

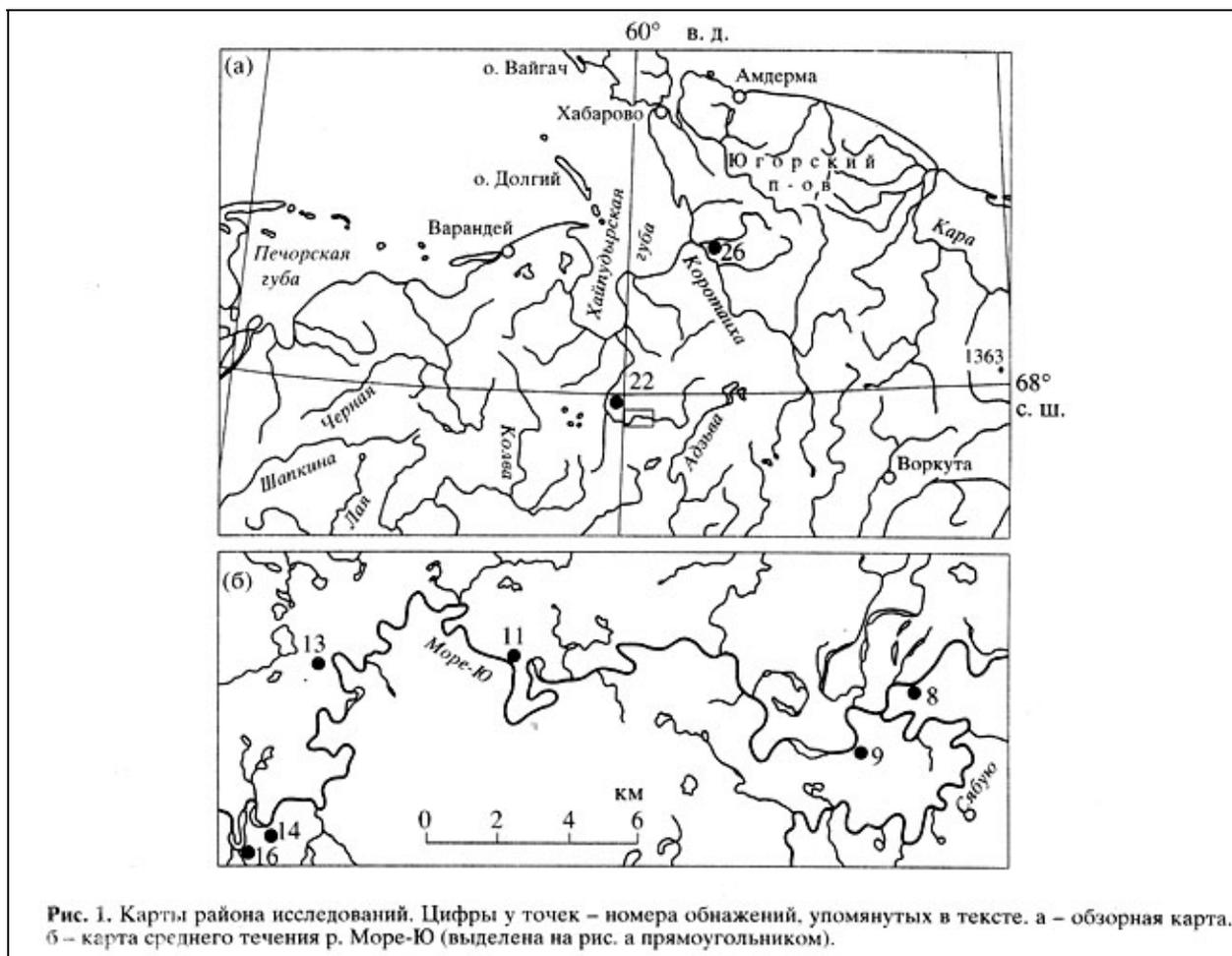
## ВОЗРАСТ ОСТАТКОВ ПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ЛЕДНИКА В БОЛЬШЕЗЕМЕЛЬСКОЙ ТУНДРЕ

©2002 г. В.И. Астахов, Й.И. Свенсен

В настоящем сообщении рассмотрены геологические условия первой находки погребенного ледникового льда в Европейской России и геохронометрические данные, дающие приближенное решение проблемы возраста последнего материкового оледенения арктических равнин.

