



Рис. 1. Диаграмма TiO₂ – Al₂O₃ для клинопироксенов.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГОРСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ БАЙДАРАЦКОЙ ГУБЫ КАРСКОГО МОРЯ

Ф.А. Романенко¹, Н.Г. Белова¹, В.И. Николаев², О.С. Олюнина¹

¹МГУ, Географический факультет;

²Институт географии РАН

Более полувека насчитывает история изучения рыхлых отложений восточного побережья Югорского полуострова. В 1951–52 гг. Б.Я. Осадчев впервые разработал представления о стратиграфии рыхлых толщ. В середине 1980-х гг. были обнаружены мощные залежи подземного пластового льда (ПЛ) в районе урочища Шпиндлер в 40–60 км восточнее п.Амдерма [Гольдфарб, Ежова, 1985, и др.], проинтерпретированные как захороненные фрагменты ледникового тела. К аналогичным выводам пришла Т.В. Амплеева с соавторами [1991], описавшая пластовые льды в 250 км к юго-востоку от Шпиндлера в районе устья р. Нгоюяхи. Исследования 1993 г. на этих же разрезах позволили реконструировать палеогеографическую обстановку в конце позднего плейстоцена и в голоцене [Андреев и др., 1998; Романенко и др., 2001]. На рубеже тысячелетий детальные стратиграфические исследования в районе Шпиндлера провела группа отечественных и иностранных исследователей [Лейбман и др., 2000; Leibman et al., 2001; Manley et al., 2001; Lokrantz et al., 2003; Ingolfsson, Lokrantz, 2003]. Их взгляды на происхождение ПЛ расходятся – часть аргументов свидетельствует в пользу внутригрунтовой гипотезы его образования, другая часть – в пользу глетчерной. Отметим, что концепция образования ПЛ путём погребения фрагментов покров-

ного ледника испытала за последние 10 лет фундаментальные изменения – шельфовое оледенение этого региона Карского моря «удревнилось» на 50–60 тысяч лет от позднего Валдая [Гатауллин, 1992] до средней или даже ранней Вислы [Svendsen et al., 2004]. Пересмотр имевшихся концепций, развитие новых методов в сочетании с традиционным структурно-генетическим подходом, положение Югорского побережья в краевой зоне как горнодолинного оледенения Полярного Урала, так и гипотетического ледникового покрова Карского шельфа, хорошая изученность «соседнего» разреза у мыса Шпиндлера вызвали особый интерес к строению разреза в районе устья Нгоюяхи.

В ходе полевых работ в августе 2006 г. нами было детально прослежено строение толщ, обнажённых в береговых обрывах на протяжении 35 км на участке от фактории Яры до о.Левдиева. Здесь к берегу выходит сильно расчленённая термокарстом равнина высотой 15–40 м. В основании разреза, уходя под урез моря, лежит толща плотных оскольчатых суглинков с валунами обычно хорошей (до 3 класса) окатанности (диамиктон). Кровля толщи очень неровная, размытая. В петрографическом составе валунов преобладают песчаники, алевролиты, аргиллиты, гранитоиды уральского происхождения, что отмечал ещё Б.Я. Осадчев. В глинах встре-



чаются единичные морские раковины плохой сохранности. В.Н. Гатауллин [1992] отнёс эту толщу к «карской морене», и представления именно об её возрасте резко изменились благодаря серии радиоуглеродных датировок из вышележащей толщи, датированной у Марре-Сале на Ямале.

В районе устья Нгоюяхи песчано-глинистая толща содержит окатанные обломки древесины (44 900±1100, ГИН-13796). Тонкие (1–5 см) слои суглинков и глин переслаиваются с мелко-тонкозернистыми песками и образуют горизонтальную, местами косую и волнистую слоистость. При этом переходы между различными литологическими разностями очень постепенны. Часто встречаются прослой хорошо окатанной гальки и гравия мощностью до 0,3–0,5 м, иногда сильно ожелезненные и сцементированные, содержащие обломки и целые створки толстостенных двустворчатых моллюсков и гастропод. Характерны прослой окатанного каменного угля гравийно-галечной размерности.

Описанная толща одновозрастна распространена на Ямале варьяхинским оторфованным алевритам, оленьим и байдарацким пескам [Forman et al., 2002; Астахов, 2006]. Есть и существенные особенности – значительные количества гальки и гравия, меньшая обогащённость органическим материалом и т.д. Но главным отличием является залегание именно в этой толще ледяных тел мощностью до 9 м.

