

Горы Бырранга, гряда Главная, озеро Лабаз

Оглавление

1. Исследования 1993 г.
 - 1.1. Наземные исследования
 - 1.2. Аэровизуальные наблюдения
2. Исследования 1994 г.
 - 2.1. Наземные исследования
3. Исследования 1995 г.
 - 3.1. Наземные исследования
 - 3.2. Аэровизуальные наблюдения
4. Исследования 1996 г.
 - 4.1. Наземные исследования
 - 4.2. Аэровизуальные наблюдения
5. Результаты исследований
 - 5.1. Геоморфологическое строение бассейна оз. Левинсон-Лессинга
 - 5.1.1. Террасовые уровни котловины озера Левинсон-Лессинга
 - 5.1.2. Геоморфологическая карта окрестностей оз. Левинсон-Лессинга
 - 5.1.3. Геоморфологическое строение бассейна оз. Щель и долин р.р. Левли и Бол. Боотанкаги
 - 5.2. Неотектоника гряды Главной гор Бырранга в районе оз. Левинсон-Лессинга – оз. Таймыр
 - 5.2.1. Газортутная съёмка в бассейне оз. Левинсон-Лессинга
 - 5.2.2. Современные тектонические движения Центрального Таймыра
 - 5.3. Состав и строение донных отложений озёр Левинсон-Лессинга, Кокуора, Таймыр, Портнягино.
 - 5.4. Ледовый комплекс пород мыса Саблера
 - 5.4.1. Геоморфологическое строение и мерзлотные процессы
 - 5.4.2. Стратиграфия отложений Ледового комплекса
 - 5.4.3. Палеогеографическая интерпретация данных о строении рельефа и отложений м. Саблера и оз. Таймыр

Исследования 1993 г.

Исследования 1993 г. были проведены в бассейне оз. Левинсон-Лессинга в ходе российско-германской экспедиции «Таймыр-93» из двух лагерей, находившихся на северном и южном берегах озера. Проводились маршруты (рис. 1, 2) по берегам озера, по бухте Ледяной, по западному берегу оз. Таймыр (м. Саблера) и на северном его берегу (м. Галечный).

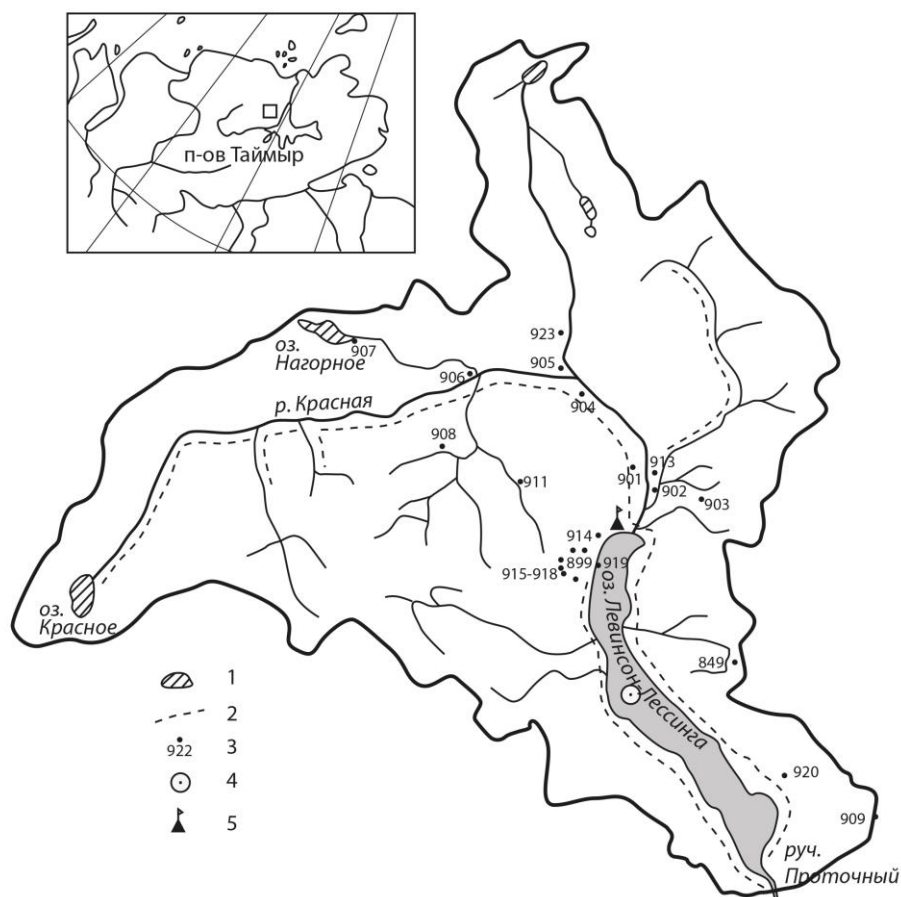


Рис. 1. Схема бассейна оз. Левинсон-Лессинга с точками наблюдений и маршрутами.

Условные обозначения: 1 – озёра, 2 – маршруты, 3 – точки наблюдений и их номера, 4 – место заложения скважины № 1228 по бурению озёрных отложений, лагерь экспедиции на северном берегу озера

1.1. Наземные исследования

Т.н. 838. 06.08.1993. Долина р. Ледяной в 2 км ниже устья ручья Проточного, вытекающего из оз. Левинсон-Лессинга. На левом берегу реки пойма имеет высоту бровки 0,5-0,7 м. Дно долины шириной до 2 км покрыто галечником из местных осадочных пород. Прежде река была значительно более мощной, а в настоящее время русло прижато к левому склону долины, который имеет крутизну 2-3° и полого спускается к руслу от коренной структурной гряды. На правом склоне долины, на высоте 60-70 м хорошо заметен тыловой шов бывшей террасы, от которой других элементов не осталось. На дне долины хорошо выделяется эрозионный останец бурого цвета с крестом у вершины, возникшим от пересечения по разлому дочетвертичных пород различного состава.



Рис. 3. Обнажения морских галечников в долине р. Ледяной.

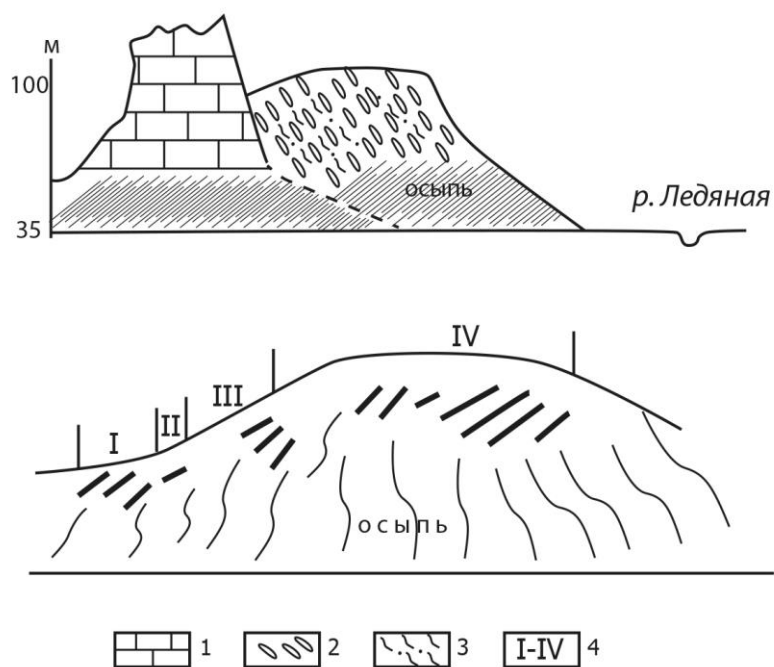


Рис. 4. Схема залегания морских галечников в долине р. Ледяной
Условные обозначения: 1 – известняки, 2 – галечники, 3 –осыпь, 4 – фрагменты, по которым описано обнажение.

Фрагмент I.

Слой 1. Плоская галька плохо и средне окатанная с заполнителем из песка и дресвы тёмно-серого цвета. Гальки обычно наклонены плоской поверхностью параллельно напластованию. Мощность 0,07 м.

2. Серовато-зелёный алевроитовый песок с включением единичных галек. Нижняя граница неровная. Мощность 0,35 м.

3. Песчано-дресвяная смесь с плоской галькой. Песок состоит в основном из осадочных пород. В серой массе белыми вкраплениями выделяются крупные песчаные и дресвяные зёрна также осадочных пород. Зёрна кварца встречаются редко. Мощность слоя 0,2 м.

4. Серый песчаный алевроит с оскольчатой текстурой и единичными гальками. К низу песка становится больше. На верхнем контакте залегают раковины морских моллюсков и их осколки. Мощность слоя 0,12 м.

5. Серый глинистый алевроит с единичными обломками осадочных пород.

6. Гравий и галька с песчаным заполнителем. Зёрна кварца встречаются единично. В слое содержатся веточки и части растений. Мощность слоя 0,23 м.

7. Алевроитовый песок мощностью 0,04 м.

8. Дресва мощностью 0,04 м.

9. Галька местных осадочных пород уложена плоскими сторонами параллельно напластованию. Заполнителем являются серые дресва и песок. В нижней части слоя заполнитель представлен глинами. Встречаются битые тонкостенные раковины морских моллюсков. Мощность слоя 0,34 м.

Мощность пачки фрагмента 1 – 1,36 м.

Фрагмент II.

Слой 9, если считать его продолжением слоя из фрагмента 1, также представлен галечником с песчано-алевритово-гравийным заполнителем. Гальки хорошей и средней степени окатанности. Мощность 0,35 м.

10. Серый алевроитовый песок с гравием и галькой с редкими тонкостенными раковинами морских моллюсков. Мощность слоя 0,06 м.

11. Гравийно-песчано-галечный слой с редкими раковинами моллюсков. Мощность 0,05 м.

12. Серый алевроитовый песок с небольшим количеством более крупных обломков и мелкими до 1,5 см) створками раковин.

13. Песчано-гравийный слой мощностью 0,04 м, который утоняется по простиранию до 0,01 м.

14 Алевроитовый песок мощностью 0,08-0,04 м.

15. Песчано-гравийно-галечный слой мощностью 0,14 м.

16. Серый алевроитовый песок с галькой, фрагментами и целыми створками раковин морских моллюсков. Внутренние части створок перламутровые. На нижнем контакте залегают плоские гальки параллельно напластованию. Мощность слоя до 0,13 м.

17. Песчано-гравийный горизонт с гальками. Видимая мощность 0,3 м.

Мощность фрагмента 2,45 м.

Фрагмент III.

17. Продолжение слоя 17 фрагмента 2. Гравийно-песчаная толща в верхней части на контакте со слоем 16 набита гальками, плоской стороной лежащей параллельно напластованию. Общая мощность слоя (включая слой из фрагмента 2) 0,65 м.

