — 0.1 mm



израстали кустарниковые формы *Rhacophyton* spp., являвшиеся доминантами покаймских наземных фитоценозов. Археоптерисовые, столь многочисленные здесь ранее (особенно в устьбемозийское время), формировали, вероятно, небольшие островки леса, приуроченные к хорошо развитым почвенным профилям, либо заселяли внутренние участки суши, расположенные вдали от основных водотоков.

Угли

Значительная часть верхнедевонских разрезов Северного Тимана характеризуется присутствием угольных прослоев. Большинство материалов геологических партий, занимавшихся разведкой Волонгского месторождения углей в 1940—1950 гг., так и остались неопубликованными [19—21]. В результате тех работ было установлено, что девонские угли Северного Тимана имеют невысокое качество, представлены маломощными прослоями (рис. 3, G), содержат большое количество пирита и их промышленное использование нецелесообразно. Именно этим объясняется отсутствие более поздних работ по их изучению.

Вместе с тем встреченные в изученном разрезе бурые угли весьма разнообразны. Среди них преобладают листоватые «бумажные угли» и споровые угли. Последние представлены слоистой песчаной/алевролитовой/песчано-алевролитовой породой с тонкими (~ 0.3—0.4 мм) прослоями сплюснутых остатков плауновидных растений и скоплениями микро- и мегаспор. Остатки растений сильно углефицированы и трещиноваты. Процент содержания в породе спор варьирует от 10—15 до 50 %, причем количество микроспор (диаметром ~ 0.1 мм) значительно больше, чем макро- (диаметром ~ 0.5 мм). Расположены они преимущественно по плоскостям напластования. Данный вид углей схож с углесодержащими породами из девонских отложений северной Лавразии [24]. «Бумажные угли» нацело сложены тканями многоклеточных растений, образующих тонкие мягкие слои — листы. Материнскими растениями являлись, вероятно, плауновидные *Jurinodendron* и редкие членистостебельные. В составе этого угля споры отсутствуют. Подобный «бумажный» уголь известен также из среднего девона Северо-Западного Китая [51].

Несмотря на отсутствие промышленного значения девонских углей Северного Тимана, изучение первых этапов угленакопления, обусловленных развитием настоящей наземной растительности, безусловно, имеет важное значение для понимания эволюции образования залежей твердых горючих ископаемых. Девонские угли, встречающиеся в разных районах мира, в основном являются бурыми, не прошедшими стадии метаморфизма. Скорее всего, это свидетельствует о том, что они накапливались не в паралических бассейнах с компенсированным осадконакоплением, а в платформенных участках древней суши.

Растения, формировавшие первые угли Земли, являлись доминантами первых лесных биоценозов, которые были приурочены к долинам рек. Накопление и захоронение их остатков, по всей видимости, происходило в относительно тиховодных условиях дельтовой зоны — разнообразных заводях, ста-

рицах и внутренних лагунах. Подавляющее большинство представителей позднедевонской флоры не пережило турнейско-визейского рубежа. Таким образом, угленакопление в каменноугольном периоде протекало не только в иных условиях, но и в результате жизнедеятельности других групп высших растений.

Ихнофоссилии

Верхнедевонские отложения Северного Тимана довольно бедны следами жизнедеятельности ископаемых организмов. В нижней части разреза устьбемозийской свиты, развитой в районе устья р. Кумушки-Волонги, несмотря на хорошую обнаженность и обилие выходов, ихнофоссилии почти отсутствуют. Здесь отмечено лишь единственное их местонахождение, представляющее, однако, значительный интерес. Ранее [4] на основании Государственной геологической карты последнего поколения [28] оно было отнесено к груборучейской свите. Однако, согласно нашим уточненным данным, эта часть разреза соответствует нижней пачке верхней подсвиты устьбемозийской свиты Л. С. Коссового [6].

На левом берегу р. Волонги, в 2.8 км выше устья р. Кумушки-Волонги, в многометровой немой толще массивных косослоистых песчаников, на нижней поверхности одного из пластов было встречено несколько следовых дорожек Cf. *Paleohelcura*. Они имеют ширину около 1 см, в их осевой части четко различим след от «хвоста», а по бокам от него — серии отпечатков ходильных ног (рис. 6, B). Поочередное расположение их то слева, то справа является характерным признаком данного ихнотаксона, указывающим на принадлежность этих следов скорпионам и отличающим его от следовых дорожек эвриптерид. По всей видимости, следы были оставлены на поверхности слабоконсолидированного обводненного осадка и сохранились только в узкой прибрежной полосе над самым урезом воды благодаря быстрому погребению их под золовыми наносами песка, на что указывают также хорошо выраженные текстуры оседания (рис. 6, A). Такое биотопическое положение этих следов вполне согласуется с современными данными, свидетельствующими о наземном образе жизни девонских скорпионов [41]. В том же блоке песчаника, но уже на другой части его поверхности, сформировавшейся в субаквальных условиях, встречены многочисленные *Lockeia*, оставленные небольшими двусторонними моллюсками, одиночные *Undichna* — следы касаний о дно плавников рыб при локомоции (рис. 6, C), а также ряд неопределенных ихнотаксонов и гиероглифы. Несмотря на крайнюю редкость ихнофоссилий в этой части разреза, отмеченная здесь ассоциация и литологическая монотонность данной толщи позволяют полностью относить ее к скоениевой ихнофафии, свойственной прибрежной зоне опресненного участка бассейна.

В верхней части устьбемозийской свиты, обнажающейся преимущественно по побережью Чёшской губы, ихнофоссилии наиболее многочисленны. Довольно часто и обильно здесь встречаются *Chondrites*, *Dactyloidites*, *Skolithos* и *Zoophycos*, местами сплошь покрывающие поверхность напластования песчаников. Последние три ихнотаксона иногда присутствуют совместно в одном и том же слое. Такая не-

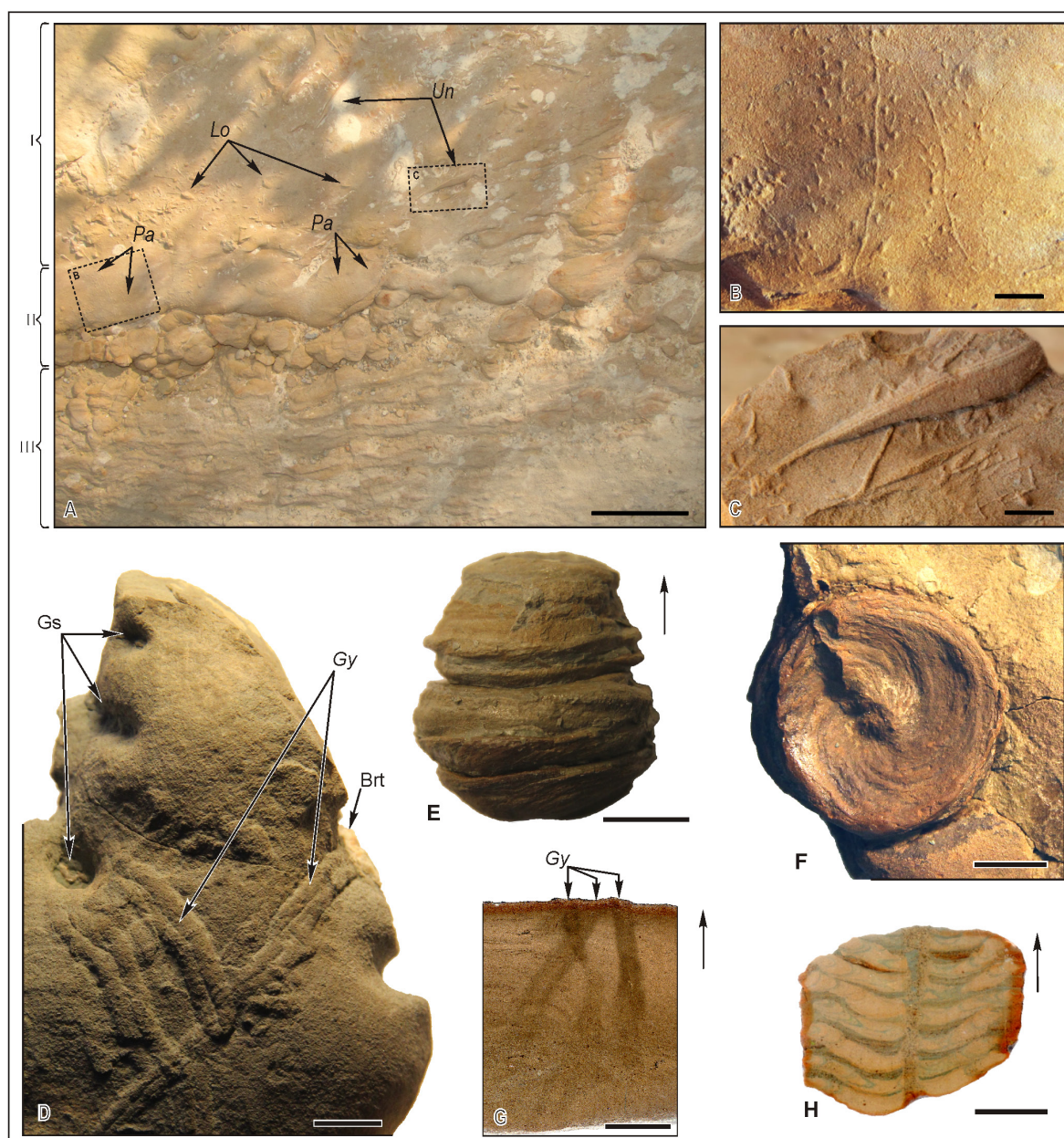


Рис. 6. Ихнофоссилии из разреза устьбезмошицкой свиты: **A** — нижняя поверхность пласта песчаника со следами Cf. *Paleohelcura* (*Pa*), *Lockeia* (*Lo*) и *Undichna* (*Un*), р. Волонга, лев. берег, 2,8 км выше устья р. Кумушки-Волонги: зона I — субаквальный участок поверхности, зона II — прибрежная полоса обводненного осадка, зона III — субаэральный участок, обнажающий на склоне погребенные следы волновой ряби; **B**, **C** — детали того же пласта: **B** — экз. ИГ КНЦ 338/3, следовые дорожки Cf. *Paleohelcura*, гипорельеф, **C** — экз. ИГ КНЦ 338/1, след *Undichna*, гипорельеф; **D**, **G** — экз. ИГ КНЦ 338/4, следы *Gyrochorte* (*Gy*), газово-флюидные сипы (*Gs*) и кристаллы барита (*Brt*), р. Волонга, пр. берег, 0,5 км выше устья р. Травянки, **D** — вид сверху, эпирельеф, **G** — вертикальный срез, секущий три хода; **E**, **F**, **H** — экз. ИГ КНЦ 338/7, ходы *Spirophyton*, там же: **E** — общий вид хода сбоку, **F** — ход в породе, вид сверху, **H** — вертикальный срез через центральную ось хода. Шкала для **A** — 10 см, для **B–H** — 1 см