Они лежат согласно слоистости и встречаются в разрезе самых высоких, уцелевших от термокарста фрагментов междуречий. Кровля льда неровная и поднимается к подошве деятельного слоя на высоту более 25 м, в то время как подошва ледяного тела иногда опускается к урезу Карского моря. Нижняя часть дислоцирована, включает в себя линзы и прослой мелко-тонкозернистых песков. Во льду иногда наблюдается чёткая горизонтальная слоистость более прозрачных и более матовых прослоев мощностью до 10–15 см. В единичных случаях они смяты в пологие складки. На боковом контакте ледяной пласт разделяется на серию шпиров, мощность которых падает с удалением от него от 20 до 1–2 см. Постепенно шпирь, лежащие согласно слоистости песков, превращаются в обогащённые льдом песчаные прослой и уже в 10 м от ледяного тела исчезают, растворившись в массе вмещающего льда мелко-тонкозернистого сизовато-серого песка с массивной криогенной текстурой.

Кроме крупных ледяных тел протяжённостью до 100–110 м, в уступах вскрываются и небольшие (протяжённость 1–2 м, мощность до 2 м) ледяные линзы и прослой сходного облика – фрагменты уже вытаявших пластов. На участках распространения ПЛ наиболее активна термоденудация – здесь сформировались термоцирки до 100 м в попереч-

нике, рельеф которых непрерывно изменяется обвальными-осыпными, солифлюкционными, эрозионными процессами и оползнями-сплывами.

По общей минерализации льды оказались пресные и ультрапресные (49–168 мг/л), преимущественно гидрокарбонатного, реже гидрокарбонатно-сульфатного класса, с преобладанием катионов Ca^{2+} и Mg^{2+} . Ещё более низкая засоленность характерна для перекрывающих льды песков (19–105 мг/л).

Изотопный анализ, впервые проведённый для всего ледяного пласта в нижней части берегового уступа, показал значительную изменчивость содержания изотопов кислорода $\delta^{18}\text{O}$ и дейтерия δD с глубиной. Если у кровли пласта содержание $\delta^{18}\text{O}$ не опускалось ниже -18,2 ‰, то ближе к его подошве оно достигло значений -19÷-21,5 ‰. Существенные изменения изотопного состава отмечались и ранее [Романенко и др., 2001] – у образцов, отобранных из одного и того же пласта на одной высоте, диапазон вариаций $\delta^{18}\text{O}$ превышал 6 ‰ (от -18,4 до -25,2 ‰). При этом вертикальный тренд изменения содержания ^{18}O отсутствует.

Достаточно большая амплитуда колебаний говорит о невозможности формирования данной залежи путём погребения наледного или озёрного льда, а также исключительно сегрегационным путём. Напротив, эти данные не противоречат возможности захоронения здесь снежников или ледников.

По соотношению $\delta^{18}\text{O}$ и δD составлено уравнение линейной регрессии, имеющее вид $\delta\text{D}=7,1\cdot\delta^{18}\text{O}-12,7$ со значением коэффициента смешанной корреляции $r^2=0,98$. Уклон прямой 7,1 характерен как для внутригрунтовых, так и для атмосферных льдов, но несколько ближе к последним. Такое положение кривой можно объяснить полигенетичностью льда, что характерно, в частности, для глетчерных льдов.

Содержание изотопов кислорода и водорода в других природных объектах (современные снежники, озёра) в целом более высокое (-8,5÷-12,5 ‰), чем средние значения для ПЛ. И только свежеевыпавший при температуре ниже 0°C снег (-24,5 ‰) изотопически легче.

Таким образом, ультрапресные пластовые льды с единичными складками лежат согласно с вмещающими их слоистыми также пресными отложениями, сформированными динамичными водными потоками. Изотопный состав льдов говорит, скорее, в пользу их атмосферного происхождения.

Всё это позволяет предположить, что сложно построенная песчано-глинистая толща с галькой, вмещающая пластовые льды, формировалась в условиях перигляциальной озёрно-аллювиальной равнины при сносе материала с прилегающей части Полярного Урала, что также подтверждается диатомовыми и палинологическими данными [Романенко и др., 2001]. В



результате интенсивного поступления аллювиально-пролювиальных (возможно, и водно-ледниковых) осадков и русловых переформирований здесь были погребены ледяные тела различного происхождения – наледи, снежники, снежно-ледяные массы, возможно, остатки языков уральских ледников. В дальнейшем льды периодически разрушались термокарстом (поэтому на данном участке термокарстовые котловины занимают значительные площади), и снова консервировались, что обусловило сложное строение и состав ледяных залежей.