18. Галечник с очень малым количеством заполнителя. Отличительная особенность – жёлтый цвет галек и заполнителя, а также более крупный размер галек по сравнению с описанными слоями. Мощность 0,1 м.

19. Галечник серого цвета с алевроито-песчаным заполнителем, которого мало. Видимая мощность 0,1 м, ниже мерзлота. Судя по всему, этот пласт продолжается и ниже. В 2 м ниже вскрыты серые галечники с песчано-гравийным заполнителем. В 2,2 м ниже кровли слоя 19 в галечнике с алевроито-песчаным заполнителем встречены раковины двустворчатых моллюсков с обеими створками. Гальки хорошо и средне окатаны, мелкозёма мало.

Фрагмент IV обнажается только после перерыва (осыпь) размером 2-3 м и состоит из серых песков, падающих на ю-з под углами 30-35°.

Слой 20. Песчано-гравийно-галечная толща мощностью 1,2 м.

21. Галечник с небольшим количеством песчано-гравийного и алевроито-глинистого заполнителя. Мощность 1,3 м.

22. Песок алевроитовый, слоистый с большим количеством обломочного материала. Мощность 0,07 м.

23. Гравий. В верхней части (0,04 м) почти без примесей. В нижней части алевроито-глинистый заполнитель. Мощность 0,1 м.

24. Галька и гравий с алевроито-глинистым заполнителем. Мощность 1,3 м.

25. Песчано-гравийный слой мощностью 0,8 м.

26. Галечник с алевроито-глинистым заполнителем. Редко встречаются обломки раковин двустворчатых моллюсков. Мощность 0,07 м.

27. Галька почти без заполнителя. Мощность 0,25 м.

28. Песчано-гравийно-галечная толща мощностью 0,5 м.

29. Галечник слоистый с более опесчаненными прослоями. Мощность 0,5 м.

30. Галечно-гравийно-песчаная толща мощностью 0,6 м.

31. Гальки и мелкие валуны с малым количеством заполнителя. Мощность 2,0 м.

32. Гравийно-галечно-песчаный слой мощностью 0,3 м.

33. Валуны и гальки, заполнитель почти отсутствует. Видимая мощность 1,5 м.

Общая истинная мощность отложений фрагмента 4 составила 10,5 м

Далее в крест простираения пачек последовательность слоёв исчезает. В целом во фрагменте 4 выделенная последовательность напластования относительна.

В бровке уступа обнажения залегают мелкие хорошо окатанные гальки без заполнителя. Почти на всех гальках имеется белый известковый налёт, по-видимому результат почвообразования. Гальки покрыты дерниной. Склоны террасы заняты мохово-разнотравно-дриадовой растительностью с проективным покрытием до 90-95%. Поверхность террасы имеет пятна оголённого грунта и проективное покрытие растительностью на ней составляет до 50%.

Разрез подробно описывался шведскими исследователями (рис. 5). В их описаниях в толще преобладают пески и гравий. В нашем описании наибольшую роль в сложении этой толщи имеют галечники. Они считают, что наклонённые на ю-з и запад под углами от 15 до 35°слои гравийных песков и песков являются свидетелями гравитационных турбидитных потоков и склоновых движений вдоль края дельты реки, впадавшей в море. Мы же не исключаем пляжевого происхождения толщи с последующими тектоническими деформациями осадков. Так или иначе эта толща является свидетелем морского осадконакопления. В ней в большом количестве встречаются раковины двустворчатых моллюсков: *Astarte borealis*, *Hiatella arctica*, *Mya truncata*. ЭПР-возраст раковин по 9 образцам колеблется от 111 до 70 тыс. лет, составляя в среднем 86 тыс. лет [Möller et al., 2015]. Несколько радиоуглеродных датировок остатков растительности из толщ переслаивания оказались за пределами для этого метода датирования.

1,76-2,0 м – переслаивание растительных остатков и песчаного алеврита, на глубине 2,0 м растительные остатки ложатся на гальку;

2,0-2,5 м – галечники с песчано-алевритовым заполнителем.

Из ручья, прорезающего тело морских осадков подобран древесный ствол, радиоуглеродный возраст которого оказался равным 8670 ± 90 лет (ЛУ-3392). Вероятно, это ствол дерева, которое росло в этом месте в начале голоцена.

Т.н. 841 (02.08.1993) расположена в 2,5 км ниже по течению р. Ледяной от т.н. 840. Высота поймы 0,5 – 1,5 м. Поверхность поймы заросла ивой, мхом и разнотравьем. В уступе размыва вскрываются сверху-вниз:

0-0,1 м – дернина – глинистый алеврит с растительными остатками и современными корнями растений;

0,1-0,25 м – глинистый алеврит с растительными остатками;

0,25- 0,32 м – песчаный алеврит и песок с растительными остатками;

0,32-0,7 м – галечник с песчаным заполнителем.

Т.н. 842. Устье р. Ледяной, правый берег реки, пойма высотой до 2,5 м. Поверхность поймы заросла дриадой, ивой и разнотравьем, в понижении расположено термокарстовое озеро. В уступе размыва поймы сверху – вниз вскрываются:

0-0,15 м – дернина – растительные остатки с галькой и алевритовым песком;

0,15-1,5 м – переслаивание песка и алевритового песка с такими же отложениями, но обогащёнными растительным детритом.

1,5-2,25 м – неразложившиеся растительные остатки с алевритовым песком радиоуглеродным возрастом 1340 ± 140 лет (ЛУ-3171) на глубине 1,6-1,62 м и 4900 ± 190 радиоуглеродных лет (ЛУ-3137) на глубине 2,05-2,2 м;

2,25-2,3 м – серо-сизый, мёрзлый, глинистый алеврит.

Т.н. 843. Выдающийся к северу мыс южного берега бухты Ледяной у западного края дельты р. Верхней Таймыры. Абразионный уступ высотой 14-15 м изрезан оврагами, образующими треугольные фронтоны-зубья на склоне, обращённом к бухте. На более пологих склонах множество байджарахов. Треугольные фронтоны закрыты осыпями и обваливающимся материалом – серыми алевритовыми песками и алевритами.

Т.н. 844. Дельта р. В. Таймыры, южный берег бухты Ледяной, в 12 км к западу от мыса Рысюкова, в 2 км к востоку от протоки р. В. Таймыры, впадающей в бухту Ледяную. Высокая полигональная пойма с большим количеством термокарстовых озёр. Одно из таких озёр в т.н. имеет диаметр 1200 м. Полигоны имеют четырёхугольную форму. По краям полигонов образованы валики шириной несколько метров, заселённые ивой, злаками и разнотравьем, а в центре полигона образовались понижения часто с водой с доминированием осок. Высота уступа размыва поймы со стороны бухты до 1 м, иногда достигая 2 м. Перед уступом находится обширная осушка, ширина которой регулируется уровнем воды в бухте, а в момент наблюдения имела ширину 100 и более метров.

Т.н. 845. Мыс Саблера на западном берегу озера Таймыр, ю-з берег полуострова мыса Саблера. Здесь в обнажении длиной 1 км (рис.6) вскрываются отложения, состоящие из растительных остатков и алевритов, переслаивающихся между собой (слоёнка). Слои отложений сильно деформированы в результате криогенных процессов – образования и вытаивания ледяных жил шириной 10 и более метров. Иногда жилы сливаются в пласты видимой мощностью до 2-3 м. Среди ледяной породы отложения занимают часто меньший объём и значительно деформированы, особенно у контактов со льдом, где слои осадков загнуты вверх, являя признаки эпигенетического ледообразования. Ледяные жилы образуют 2 яруса – верхний у бровки обнажения, нижний в подошве уступа, где он часто перекрыт обваливающимися массами байджарахов. Описать такое обнажение из-за ледяных стенок высотой в несколько метров невозможно. Но здесь есть

отделившиеся от стенки, сползшие вниз и часто опрокинутые байджарахи. В одном из них удалось сделать расчистку и отобрать пробы послойно.

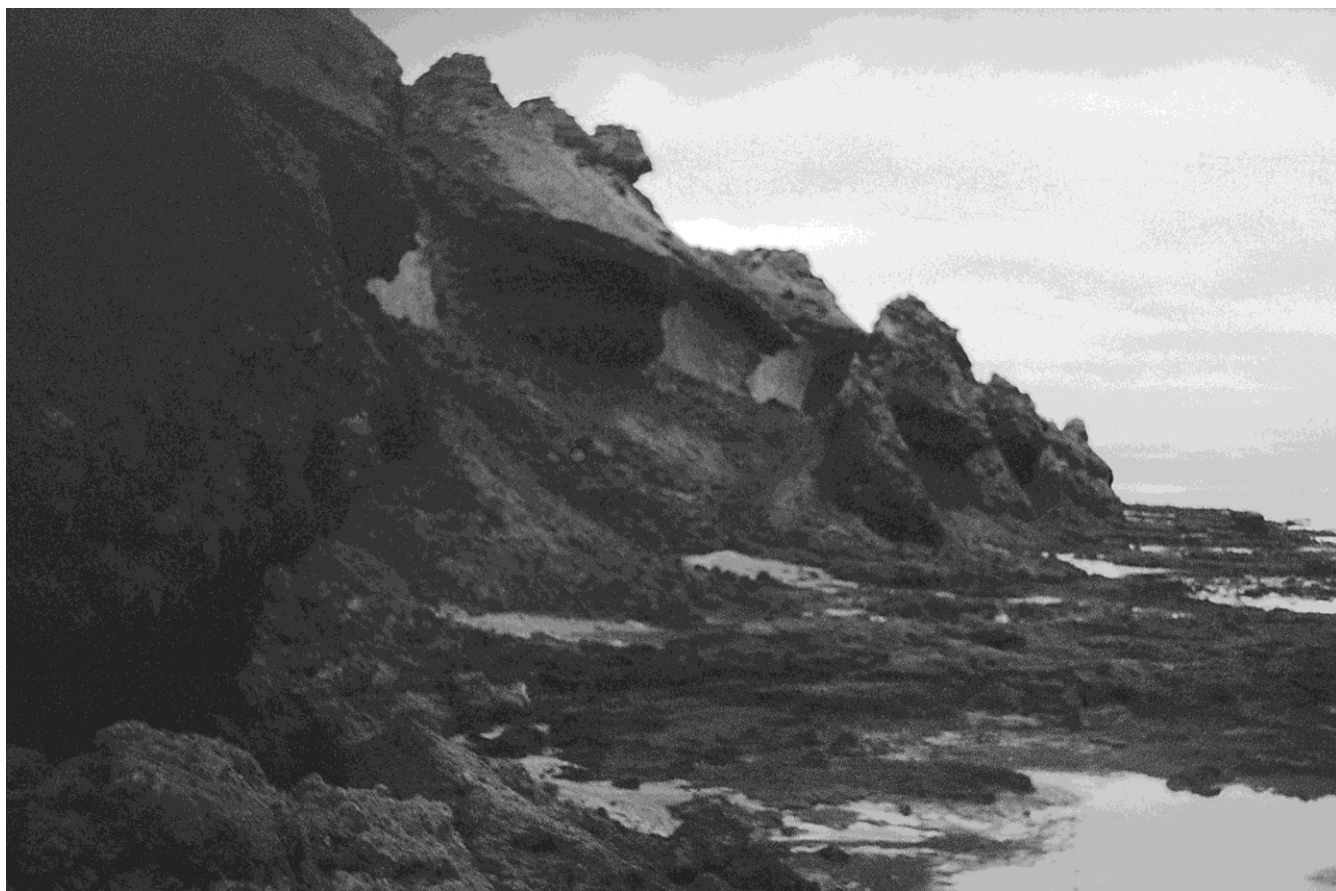


Рис. 6. Обнажения слоёнки и ледяных жил в ю-з скуле мыса Саблера на западном берегу оз. Таймыр.