Fig. 6. Trace fossils of the Ust'-Bezmoshitsa Formation: **A** — The lower surface of sandstone bed with the traces of Cf. *Paleohelcura* (*Pa*), *Lockeia* (*Lo*) and *Undichna* (*Un*). Left bank of Volonga River, 2.8 km upstream the mouth of Kumushka-Volongi River. Zone I — sub-aquatic area ("bottom surface"), Zone II — watered sediment area with water-escape and load structures, Zone III — subaerial area with buried wave ripple structures on cleavage surface. **B–C** — details of the same rock cluster: **B** — Specimen IG KSC 338/3, trackways assigned to the ichnogenus Cf. *Paleohelcura*, hyporelief, **C** — Specimen IG KSC 338/1, trace assigned to the ichnogenus *Undichna*, hyporelief. **D**, **G** — Specimen IG KSC 338/4, traces assigned to the ichnogenus *Gyrochorte* (*Gy*) in association with gas- or fluid-escape structures (*Gs*) and barite crystals (*Brt*). Right bank of Volonga River, 0.5 km upstream the mouth of Travyanka River. **D** — Top view, epirelief. **G** — Vertical cross-section through the three traces. **E–F**, **H** — Specimen IG KSC 338/7, burrows assigned to the ichnogenus *Spirophyton*. The same locality. **E** — Ichnofossil in lateral view. **F** — burrow in the matrix, top view. **H** — Vertical cross-section through the central tunnel. Scale bar: **A** — 10 cm, **B–H** — 1 cm



типичная ассоциация, сочетающая индекс-таксоны двух разных ихнофаций, может объясняться слабой приуроченностью палеозойских *Zoophycos* к конкретным условиям осадконакопления [43]. В этой связи, с учетом наличия в данной части разреза поверхностей со знаками ряби, трещинами усыхания, а также палеопочвенных профилей, ее скорее следует относить к сколитовой ихнофации, характеризующей преобладание прибрежных мелководно-морских обстановок.

Кроме перечисленных выше широко распространенных следов, в одном из обнажений верхней части устьбезмошицкой свиты на р. Волонге, расположенном в 0.5 км выше устья р. Травянки, в глинисто-алевроитовой пачке дополнительно отмечены два других ихнотаксона, более нигде на Тимане пока не зафиксированных. В основании этой пачки залегает прослой лепешкообразных стяжений толщиной до 5 см, прободенных вертикальными оплывшими отверстиями округло-конусовидной формы и диаметром до 1.5 см. Эти отверстия, по всей видимости, образовались в результате струйных газифлюидных высачиваний из осадка. Они заполнены глинистым веществом и часто содержат кристаллы барита. Барит присутствует также и в составе самих стяжений. Кроме этих локальных газовых сипов, на верхней поверхности местами наблюдаются своеобразные следы *Gyrochorte* неясного происхождения. Эти следы, выраженные в виде положительного эпирельефа, характеризуются наличием центральной продольной борозды, имеют ширину 4–5 мм, часто пересекаются и переходят с одного стяжения на другое, спускаясь по их пологим боковым поверхностям (рис. 6, D). На вертикальных срезах они прослеживаются внутри породы на глубину до 3 см (рис. 6, G).

Выше, в толще самой пачки имеются многочисленные сложноустроенные винтовые системы ходов *Spirophyton*. Эти постройки образованы более плотным, чем вмещающая порода, осадком и легко отделяются от нее. Их устройство характеризуется наличием центральной вертикальной шахты, вокруг которой в виде геликоида располагаются серии горизонтальных вложенных ходов (рис. 6, E, F, H). Витки их довольно плотно примыкают друг к другу, а толщина обычно не превышает 5 мм. Высота всей постройки может достигать 5 см, диаметр варьирует от 1.5 до 5.5 см. Размер витков обычно остается более-менее постоянным по всей высоте постройки либо лишь слегка увеличивается книзу.

Глинистая пачка, содержащая ходы *Gyrochorte* и *Spirophyton*, перекрывается косослоистыми песчаниками со следами *Chondrites* на поверхностях напластований. Следы *Gyrochorte* обычно бывают приурочены к штормовым отложениям [38], однако в структуре осадка, слагающего стяжения с ихнофоссилиями, признаки штормовых явлений не выражены. Ходы *Spirophyton* свойственны зоофикосовой ихнофации. В целом, учитывая характер остальной части разреза свиты, близость к Волонгскому глубинному разлому (рис. 1), присутствие баритовой минерализации, локальных газовых сипов и довольно своеобразной ассоциации ихнофоссилий, на данном этапе исследований можно предположить, что формирование этой пачки происходило в условиях мелководного шельфа, но в относительно спокойных обстановках и связано с проявлением гидротермальной активности.

В отложениях, заведомо относящихся к каменной свите, развитых в приустьевой части р. Сувойной, ихнофоссилии нами не встречены. Отсутствуют они, по всей видимости, и в разрезе свиты по р. Волонге. Отмеченное ранее [4] присутствие там неопределенных ихнофоссилий было основано на ярко выраженной красноцветности пород толщи, в которой они были найдены. Согласно новым данным, эта часть разреза относится уже к низам покаямской свиты (см. выше).

Фаменская часть разреза крайне бедна ихнофоссилиями. Только в самых низах покаямской свиты, в пласте доломитистых известняков, отмечена интенсивная биотурбация, среди которой местами различимы ходы *Cruziana*, *Planolites* и *Rhizocorallium*. Эта ассоциация характеризует крузиановую ихнофацию, соответствующую зоне сублиторали, расположенной выше базиса штормовых волн, но ниже базиса обычных. Кроме ихнофоссилий здесь также присутствуют редкие остатки рыб, двустворок, замковых и беззамковых брахиопод, а также их обильный детрит. По всей видимости, этот слой сформировался в результате кратковременной импульсной трансгрессии, либо в условиях небольшого морского залива на фоне высокой штормовой активности. Кроме того, в нижней части покаямской свиты, в пачке немых красноцветных тонкогоризонтальнослоистых алевролитов обнаружены редкие прослои с моновидовым сообществом. Следы представлены гипорельефом, образуют линзовидные скопления и принадлежат, по всей видимости, частично редуцированным ходам *Arenicolites*.

Позвоночные

В исследованной части разреза остатки позвоночных распространены неравномерно. В отложениях устьбезмошицкой свиты они довольно редки и приурочены только к верхней ее части. Здесь непосредственно в обнажениях встречены *Psammosteus* sp., *Bothriolepis* sp., *Holoptychius* sp., cf. *Atopacanthus* sp., *Psammosteida* gen. indet., *Dipnoi* gen. indet. и *Arthrodira* gen. indet. Остатки в большинстве своем имеют плохую сохранность, часто окатаны и фрагментированы, что сильно затрудняет их более точное определение. Кроме перечисленных таксонов, в данный комплекс ихтиофауны может быть добавлен *Psammosteus tchernovi* Obruchev, описанный из разреза, вскрывающегося на побережье Чёшской губы в устье руч. Грубого [17]. По данным Л. С. Коссового [6], в этом районе расположены только выходы верхней части устьбезмошицкой свиты.

В исследованных обнажениях каменной свиты никаких остатков позвоночных нами не встречено. Согласно данным Л. С. Коссового [6], лишь по р. Рассохе Безмошицы и в скважинах восточного склона Северного Тимана в ее отложениях отмечены редкие, плохой сохранности остатки *Bothriolepis* sp. и *Sarcopterygii* gen. indet.

До недавнего времени комплекс ихтиофауны покаямской свиты включал всего три таксона — *Bothriolepis ornata* Eichw., *Phyllolepis* sp. и *Holoptychius* sp. [16, 37, 39]. Два из них являются зональными формами, что позволяло сопоставлять покаямскую свиту с подзоной *ornata* зоны *Phyllolepis*, соответствующей зонам *marginifera* и, возможно, *trachytera* Стандартной конодонтовой