Реликтовые ледниковые льды на многолетнемерзлых равнинах Сибири известны с 70-х годов [1, 2] и достаточно хорошо изучены [3-6]. Однако в Европейской Арктике погребенный ледниковый лед до сих пор был описан только на островах с современными ледниками (Новая Земля). Находки мощных дислоцированных пластовых льдов в скважинах Большеземельской тундры объяснялись современными инъекциями грунтовых вод [7].

В 1998 г. при полевых работах в среднем течении р. Море-Ю (рис. 1), в пределах субширотной зоны холмисто-озерного ландшафта так называемых Харбейских морен [8], был найден пласт подземного льда, ничем не отличающийся от многократно описанных реликтовых ледниковых льдов Западной Сибири. Пластовый лед залегает в основании эрозионных обрывов высотой 20-30 м под толщей диамиктовых осадков, известных как "роговская свита" по описаниям воркутинских геологов [9] или поздневалдайская основная морена по мнению московских аэрогеологов [10]. Выходы подземного льда в конце лета покрываются мощными грязекаменными оползнями, а об их существовании можно догадываться по свежим термоциркам и по сообщениям путешественников, замечавших такие льды сразу после паводка. В августе 1998 г. хорошо виден был только ледяной пласт в левобережном обнажении 14 (рис. 1, 2).



Выход льда располагается в центральной части крупного заросшего термоцирка, врезанного в диамиктовое плато с выступами дислоцированных песков. В термоцирк вписаны еще два сниженных концентрических выступа диамиктовых пород, в плане имеющих форму сегментов,

степенями сбегаящих к реке. Хордой ближнего к реке моренного сегмента высотой 30 м является прямолинейный обрыв со льдом в основании (обн. 14 на рис. 3). Такое устройство рельефа наводит на мысль об оползневой природе большей части диамиктовой массы над ледяной залежью. Крупные оползни мерзлых пород обычно развиваются на особо льдистом субстрате, поэтому можно предположить, что поверхность ледяной залежи воздымается к междуречью.

Доступной для изучения была отмытая талы ми водами часть ледяного тела с высоты 6 м над рекой, образующая вогнутый склон шириной 4-7 м длиной 12 м. Выход льда на самом деле гораздо шире, но в конце сезона таяния большая часть его была покрыта непрерывно сползающей в реку разжиженной алевроглинистой массой синевато серого цвета. Лед отчетливо полосчатый за счет чередования прослоев прозрачного, стекловатого, слабо пузырьчатого льда (1-10 см) и тонких (0.5-5 см) лент глинистого ледогрунта. Прозрачный лед содержит взвешенную мусть алевроглинистых частиц. Встречаются слабоизогнутые, выклинивающиеся по простиранию ленты, сверху обрезанные плоскостями сланцеватости, что является признаком послойно-пластичного течения льда. Вниз по разрезу грязные ленты утолщаются и сливаются в слой хрящеватого массивного ледогрунта с вытянутыми «о сланцеватости линзочками прозрачного льда 0.5-1 см толщины.

Ледогрунт содержит множество угловатых, часто утюгообразных галек длиной до 2 см. В меньшем количестве они рассеяны в вышележащем полосчатом льду, где попадаются и угловатые валуны длиной 0.1-0.2 м (*b* на рис. 2). Поверхность ледогрунтовых прослоев усеяна ямками вытаивания с мелкими осколками чистой глины внутри. По составу ледогрунт ничем, кроме повышенной льдистости, не отличается от перекрывающего ледяной пласт серого диамиктона. Признаков инъекционного контакта не отмечено.