Снизу – вверх в байджарахе вскрывается переслаивание слабо разложившихся растительных остатков с алевритом и песком:

0-0,25 м – растительные остатки и алевритовый песок с радиоуглеродным возрастом ≥ 39100 лет (ЛУ-3398);

0,25-0,4 м – алевритовый песок с растительными остатками;

0,4-0,95 м – растительные остатки и серый алевритовый песок;

0,95- 1,2 м – рыжий торф;

1,2-2,65 м –растительные остатки с серым алевритом»

2,65-3,35 м – горизонтально-слоистый алевритовый песок с небольшим количеством растительных остатков;

3,35-9,5 м – горизонтальное переслаивание растительных остатков, алевритов и песчаных алевритов, радиоуглеродный возраст органики с высоты 7,1 м оказался равным $32\,730 \pm 2200$ лет (ЛУ-3391);

9,5-10,1 м – неразложившийся мох с корой деревьев, радиоуглеродный возраст которого на высоте 9,6 м составил $27\,390 \pm 480$ лет (ЛУ-3394), а на высоте 10,1 (в кровле) - 27050 ± 1050 лет (ЛУ-3178);

10,1-10,9 м – растительные остатки с алевритовым песком;

10,9-12,6 м – слоистые алевриты и песчаные алевриты с редким растительным детритом и ледяными прослоями толщиной до 5 см;

12,6-12,9 м – переслаивание растительных остатков с алевроитовым песком;
 12,9-13,2 м – горизонт залегания рыжего мха, аналогичный слою 9,6-10,1 м с возрастом $29\,000 \pm 880$ радиоуглеродных лет (ЛУ-3139);
 13,2-13,7 м – крошащиеся алевроитовые пески.

У подножия обнажения среди развалов байджарахов отобрана часть черепа животного (по-видимому, лошади). Позже (05.12.1994) М. Саблиным (Зоологический институт РАН) произведено определение вида животного, которое оказалось лошадью ленской.

Таким образом, описанные осадки (слоёнка), в которой органическая часть занимает не менее 80% объёма, принадлежат к так называемому ледовому комплексу пород (ЛК), который состоит из переслаивающихся органических осадков и алевроитов, откладывавшихся в водоёме, и горизонтов торфа, отложившегося в субэвальной обстановке при деградации бассейна осадконакопления. Эти события колебания уровня водоёма происходили 33-27 тысяч радиоуглеродных лет назад во время каргинской трансгрессии позднего неоплейстоцена в условиях подпора пресноводного водоёма при повышенном стоянии уровня моря.

Т.н. 846. П-ов мыса Саблера в южной его части. На аэрофотоснимках 1950 г. здесь существовало термокарстовое озеро округлой формы, которое в настоящее время спущено, и котловина озера представляет собой типичный алас, дно которого прорезали водотоки на заключительной стадии спуска воды из озера (рис. 7). V-образные долины глубиной 3-4 м ориентированы по направлению ледяных жил и вскрывают тёмно-серые алевроиты и глинистые алевроиты. См. также т.н. 850.

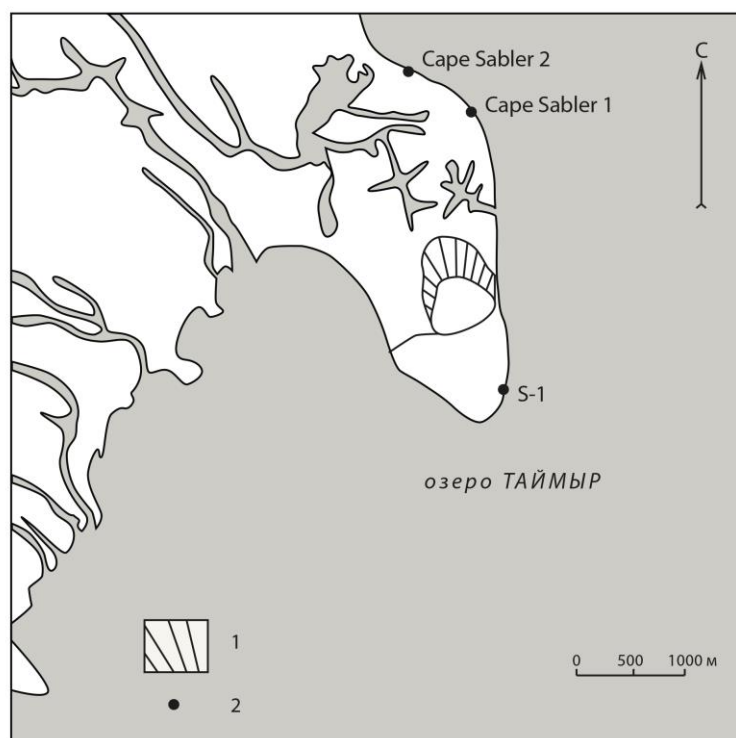


Рис. 7. Схема мыса Саблера с аласом в южной части п-ова и обозначенными точками обнажений ледового комплекса пород, которые будут рассматриваться в других главах книги. Условные обозначения: 1 – алас, образованный в результате спуска термокарстового озера, 2 – точки описания обнажений,

Пересечение на надувных лодках бухты Ледяной 01.09.1993 г с запада на восток (рис.8) показало мелководность бухты. В малую воду глубины в центральной её части не превышают 1,5 м. До первого с севера мыса бухты лодки пришлось проводить в пешем порядке по дну, с

поверхности сложенном песчано-алеврито-глинистыми осадками. Далее от мыса пришлось идти ближе к северному берегу бухты, т.к. к югу располагаются обширные мели. Только через 2 км появилась возможность пересечь бухту к южному берегу к самому выдающемуся с юга мысу. Уровень воды в бухте резко упал – на 0,8-1 м по сравнению со временем пересечения бухты 8 августа. Далее от мыса (т.н. 843) маршрут проходил вдоль южного берега – на расстоянии 1 км от него, где глубины составляли 0,5 м.



Рис. 8. Пересечение на лодках бухты Ледяной

Далее водный маршрут продолжен от м. Рысюкова к м. Саблера. Маршрут проходил по второй от м. Рысюкова к востоку протоке внешней дельты р. В. Таймыры. Вход в протоку имел глубину до 0,5 м, в самой протоке более 1,5 м. Выход из протоки с севера и с-з закрыт мелями, выход на восток чрезвычайно мелок (3 см). Грунты дна представлены алевритами и песками. Идти можно только потому, что с глубины 0,5 м осадки находятся в мёрзлом состоянии.

Т.н. 847. Острова Фёдорова к востоку от мыса Плоского и к с-в от мыса Фуса на западном побережье оз. Таймыр. По наблюдениям со стороны озера это плоские невысокие (10-15 м) острова, сложенные с поверхности четвертичными отложениями. Судя по рельефу островов, они представляют собой фрагмент озёрной террасы.

При пересечении озера от о-вов Фёдорова на северном побережье между грядой с высотной отметкой 243 м по карте масштаба 1:500 000 и грядой Главной располагается склон с чётко выраженным тыловым швом на высоте около 100 м. К этой же высоте приурочены верхние края тел бурых пятен морских галечников. На западном побережье озера также выделяются террасы на разных высотах, но особенно отчётливо на высоте около 100 м.

Т.н. 848. Мыс Галечный на северном берегу оз. Таймыр. Уступ размыва высотой до 9 м. В нём вскрываются галечники. Сверху – вниз вскрываются:

0-0,1 м – дернина – алеврит с корнями растительности;

0,1-0,25 м – алевритовый песок с корешками растений;

0,25-0,55 м – галечник, состоящий из мелких хорошо и средне окатанных галек и алевритового песка в качестве заполнителя (5-10% по объёму);

0,55-0,7 м – алевритовый песок с единичными гальками, на верхнем контакте залегает песчано-гравийный горизонт мощностью до 0,05-0,07 м;

0,7- 1,9 м - галька средней степени окатанности с заполнителем из алевроитового песка, плоские гальки уложены преимущественно параллельно горизонтальному напластованию, нижние 0,2 м осадка обогащены дресвой и песком;

1,9-2,1 м – прослой серого алевроитового песка;

2,1-2,3 м – галька, уложенная менее упорядочено по сравнению с вышележащими слоями, алевроитовый песок в качестве заполнителя (40-50% по объёму породы);

2,3-3,6 м – гравийно-песчано-галечный горизонт;

3,6-3,72 м – песчано-алевритовый горизонт;

3,72-3,92 м – песчано-гравийно-галечный горизонт видимой мощностью 0,2 м.

Ниже сформирована осыпь, из-под которой проявляется ледяное тело видимой мощностью 1,5 м, шириной 1,5 м, состоящее, по-видимому, из озёрного льда или снежника.

Из т.н. 848 произведены наблюдения за склоном в сторону гор и мыса Ближнего, в 3 км западнее т.н. На склоне хорошо выражена терраса высотой 10-15 м. И выше склон террасирован. Уступы террас выработаны в коренных дочетвертичных породах. Между т.н. и долиной р. Постоянной хорошо заметен останец протяжённостью 150 м с запада на восток и 70-75 м с севера на юг. Это нашлапка высотой до 5 м сложена морскими галечниками, которые хорошо видны в высыпках на склоне и в норах леммингов. Такие же точно нашлапки, но более протяжённые, залегают на склоне в районе устья р. Постоянной, где они имеют мощность 5-7 м и залегают на коренных породах. Дно долины р. Постоянной и коса, выдвинутая в озеро сложены этими перемытыми морскими галечниками (рис.9). Галечники обнажения в т.н. 848, по-видимому, также образованы переотложенными со склона морскими гальками. Повсюду на высотах от 15 до 150 м на склоне обнаруживаются морские береговые отложения.