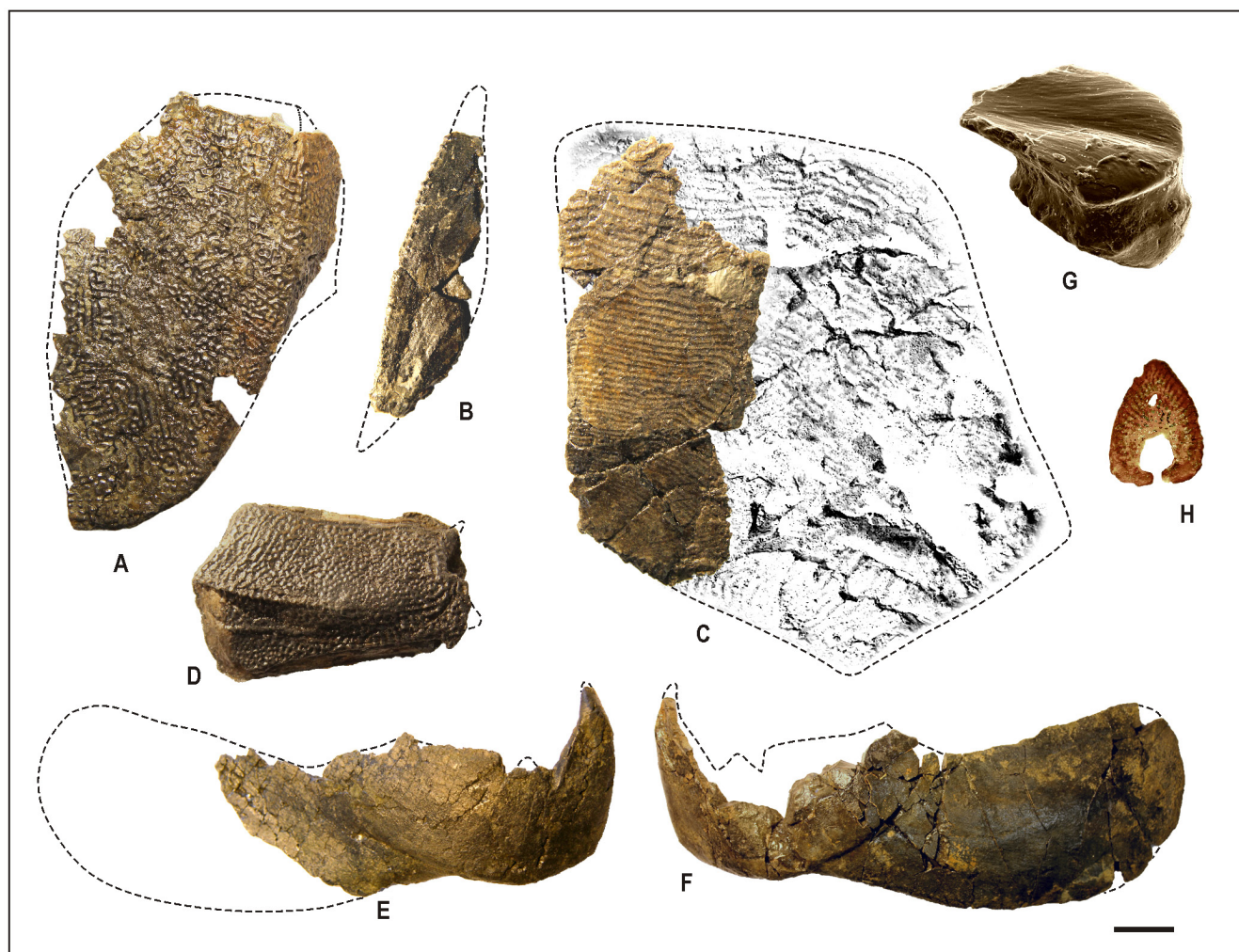


Рис. 7. Остатки позвоночных из разреза покаямской свиты: **A** — *Bothriolepis ornata* Eichw., экз. ИГ КНЦ 465/87, левая задне-боковая брюшная пластина (PVL), вид с вентральной стороны, р. Волонга, лев. берег, 2.2 км выше устья протоки из оз. Нижняя Старица (обн. 12, т.н. 12a-I, сл. 9); **B, C** — *Phyllolepis* sp.: **B** — экз. ИГ КНЦ 465/80, правая спинальная пластина (Sp), вид с вентральной стороны, р. Волонга, пр. берег, 5.5 км ниже устья р. Санарки (обн. 4, т.н. 4-XI, сл. 1, верхняя часть); **C** — экз. ИГ КНЦ 465/78, фрагмент левой переднебоковой брюшной пластины (AVL), дополненный обработанным изображением противоотпечатка недостающей части кости в породе, вид с вентральной стороны, там же; **D** — *Bothriolepis cieceri* Lyarskaja, экз. ИГ КНЦ 465/24, правая передняя спинно-боковая пластина (ADL), вид с латеральной стороны, р. Волонга, пр. берег, 1.1 км ниже устья протоки из оз. Нижняя Старица (обн. 7, сл. 2); **E, F** — cf. *Dunkleosteus* sp.: **E** — экз. ИГ КНЦ 465/74, правая нижнечелюстная пластина (Ig), вид с лабиальной стороны, р. Волонга, пр. берег, 0.1 км выше устья руч. Каменного (обн. 11, сл. 3); **F** — экз. ИГ КНЦ 465/74, левая нижнечелюстная пластина (Ig), вид с лабиальной стороны, там же; **G, H** — “*Devononchus*” *tenuispinus* Gross: **G** — чешуя, косой вид сбоку, р. Волонга, лев. берег, 0.5 км ниже устья руч. Каменного; **H** — плавниковый шип, поперечный срез через центральную часть, р. Волонга, пр. берег, 0.1 км выше устья руч. Каменного (обн. 11, сл. 3). Шкала для **A, C** и **E, F** — 2 см, для **D** — 1 см, для **G** — 0.1 мм, для **H** — 1 мм

Fig. 7. Vertebrate remains of the Pokayama Formation: **A** — *Bothriolepis ornata* Eichw., specimen IG KSC 465/87, left posterior ventrolateral plate (PVL) in ventral view. Left bank of Volonga River, 2.2 km upstream the mouth of canal of Lower floodplain lake of Volonga River (outcrop #12, observation point #12a-I, layer #9). **B–C** — *Phyllolepis* sp. **B** — Specimen IG KSC 465/80, right spinal plate (Sp) in ventral view. Right bank of Volonga River, 5.5 km downstream the mouth of Sanarka Creek (outcrop #4, observation point #4-XI, layer #1, upper part). **C** — Specimen IG KSC 465/78, a fragment of left anterior ventro-lateral plate (AVL) in ventral view, combined with the reflected image of imprint of missing part of the bone. The same locality. **D** — *Bothriolepis cieceri* Lyarskaja, specimen IG KSC 465/24, right anterior dorso-lateral plate (ADL) in lateral view. Right bank of Volonga River, 1.1 km downstream the mouth of canal of Lower floodplain lake of Volonga River (outcrop #7, layer #2). **E–F** — cf. *Dunkleosteus* sp. **E** — Specimen IG KSC 465/74, right infragnathal plate (Ig) in labial view. Right bank of Volonga River, 0.1 km upstream the mouth of Kamenny Creek (outcrop #11, layer #3). **F** — specimen IG KSC 465/74, left infragnathal plate (Ig) in labial view. The same locality. **G, H** — “*Devononchus*” *tenuispinus* Gross, **G** — Scale, oblique crown view. Left bank of Volonga River, 0.5 km downstream the mouth of Kamenny Creek. **H** — Fin spine, cross-section through its central part. Right bank of Volonga River, 0.1 km upstream the mouth of Kamenny Creek (outcrop #11, layer #3). Scale bar: **A, C** and **E, F** — 2 cm, **D** — 1 cm, **G** — 0.1 mm, **H** — 1 mm



шкалы [37]. В результате кратковременных полевых работ 2011 г. этот список был значительно дополнен [1, 2], в том числе за счет другого зонального вида — *Bothriolepis ciecere* Lyarskaja. Это позволило расширить объем свиты и, учитывая результаты спорово-пыльцевого анализа, сопоставить верхнюю ее часть с тургеневскими слоями плавского горизонта Центрального девонского поля [35]. Тем не менее повторить находки *B. ornata* и *Phyllolepis* sp. тогда не удалось.

В результате детальных полевых обследований коренных выходов покаямской свиты, проведенных в 2013 и 2016 гг., был собран богатый палеонтологический материал, позволивший расчленить ее разрез на три интервала, охарактеризованных различными сообществами позвоночных. В самых низах свиты остатки ихтиофауны достаточно редки, характеризуются плохой сохранностью и приурочены к пласту биотурбированных доломитистых известняков. Здесь отмечены *Bothriolepis* sp., *Holoptychius* sp., *Dipterus* sp., *Conchodus* sp. и “*Bradyodonti*” gen. indet. Присутствие остатков последних, представленных зубными пластинами, является отличительной чертой данного сообщества. Стратиграфический интервал, с которым оно соотносится, пока точно не установлен.

Несколько выше по разрезу отмечено второе, более богатое сообщество, включающее *B. ornata* (рис. 7, А), “*Devononchus*” *tenuispinus* Gross (шпы), *Acanthodes* (?) sp. (шпы), *Phyllolepis* sp. (рис. 7, В—С), *Holoptychius* sp., *Osteolepiformes* gen. indet., *Conchodus* sp., *Dipnoi* gen. indet. *Tetrapoda* gen. et sp. nov., *Tetrapoda* gen. indet. Очевидно, что материал, собранный Н. К. Говорко в 1940 г. и переданный на определение Д. В. Обручеву [16], происходит именно с этого стратиграфического уровня. На Главном девонском поле остатки *B. ornata* распространены в спарненском (бывшем мурском) горизонте современной стратиграфической схемы [42]. Оттуда же известен *Phyllolepis tolli* Vasiliauskas — единственный определяемый вид этого рода с территории ГДП, валидность которого тем не менее недавно была поставлена под сомнение на основании значительного сходства его с *Phyllolepis orvini* Heintz [44]. *Ph. tolli* был описан по нескольким относительно целым экземплярам костей, в числе которых передняя вентрально-боковая (AVL) и спинальная (Sp) пластины [3]. В материале, собранном на р. Волонге, также представлены почти целая спинальная и крупный фрагмент передней вентрально-боковой пластины, принадлежавшие, вероятно, одной особи. Кроме того, в другом месте был обнаружен фрагмент неопределимой пластины очень крупного экземпляра *Phyllolepis*. Максимальная толщина ее составляет 9.5 мм. Судя по морфологическим особенностям спинальной пластины, северотиманский представитель этого рода не принадлежит к виду *Ph. tolli* (*Ph. orvini*), отличаясь от него значительно более крупными размерами, однако недостаточность материала не позволяет как рассматривать его в качестве самостоятельного таксона, так и относить к уже известным видам.

В целом данное сообщество позвоночных покаямской свиты таксономически существенно беднее одновозрастного комплекса из спарненского горизонта. Тем не менее оно представляет значительный интерес благодаря присутствию в нем наряду с ихтиофауной примитивных тетраподов. Их остатки были обнаруже-

ны только в 2016 г. и принадлежат двум разным особям. Первый экземпляр представлен неполной нижней челюстью (отсутствует задняя ее часть) с реконструированной длиной ок. 22 см. По всей видимости, он принадлежит новому таксону родового уровня. Второй экземпляр представлен сильно деформированным, но относительно полным черепом с обеими ветвями нижней челюсти, а также некоторыми элементами посткраниального скелета. Длина черепа составляет всего 31 мм. Малые размеры и хрупкость костей не позволяют освободить его полностью от вмещающей породы и установить на данном этапе исследований, принадлежит ли он ювенильной особи того же вида, что и первый экземпляр, либо представляет собой другой самостоятельный таксон. В любом случае он является самым маленьким экземпляром со столь полным скелетом среди всех известных девонских тетрапод.

Третье сообщество приурочено примерно к средней части разреза свиты и в наиболее полном виде включает *Bothriolepis ciecere* (рис. 7, D), *B. sp.*, “*Devononchus*” *tenuispinus* (шпы, рис. 7, H), cf. *Dunkleosteus* sp. (рис. 7, E, F), *Holoptychius* sp., *Dipterus* sp. 1, *Dipterus* sp. 2 и *Chirodipteridae* gen. indet. Его корреляционный потенциал, а также сопутствующий комплекс миоспор подробно рассматривались ранее [35]. Совместно все перечисленные таксоны данного сообщества встречаются в костеносной линзе, расположенной на правом берегу р. Волонги, непосредственно выше устья руч. Каменного. При незначительной мощности, не превышающей 10 см, линза очень богата костными остатками, их доля в составе породы составляет около 30 %. В 2016 г. на данном местонахождении были проведены раскопки, в результате которых удалось собрать представительную коллекцию остатков пахиостеоморфной артродиры, включающую почти все элементы головного, а также некоторые элементы туловищного панциря. Эта форма морфологически близка к роду *Dunkleosteus* (sensu R. K. Carr et W. J. Hlavin [36]), однако имеет ряд отличий, в числе которых и относительно некрупные размеры. Значительная часть материала находится еще на стадии препарирования, поэтому к данному роду северотиманский пахиостеоморф отнесен пока условно.