**Рис. 2.** Пластовый лед в нижней части обн. 14 (рис. 1 и 3). *a* – массивный ледогрунт; *b* – переслаивание прозрачного льда и ледогрунта с подвешенными валунами; *c* – серый диамиктон; *d* – темно-серый глинистый диамиктон.

Измерения элементов залегания ледяных лент дали значения: аз. пад. 185° угол 30°, 170° угол 40°, 160° угол 45°, 145° угол 55°, т.е. ледяные пластины круто наклонены на юг и юг-юго-восток. В составе галек преобладают обычные для пайхойского палеозоя серые сланцы, песчаники и известняки, а также кусочки четвертичных глин. Найдены три обломка раковин. Длинные оси галек ориентированы: 65°, 35°, 80°, 65°, 70°, 75°, 55°, 30°, 55°, 355°, 70°, 70°, 25°, 350°, 275°, 50°, 360°, 15°, 70° и 30°, т.е. 12 из 20 измерений указывают на северо-восток, что совпадает с общим направлением движения последнего ледника по другим данным [8].

Соотношение изотопов кислорода в этом ультрапресном льду охарактеризовано образцами из его трех разновидностей, показавшими  $\delta^{18}\text{O} = -20, -20.4, -20.4\text{‰}$ , в то время как вода соседнего

ручья имеет более тяжелый изотопный состав  $\delta^{18}\text{O} = -13\%$ . Аномально легкий изотопный состав пластового льда говорит о его происхождении из метеорной воды в сильно континентальном климате (типа современного таймырского или плейстоценового), а вода из ручья по составу близка современным грунтовым водам Печорского бассейна с  $\delta^{18}\text{O}$  от -12 до -15‰ [11]. Эти результаты повторяют изотопные данные по типовой залежи реликтового ледникового льда "Ледяная гора" на Енисее [12].

Древнеледниковое происхождение загрязненного пластового льда подчеркивает его геологическая позиция в толще многолетнемерзлых четвертичных отложений. Серый диамиктон видимой мощностью 1.5-2 м, того же литологического состава, что и минеральные включения во льду, согласно залегает на оплавленной кровле льда, образуя субвертикальную стенку (с на рис. 2). В сером диамиктоне встречаются палимпсестовые структуры, сложенные свернутыми наподобие капустного кочана прослойками хрящеватого песка. Такие структуры наблюдались в свежевыветавшем западноямальском диамиктоне (Харасавей), где они копируют замки лежащих складок из соседней залежи ледникового льда. И загрязненный лед, и серый диамиктон с резко несогласным контактом перекрыты мощной толщей более темного и глинистого диамиктона, sledящегося вверх по склону (*d* на рис. 2).

Аналогичные диамикты с ориентированной галькой и крупными отторгнутыми блоками водноосадочных песков, очевидно представляющие разные варианты основной морены, обнажаются по всей реке. Коренной источник песчаных блоков можно наблюдать в обн. 9 (рис. 3), где в подошве моренного диамиктона, под горизонтом смещения, представленным чередованием диамиктовых и песчаных пластин, залегают полого складчатые, промытые, кварцевые пески с линзами мелкого гравия и обильной фауной морских двустворок.

В обн. 11 те же пески с бореальной фауной и прослоями галечника залегают уже поверх мощного серого диамиктона. В.С. Зархидзе [9], считавший все осадки района морскими, эти пески относил к "мореюской свите" земского возраста, а пески, залегающие под диамиктоном, - к "падимейской толще" нижнего плейстоцена. Однако при прослеживании и измерении слоев в обн. 11 горизонтального залегания нигде не обнаружено, а все контакты песков с бореальной фауной и диамиктона оказались тектоническими, т.е. морские пески в виде крупных отторгнутых блоков по надвигам втиснуты в дислоцированную моренную толщу (рис. 3). Горизонтальное залегание в бассейне р. Море-Ю отмечено только для молодых отложений, с угловым несогласием срезающих верхний ледниковый комплекс (рис. 3, обн. 8,9).