Рис. 9. Мыс Галечный, образованный отложениями р. Постоянной на северном берегу оз. Таймыр

Т.н. 849. Субширотно ориентированная долина ручья – левого притока долины реки, впадающей в южное расширение оз. Левинсон-Лессинга, в 4,5 км к в-ю-в от края самой обширной дельты, выдвинутой в озеро, в 6 км к северу от лагеря на косе «Клюв» в южной части озера.

В т.н. привёл маршрут от косы в южной части озера на его восточном берегу. Маршрут проходил по восточному склону котловины оз. Левинсон-Лессинга по нашлапкам морских отложений с наблюдениями и дешифрированием по АФС площадок террас на высотах от 60 до 110 м над урезом воды в озере.

В т.н. – на северном склоне долины ручья выделяется структурная гряда высотой 10-12 м, протягивающаяся вдоль долины. В 300 м от западного окончания гряды находится форма рельефа, которую проезжавшие здесь 7-12 августа 1993 г. геологи из Хатангской геолого-разведочной

экспедиции назвали мореной. На АФС она выделяется светлым фоном, имеет длину 150-170 м и ширину 80-90 м. Это прислонённые к коренному склону долины гравийно-песчано-галечные отложения. По геоморфологическому положению это уступ и часть площадки террасы. Высота задернованного уступа до 7 м. На поверхности террасы залегает окатанный и неокатанный материал галечной размерности. Расчистка-шурф, заложенная в бровке уступа, вскрыла алевроит с галькой мощностью 20-25 см, подстилаемые гравийно-галечными отложениями видимой мощностью (до мерзлоты) 30 см. Среди обломочного материала попадаются фрагменты створок раковин морских моллюсков. По составу осадки очень похожи на береговые фации отложений, вскрытые в разрезе морских осадков в т.н.839.

Далее маршрут проходил по долине реки, заканчивающейся в озере крупной дельтой выдвигания. В распадках ручьёв, впадающих в долину, обнажаются сложно залегающие углистые сланцы или уголь чёрного цвета со стекляннным блеском. В самой долине залегают деформированные глинистые сланцы, угли, песчаники. На плоском дне долины шириной 50-60 м кроме местного обломочного материала наблюдаются единичные обломки долерита валунной размерности. Обнаружен один отлично окатанный валун гранитоидов. Склоны долины прямые крутизной до 50-60°, профиль долины трапециевидный, определён эрозионной деятельностью водотоков и склоновыми процессами.

Т.н. 850. П-ов мыса Саблера, восточный край днища спущенного термокарстового озера (см. рис.7). Глубина термоэрозионной долины, прорезающей днище котловины в т.н. составляет 7-8 м, ширина по дну до 6 м, по бровкам долины - 25-30 м, крутизна задернованных склонов долины 45-50°. В более крутых склонах обнажаются горизонтально-слоистые пески и алевроиты, содержащие большое количество растительных остатков. Иногда встречаются горизонты практически нацело состоящие из растительных остатков: веток, стволиков кустарников, мхов. Слоистость в осадках тонкая, иногда миллиметровая. Из обнажения с высоты 2,6-2,65 м над урезом воды в ручье отобран образец растительных остатков из слоя толщиной 3-6 см, состоящего из веток и мха. Радиоуглеродный анализ показал возраст отложений - 8040 ± 40 лет (ЛУ-3138). Здесь же на дне долины у уреза воды отобран образец костей конечности копытного животного. Кости явно древние, имеют коричневый цвет и новообразования минерала синего цвета. Вероятно, эти кости переотложены из отложений ЛК, которыми и сложен весь п-ов мыса Саблера.

Термоэрозионная сеть днища аласа заложена явно по вытаявающим ледяным жилам, о чём свидетельствует чёткая прямоугольность сети долин, выражающаяся особенно ярко в верховьях долинок у западного берега бывшего озера. Там часто встречаются термокарстовые ванны, затопленные водой.

1.2. Аэровизуальные наблюдения

Перелёт на вертолёте Ми-8 по маршруту пос. Хатанга - оз. Таймыр – оз. Энгельгардт – оз. Левинсон-Лессинга (22.08.1993).

От р. Хатанги до оз. Таймыр в тундре до высоты 120-140 м широко распространены отдельные пятна серо-коричневого цвета, заметные в рельефе небольшими уступами или без них. Это остатки плаща отложений, состоящих из песка, алевроитового песка и галечников прибрежной морской фации. На п-ове между заливами Байкуранеру и Юкаяму оз. Таймыр явно выделяются широкие (до нескольких сотен метров) площадки террас. Здесь есть и песчано-галечные наплывы, описанные выше. Террасы распространены в высокой части п-ова, а также по южному склону котловины оз. Энгельгардт, на котором уступы террас образованы грядами коренных пород. Полого наклонные площадки террас шириной до 150-200 м отлично видны и на восточном склоне котловины оз. Левинсон-Лессинга. Их высота до 100 м над озером.

Перелёт на вертолёт Ми-8 по Маршруту пос. Хатанга – оз. Левинсон-Лессинга - оз. Таймыр – пос. Хатанга (05.09.1993).

Пересечение долины р. В. Таймыры в районе широтного колена перед дельтой реки показало, что в бровках на обоих склонах долины отлично выделяются галечники мощностью до 5-8 м. В оз. Неди есть низкая 3-х метровая озёрная терраса и пятна галечников по берегам и склонам. Оз. Таймыр к востоку от п-ова Мутафи представляет собой сплошные острова и мели внешней дельты р. В. Таймыры вплоть до м. Фуса, а на восток – до п-ова Баскура.

Отдельный конусообразный холм высотой около 15 м и склонами крутизной до 10°, сложенный морскими галечниками, расположен к северу от долины р. Новой.

Полёт на самолёте АН-2 с аэровизуальными наблюдениями (07.09.1993) по маршруту – пос. Хатанга – оз. Лабаз – оз. Таймыр – р. Бикада – ледник Неожданный – оз. Кунгасалах, северный берег Хатангского залива – пос. Хатанга.

Озеро Лабаз – обширный мелководный водоём с низкими берегами и осушками вдоль восточного берега. Северный берег представляет собой уступ размыва высотой около 15 м. Эрозионная деятельность водотоков выработала в уступе овраги, треугольные фронтоны и зубья между ними. Во фронтонах снизу обнажаются светло-серые породы – горизонтально-слоистые алевриты и пески с падением пластов к озеру, т.е. к югу. Осадки и формы напоминают меловые обнажения, развитые по южному побережью Хатангского залива в районе м. Большая Корга. На этих осадах залегают плейстоценовые морские пески и галечники.

От озера Лабаз по направлению к оз. Левинсон-Лессинга в долинах и на водоразделах широко развиты наплывы серых морских песчано-галечных отложений. В районе долины р. Новой снова встречены конусообразные останцы, сложенные этими отложениями.

В долинах оз. Логата и реки Малой Логаты (сильно меандрирует) повсюду есть хорошие обнажения жёлтых и серых песков, по-видимому, морских. Обнажения обычно имеют форму множественных треугольных фронтонов с разделяющими их оврагами. Рельеф в районе р. М. Логаты полого-холмистый с крутизной склонов 3-5° и относительными превышениями до 50-70 м. Эрозионные формы по пескам и алевритам напоминают рельеф бедленда.

Восточный склон котловины оз. Энгельгардт между реками Чёрные Яры и Толмачёва характерен широким распространением чехла морских осадков – покровов. На склонах долины р. Бикады также присутствуют остатки покрова морских галечников.

Ледник Неожданный закрыт плотной облачностью. Наблюдались только небольшие ледниковые языки в долинах. Их границы трудно определяются так как в горах лёг снег. Наблюдался кар, в котором лежит ледник Каровый, но и здесь из-за облачности и снега самого ледника увидеть не удалось, он лишь угадывался. Вокруг ледникового узла формы ледниковой экзарации не наблюдались. Долины эрозионные, имеют V-образные поперечные профили.

Возвышенность Тулай-Киряка с максимальной высотой 605 м по карте прорезается V-образными долинами. На с-з и западном склонах наблюдаются эрозионные формы типа каналов стока ледниковых вод. Также нет форм ледниковой экзарации или аккумуляции.

Склоны котловины оз. Кунгасалах пологие, береговые уступы размыва низкие и только на южном побережье озера они выше. На склонах котловины хорошо видны наплывы морских галечников.

2. Исследования 1994 г.

Работы российско-германской экспедиции «Таймыр-1994» были сконцентрированы в бассейне о. Левинсон-Лессинга и базировались на лагерь, расположенный на северном берегу озера, но также использовался лагерь экспедиции прошлого года, расположенный на южном берегу озера. Группа исследователей работала на оз. Лабаз.

2.1. Наземные исследования.

Т.н. 899. 22.07.1994. Западный склон долины оз. Левинсон-Лессинга. Долина ручья Врезанного в 2,5 км к западу от берега озера (см. рис. 1). На правом склоне долины расположена площадка на высоте 260-280 м. С неё на запад открывается впечатляющая картина V-образной долины с крутыми склонами и узким дном. При длине долины 5-6 км глубина вреза составляет 390-400 м. Площадь водосбора реки чрезвычайно маленькая. Единственным источником воды, прорезавшей долину, могли быть только ледники, залегавшие на водоразделах на высотах 400-570 м и в долинах.

Т.н. 900. Правый берег р. Красной, впадающей в оз. Левинсон-Лессинга, в 700 м выше по течению от устья реки. Первая терраса имеет высоту 3-3,5 м. Наиболее возвышенные участки террасы у реки протягиваются полосой шириной до 100 м вдоль русла. На этих участках господствует злаково-разнотравно-дриадовая растительность. Далее в сторону от реки терраса понижается, заболачивается и занята осоковой растительностью. В уступе размыва террасы высотой 3,3 м вскрываются сверху-вниз: дернина мощностью до 0,5 м, алевроит и глинистый алевроит с растительными остатками (мхами) мощностью 0,5-0,6 м, галечники видимой мощностью 2 м.

Т.н. 901. Эрозионный останец «Морда собаки» в центре долины р. Красной в 2,5 км к северу от устья последней. Длинная (1,5 км) ось останца ориентирована в с-в направлении, короткая ось имеет протяжённость 1 км. С юга, с-в и с-з останец венчают три вершины. Северо-западная представляет собой структурно-денудационную гряду, сложенную песчаниками и субширотно ориентированную. Две другие вершины венчают тела, сложенные четвертичными отложениями. На южной вершине с поверхности и в закопущах выходят серые алевроиты с плохо окатанными обломками песчаников. Склоны останца пологие (2-3°) и лишь в районе вершин они круче (5-7°). Проективное покрытие растительностью на склонах до 80%, на вершинах – 60-70% (пятна-медальоны алевроита со щебнем). Склоны останца полосчатые в результате проявления склоновых процессов и поверхностного ручейкового стока. Высота останца 22 м, гряды песчаников – до 25 м над поверхностью террасы реки.