В разрезах верхней части покаямской свиты остатки позвоночных, как правило, отсутствуют. На этом уровне отмечен пока единственный небольшой прослой глауконитовых алевролитов, содержащий многочисленные, но сильно фрагментированные, окатанные, большей частью мелкие и близко не определяемые остатки. Среди них установлено присутствие “*Devononchus*” *tenuispinus* (шпы и чешуи, рис. 7, G), *Porolepiformes* gen. indet. и *Dipnoi* gen. indet. Характерно, что остатки ботриолепид здесь не встречаются. Из пород этого слоя выделен также комплекс миоспор, однако данные о его составе пока отсутствуют.

Заключение

Представленные выше новые данные существенно дополняют сведения о литологическом строении, органогенных остатках и стратиграфии верхнефранских и фаменских отложений Северного Тимана. Исследованный интервал разреза характеризуется

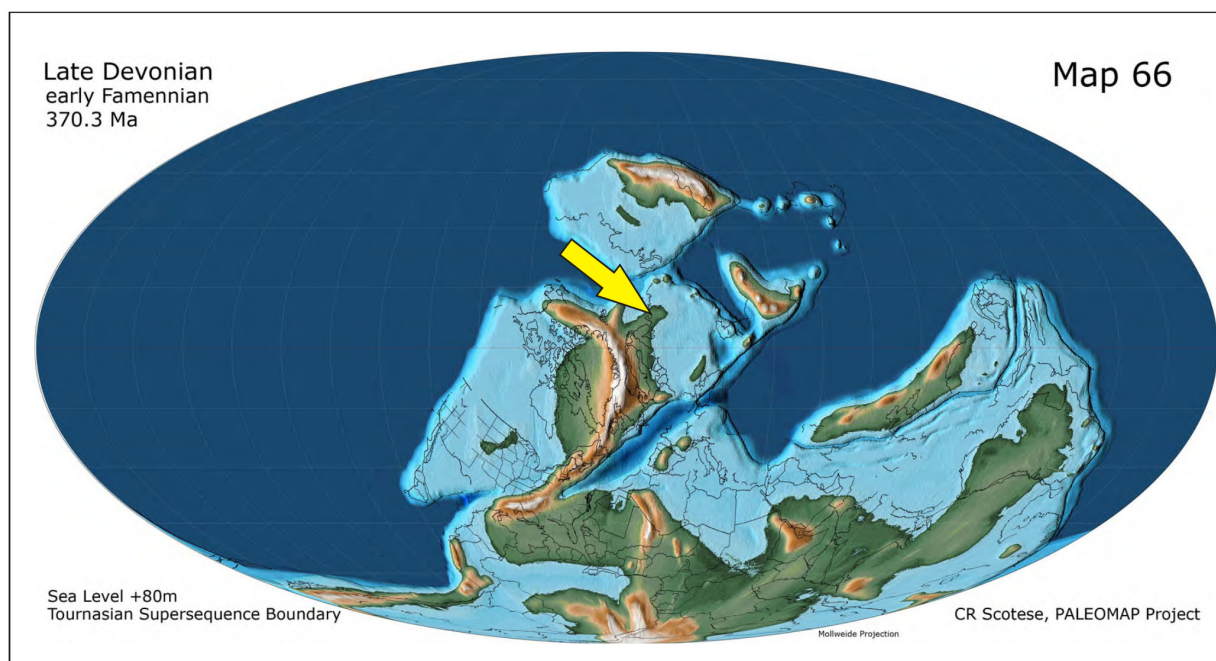


Рис. 8. Палеогеографическая карта позднедевонской эпохи (начало фаменского века, 370.3 млн лет назад), по [49]. Положение Северного Тимана показано желтой стрелкой

Fig. 8. Paleogeographic map of the Late Devonian (Early Famennian, 370,3 Ma) by C. R. Scotese [49]. The position of North Timan is pointed by yellow arrow

преобладанием континентальных обстановок, о чем свидетельствуют многочисленные палеопочвенные профили, корневые системы растений, сохранившиеся *in situ*, трещины усыхания на поверхностях напластования, а также целый ряд погребенных русловых и старичных врезов древних водотоков. Периодически континентальные условия сменялись обстановками мелководной сублиторали, на что указывают редкие остатки морских беспозвоночных, комплексы ихнофоссилий, породы со следами течений, знаками волновой ряби и пр. Это позволяет рассматривать всю исследованную толщу как часть единого комплекса осадочных пород, сформировавшегося в условиях длительно существовавшей обширной заболоченной приливной дельтовой равнины, периодически подтопляемой паводковыми и морскими водами. Данное утверждение вполне согласуется с современными палеогеографическими реконструкциями. В позднедевонскую эпоху Северный Тиман располагался на северо-восточной оконечности Лавразии (рис. 8). Центральную часть этого палеоконтинента занимал Каледонский складчатый пояс — обширная область денудации, снос с которой в восточном направлении (в современной ориентировке) происходил в сторону Тимано-Печорского осадочного бассейна.

Впервые предположение о дельтовом характере осадков нижней (франской) части надбазальтовой терригенной толщи было высказано ещё А. А. Черновым [29]. Впоследствии же большинством исследователей эти отложения стали рассматриваться в качестве лагунных [18]. Действительно, лагунные и мелководно-морские условия периодически устанавливались на данной территории, что, в частности, подтверждается некоторыми комплексами ихнофоссилий, отмеченными на отдельных уровнях разреза. Однако дельтовые обстановки, очевидно, преобладали, о

чем свидетельствует присутствие в разрезе русловых врезов. Большая мощность (до 800 м, согласно данным Л. С. Коссового [6]) и частое чередование мелководно-морских и прибрежных отложений с палеопочвенными горизонтами указывают на то, что в течение позднего франа и значительной части фамена Северный Тиман, в отличие от Среднего и Южного, испытывал постоянные медленные отрицательные тектонические движения, приводившие к компенсированному осадконакоплению.

Таким образом, на Северном Тимане на протяжении нескольких миллионов лет сохранялся единый набор достаточно разнообразных биотопических условий, что благоприятствовало распространению и развитию здесь богатых растительных сообществ. В позднем девоне на берегах рукавов и стариц северотиманской дельты возникли одни из древнейших на планете лесов. Их полог создавал защиту от излишней инсоляции, опад давал укрытие, а интенсивная продукция фитомассы обеспечивала кормовой базой уже освоивших наземную среду членистоногих. Сочетание таких условий с наличием потенциальных пищевых объектов могло служить предпосылкой для выхода позвоночных на сушу [47]. Позднедевонская дельта Северного Тимана полностью отвечала этим требованиям. С учетом недавних находок здесь остатков ранних тетрапод, она может рассматриваться в качестве одного из вероятных центров их терестриализации.

Таким образом, верхнедевонский дельтовый комплекс Северного Тимана является крайне интересным геологическим объектом, требующим дальнейшего досконального изучения. Его разрезы могут служить важнейшим источником информации об особенностях развития органического мира Земли на границе «суша — река — море» в позднем девоне. Общность фациальных условий для всего верхнедевонского раз-



реза ставит, однако, принципиальный вопрос о валидности выделения здесь отдельных свит, литологически почти неотличимых одна от другой. На наш взгляд, названия этих местных стратиграфических подразделений корректней было бы использовать для обозначения региональных слоев с географическим названием и/или фауной либо флорой.

Благодарности

Осуществление полевых исследований в 2011, 2013 и 2016 гг. стало возможным благодаря поддержке со стороны Ненецкого краеведческого музея, Упсальского Университета, Баренц-отделения Всемирного фонда дикой природы WWF России и Института геологии Коми НЦ УрО РАН. За помощь в проведении полевых работ, обработку собранных материалов и обсуждение полученных результатов авторы выражают признательность П. Э. Альбергу (Упсала, Швеция), Г. Стинкулису (Рига, Латвия), Е. О. Малышевой (Москва), Е. Г. Меньшаковой, Н. М. и А. С. Николаевым, В. Е. Остапчуку, И. В. Хозяинову (Нарьян-Мар), А. И. Антошкиной, О. В. Гамолуку, А. В. Журавлеву, А. А. Костину, Д. А. Лютоеву, Р. Р. Миннебаеву, А. С. Плотицыной, Д. В. Пономареву, Е. С. Пономаренко, В. А. Салдину, В. С. Чупрову (Сыктывкар), гостеприимным и отзывчивым жителям д. Волонги и п. Нижняя Пёша, а также лицам, поименованным в сообщении С. М. Снигиревского [26]. Электронно-микроскопическая съемка палеонтологических объектов произведена в ресурсных центрах ИГ Коми НЦ УрО РАН «Геонаука» и СПбГУ «Центр микроскопии и микроанализа».

Работа выполнена по теме НИР ГР № АААА-А17-117121140081-7 и в рамках Проекта Президиума УрО РАН № 18-5-5-50 «Биотические изменения в фанерозое и взаимосвязь длительных экологических кризисов природной среды и эволюции биосферы на Европейском Севере России» (П. А. Безносков), инициативного проекта СПбГУ № 3.52.908.2017 «Изучение девонских флор (ископаемые растения) Северного Тимана: тафономия, палеоэкология, эволюционное значение» (С. М. Снигиревский), а также исследовательских проектов КФУ в целях повышения его конкурентоспособности среди ведущих мировых научно-образовательных центров (С. В. Наугольных).