Дислоцированные межледниковые пески легко прослеживаются из долины на междуречное плато, где они образуют линейные гряды эрозионных останцов на отметках 95-140 м (обн. 13, рис. 3). В плане гряды слабо изогнуты к юг-юго-западу (выше по течению от обн. 13) и к юго-востоку (на отрезке реки ниже этого обнажения), отражая направления ледникового стресса. Река Море-Ю, видимо, наследует маргинальный канал эпохи распада ледникового покрова, заложенный вдоль субширотной зоны гляциотектонической компрессии с пластами погребенного придонного льда. Выступы дислоцированных межледниковых песков вскрыты шурфами и восточнее на плато с отметками 170-180 м в районе Вашуткиных озер, где они выделялись В.С. Зархидзе в самостоятельную "вашуткинскую свиту" конца среднего плейстоцена [9].

О возрасте морских песков можно судить по уран-ториевым датировкам раковин моллюсков. С учетом свойственного методу разброса значений датировки в подморенной (обн. 9) и в надморенной (обн. 11) позициях можно считать сходными. Также из правого блока песков обн. 11 по лучены OSL-датировки  $112 \pm 6$  и  $120 \pm 9$  тыс. л.н. в 30 и 35 м над рекой (рис. 3). Таким образом, оба геохронометрических метода согласно указывают на земский возраст морских песков, скорее всего относящихся к подстадии 5е океанической изотопной шкалы.

Эти данные заставляют заключить, что стратиграфическая самостоятельность упомянутых выше песчаных "свит" [9] является артефактом, происходящим из неподтвердившейся гипотезы о ненарушенном залегании слоев. Все эти "свиты", по-видимому, были выделены из одной межледниковой толщи морских осадков начала позднего плейстоцена, деформированных последующим наступанием покровного ледника.

Это наступание прежде считалось поздневалдайским [10]. Недавно на основании OSL-датировок в интервале 76-93 тыс. л.н. из осадков подпрудного озера Коми главная ледниковая стадия Печорского бассейна была отодвинута в начало последнего ледникового цикла [13]. Минимальный возраст этого оледенения можно оценить по следующим данным.

Горизонтально залегающие осадки послеледниковых озер, срезающие верхнюю морену, ранее датировались голоценом [10]. Серия дат по древесине из наших сборов показала, что