Т.н. 902. Правый склон долины в устье р. Мраморной (левый приток р. Красной). 2 эрозионных останца высотой 8 и 12 м, располагающиеся на 80-100 м выше уровня моря, сложены хорошо окатанными морскими галечниками. Устье р. Мраморной представляет собой пологий (1-1,5°) конус выноса протяжённостью до 2 км.

Т.н. 903. Левый склон долины р. Красной в 3,2 км к с-в от устья р. Красной. Площадка террасы высотой 180 -200 м над у.м., расположенная выше контакта песчаников и известняков. На площадке обломочный материал окатан значительно лучше по сравнению с обломками известняков, залегающими на склоне террасы. Склоны выше террасы интенсивно расчленены V-образными эрозионными долинами.

Т.н. 904. Дно долины р. Красной в 700 м к ю-в от впадения ручья Замкнутого в р. Красную. Ширина низкой поймы реки 150-200 м, высота 0,5 м, на поверхности залегает галька. Высокая пойма шириной до 400 м отделена от низкой поймы чётким уступом высотой 0,5-0,8 м. На поверхности высокой поймы господствует злаково-разнотравная растительность на моховом субстрате. Высокая пойма отделена от первой террасы уступом высотой 1,5 м, крутизной 7-10°. Высота площадки первой террасы ≥ 2 м над высокой поймой. Терраса пересечена маршрутом от останца «Собачья голова» (т.н. 902) к западному склону долины р. Красной, где она возвышается над тальвегами ручьёв, её прорезающими, на 3,5-5 м. Терраса представляет собой сложную полигональную поверхность. Полигоны размером от 5-10 до 50 м, валиковые и трещинные. В понижениях валиковых полигонов прямоугольной формы растут пушица, злаки, мхи, на валиках развита дриадово-мохово-разнотравная растительность с карликовой ивой. Ширина валиков полигонов до 3 м, высота до 0,5 м. В случае трещинных полигонов злаково-моховой луг расчлён

трещинами над ледяными жилами, по трещинам наблюдается ток воды. Западный склон долины р. Красной в нижней части имеет крутизну 7-8°, характеризуется полосчатостью или на его поверхности развиты пятна-медальоны, в которых обнажаются серые увлажнённые глинистые алевриты со щебнем, практически без растительности. Общее проективное покрытие растительностью склона около 80%. На склоне развиты мелкие солифлюкционные террасы высотой до 0,5 м.

Т.н. 905. (см. также т.н. 923). Устье ручья Замкнутого – левого притока р. Красной, правый склон долины, останец террасы (рис. 10). Высота бровки террасы над дном долины (поймой у тылового шва), определённая барометрическим нивелированием, составила 34-35 м, над урезом воды в ручье около 40 м. На противоположном левом склоне долины терраса, хорошо дешифрируемая на АФС по светлому тону изображения, находится на такой же высоте. Крайний восточный останец террасы с поверхности сложен гальками и щебнем с алеврито-песчаным заполнителем серого цвета. Площадка террасы является полосчатой тундрой с пятнами-медальонами, размерами 1-3 м, соединёнными в полосы на склоне крутизной $\leq 1^\circ$. Пятна практически лишены растительности, а по их краям в понижениях (10-20 см) растут мхи, дриада, злаки. Среди цветковых определены: новосиверсия, полярный мак, лютик, камнеломка. Есть белые и жёлтые лишайники. Увлажнённость поверхности пятен слабая, окатанность обломочного материала преимущественно хорошая. Крайний к долине останец по левому склону на 4-5 м выше восточного останца и на его вершине выделяется гряда со склонами крутизной 5-7°. В ней вскрываются как окатанные обломки, так и слабо окатанные глыбы и валуны. На склонах останца плохо окатанного материала больше. Судя по всему, здесь коренные породы (песчаники) залегают близко к поверхности останца. Склоны останцов имеют крутизну 2-8° и лишь поверхности обращённые к реке – до 15-18°. В т.н. на правом склоне долины развита терраса той же высоты, но на ней гораздо больше крупнообломочного неокатанного материала. Угол склона террасы 2-3°, ширина площадки около 80 м. Проективное покрытие площадки террасы растительностью (злаково-разнотравно-дриадово-моховой) 90%.

Долина ручья Замкнутого, давно представляющая интерес своей формой – считается, что она троговая и выработана ледниками, является корытообразной и ассиметричной в поперечном профиле. Длина долины 12 км, ширина долины между бровками 1,5-2 км, глубина вреза долины в устье ручья достигает 300-320 м. Корытообразность создаётся сочетанием нескольких прямых склонов. По правому склону эти участки таковы: верхний крутизной 30°, средний - 20°, 2 нижние 3-4 и 4-6°. Верхний и средний участки выработаны в коренных породах и представляют собой осыпной склон с небольшими выступами коренных пород и проективным покрытием растительностью $\leq 10\%$. Третий участок - полосчатый склон с выходами в полосах серого глинистого алеврита с крупнообломочным плохо окатанным материалом, дриадово-разнотравно-моховой растительностью и белыми лишайниками. Глыбы покрыты разноцветными накипными лишайниками, что говорит о том, что они лежат на своём месте достаточно давно. Участок 4 представляет собой склон долины современного ручья. Ширина этой долины от 200 до 600 м, глубина вреза 20-25 м, в устье ручья до 35 м. Долина представляется нормально эрозионной с несколькими стадиями врезания водотоков. Её заложение, по-видимому, определено разломом земной коры.

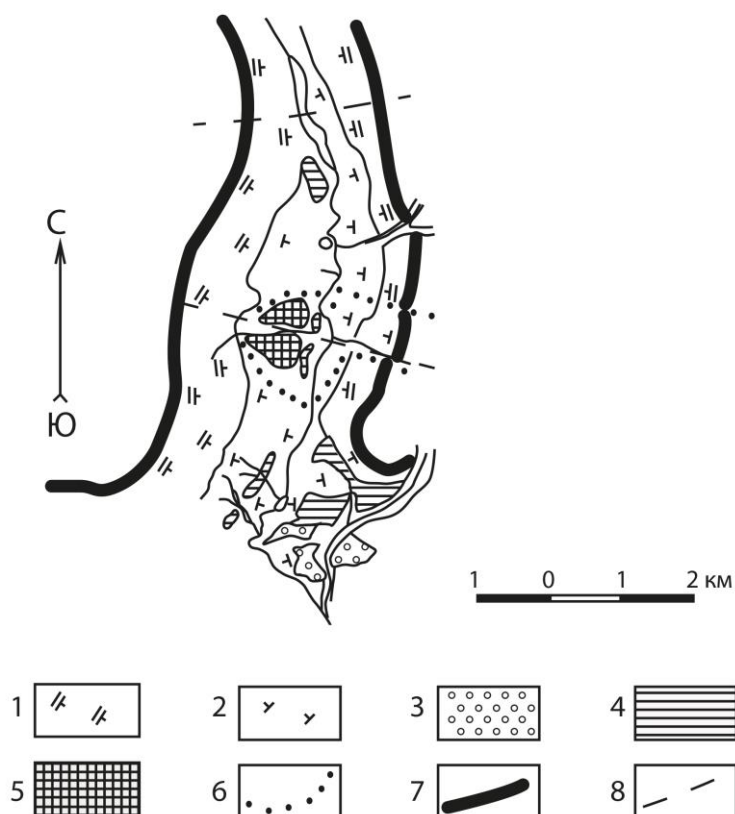


Рис. 10. Геоморфологическая схема долины ручья Замкнутого.

Условные обозначения:

1 – склон крутизной до 35° , склон крутизной до 10° , 3 – площадка морской аккумулятивной террасы высотой 100 м над у.м., 4 – площадка эрозионной террасы высотой до 40 м над урезом воды в ручье (ниже 100м н.у.м.), 5 – холмы, образованные погребённым глетчерным льдом, 6 – предположительные границы ледникового языка, оставившего лёд и перекрывающие отложения, 7 – бровка долины ручья Замкнутого, 8 – интрузивные проявления, выраженные в рельефе. (гряды).

Т.н. 906. Устье ручья Водопадного, правый склон долины. Здесь развита терраса высотой 9 м над урезом воды в ручье. С поверхности сложена окатанными гальками и гравием с заполнителем из серого алевроитового песка. Поверхность террасы представляет собой пятна-медальоны размером 0,5-0,7 м из окатанной гальки. Между ними в понижениях глубиной 5-7 см растут мхи, дриада, новосиверсия, камнеломки, маки, белые листоватые лишайники.

Т.н. 907. 200 м вниз по течению от истока ручья Водопадного. Ручей вытекает из оз. Нагорного, отметка уреза воды которого по карте составляет 220,7 м. Первые 1,5 км ручей имеет незначительный врез в коренные породы, его дно шириной до 40-50 м сложено грубыми неокатанными обломками и незаметно переходит в склон крутизной до 2° . Правый склон долины покрыт растительностью (мхи, лишайники, цветковые: крупка, мак, камнеломка) на 50%. Ниже долина ручья врезана и поворачивает к югу. В средней части V-образной долины с останцами-кекурами на склонах крутизной до 40° глубина долины достигает 60 м. Склоны сложены пререслаивающимися песчаниками, аргиллитами, гипсами, углями, карбонатными породами.

В т.н. оз. Нагорное представляет собой водоём с пологими склонами долины, кроме западного склона, где расположен горный массив с нагорными террасами на склонах крутизной от

10 до 15-30°. Восточный берег озера пологий со 100-процентным покрытием растительностью. Сток из озера происходит спокойно по пологому дну.

Т.н. 908. 1750 м к западу от разветвления ручья Скалистого, впадающего справа в р. Красную. Склон долины, ниспадающий к ручью, осложняет структурная гряда в-с-в простирания, сложенная серыми плитчатыми песчаниками. Склон долины у гряды богат плитками, между которыми прорастает разнотравно-дриадово-моховая растительность. Из цветковых растений особенно много новосиверсии. Ниже гряды на 100-200 м полосы на склоне из плиток закрываются более сомкнутым растительным покровом.

После пересечения долины р. Красной подъём произведён по правому южному склону реки. Здесь долина врезана до глубины 100-120 м. Нижняя часть склона крутая – до 20°, средняя похожа на террасу с крутизной 3-5°, верхняя часть склона наклонена под углами до 25°. Растительность есть повсюду, особенно сомкнутая в средней террасовой части склона. На левом склоне долины располагается останец рыжего цвета, сложенный алевритами и гальками.