Литература

- Безносков П. А. Ихтиофауна из разреза покаямской свиты верхнего девона по р. Волонга (Северный Тиман) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы XX научной конференции. Сыктывкар, 2011. С. 19—22.
- Безносков П. А., Чупров В. С., Лукшевич Э. В. Разрез покаямской свиты по реке Волонга (верхний девон, Северный Тиман) // Палеозой России: региональная стратиграфия, палеонтология, гео- и биособытия: Материалы III Всероссийского совещания. СПб., 2012. С. 40—41.
- Василяускас В. М. *Phyllolepis tolli* sp. nov. и некоторые вопросы стратиграфии фаменских отложений Прибалтики // Вопросы геологии Литвы / Под. ред. А. А. Григялиса и В. Н. Каратайте-Талимаа. Вильнюс, 1963. С. 407—429.
- Гамолук О. В., Безносков П. А. Предварительные данные о распространении ихнофоссилий в отложениях франского яруса Тимана. Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы XXIII научной конференции. Сыктывкар, 2014. С. 15—17.
- Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Волонги и Индиги: отчет Травянской партии о результатах групповой геологической съемки масштаба 1:50 000, проведенной в 1983—1988 гг. на Травянской площади Северного Тимана, листы Q-39-26-B, Г; Q-39-27-B, Г; Q-39-28-B; Q-38-A, Б; Q-39-A, Б; Q-40-A / Архангельский филиал ТФГИ. Исполн.: Антаневич В. Ф., Субботина С. В., Лесков П. В. и др. Архангельск, 1988. 4 т. Инв. № 7256.
- Геологическое строение Северного Тимана (стратиграфия, магматизм, тектоника и литологическая характеристика осадочных пород палеозоя): отчет НИР / Архангельский филиал ТФГИ. Исполн.: Коссовой Л. С. Т. I. Стратиграфия. Л., 1966. 795 с. Инв. № 837.
- Коссовой Л. С. Новые данные по стратиграфии Северного Тимана. Информ. бюлл. 5-го геол. управления. Вып. 1. Л., 1958. С. 23—40.
- Коссовой Л. С. К стратиграфии девона Северного Тимана. Геология и нефтеносность Тимано-Печерской области: Тр. ВНИГРИ, 1959. Вып. 133. С. 121—133.
- Коссовой Л. С. Объяснительная записка к листу Q-39-VII Тиманской серии Геологической карты СССР масштаба 1:200 000. М., 1960. 68 с.
- Коссовой Л. С. Девонская система: Северный Тиман. Геология СССР. М., 1963. Т. II. Ч. 1. С. 290—300.
- Коссовой Л. С. Объяснительная записка к листу Q-38-XII Тиманской серии Геологической карты СССР масштаба 1:200 000. М., 1969. 76 с.
- Коссовой Л. С. Некоторые вопросы стратиграфии и структурно-фациальная зональность девона Северного Тимана. Геология и полезные ископаемые северо-востока европейской части СССР и севера Урала: Тр. VII геол. Конф. Коми АССР. Сыктывкар, 1971. Т. I. С. 143—147.
- Наугольных С. В. Первые почвы и происхождение наземных растений // Наука в России. 2008. № 1. С. 37—43.
- Наугольных С. В. Девонские палеопочвы Андомской горы. Наука в России, 2014. № 4. С. 13—19.
- Наугольных С. В. Палеопочвы из девонских отложений Андомской горы: путь к реконструкции ландшафта. Многогранная геология. СПб., 2015. С. 259—265.
- Обручев Д. В. К биостратиграфии ихтиофаун нижнего и среднего палеозоя СССР // Советская геология. 1958. Вып. 11. С. 40—53.
- Обручев Д. В., Марк-Курик Э. Ю. Псаммостеиды (Agnatha, Psammosteidae) девона СССР. Таллин, 1965. 304 с.
- Оловянишников В. Г. Геологическое развитие полуострова Канин и Северного Тимана. Сыктывкар, 2004. 80 с.
- Отчет о геолого-поисковых и геолого-разведочных работах на уголь по долине реки Волонги 1939—1940 / Архангельский филиал ТФГИ. Исполн.: Говорко Н. К. Архангельск, 1941. 117 с. Инв. № 753.
- Отчет о работе Волонгской геолого-съемочной партии в 1940 году / Архангельский филиал ТФГИ. Исполн.: Лоот В. А. Л., 1941. 73 с. Инв. № 756.
- Отчет о результатах поисково-разведочных работ в районе Волонгского месторождения Северного Тимана 1957—1958 гг. / Архангельский филиал ТФГИ. Исполн.: Фирер Г. М. Нарьян-Мар, 1959. 80 с. Инв. № 788.
- Петросян Н. М. Флора позднего девона Северного Тимана. Становление и эволюция континентальных биот: Тр. XXXI сессии ВПО. Л., 1988. С. 124—133.



23. *Решение* межведомственного регионального стратиграфического совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы, с региональными стратиграфическими схемами (Ленинград, 1988 г.). *Девонская система* / Под ред. М. А. Ржонсницкой, В. Ф. Куликовой. Л., 1990. 60 с.
24. *Снигиревская Н. С.* Статус плауновидных и некоторые проблемы девонского углеобразования. *Бот. журнал*, 2010. Т. 95. № 6. С. 758—776.
25. *Снигиревский С. М.* Позднедевонская флора Северного Тимана: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук, СПб, 1997. 16 с.
26. *Снигиревский С.* Вниз по Волонге — к дельте девонской реки // *Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН*, 2016. № 12. С. 45—48.
27. *Стратиграфия СССР*. Девонская система. М., 1973. 520 с. (кн. 1); 376 с. (кн. 2).
28. *Черепанов А. А., Ерюхина Н. А., Затульская Т. Ю.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000, серия Тиманская, листы Q-39-VII, VIII. СПб., 2001. 114 с.
29. *Чернов А. А.* Геологическое исследование Северного Тимана в 1937 году. М., 1947. 97 с.
30. *Чернышев Ф. Н.* Тиманские работы, произведенные в 1889 г. (предварительный отчет) // *Изв. Геолкома*, 1890. Т. 9. № 2—3. С. 41—84.
31. *Чернышев Ф. Н.* Орографический очерк Тимана // *Тр. Геолкома*, 1915. Т. XII. № 1. 137 с.
32. *Шренк А.* Путешествие к Северо-Востоку Европейской России через тундры самоедов к северным Уральским горам, предпринятое в 1837 году (перевод на русский язык I части издания 1848 г.). СПб., 1855. 666 с.
33. *Штукенберг А.* Отчет геологического путешествия в Печорский край и Тиманскую тундру: Материалы для геологии России. СПб., 1875. Т. VI. С. 1—125.
34. *Юрина А. Л., Раскатова М. Г.* Верхнефранские миоспоры устьбежмошницкой свиты на мысе Восточный Лудоватый Нос (Северный Тиман) // *Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология*. 2005. № 5. С. 21—29.
35. *Beznosov P., Mantsurova V., Lukševičs E.* Vertebrate and miospore assemblages from the Famennian of North Timan (Upper Devonian, Russia). In: R. Rocha et al. (eds.) *STRATI 2013*. Springer Geology, 2014. Vol. XLV. Pp. 469—473.
36. *Carr R. K., Hlavin W. J.* Two new species of *Dunkleosteus* Lehman, 1956, from the Ohio Shale Formation (USA, Famennian) and the Kettle Point Formation (Canada, Upper Devonian), and a cladistic analysis of the Eubranchyothoraci (Placodermi, Arthrodira). *Zoological Journal of the Linnean Society*, 2010. Vol. 159. Pp. 195—222.
37. *Esin D., Ginter M., Ivanov A., Lebedev O., Lukševičs E., Avkhimovich V., Golubtsov V., Petukhova L.* Vertebrate correlation of the Upper Devonian and Lower Carboniferous on the East European Platform. *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, 2000. Vol. 223. Pp. 341—359.
38. *Gibert J. M. de, Benner J. S.* The trace fossil *Gyrochorte*: ethology and paleoecology. *Revista Espanola de Paleontologia*, 2002. Vol. 17. № 1. Pp. 1—12.
39. *Ivanov A. O., Lukševičs E.* Late Devonian vertebrates of the Timan. *Daba un Muzejs*, 1996. № 6. Pp. 22—33.
40. *Krusenstern P., Keyserling A.* Wissenschaftliche Beobachtungen auf einer Reise in das Petchora-Land, im Jahre 1843. St. Petersburg, 1846. 465 S.
41. *Kühl G., Bergmann A., Dunlop J., Garwood R. J., Rust J.* Redescription and palaeobiology of *Palaeoscorpion devonicus* Lehmann, 1944 from the Lower Devonian Hunsrück Slate of Germany. *Palaeontology*, 2012. Vol. 55. № 4. Pp. 775—787.
42. *Lukševičs E., Stinkulis G., Mūrnieks A., Popovs K.* Geological evolution of the Baltic Artesian Basin. Highlights of Groundwater Research in the Baltic Artesian Basin / A. Dēliņa et al. (eds). Riga, 2012. Pp. 7—52.
43. *Miller M. F.* Morphology and environmental distribution of Paleozoic Spirophyton and Zoophycos: Implications for the Zoophycos Ichnofacies. *Palaios*, 1991. Vol. 6. Pp. 410—425.
44. *Olive S., Clément G., Daeschler E. B., Dupret V.* Characterization of the placoderm (Gnathostomata) assemblage from the tetrapod-bearing locality of Strud (Belgium, upper Famennian). *Palaeontology*, 2015. Vol. 58 (6). Pp. 981—1002.
45. *Orlova O. A., Jurina A. L., Snigirevsky S. M.* Late Devonian plant communities of North Russia. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 2016. Vol. 224. Pp. 94—107.
46. *Retallack G. J.* Scoyenia burrows from Ordovician palaeosols of the Juniata Formation in Pennsylvania. *Palaeontology*, 2001. Vol. 44. Part 2. Pp. 209—235.
47. *Retallack G. J.* Woodland Hypothesis for Devonian Tetrapod Evolution. *The Journal of Geology*, 2011 Vol. 119. Pp. 235—258.
48. *Schweitzer H.-J.* Pflanzen erobern das Land. *Kleine Senckenberg-Reihe*, 1990. № 18. 75 S.
49. *Scotese C. R.* Atlas of Devonian Paleogeographic Maps. *PALEOMAP Atlas for ArcGIS*, Vol. 4, The Late Paleozoic. Evanstone, 2014. Maps 65—72.
50. *Snigirevskaya N. S., Snigirevsky S. M.* New locality of Callixylon (Archaeopteridaceae) in the Late Devonian of Andoma Mountain (Vologda Region, north-west Russia) and its importance for the reconstruction of archaeopterids distribution. *Acta Palaeobotanica*, 2001. Vol. 41(2). Pp. 97—105.
51. *Song Daofu, Simoneit B. R. T., He Dengfa.* Abundant tetracyclic terpenoids in a Middle Devonian foliated cuticular lip-tobiolite coal from northwestern China. *Organic Geochemistry*, 2017. Vol. 107. Pp. 9—20.
52. *Wellman C. H.* New evidence for the nature of earliest land plants. *Polen (antes an. Asoc. Palinol. Leng. Esp.)*, 2004. V. 14. Pp. 135—136.
53. *Wellman C. H., Osterloff P. L., Mohiuddin U.* Fragments of the earliest land plants. *Nature*, 2003. V. 425. Pp. 282—285.