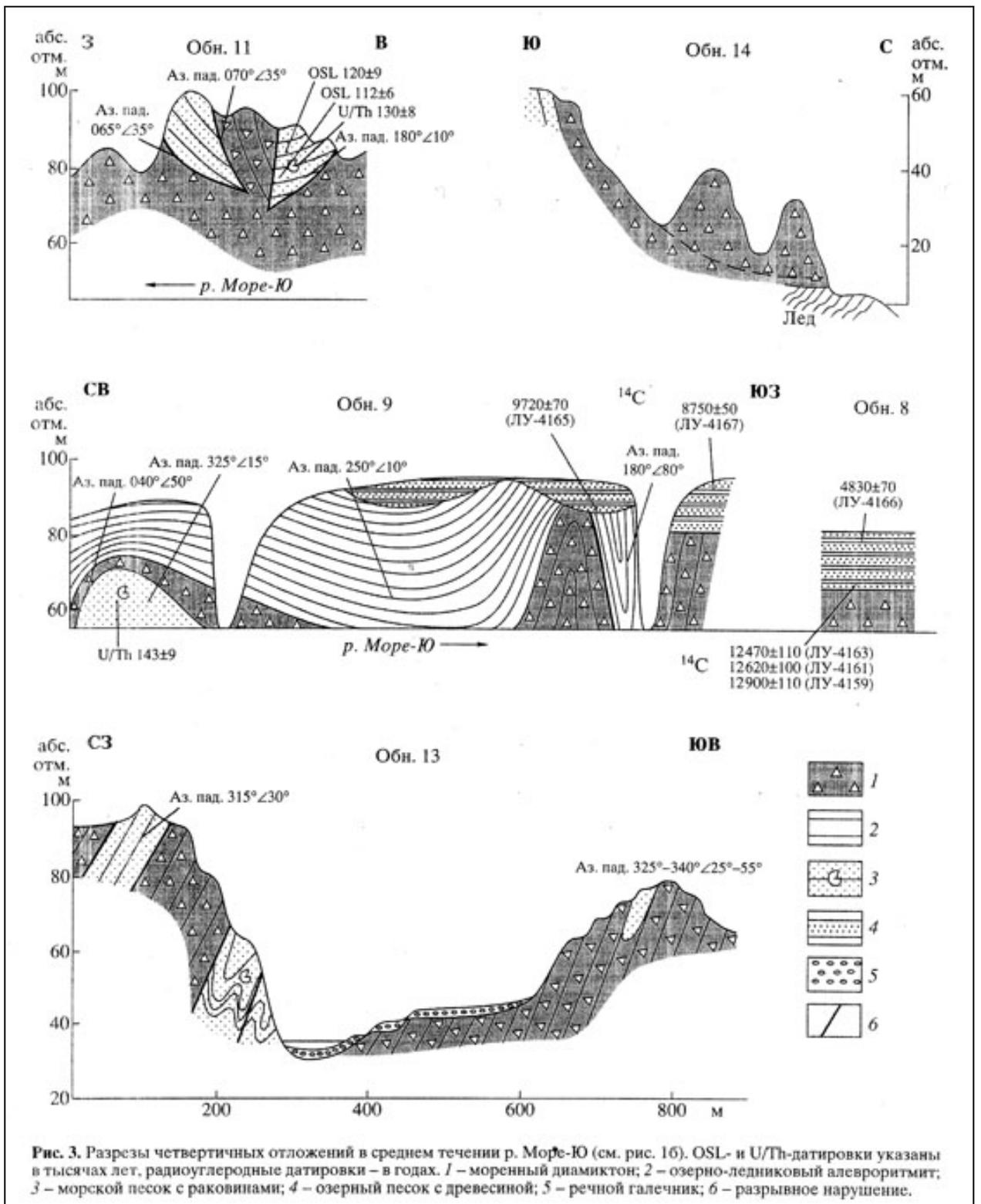
активный термокарст с образованием крупных озер в этом районе начался не позднее 13 тыс. радиоуглеродных лет назад (обн. 8, рис. 3). Более древние послеледниковые отложения представлены эоловым песком, считающимся лучшим материалом для люминесцентного датирования. В обн. 22 на р. Нгутаыха, в 10 км к северо-западу от обн. 16, из 15-метровой толщи эоловых песков получены 4 OSL-даты снизу вверх  $26 \pm 3$ ,  $26 \pm 3$ ,  $26 \pm 3$  и  $21.8 \pm 1.4$  тыс. л.н. Поднятая рядом с разрезом кость мамонта показала радиоуглеродный возраст  $39320 \pm 960$  л.н. (ЛУ-4178). Шесть OSL-датировок в интервале 13-16 тыс. л.н. получены из эоловой толщи обн. 26 на р. Коротайхе (рис. 1). Два зуба мамонта, подобранные у основания этого обрыва, дали АМБ-датировки  $34600 \pm 1300$  (Ua-14891) и  $35150 \pm 2030$  (Ua-14890) радиоуглеродных лет назад. Зубы мамонта очень хрупки и не выносят многократного переотложения. Это тем более верно для пары зубов, которые в данном случае явно происходят из надморенных осадков. Две самые древние датировки послеледниковых отложений со значениями  $46 \pm 3$  тыс. л.н. получены методом OSL из озерных песков в обн. 16 (рис. 3) на высоте 26 и 27 м над рекой.