Т.н. 909. Сквозная перевальная долина, отходящая от южной бухты оз. Левинсон-Лессинга на восток, в 4 км к востоку от озера. Ширина долины 3-3,5 км, длина 8 км. Глубина до 200 м. На востоке долину замыкает морская аккумулятивная терраса высотой 100 м. В т.н., находящейся на водоразделе – на высоте 130 м по карте, рельеф холмисто-грядовый с относительными превышениями 5-9 м над склонами. Склоны холмов имеют крутизну 5-7°, сложены гравийно-галечными отложениями с хорошей в целом степенью окатанности обломочного материала. Проектное покрытие растительностью вершин гряд и холмов составляет до 50%. В покрове преобладают лишайники, из цветковых камнеломки, маки и новосиверсия. По склонам проективное покрытие до 80-90%, с дриадово-моховым покровом с разнотравьем. На АФС поверхность выделяется как полигональная с размером полигонов до 30 м. Вероятно гравийно-галечная толща разбита на полигоны (холмы) мерзлотными процессами. Дно долины (талвег) увлажнено, но постоянного потока нет. Просачивание воды по дну отмечено ярко-зелёной травянистой растительностью. Крутизна северного склона долины (коренного) достигает 25°. Дриадово-мохово-разнотравная растительность на нём распространена пятнами. Южный склон долины имеет крутизну 1-4° и на 90% покрыт такой же растительностью. В долине имеет место скопление холмов на высотах 100-110 м н.у.м., сложенных морскими галечниками – самое типичное проявление морских прибрежных отложений на всей площади п-ова Таймыр (рис. 11).



Рис. 11. Эрозионные останцы плаща морских прибрежных галечных отложений в долине южного притока оз. Левинсон-Лессинга.

Т.н. 910. Долина р. Ледяной. Обнажение морской гравийно-галечной толщи в 7 км к востоку от впадения ручья Проточного в р. Ледяную. Обнажение описано и опробовано в 1993 г (т.н.839). Новое посещение разреза было необходимо для отбора образцов раковин моллюсков и вмещающей породы с целью определения возраста осадков методом ЭПР (электронно-парамагнитно-резонансной спектроскопии). Образцы отобраны из верхней части обнажения – из алевроитов, вскрытых в мини-разрезе сверху-вниз:

Серые песчаные алевроиты со значительным содержанием раковин морских двустворчатых моллюсков, залегающих с двумя сомкнутыми створками. Раковины сравнительно толстостенные. Мощность слоя 0,15-0,2 м.

Прослой алевроита, обогащённого гравием мощностью 0,05-0,07 м.

Алевроит серый, влажный с единичными тонкостенными раковинами. В слое часто попадаются отдельные хорошо окатанные гальки. Мощность слоя 0,1 м

Ниже переслаиваются гравий и галька.

Т.н. Лагерь (09.08.1994). Береговой вал-терраса северного берега оз. Левинсон-Лессинга на месте, где расположен основной лагерь экспедиции (74°32,295'с.ш. 98°35,940'в.д. – координаты репера). Береговой вал имеет протяжённость 200 м, ширину 20-25 м. Высота над урезом воды 2,3-2,4 м. Произведено бурение вала с целью установки репера для привязки уровенных гидрологических наблюдений. Сначала была вырыта закопуша глубиной 0,62 м до мерзлоты. В ней обнажаются галечники с заполнителем из алевроитового песка (до 20%). Гальки, несмотря на хаотичность расположения, имеют слоистость. Она обнаруживается по концентрации наиболее крупных обломков (мелких валунов размером 10-15 см) в определённый слой. Следовательно, скопление галечников не является последствием навала гальки дрейфовавшим льдом, это осадки прибрежные, водные, что свидетельствует о том, что форма рельефа, на которой стоял лагерь, является озёрной террасой. Глубже – до глубины 2 м скважина пройдена буровым станком УКБ-12-25, колонковой трубой диаметром 56 мм. Керна не получено, из-за того, что гальки частично разбурены, частично отодвинуты в сторону. Из трубы доставали только несколько галек и полужидкую смесь из песка и алевроита.

Бурение произведено также в месте установки створа по наблюдению за скоростью солифлюкции на ближайшем к лагерю склоне – 200 м к с-з от репера (74°32,392'с.ш. 98°35,647'в.д.). Верхние 0,35 м до мерзлоты откопаны лопатой. В закопуше обнажился дёрн и нижележащие алевроиты. Скважиной до глубины 1 м вскрыты бурые органические остатки и алевроиты с тонкошлировой мерзлотной текстурой со шлирами льда толщиной до 1 см. Лёдосодержание в керне $\geq 40\%$. С глубины 0,8 м в осадке начали попадаться гальки, а на забое скважины (1,15 м) залегает галька с песком и алевроитом, скреплённая прозрачным льдом. Проективное покрытие растительностью (моховое разнотравье) склона в месте бурения – 100%. Подушка растительности имеет толщину $\geq 0,1$ м. На поверхности склона крупных обломков нет.

Т.н. 911. Правый приток ручья Скалистого. Широкая корытообразная долина с сочетанием прямых склонов и осыпных шлейфов, которые и создают корытообразный облик поперечного профиля долины. Т.н. находится у подножия пологого холма, явно выделяющегося серым и ровным тоном на АФС. Длина холма 350-400 м, ширина 250-300 м. Склоны холма, обращённые к склону долины имеют крутизну 1-3°, к ручью – 7-9°. В полосах на склонах холма обнажается серый глинистый алевроит со щебнем. Между полос растут мхи, дриада, господствует разнотравье (новосиверсия, мак, незабудочник). Проективное покрытие растительностью поверхности останца 20-30%, подножия холма – до 50%. Для дна долины характерны развалы глыб местных песчаников и основных изверженных пород. На южном склоне долины, по которой происходил подъём от лагеря есть 7 уровней террас, которые не связаны с простиранием горных пород. На слиянии правого притока и самого ручья Скалистого образовано несколько ворот из коренных пород. На

дне долины залегают в основном обломки песчаников. Крупных обломков изверженных пород меньше по сравнению со средним течением ручья.

Т.н. 912. Левый склон долины ручья Мраморного осложнён площадкой террасы шириной 150-200 м, склон от которой к ручью имеет крутизну 2-3°. На поверхности склона развиты щебневые полосы, практически лишённые растительности. Щебень состоит из разрушающихся коренных пород – серого и рыжевато-тонкоплитчатого аргиллита. Эрозионный врез в долине очень велик. На расстоянии всего в 1 км долина врежется на глубину 80-100 м. В верховьях долина имеет трапецевидный поперечный профиль, с крутизной склонов до 45°. На перегибах склонов залегают снежники. На дне долины залегают накопления горного аллювия видимой мощностью до 2,5 м. В момент наблюдения воды в русле нет. В вертикальных стенках аллювия плоские обломки ориентированы закономерно – вдоль русел и пологим падением против уклона дна долины. Аллювий состоит из 80% щебня и 20 % песка с алевритом. Толща аллювия неясно-слоистая.

Восточный склон долины чрезвычайно изрезан крутыми и короткими V-образными или трапецевидными в поперечном профиле долинами. Боковые притоки этих долин представляют собой прямолинейные канавы с V-образным поперечным профилем и не имеющие никакой площади водосбора. Это маргинальные каналы стока талых снежниковых, а скорее, ледниковых вод.

Т.н. 913. Останец высокой поймы в долине р, Красной, размываемый стоком ручья Мраморного, в 1,0 км к в-ю-в от южного края останца «Морда собаки» (т.н. 901). Здесь ручей размывает пойму и образует уступ размыва высотой 1,2-1,3 м. В уступе вскрываются серые алевритовые пески, обваливающиеся в воду блоками. На останце высокой поймы проективное покрытие растительностью (мохово-разнотравной с новосиверсией, ивой, пушицей, маком, злаками и др.) 95%. Выше по долине ручья Мраморного расположен уступ размыва объединённого конуса выноса ручья и других глубоко врезанных водотоков. В вертикальном уступе размыва высотой до 2 м вскрываются галька и щебень с небольшим количеством песка и алеврита. Часто обломки ориентированы хаотично, особенно в верхней части разреза, но книзу в осадках есть сортировка и ориентированность обломков. Поиски органического материала для датирования катастрофических эпизодов стока из долины ручья Мраморного не дали результата, несмотря на то что разрез протягивается на сотни метров.

Т.н. 914. (23.08.1994) Вершина горы над лагерем с высотной отметкой 491,9 м н.у.м. по карте. Маршрут сопровождался барометрическим нивелированием. По барометру высота горы не более 440 м. По мере подъёма к вершине пересечены 3 ровные площадки шириной по 150-200 м. Нижняя площадка располагается на высоте 350, верхняя на высоте 380 м н.у.м. Площадки разделены грядами в-ю-в простирания и они структурно обусловлены, но на их поверхностях, которые ниже гряд на 10-20 м, залегают мелкозём, в котором криогенными процессами образованы многоугольники почти округлой формы диаметром до 2-2,5 м. В середине каменных многоугольников, возвышающихся над краями на 10-15 см, сконцентрирован более крупный материал (средняя и крупная галька). По краям залегают мелкие гальки и дресва. Крупнообломочный материал залегают в алевритовом песке, который составляет 60-70% от всего объёма породы. Понижения между пятнами заняты мхами, лишайниками и отдельными валунами. Крупнообломочный материал имеет I-II класс окатанности по шкале Хабакова. На склонах ниже площадок, которые имеют крутизну 20-25°, залегают крупноплитчатые и мелкоплитчатые песчаники, которые образуют развалы делювия. На этих склонах много лишайников: накипных, кустистых, листоватых.

Вершина горы представляет собой ровную площадку диаметром 20-25 м, покрытую развалами элювия серых песчаников, но от лишайников почти чёрных. С вершины горы хорошо

просматриваются окрестности: лагерь и низовья р. Красной (рис. 12), терраса в долине ручья Мраморного (т.н. 912).



Рис. 12. Северное окончание оз. Левинсон-Лессинга с лагерем экспедиции на берегу озера, долиной р. Красной и ручьём Мраморным, втекающим в реку слева.

По восточному берегу озера также отлично выражена терраса высотой 90-100 м, которая перекрыта светло-серыми галечниками, резко выделяющимися цветом среди окружающей тундры. На западном склоне котловины озера террасы плохо выражены. На рис. 13 представлен вид оз. Левинсон-Лессинга при взгляде с севера на юг.



Рис. 13. Озеро Левинсон-Лессинга, вид с севера на юг из т.н. 914.

Т.н. 915. Перевал сквозной долины на высоте 230 м н.у.м. при спуске от т.н. 914. Склон горы от вершины имеет общий уклон до 20°, но он осложнён мелкими более крутыми уступами с площадками шириной 5-10 м, образующими ступенчатость склона. По склону осыпаются тонкоплитчатые песчаники, растут мхи, лишайники, новосиверсия и дриада, которые являются пионерными растениями на этом крутом склоне.

Т.н. 916. Терраса шириной 50 м на высоте 190 м н.у.м. от бровки которой протягивается осыпной склон крутизной 35°. На поверхности террасы неокатанный грубообломочный материал. Пониженные участки террасы заселяют дриада, новосиверсия и другие цветковые растения.