References

1. Beznosov P. A. *Ihtiofauna iz razreza pokayamskoi svity verhnego devona po r. Volonga (Severnyi Timan)*. (Ichthyofauna from the Volonga River section of the Upper Devonian Pokayama Formation (North Timan)). The Structure, Composition, History of Lithosphere of the Timan—North Urals Segment: Proceedings of The XX scientific conference. Syktyvkar, 2011, pp. 19—22.
2. Beznosov P. A., Chuprov V. S., Lukševičs E. V. *Razrez pokayamskoi svity po reke Volonga (verhnii devon, Severnyi Timan)*. *Paleozoi Rossii: regional'naya stratigrafiya, paleontologiya, geo- i biosobytiya: Materialy III Vserossiiskogo soveschaniya*. (The Volonga River section of the Pokayama Formation (Upper Devonian, North Timan). Upper Paleozoic of Russia: regional stratigraphy, paleontology, geological and biological events: Proceedings of The 3rd All-Russian Meeting). Saint Petersburg, 2012, pp. 40—41.
3. Vasiliauskas V. *Phyllolepis tolli sp. nov. i nekotorye voprosy stratigrafii famenskih otlozhenii Pribaltiki*. *Voprosy geologii Litvy* (Phyllolepis tolli sp. nov. and some problems concerning the stratigraphy of the Famennian deposits in the Baltic area. *Geology*



of Lithuania). Grigelis A. A. and Karatajute-Talimaa V. N. (eds). Vilnius, 1963, pp. 407—429.

4. Gamolyuk O. V., Beznosov P. A. *Predvaritel'nye dannye o rasprostraneniі ihnofossilii v otlozheniyah franskogo yarusa Timana. Struktura, veschestvo, istoriya litosfery Timano-Severoural'skogo segmenta: Materialy XXIII nauchnoi konferentsii* (Preliminary data on the distribution of trace fossils in the Frasnian sections of Timan. The Structure, Composition, History of Lithosphere of the Timan—North Urals Segment: Proceedings of The XXIII scientific conference). Syktyvkar, 2014, pp. 15—17.

5. Antanovich V. F., Subbotina S. V., Leskov P. V. et al. *Geologicheskoe stroenie i poleznye iskopaemye mezhdu rech'ya Volongi i Indigi* (Geological structure and mineral resources of Volonga and Indiga Rivers interfluvies). The report on joint geological survey of a scale 1:50 000, provided by Travyanka geological field party in 1983—1988 on the Travyanka area of North Timan, map sheets Q-39-26-V, G; Q-39-27-V, G; Q-39-28-V; Q-38-A, B; Q-39-A, B; Q-40-A. Vol. 4. 1988. (kept in the Arkhangelsk branch of TFGI, inventory number 7256).

6. Kossovoy L. S. *Geologicheskoe stroenie Severnogo Timana (stratigrafiya, magmatizm, tektonika i litologicheskaya charakteristika osadochnykh porod paleozoya)*. The geological structure of North Timan (stratigraphy, magmatism, tectonics and lithological characteristics of the Paleozoic sedimentary rocks). V. 1., Stratigraphy, Leningrad, 1966, 795 p.

7. Kossovoy L. S. *Novye dannye po stratigrafii Severnogo Timana* (New data on the stratigraphy of North Timan). Newsletters of the 5th Geological Department. V. 1. Leningrad, 1958, pp. 23—40.

8. Kossovoy L. S. *K stratigrafii devona Severnogo Timana. Geologiya i neftenosnost' Timano-Pecherskoi oblasti* (On the Devonian stratigraphy of North Timan. Geology and oil bearing capacity of Timan-Pechora Region: Proceedings of VNIGRI), 1959, V. 133, pp. 121—133.

9. Kossovoy L. S. *Obyasnitel'naya zapiska k listu Q-39-VII Timanskoi serii Geologicheskoi karty SSSR masshtaba 1:200 000* (Explanation notes on the sheet Q-39-VII of Timan series of Geological map of the USSR of a scale 1:200 000). Moscow, 1960, 68 pp.

10. Kossovoy L. S. *Devonskaya sistema: Severnyi Timan. Geologiya SSSR* (The Devonian System: North Timan. Geology of the USSR). Moscow, 1963, V. 2, Part 1, pp. 290—300.

11. Kossovoy L. S. *Obyasnitel'naya zapiska k listu Q-38-XII Timanskoi serii Geologicheskoi karty SSSR masshtaba 1:200 000* (Explanation notes on the sheet Q-38-XII of Timan series of Geological map of the USSR of a scale 1:200 000). Moscow, 1969, 76 p.

12. Kossovoy L. S. *Nekotorye voprosy stratigrafii i struktural'no-fatsial'naya zonal'nost' devona Severnogo Timana. Geologiya i poleznye iskopaemye severo-vostoka Evropeiskoi chasti SSSR i severa Urala: Tr. VII geol. Konf. Komi ASSR*. (Some issues on stratigraphy and structural-facial zonality of the Devonian of North Timan. Geology and mineral resources of the north-east of European part of the USSR: Proceedings of The VII Geological conference of Komi ASSR). Syktyvkar, 1971, V. 1, pp. 143—147.

13. Naugolnykh S. V. *Pervye pochvy i proishozhdenie nazemnykh rastenii. Nauka v Rossii* (Ancient paleosols and the origin of terrestrial plants. Science in Russia), 2008, No. 1, pp. 37—43.

14. Naugolnykh S. V. *Devonskie paleopochvy Andomskoi gory. Nauka v Rossii* (Devonian paleosols of the Andoma mountain. Science in Russia), 2014, No. 4, pp. 12—18.

15. Naugolnykh S. V. *Paleopochvy iz devonskikh otlozhenii Andomskoi gory: put' k rekonstruktsii landshafta. Mnogogrannaya geologiya*. (Paleosols in the Devonian deposits of the Andoma

Hill: a way to the reconstruction of landscape. Polyhedral geology). Saint Petersburg, 2015, No. 4, pp. 259—265.

16. Obruchev D. V. *K biostratigrafii ihtiofaun nizhnego i srednego paleozoya SSSR. Sovetskaya geologiya* (On the biostratigraphy of the Lower and Middle Paleozoic ichthyofauna of the USSR. Soviet Geology) 1958, V. 11, pp. 40—53.

17. Obruchev D. V., Mark Kurik E. Yu. *Psammosteidy (Agnatha, Psammosteidae) devona SSSR* (Psammosteids (Agnatha, Psammosteidae) from the Devonian of the USSR). Tallinn, 1965, 304 p.

18. Olovyanishnikov V. G. *Geologicheskoe razvitiye poluostrova Kanin i Severnogo Timana* (Geological development of Kanin Peninsula and North Timan). Syktyvkar, 2004, 80 pp.

19. Govorko N. K. *Otchet o geologo-poiskovykh i geologo-razvedochnykh rabotah na ugol' po doline reki Volongi 1939—1940* (The report on geological prospecting and geological exploration works on lignite provided in the valley of Volonga River in 1939—1940). Arkhangelsk, 1941. 117 p. (kept in the Arkhangelsk branch of TFGI, inventory number 837).

20. Loot V. A. *Otchet o rabote Volonskoi geologo-s'emochnoi partii v 1940 godu* (Report on the field works by the Volonga geological survey party provided in 1940). Leningrad, 1941. 73 pp.

21. Firer G. M. *Otchet o rezul'tatah poiskovo-razvedochnykh rabot v raione Volonskogo mestorozhdeniya Severnogo Timana 1957—1958 gg* (Report on the results of exploration on the Volonga coal field area of North Timan in 1957—1958). Naryan-Mar, 1959, 80 pp.

22. Petrosyan N. M. *Flora pozdnego devona Severnogo Timana. Stanovlenie i evolyutsiya kontinental'nykh biot: Tr. XXXI sessii VPO* (Late Devonian flora of North Timan. Formation and evolution of continental biotas: Proc. XXXI session of All-Union Paleontol. Soc). Leningrad, 1988, pp. 124—133.

23. *Reshenie mezhdovedstvennogo regional'nogo stratigraficheskogo soveschaniya po srednemu i verhnemu paleozoyu Russkoi platformy, s regional'nymi stratigraficheskimi shemami* (Leningrad, 1988 g.). *Devonskaya sistema* (Decision of the interdepartmental regional stratigraphic Meeting on the middle and upper Paleozoic of the Russian platform (Leningrad, 1988). Devonian system) Rzhonsnitskaya M. A. and Kulikova V. F. (Eds.) Leningrad, 1990, 60 pp.

24. Snigirevskaya N. S. *Status plaunovidnykh i nekotorye problemy devonskogo ugleobrazovaniya* (Status of Lycopsids and some Devonian coal-formation problems). Bot. Journ., 2010, V. 95, No. 6. pp. 758—776.

25. Snigirevsky S. M. *Pozdnedevonskaya flora Severnogo Timana*. (Late Devonian flora of Northern Timan). PhD. Theses. St. Petersburg, 1997 16 pp.

26. Snigirevsky S. *Vniz po Volonge — k del'te devonskoi reki* (Rafting the Volonga River down to the Devonian delta). Vestnik IG Komi SC UB RAS, 2016, No. 12, pp. 45—48.

27. *Stratigrafiya SSSR. Devonskaya sistema* (Stratigraphy of the USSR. Devonian System). Moscow, 1973, 520 pp. (Book 1); 376 pp. (Book 2)

28. Cherepanov A. A., Eryukhina N. A., Zatul'skaya T. Yu. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii masshtaba 1:200 000, seriya Timanskaya, listy Q-39-VII, VIII*. (The State Geological map of Russian Federation of a scale 1:200 000, Timan series, sheets Q-39-VII, VIII). Saint Petersburg, 200., 114 pp.

29. Tchernov A. A. *Geologicheskoe issledovanie Severnogo Timana v 1937 godu* (Geological studies of North Timan provided in 1937). Moscow, 1947, 97 pp.

30. Tchernychev Th. N. *Timanskie raboty, proizvedennye v 1889 g. (predvaritel'nyi otchet)* (Timan fieldworks provided



ed in 1889 (preliminary report)). Letters of Geolkom, 1890, V. 9, No. 2—3, pp. 41—84.

31. Tchernychev Th. N. *Orograficheskii ocherk Timana* (Esquisse orographique du Timan). Mém. du Com. Géol., 1915, V. XII, No. 1, 137 pp.

32. Schrenk. A. G. Reise nach dem Nordosten des europäischen Russlands, durch die Tundren der Samoieden, zum arktischen Uralgebirge, auf allerhöchsten Befehl für den Kaiserlichen botanischen Garten zu St. Petersburg im Jahre 1837 ausgeführt. Dorpat, 1848. 788 s.

33. Schtubenberg A. *Otchet geologicheskogo putesthestviya v Pechorskii krai i Timanskuyu tundru. Materialy dlyaologii Rossii.* (Report on geological trip to the Pechora region and Timan tundra. Proceedings on geology of Russia). Saint Petersburg, 1875, V. 6, pp. 1—125.