К фрагментам междуречий, сложенным вышеописанной песчано-глинистой толщей, примыкают субгоризонтальные участки высотой 4–10 м, ранее считавшиеся I-й морской террасой. Они сложены горизонтально- и реже – наклонно- и косослоистыми песками с гравием, галькой, прослоями суглинка, иногда оторфованными. В основании разреза, уходя под урез моря, лежат глины, содержащие гальку и валуны, но отличающиеся по облику от «Карского диамиктона». В пески вложены торфяные линзы мощностью до 1,5 м, разбитые ледяными жилами шириной до 0,4 м. Торф начал накапливаться более 8 тыс.л.н. (8280±60, ГИН-13800), что говорит о доголоценовом возрасте подстилающих осадков. Изотопный состав голоценовых ледяных жил заметно тяжелее, чем пластовых льдов (-12,5÷-15,4 ‰).

Интенсивный термокарст вызвал образование многочисленных озёрных котловин, заболачивание которых в ходе последующего развития привели к формированию торфяных линз, в изобилии вскрывающихся в обрывах. Массовое торфообразование относится к периоду 8000–8500 р.л.н. Но и до этого мёрзлые толщи интенсивно вытаивали. На многих участках при протаивании льдистых толщ торфяные, обогащённые органическим детритом или тонкодисперсной органикой прослой, отражавшие этапы увлажнения, деформировались термоденудационными процессами, а затем промерзали снова. Судя по распространённости торфяных горизонтов в верхней части разреза, торфонакопление в заболачивавшихся котловинах термокарстовых водоёмов шло на протяжении большей части голоцена весьма интенсивно. Это подтверждается и чрезвычайно высокой расчленённостью Югорского берега хасырями нескольких генераций, часто вложенных друг в друга. Датирование торфяных прослоев позволило выявить несколько этапов повышенного увлажнения: 9700–10300 р.л.н. (10210±40, ГИН-13793; 9710±50, ГИН-13794); 4800 (4800±150, ГИН-13797); 3900 (3930±70, ГИН-13798); 3000–2500 (2590±40, ГИН-13791; 2950±70, ГИН-13792).

Торф часто подстилается горизонтом окатанных древесных остатков и аллохтонного растительного детрита (мусора), накапливавшегося 8200–11000

р.л.н. (8210±40, ГИН-7862пл; 10900±120, МГУ-1362). Реже в основании торфяных линз находятся сизовато-серые суглинки (оглиненные пески) мощностью до 1,5–2 м, отличающихся высокой льдистостью и линзовидно-толстошлировой криогенной текстурой. Их можно отнести к таберальным отложениям, промерзавшим в сильно водонасыщенном состоянии.

Значительные площади побережья заняты лайдой высотой до 4 м. Она сложена оторфованными оглеенными сизо-бурыми суглинками, уходящими под урез моря и перекрытыми слабо разложившимся торфом мощностью до 0,5 м. Возраст торфа 2–3 тыс. р.л. (2400±40, ГИН-13799), что позволяет предположить, что в это время она вышла из-под уровня постоянного затопления и стала заболачиваться. Сейчас лайда частично заливадается во время нагонов и сизигийных приливов.

Таким образом, в основании разреза рыхлой толщи Югорского полуострова находится диамиктон с размытой кровлей. Он перекрыт песчано-глинистой толщей возраста 30–50 тыс. л.н., содержащей согласно лежащие пластовые льды атмосферного (захороненные снежники или пассивные ледники) происхождения мощностью до 9–10 м, приуроченные к самым высоким на побережье гипсометрическим отметкам. Для вмещающих осадков характерна постепенная, без стратиграфических несогласий, смена литологического состава.

Уровень 4–10 м сформирован песчаными отложениями, лежащими на глинистом цоколе. Осадки этого уровня имеют доголоценовый возраст, что противоречит более ранней интерпретации этой поверхности как I-й морской террасы и говорит об отсутствии периодов более высокого стояния уровня моря в голоцене.

В две вышеописанные толщи вложены многочисленные линзы голоценовых алеврито-торфянистых озёрно-болотных отложений. Равнины Югорского берега были значительно переработаны в ходе, по крайней мере, трёх периодов активного термокарста, заканчивавшихся торфонакоплением в хасырях.

Лайдовые суглинисто-торфянистые позднеголоценовые отложения (2–3 тыс. л.н.) прислонены к более древним.

Работы поддерживаются РФФИ (проект № 05-05-64872).

ЛИТЕРАТУРА

Андреев А.А., Тарасов П.Е., Романенко Ф.А., Сулержицкий Л.Д., Терехов К.И. Растительность западного побережья Байдарацкой губы в конце позднего плейстоцена // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1998. Т. 6. № 5. С. 96–101.



Астахов В.И. О хроностратиграфических подразделениях верхнего плейстоцена Сибири // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 11. С. 1207–1220.