Т.н. 917. Вершина конуса выноса в долине на высоте 127 м н.у.м. На его поверхности залегают крупные обломки размера щебня и неокатанных валунов. Проективное покрытие растительностью до 5%. Среди цветковых растений преобладает новосиверсия. Конус прорезан ручьями на глубину 8-10 м и в разрезах вскрывается толща видимой мощностью 2,5 м, состоящая из плоских плиток, уложенных плоской стороной параллельно напластованию и заполнителя – алевроитового песка, которого в породе не более 15 % по объёму. На правом склоне долины ручья образована терраса высотой 2-2,5 м, сложенная таким же грубообломочным плитчатым материалом.

Т.н. 918. Гребень горы с высотной отметкой 491, 9 м по карте, спускающийся к озеру Левинсон-Лессинга с запада. На гребне выделяются 2 абразионные террасы. Первая на высоте 230 м с шириной ровной площадки 25 м, на которой растёт дриада, кассиопея, мхи. И терраса высотой 205 м, повышающаяся ступенями до высоты 215 м н.у.м., на которой в полосах мелкозёма и среди плиток песчаника встречаются окатанные гальки, растут новосиверсия, дриада и камнеломки с мхами и лишайниками.

Т.н. 919. Урез воды в оз. Левинсон-Лессинга на с-з его берегу под гребнем горы с высотной отметкой 491,9 м, в 2 км к ю-з от лагеря. Конечная точка барометрического нивелирования. В маршруте до лагеря с-з берег озера представляет собой пляж шириной до 5 м, высотой от 1 до 1,7 м, сложенный галькой и валунно-глыбовым материалом. Особенно много крупных обломков на нём под конусами выноса из мелких долин с крутыми осыпными и солифлюкционными склонами. Практически нигде нет прорывов оплывающего мелкозёма через пляж. Там, где склоны положе и на них происходит процесс медленной солифлюкции, на расстоянии 1-2 м от уреза воды может вскрываться мелкозём на пляже в рывтинах, образованных льдом. В этом случае мелкозём может быть размыв озёрными водами при высоком уровне озера. Но на протяжении 2,5 км пляжа от последней точки барометрического нивелирования до лагеря таких мест встречено всего 2. Значит, эта часть берега почти не даёт мелкозёма для его размыва и поступления в озеро.

Т.н. 920. Площадка аккумулятивной морской террасы на высоте 190 м н.у.м. (145 м над уровнем озера) в 800 м к ю-з от вершины с высотной отметкой 432,7 м по карте (геодезический сигнал Лессинг). На АФС площадка чётко выделяется светло-серым тоном на тёмно-сером солифлюкционном склоне. На поверхности лежат галька и щебень с преобладающим размером 2-5 см. Некоторые обломки окатаны хорошо. Проективное покрытие растительностью (дриада куртинками с ивой в середине, другие цветковые растения, мхи, лишайники) $\leq 10\%$. В расчистке бровки террасы среди переслаивающихся галек и гравия обнаружены обломки раковин морских моллюсков с хорошо сохранившимся эпидермисом коричневого цвета. На склоне долины озера при следовании по ручью «Дельтовому» замерены с помощью барометрического нивелирования площадки террас на высотах: 103, 185, 214 м н.у.м. Долина ручья «Дельтового» в верховьях имеет глубину вреза до 20 м и увеличивается до 20-30 м по V-образный молодой долине. Общая же глубина вреза до 100 и более метров. Ближе к озеру у слияния ручья с его правым притоком образованы речные террасы с высотой бровки до 4 м и уклоном поверхности 3-5°, что даёт превышение тылового шва над дном долины до 20-30 м. Этой террасой отмечен последний этап

диагонального врезания водотока. Пойма на дне долины имеет высоту до 1 м и изредка заселена травяно-моховой растительностью. Аллювий поймы представлен грубыми обломками с валунами, среди которых встречено 2 валуна гранитоидов.

Т.н. 921. Северный берег оз. Лабаз ($72^{\circ}22'33''$ с.ш. $99^{\circ}40'25''$ в.д.) в 105 км к з-с-з от пос. Хатанга. Берег высотой до 35-40 м представляет собой уступ размыва и термоденудации высотой 35-40 м, прорезанный короткими оврагами глубиной до 10-15 м. Крутизна склонов оврагов до 35° . Выше по пологому склону распространены конусообразные песчано-галечные холмы, на одном из которых стоит триангуляционный знак, имеющий высотную отметку по карте 115 м над у.м. (рис. 14, 15). Холмы в верхней части склона сложены серыми, м/з, кварцевыми, хорошо сортированными песками. На поверхности холмов слоем в одну гальку залегают хорошо окатанные гальки. Галечный материал представлен обломками осадочных пород и единичными сердоликами. В оврагах вскрываются 2 толщи осадков. В основании толщи от уреза воды в озера залегают тёмно-серые глинистые алевриты с оскольчатой текстурой в талом виде и сетчатой мерзлотной текстурой в неоттаявшем состоянии. Количество льда в породе до 50%. Глинистые алевриты вскрываются в тальвегах оврагов и в бровках уступов, что указывает на неровное залегание пачки по простиранию пород. По глинистым алевритам происходят интенсивные склоновые процессы – быстрая солифлюкция. Блоки вышележащих песков перемещаются по зеркалам скольжения с участием оттаивающей воды, благодаря чему вышележащие пески часто оказываются у подножия уступа. Овраги заложены именно по направлению действия солифлюкции. Залегающая на глинистых алевритах толща песков имеет изменяющуюся мощность от 10 до 23 м. Пески представлены т/з слоистыми разностями (рис. 15б) и переслаиваются с алевритами толщиной 0,2-0,3 м и гравийно-песчаными слоями толщиной также 0,2-0,3 м.

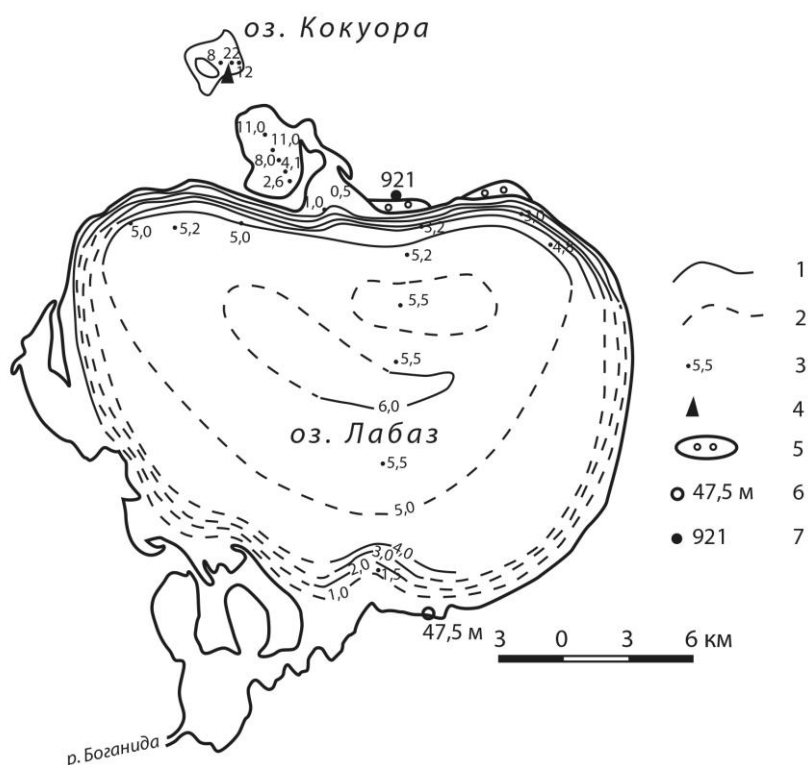


Рис. 14. Схема промеров оз. Лабаз и положения исследованных объектов.

Условные обозначения:

- 1 – изобаты, проведённые по данным промеров; 2 – изобаты предположительные;
- 3 – точки промеров и глубина на них в метрах, 4 – местоположение буровых работ на оз. Кокуора, 5 – обнажения среднелептостеновых отложений на северном берегу озера;
- 6 – высотная отметка уреза воды в озере н.у.м.; 7 – точка наблюдений и её номер.

Такие плохо сортированные полимиктовые пески и гравийники тёмно-серого цвета содержат значительное количество обломков раковин двустворчатых моллюсков. Это пляжевая фация морских отложений. Определение возраста песчано-гравийных отложений и обломков раковин с горизонта 16 м над уровнем воды в озере методом ЭПР по двум образцам дало время их образования $274,0 \pm 35,6$ тыс. лет назад (RLQG 216-065, 219-065). Раковины морских моллюсков также отобраны из нижележащей пачки глинистых алевритов с высоты 12 и 14 м над уровнем воды в озере. Их ЭПР возраст оказался равен $319,5 \pm 30,3$ тыс. лет и $316,5 \pm 31,4$ тыс. лет соответственно. Таким образом оказалось, что в обнажениях северного берега оз. Лабаз залегают среднеплейстоценовые бассейновые осадки. Исследования немецких и российских коллег [Siegert et al., 1999] на северном и западном побережье оз. Лабаз привели их совершенно к противоположным выводам. Они считают без данных, что нижняя пачка глинистых алевритов является верхнеплейстоценовыми ледниковыми отложениями, а вышележащие пески и алевриты относятся к ледниково-озёрным отложениям.

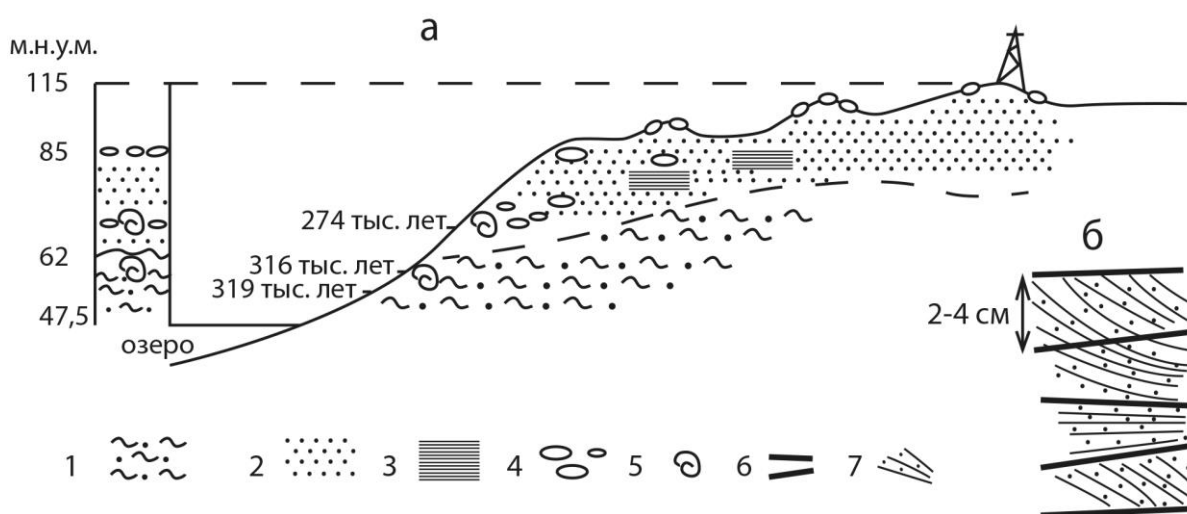


Рис.15. Схема обнажений на северном берегу оз. Лабаз (а – схема разреза; б – характер слоистости в верхней пачке песков).