34. Jurina A. L., Raskatova M. G. *Verhnefranskii miospory ust'bezmoshitskoi svity na myse Vostochnyi Ludovatyi Nos (Severnyi Timan).* (Upper Frasnian miospores of Ust'-Bezmoshitsa Formation on the Eastern Ludovatyi Nos Cape] (North Timan)). Vestnik Moscow State Univ. Ser. 4. Geology. 2005, No. 5, pp. 21—29.

35. Beznosov P., Mantsurova V., Lukševičs E. *Vertebrate and miospore assemblages from the Famennian of North Timan (Upper Devonian, Russia).* In: R. Rocha et al. (eds.) STRATI 2013. Springer Geology, 2014. Vol. XLV. Pp. 469—473.

36. Carr R. K., Hlavin W. J. *Two new species of Dunkleosteus Lehman, 1956, from the Ohio Shale Formation (USA, Famennian) and the Kettle Point Formation (Canada, Upper Devonian), and a cladistic analysis of the Eubrachyothoraci (Placodermi, Arthrodira).* Zoological Journal of the Linnean Society, 2010. Vol. 159. Pp. 195—222.

37. Esin D., Ginter M., Ivanov A., Lebedev O., Lukševičs E., Avkhimovich V., Golubtsov V., Petukhova L. *Vertebrate correlation of the Upper Devonian and Lower Carboniferous on the East European Platform.* Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, 2000. Vol. 223. Pp. 341—359.

38. Gibert J. M. de, Benner. J. S.. The trace fossil Gyrochorte: ethology and paleoecology. Revista Espanola de Paleontologia, 2002. Vol. 17. № 1. Pp. 1—12.

39. Ivanov A. O., Lukševičs E. *Late Devonian vertebrates of the Timan.* Daba un Muzejs, 1996. № 6. Pp. 22—33.

40. Krusenstern P., Keyserling A. *Wissenschaftliche Beobachtungen auf einer Reise in das Petchora-Land, im Jahre 1843.* St. Petersburg, 1846. 465 S.

41. Kühl G., Bergmann A., Dunlop J., Garwood R. J., Rust J. *Redescription and palaeobiology of Palaeoscorpiscus devonius Lehmann, 1944 from the Lower Devonian Hunsrück Slate of Germany.* Palaeontology, 2012. Vol. 55. № 4. Pp. 775—787.

42. Lukševičs E., Stinkulis G., Mūrnieks A., Popovs K. *Geological evolution of the Baltic Artesian Basin.* Highlights of Groundwater Research in the Baltic Artesian Basin / A. Dēliņa et al. (eds). Riga, 2012. Pp. 7—52.

43. Miller, M. F. *Morphology and environmental distribution of Paleozoic Spirophyton and Zoophycos: Implications for the Zoophycos Ichnofacies.* Palaios, 1991. Vol. 6. Pp. 410—425.

44. Olive S., Clément G., Daeschler E. B., Dupret V. *Characterization of the placoderm (Gnathostomata) assemblage from the tetrapod-bearing locality of Strud (Belgium, upper Famennian).* Palaeontology, 2015. Vol. 58 (6). Pp. 981—1002.

45. Orlova O. A., Jurina A. L., Snigirevsky S. M. *Late Devonian plant communities of North Russia.* Rev. Palaeobot. Palynol., 2016. Vol. 224. Pp. 94—107.

46. Retallack G. J. *Scoyenia burrows from Ordovician palaeosols of the Juniata Formation in Pennsylvania.* Palaeontology, 2001. Vol. 44. Part 2. Pp. 209—235.

47. Retallack G. J. *Woodland Hypothesis for Devonian Tetrapod Evolution.* The Journal of Geology, 2011 Vol. 119. Pp. 235—258.

48. Schweitzer H.-J. *Pflanzen erobern das Land.* Kleine Senckenberg-Reihe, 1990. № 18. 75 S.

49. Scotese C. R. *Atlas of Devonian Paleogeographic Maps.* PALEOMAP Atlas for ArcGIS, Vol. 4, The Late Paleozoic. Evanstone, 2014. Maps 65—72.

50. Snigirevskaya N. S., Snigirevsky S. M. *New locality of Callixylon (Archaeopteridaceae) in the Late Devonian of Andoma Mountain (Vologda Region, north-west Russia) and its importance for the reconstruction of archaeopterids distribution.* Acta Palaeobotanica, 2001. Vol. 41(2). Pp. 97—105.

51. Song Daofu, Simoneit B. R. T., He Dengfa. *Abundant tetracyclic terpenoids in a Middle Devonian foliated cuticular liptobolite coal from northwestern China.* Organic Geochemistry, 2017. Vol. 107. Pp. 9—20.

52. Wellman C. H. *New evidence for the nature of earliest land plants.* Polen (antes an. Asoc. Palinol. Leng. Esp.), 2004. V. 14. Pp. 135—136.

53. Wellman C. H., Osterloff P. L., Mohiuddin U. *Fragments of the earliest land plants.* Nature, 2003. V. 425. Pp. 282—285.



ЮБИЛЕЙ ИНСТИТУТА

INSTITUTE ANNIVERSARY

In 2018 our Institute celebrates 60 years. Anniversary Conference will be held on November 8, 2018.

Институт геологии Коми филиала Академии наук СССР был создан в соответствии с постановлением Президиума Академии наук СССР от 11 апреля 1958 г. № 201 и приказом по Коми филиалу Академии наук СССР от 25 июля 1958 г. № 150. Одним из инициаторов создания Института геологии был Герой Социалистического Труда, профессор А. А. Чернов. Институт возглавляли директора: д. г.-м. н. Ю. П. Ивенсен (1958—1961), д. г.-м. н. М. В. Фишман (1961—1985), академик Н. П. Юшкин (1985—2008), академик А. М. Асхабов (2008—2017), с 26 декабря 2017 г. врио директора Института геологии назначен Игорь Николаевич Бурцев.

В связи с организацией Уральского отделения Академии наук СССР (постановление ЦК КПСС и Совета Министров СССР от 26 сентября 1987 г. № 1088) и преобразованием Коми филиала АН СССР в Коми научный центр Уральского отделения АН СССР (приказ по Коми филиалу АН СССР от 11 апреля 1988 г. № 16) Институт был переименован в Институт геологии Коми научного центра Уральского отделения АН СССР. Затем с созданием Российской академии наук (Указ Президента

Российской Федерации от 21 ноября 1991 г. № 228, приказ по Коми научному центру УрО РАН от 27 декабря 1991 г. № 45) был переименован в Институт геологии Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук. В соответствии с постановлением Президиума Российской академии наук от 18 декабря 2007 г. № 274 институт стал именоваться как Учреждение Российской академии наук «Институт геологии Коми научного центра Уральского отделения РАН». Постановлением Президиума РАН № 262 от 13 декабря 2011 г. вновь были изменены тип и наименование Института на Федеральное государственное бюджетное учреждение науки «Институт геологии Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук».

В соответствии с Федеральным законом от 27 сентября 2013 г. № 253-ФЗ «О Российской академии наук, реорганизации государственных академий наук и внесении изменений в отдельные законодательные акты Российской Федерации» и распоряжением Правительства Российской Федерации от 30 декабря 2013 г. № 2591-р Институт передан в ведение Федерального агентства научных организаций (ФАНО России). Приказом ФАНО № 303 от 28 апреля 2017 года Федеральному государственному бюджетному учреждению науки «Институту геологии Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук» присвоено имя академика Николая Павловича Юшкина.



В. В. Беляев, М. В. Фишман, В. А. Дедеев, Н. П. Юшкин
V. V. Belyaev, M. V. Fishman, V. A. Dedeyev, N. P. Yushkin



Субботник во дворе филиала
Н. Н. Кузькокова, В. А. Витязева. Фото из архива Есевых
Voluntary work in the yard of Branch Building
N. N. Kuzkokova, V. A. Vityazeva. Photo from the Eseyev's archives

Хроника

11 января — 75 лет со дня рождения Владимира Николаевича Каликова, научного сотрудника, заслуженного изобретателя Коми Республики.

20 января — 70-летний юбилей д.г.-м.н., профессора Александра Михайловича Пыстина, ведущего научного сотрудника.

Chronicle

January 11 — 75 years since the birth of Vladimir Nikolaevich Kalikov, researcher, honored inventor of Komi Republic.

January 20 — the 70th anniversary of Doctor of geological and mineralogical Sciences, Professor Alexander Mikhaylovich Pystin, a leading researcher.

УЧЕНЫЙ, ПРОИЗВОДСТВЕННИК, ПЕДАГОГ

К 70-летию юбилею Александра Михайловича Пыстина

SCIENTIST, FIELD GEOLOGIST, PROFESSOR

The 70th Jubilee

Aleksandr Mikhailovich Pystin

Aleksandr Mikhailovich Pystin — Doctor of geological and mineralogical sciences, Professor, a well-known expert in petrology of metamorphic rocks and Precambrian geology of Phanerozoic folded areas. The results of many years of industrial and scientific A. M. Pystin's activity are reflected in more than 400 scientific works.

А. М. Пыстин родился 20 января 1948 г. в с. Троицко-Печорск Коми АССР. В 1965 г. он экстерном сдал экзамены в вечерней школе г. Печоры и поступил в Свердловский горный институт на геолого-разведочный факультет, который окончил в 1970 г. по специальности «геологическая съемка и поиски месторождений полезных ископаемых». После непродолжительной работы в горном институте на кафедре общей геологии он перевелся в Ильменский государственный заповедник (г. Миасс) во вновь организуемую лабораторию метаморфизма. В 1977 г. защитил кандидатскую диссертацию «Петрография и метаморфизм пород александровского гнейсово-амфиболитового комплекса (Южный Урал)».

С 1979 по 1988 гг. А. М. Пыстин работал в объединении «Полярноуралгеология» (г. Воркута). За этот период он подготовил докторскую диссертацию «Полиметаморфические комплексы западного склона Урала (геологическое строение и история формирования)», которую защитил позднее, в 1991 г., будучи уже сотрудником Института геологии Коми НЦ УрО РАН.

С 1988 г. А. М. Пыстин работает в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН старшим, затем ведущим научным сотрудником (до 1992 гг.), заведующим лабораторией региональной геологии и заместителем директора по научным вопросам (с 1992 по 2006 гг.), заведующим лабораторией региональной геологии (с 2006 г. по н. в.).

Во время работы в Институте геологии А. М. Пыстин продолжает заниматься различными вопросами геологии докембрия Урала и Тимано-Канинской гряды, а также фундамента Печорской плиты. Он является организатором и руководителем ряда научных программ. Практически ежегодно участвует в экспедиционных работах.

В результате многолетней производственной и научной деятельности А. М. Пыстиным лично и в соавторстве подготовлено 400 научных работ, в том числе 34 монографии.