Таким образом, геохронометрические данные по востоку Большеземельской тундры указывают на то, что последний ледник, оставивший фрагменты своей загрязненной подошвы на р. Море-Ю, распался не позднее 50 тыс. л.н., что совпадает с выводами по Приенисейской Сибири [3, 6, 12] и с современной оценкой возраста последнего оледенения Печорского бассейна по другим данным [8, 13]. Возраст максимального продвижения последнего ледника, вероятно, определяется OSL-датировками верхнего уровня стояния приледникового озера в интервале 80-100 тыс. л.н. [14]. К этому моменту уже должна была сформироваться мощная мерзлота Большеземельской тундры, видимо, в процессе регрессии бореального моря.

Изложенный выше материал является результатом русско-норвежского исследовательского проекта PECHORA, финансируемого Norwegian Research Council, под эгидой координационной программы QUEEN, European Science Foundation. OSL-датировки получены А. Murray, Nordic Laboratory for Luminescent Dating, Denmark, методом оптически стимулированной люминесценции [15]. Стандартное радиоуглеродное (индекс ЛУ-) и уран-ториевое датирование выполнены в Лаборатории геохронологии СПбГУ под руководством Х.А. Арсланова, радиоуглеродное датирование методом AMS (масс-спектрокопии на ядерном ускорителе) (индекс Ua-) - в Лаборатории Университета г. Уппсала, Швеция. Соотношения изотопов кислорода измерил Р. Вайкмяэ, Институт геологии Эстонской АН. Перечисленным лицам и организациям авторы выражают свою искреннюю признательность.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Каплянская Ф.А., Тарноградский БД. // ДАН. 1976. Т. 231. №5. С. 1185-1187.
2. Соломатин В.И. // Материалы гляциол. исследований. 1977. № 29. С. 233-240.
3. Астахов В.И. // Материалы гляциол. исследований. 1986. № 55. С. 72-78.
4. Карнов Е.Г. Подземные льды Енисейского Севера. Новосибирск: Наука, 1986. 133 с.
5. Соломатин В.И. Петрогенез подземных льдов. Новосибирск: Наука, 1986. 216 с.
6. Astakhov V.I., Isayeva L.L. // Quatern. Sci. Revs. 1988. № 7. P. 29-40.
7. Оберман Н.Г. В кн.: Проблемы геокриологии. М.: Наука, 1988. С. 71-77.
8. Astakhov V.I., Svendsen J.I., Matiouchkov A. et al. // Boreas. 1999. V. 28. № 1. P. 23-45.
9. Захидзе В. С. В кн.: Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений Предуралья. Уфа, 1972. В. I. С. 56-86.
10. Арсланов Х.А., Лавров А.С., Потапенко Л.М. и др. В кн.: Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М.: Наука, 1987. С. 101-111.
11. Васильчук Ю.К., Котляков В.М. Основы изотопной геокриологии и гляциологии. М.: Изд-во МГУ, 2000. 616 с.
12. Vaikmae R., Michel F., Solomatin V.I. // Boreas. 1993. V. 22. P. 205-213.
13. Mangerud J., Svendsen J.I., Astakhov V.I. // Boreas. 1999. V. 28. №1. P. 46-80.
14. Mangerud J., Astakhov V.I., Murray A., Svendsen J.-I. // Global and Planet. Change. 2001. V. 31. № 1/4. P. 319-334.
15. Murray A.S., Wintle A.G. // Radiat. Meas. 2000. V. 32. P. 57-73.



Ссылка на статью:

Астахов В.И., Свенсен Й.И. Возраст остатков плейстоценового ледника в Большеземельской тундре. Докл. РАН, 2002, том 384, № 4, с. 534-538.