Гатауллин В.Н. Пластовые льды западного побережья полуострова Ямал: строение, состав и происхождение // Материалы гляциологических исследований. Вып. 75. 1992. С. 50–57.

Гольдфарб Ю.И., Ежова А.Б., Романюк В.Ф. Северо-западный берег Югорского полуострова (урочище Шпиндлер) // Исследования геотехнических условий перспективных нефтегазоносных районов Карского моря. Т. 1. Рига: ВНИИМоргео, 1985. С. 71–136.

Коняхин М.А., Амлеева Т.В., Николаев В.И. Находка пластовых льдов в позднеплейстоценовых отложениях уральского побережья Байдарацкой губы // Материалы гляциологических исследований. Вып. 72, 1991. С. 227–228.

Лейбман М.О., Васильев А.А., Рогов В.В., Ингольфссон О. Исследование пластового льда Югорского полуострова кристаллографическими методами // Криосфера Земли, 2000. Т. IV. № 2. С. 31–40.

Романенко Ф.А., Воскресенский К.С., Тарасов П.Е., Андреев А.А., Николаев В.И., Сулержицкий Л.Д. Особенности формирования рельефа и рыхлых отложений западного Ямала и побережья Байдарацкой губы

(Карское море). // Проблемы общей и прикладной геоэкологии Севера. М.: Издательство МГУ, 2001. С. 41–68.

Ingólfsson O., Lokrantz H. Massive Ground Ice Body of Glacial Origin at Yugorski Peninsula, Arctic Russia // Permafrost and Periglac. Process. 14: 2003. P. 199–215.

Leibman M.O., Lein A.Yu., Hubberten H.-W., Vanshtein B.G., Goncharov G.N. Isotope geochemical characteristics of tabular ground ice at Yugorsky peninsula and reconstruction of conditions for its formation // Материалы гляциологических исследований. 2001. № 90. С. 30–39.

Lokrantz H.L., Ingólfsson Ó., Forman S.L. Glaciotectionised Late-Quaternary sediments at Cape Shpindler, Yugorski Peninsula, Arctic Russia: implications for ice movements and Kara Sea Ice Sheet configuration // Journal of Quaternary Sciences 18: 2003. P. 527–543.

Manley W.F., Lokrantz H., Gataullin V., Ingólfsson O., Forman S.L., Andersson T. Late Quaternary stratigraphy, radiocarbon chronology, and glacial history at Cape Shpindler, southern Kara Sea, Arctic Russia // Global and Planetary Change 31(2001). P. 239–254.

Svendsen J.I., Alexanderson H. et al. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // Quaternary science reviews. V. 23. № 11–13. 2004. P. 1229–1272.

РУКОКРЫЛЫЕ (CHIROPTERA, MAMMALIA) КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА: НЕКОТОРЫЕ ИТОГИ

В.В. Росина

Палеонтологический институт РАН, ros@paleo.ru

В конце четвертичного периода происходили заметные изменения ландшафтно-климатических условий, в которых эволюционировали биоценологические комплексы. Палеонтологические материалы свидетельствуют, что, например, на Северном Кавказе и Северо-Западном Алтае эти изменения сопровождались значительными перестройками сообществ млекопитающих [Nadachowski, Baryshnikov, 1991; Агаджанян, 2003, Дупал, 2004]. По полученным нами данным структура пещерных сообществ рукокрылых также изменялась за счет флуктуации соотношения таксонов и численности отдельных видов.

На позднечетвертичных материалах из палеолитических местонахождений Северо-Западного Алтая (пещеры Денисова, Каминная и др.) и Северного Кавказа (пещера Матузка), а также на современных фаунистических данных по летучим мышам этих регионов прослежена временная динамика со-

обществ рукокрылых за последние 150 тыс. лет и выявлены основные факторы ее определяющие.

В ходе обработки более 9000 костных остатков ископаемых рукокрылых Алтая нами установлено, что их позднеплейстоценовое сообщество состояло не менее чем из 8 видов: *Myotis blythii*, *Plecotus aff. auritus*, *Eptesicus nilssonii*, *M. dasycneme*, *M. petax*, *M. brandtii*, *M. ikonnikovi* и *Murina leucogaster*. Причем кости летучих мышей накапливались преимущественно в результате естественной гибели зверьков из состава зимних и летних популяций. Также отметим, что большинство позднечетвертичных рукокрылых морфологически идентичны современным видам, лишь некоторые плейстоценовые формы крупнее.

Анализ динамики численности таксонов показал (рис. 1), что с начала верхнего плейстоцена до голоцена в сообществе рукокрылых Северо-Западного Алтая доля остроухой ночницы *Myotis blythii* –