А. М. Пыстиным внесен крупный вклад в изучение метаморфических комплексов складчатых систем фанерозоя, предложена и обоснована концепция о полиметаморфических комплексах Урала и Тимано-Канинской гряды как о фрагментах гетерогенно-



го раннедокембрийского фундамента. Выявлены и проанализированы возрастные и латеральные ряды метаморфических толщ, отражающие зональность в строении кристаллического основания Восточно-Европейского кратона. Разработана структурно-вещественная типизация нижнедокембрийских комплексов Тимано-Уральского региона. Построены оригинальные слоисто-чешуйчато-блоковые модели литосферы Европейского Северо-Востока и севера Урала на геодинамической основе. В разрезе Тимано-Уральского докембрия выделен ряд нижнедокембрийских метаморфических комплексов.

А. М. Пыстин — заместитель председателя совета по защите докторских диссертаций при Институте геологии Коми НЦ УрО РАН, член Геохимической и Минералогической европейских ассоциаций, член уральской секции Научного совета по проблемам тектоники и геодинамики, действительный член Российской академии естественных наук и Уральской академии геологических наук, действительный член Российского минералогического общества, эксперт Российского научного фонда, эксперт РАН, эксперт конкурсных программ научных исследований УрО РАН, член редколлегии трех научных журналов.

А. М. Пыстин принимает активное участие в подготовке научных кадров: читает лекции в Сыктыв-



карском государственном университете, является руководителем курсовых и дипломных работ, консультирует аспирантов и докторантов. Более двух десятков лет А. М. Пыстин является руководителем геологического семинара в Институте геологии.

А. М. Пыстин награжден почетными грамотами Президиума Верховного Совета Республики Коми, Уральского отделения РАН, Российской АН, меда-

лью ордена «За заслуги перед Отечеством» II степени, медалями ВДНХ и Всероссийского выставочного центра. Имеет звания «Заслуженный работник Республики Коми» и «Почетный геолог Республики Коми».

Желаем Александру Михайловичу благополучия, дальнейших успехов и новых достижений!

Редколлегия *Вестника*

ТАЛАНТЛИВЫЙ УЧЕНЫЙ

**К 75-летию со дня рождения Владимира Николаевича Каликова
(11.01.1943–12.07.1996)**

TALENTED SCIENTIST **Marking 75th birthday anniversary** **Vladimir Nikolaevich Kalikov** **(11.01.1943–12.07.1996)**

In January, 75 years passed since the birth of the honored inventor of Komi Republic, master of all trades Vladimir Nikolaevich Kalikov. He studied the effects of laser radiation on minerals to obtain new genetic and structural information. The results of his scientific activity are reflected in almost 60 works. Kalikov V. N. was one of the first to receive the title «Honored Inventor of the Komi ASSR».



В. Н. Каликов родился 11 января 1943 г. в с. Чит. В 1968 г., закончив Коми государственный педагогический институт, физико-математический факультет, несколько лет проработал ассистентом на кафедре оптики. И это, как оказалось впоследствии, сыграло свою роль в выборе направления научной деятельности в нашем институте. В Институт геологии Владимир Николаевич пришел в 1972 г. в качестве специалиста для работы на лазерном микроанализаторе ZEISS. За 24 года работы в институте В. Н. Каликов прошел путь от старшего лаборанта до научного сотрудника. Владимир Николаевич занимался разработкой и применением физико-химических методов изучения состава минералов и искусственных материалов. Им были теоретически обоснованы и практически установлены критерии эталонирования для метрологического обеспечения количественного лазерного микроанализа. Создана программа для ЭВМ по анализу графических изображений зональности кристаллов и разработана методика количественной характеристики зональности минеральных индивидов. Важным в его работе были исследования воздействия лазерного излучения на минералы с целью получения новой генетической и структурной информации. Результаты его работ опубликованы в авторстве и соавторстве приблизительно в 60 научных работах и должны были стать основой кандидатской диссертации, возможно, по словам Н. П. Юшкина, одной из лучших работ инсти-

тута, которую Владимир Николаевич так и не успел закончить.

В. Н. Каликов многие годы был председателем Общества изобретателей и рационализаторов (ВОИР) Коми научного центра, одним из первых получил звание «Заслуженный изобретатель Коми АССР», представил девять изобретений, некоторые из них имеют патенты и авторские свидетельства. За свои уникальные инженерно-технические разработки неоднократно был отмечен дипломами и медалями ВДНХ.

К сожалению, талантливые люди рано уходят из жизни. Возможно, чтобы имя великого изобретателя было увековечено, как ранее было предложено В. И. Ракиным и П. П. Юхтановым, необходимо установить премию им. В. Н. Каликова за наиболее выдающиеся инженерные разработки в области научного приборостроения и новые методики исследования.

Литература

1. Иевлев А. А., Лютов В. П. Он был нашим товарищем // Вестник Института геологии. 2013. № 1. С. 37.
2. Фишман М. В. Люди науки. Научные сотрудники Института геологии Коми научного центра УрО Российской АН. Сыктывкар. 1997. 315 с.
3. Юхтанов П. П., Ракин В. И. Выдающийся исследователь, инженер, изобретатель // Вестник Института геологии. Сыктывкар. 2008. № 1. С. 43.

К. г.-м. н. И. Кряжева, Л. Селькова



УВАЖАЕМЫЕ КОЛЛЕГИ!

Институт геологии имени академика Н. П. Юш-кина Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук, Федеральное агентство научных организаций, Российское минералогическое общество, Российский фонд фундаментальных исследований проводят 22–24 мая 2018 г. в г. Сыктывкаре **Минералогический семинар с международным участием «Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения – 2018)»** и приглашают принять участие в его работе. Информация о конференции размещена на сайте конференции <http://geo.komisc.ru/min2018>.



DEAR COLLEAGUES!

Institute of Geology named after Academician N. P. Yushkin of Komi Science center of Ural Branch of Russian Academy of sciences, Federal Agency for Scientific Organizations, Russian Mineralogical society, Russian Foundation for Basic Research will conduct Mineralogical seminar with international participation **“Modern problems of theoretical, experimental and applied mineralogy (Yushkin Memorial Seminar – 2018)”** on May 22–24, 2018 in Syktyvkar and invite you to take part in it. Information about the conference is here <http://geo.komisc.ru/min2018>.

НАУЧНАЯ ПРОГРАММА

1. История, философия и методология минералогии.
2. Генетическая минералогия. Типоморфизм минералов и минеральных ассоциаций. Генетико-информационная минералогия.
3. Минералогическая кристаллография и кристаллогенезис.
4. Конституция и свойства минералов. Физика минералов.
5. Микронанодисперсное состояние минерального вещества. Наноминералогия.
6. Биоминералогия и биоминеральные взаимодействия. Органические минералы и минералоиды.
7. Экспериментальное моделирование процессов минералообразования.
8. Минералогия месторождений полезных ископаемых. Топоминералогия.
9. Геоматериаловедение. Рациональное использование минерального сырья.
10. Музееведение. Основы сохранения геологической информации.

БЮРО ОРГКОМИТЕТА:

Председатель — академик РАН **А. М. Асхабов**,

Сопредседатели: чл.-корр. РАН **Ю. Б. Марин**,
д. г.-м. н. **Ю. Л. Войтеховский**, д. г.-м. н. **С. К. Кузнецов**

Заместители председателя:
чл.-корр. РАН **В. Н. Анфилов**, д. г.-м. н. **В. И. Силаев**,
к. г.-м. н. **Г. Н. Лысюк**

Ученые секретари:
к. г.-м. н. **Р. И. Шайбеков**, к. г.-м. н. **Н. В. Сокерина**

АДРЕС: Институт геологии Коми НЦ УрО РАН,
ул. Первомайская, д. 54, Сыктывкар,
Республика Коми, 167982

КОНТАКТЫ:

(8212) 24-53-53 — приемная директора
(8212) 44-71-51 — **Козырева Ирина Владимировна**
(ученый секретарь ИГ Коми НЦ УрО РАН)
(8212) 21-44-24 — **Сокерина Наталья Владимировна**
(органкомитет семинара)
Факс: (8212) 24-09-70; 24-53-46
E-mail: min2018@geo.komisc.ru

SCIENTIFIC PROGRAM

1. History, philosophy and methods of mineralogy.
2. Genetic mineralogy. Typomorphism of minerals and mineral associations. Genetic information mineralogy.
3. Mineralogical crystallography and crystal genesis.
4. Constitution and features of minerals. Physics of minerals.
5. Micro- and nanodisperse state of mineral substance. Nanomineralogy.
6. Biomineralogy. Organic minerals and biomineral interactions. Organic minerals and mineraloids.
7. Experimental simulation of mineral formation processes.
8. Deposit mineralogy. Topomineralogy.
9. Geomaterial science. Rational application of mineral raw.
10. Museology. Basics of the conservation of geological information.

ORGANIZATIONAL COMMITTEE:

Chairman: **A. M. Askhabov**, Academician of RAS

Co-chairmen:

Yu. B. Marin, Corresponding Member of RAS
Yu. L. Voytekhovky, DSc. geol.-min
S. K. Kuznetsov, DSc. geol.-min.

Deputy chairmen:

V. N. Anfilogov, Corresponding Member of RAS
V. I. Silaev, DSc. geol.-min.
G. N. Lysyuk, PhD geol.-min.

Science secretaries:

R. I. Shaybekov, PhD geol.-min.
N. V. Sokerina, PhD geol.-min.

ADDRESS: Institute of Geology Komi SC UB RAS
54, Pervomayskaya street, Syktyvkar,
Komi Republic, 167982

PHONES:

+7 (8212) 24-53-53 — Director Office
+7 (8212) 44-71-51 — **Kozyreva Irina Vladimirovna**
(Science Secretary of IG Komi SC UB RAS)
+7 (8212) 21-44-24 — **Sokerina Natal'a Vladimirovna**
(Seminar organization committee)
Fax: +7 (8212) 24-09-70; 24-53-46
E-mail: min2018@geo.komisc.ru

Ответственный за выпуск:

И. В. Кряжева

Редакторы издательства:

О. В. Габова, К. В. Ордин (английский)

Компьютерная верстка

А. Ю. Перетягина

Свид. о рег. средства массовой информации
ПИ № ФС77-56817 от 29.01.2014
Подписано в печать 28.02.2018

Тираж 180  Заказ 1056
Редакция:
167982, Сыктывкар, Первомайская, 54

Тел.: (8212) 24-51-60

Факс: (8212) 24-09-70

E-mail: vestnik@geo.komisc.ru

На обложке использованы фото И. Астаховой, Ю. Глухова, И. Голубевой, Р. Шуктомова