Условные обозначения:

1 – глинистые алевриты; 2 – пески; 3 – алевриты; 4 – галька и гравий; 5 – раковины двустворчатых морских моллюсков; 6 – прослой алевритов; 7 – характер косой слоистости в песках.

Однако никаких литологических признаков ледниковых отложений исследователи не приводят, но считают, что обнаруженные пласты льда мощностью до 8 м между двумя пачками отложений и являются главным доказательством ледникового происхождения осадков. В их исследовании нигде не описываются находки раковин морских моллюсков и эти 2 главные толщи, слагающие рельеф северного побережья оз. Лабаз ими не датированы. Определён лишь верхнеплейстоценовый и голоценовый возраст отложений, которые прислоняются к этим рельефообразующим пачкам отложений в долинах. Такие мелочи, как пляжевые фации морских отложений в разрезах, а тем более фауну морских моллюсков в ледниковых отложениях можно и не замечать при доказательстве действия мощного ледника, надвинувшегося на полуостров Таймыр с Карского моря.

3. Исследования 1995 г.

Исследования 1995 г были сконцентрированы на отборе колонок донных отложений из озёр Левинсон-Лессинга, Таймыр, Портнягино, Кокуора, которое проводилось в апреле-мае 1995 г. Маршруты были единичными.

3.1. Наземные исследования

Т.н. 922. (25.05.1995). Западный склон долины оз. Левинсон-Лессинга на высоте 150-180 м над озером, в точке перегиба берега, ориентированного в северном направлении на юго-восточное. Склон имеет общую крутизну 8-12°, но ступенчат с высотой уступов 3-4 м и крутизной 14-15°. Ступени с поверхности сложены дресвяно-щебнистым материалом из местных коренных аргиллитов. Между уступами поверхность имеет полосчато-бугорковатый микрорельеф. Проективное покрытие растительностью (дриада, мхи, новосиверсия, злаковые, карликовая ива) около 40%. Там, где развиты пятна-медальоны, составляющие полосы на склоне, растительности почти нет. Ниже ровный склон покрыт растениями на 90 %.

Из т.н. чётко виден 100-метровый (н.у.м.) террасовый уровень в долине «Разлома» на противоположном восточном склоне долины озера. Здесь же в 300-800 м севернее есть ровные площадки террас крутизной 1-2° или горизонтальные.

Долина, врезанная в западный склон озера Левинсон-Лессинга в т.н. – долина «Замков», имеет характерные формы рельефа. Почти вертикально падающий пласт аргиллитов на северном склоне долины эродирован и образовались сложные формы треугольной и пирамидальной формы в виде замков высотой до 30-40 м. Дно у долины плоское, склоны прямые крутизной 30-40°. Поперечный профиль долины имеет трапециевидный облик, а в верховьях V-образный. Долина имеет длину всего 1,5 км.

3.2. Аэровизуальные наблюдения

Полёт на самолёте АН-2 по маршруту оз. Таймыр – оз. Левинсон-Лессинга (21.05.1995). В полёте прослеживался облик долин в гряде Главной гор Бырранга севернее бухты Ледяной. Для них характерно плоское широкое дно, прямые склоны и лишь у дна они вогнуты осыпными шлейфами (рис. 16). В низовьях р. Широкой водораздел с р. Неприветливой интенсивно расчленён глубинной эрозией - V-образными в поперечном профиле долинами и маргинальными каналами стока талых ледниковых вод. Здесь лежал ледник, видимо, даже во время Малого ледникового периода.

Эрозионное расчленение территории произошло согласно в-с-в простирания горных пород гряды Главной. Поперёк долины р. Широкой расположена гряда конусообразных холмов, прорезаемых рекой.

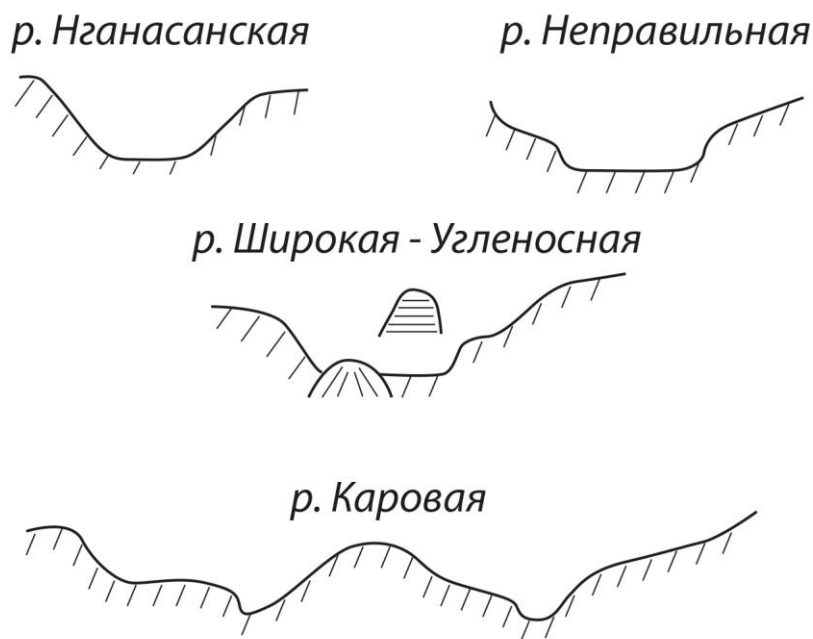


Рис. 16. Поперечные профили долин рек гряды Главной гор Бырранга.

4. Исследования 1996 г.

Работы российско-германской экспедиции «Таймыр-1996» были проведены на мысе Саблера по описанию разреза отложений ледового комплекса пород совместно со шведскими исследователями, с которыми проведён маршрут в горной части гряды Главной между озёрами Таймыр и Левинсон-Лессинга. Также было проведено исследование погребённого ледяного тела в долине р. Замкнутой.

4.1. Наземные исследования

Маршрут по гряде Главной гор Бырранга от м. Саблера по р. Нганасанской к оз. Энтузиастов, к р. Угленосной и оз. Левинсон-Лессинга. (П. Мёллер, Д. Большинов, Г. Карлемальм 29.07-01.08.1996, см. рис. 2).

От м. Саблера был взят курс на р. Обрывистую. На правом склоне долины р. Обрывистой, в 4 км выше устья реки расположен холм с высотной отметкой 127,4 м по карте. Относительные превышения 15-20 м, диаметр холма по основанию около 400 м. На поверхности залегает щебень, дресва, глыбы. Обломочный материал представлен только местными породами: песчаниками, сланцами, аргиллитами. По мнению шведских исследователей это тилл или ледниковые отложения, по нашему мнению, эти отложения представлены пляжевой фацией морских осадков. Форма в виде отдельного холма обусловлена эрозией отложений талыми ледниковыми водами. Чуть ниже по склону долины есть ещё один холмик, сложенный таким же материалом, но высотой 1 м.

На повороте р. Нганасанской к с-в при следовании вверх по долине внимание привлекли террасы высотой 2-2,5 м, сложенные уже более окатанным материалом – галькой. Они расположены на высоте около 120 м н.у.м. За отметками высот по карте 296 и 318 м долина р. Нганасанской расширяется до 2,5 км, и такие расширения характерны для всех долин рек гряды

Главной, текущих в меридиональном направлении: Неправильной, Угленосной, Широкой, Каровой.

Оз. Энтузиастов имеет длину 3,5 км, ширину до 800 м, высотную отметку уреза воды 227,2 м, Относительные превышения окружающих вершин до 280 м. Склоны прямые, осыпные, изрезаны V-образными долинами, заканчивающимися в озере крупными конусами выноса. Восточный склон долины озера более крут по сравнению с западным. Конуса выноса более обширные с западного склона, т.к. долины водотоков имеют длину 3-4 км, а на восточном склоне всего 500-600 м. Растительность на склонах скудная и проективное покрытие ею субстрата составляет $\leq 1\%$. На ю-з и ю-в склонах долины есть плохо выраженные террасы на высоте около 15 м над уровнем озера. Южный берег озера состоит из 4 валов напора озёрного льда высотой до 1,7 м, сложенные щебнем. Ближний к воде вал наиболее высок. В валах и на склоне вырезаны террасы высотой 1,5- 3 м. Река Нганасанская в истоках прорезает субширотно ориентированную грядку песчаников и течёт в широкой корытообразной долине. Сток реки примерно в 2 раза меньше по сравнению с ручьём Проточным, вытекающим из оз. Левинсон-Лессинга. Речная вода имеет голубовато-серый цвет.

На западном берегу оз. Энтузиастов образованы 3 конуса выноса, из которых самый большой расположен в южной части озера. Его высота до 10, ширина до 600 м, сложен щебнем, валунами, глыбами песчаников и сланцев. Склоны долины расцвечены 2 цветами: серым (сланцы) и коричневым (песчаники). В северном распадке по западному берегу озера выходит пачка углистых сланцев. В середине озера от второго конуса выноса со льда на расстоянии 200 м от западного берега измерена глубина озера – 88 м. На северном берегу озера также образован вал напора льда высотой 1,7-1,8 м и террасы высотой 5-6 м. Они сложен плохо окатанным обломочным материалом. Водораздел в долине озера находится севернее него и имеет высоту 250 м по карте. Ниже на северном склоне за водоразделом находится исток притока р. Звериной. Она течёт по долине шириной до 2,5 км и глубиной до 250 м, имеет корытообразный поперечный профиль, прямые склоны в нижней части вогнутые из-за осыпных шлейфов, залегающих у подошвы склонов. Маловодный теперь ручей, ширина русла которого 50-70 м, образовал пойменную террасу высотой до 1,5 м, сложенную таким же грубым аллювием, каким выстлано русло ручья.

Далее маршрут проходил по северному склону гряды Главной через притоки р. Звериной на высотах 250-300 м н.у.м. Склон, в основном, сухой, полосчатый с проективным покрытием растительностью (мохово-злаковой с заметным количеством новосиверсии) 50-70 %. В более влажных местах ниже снежников поверхность становится мелкокочковатой, мохово-осоковой. Через 7,5 км похода по склону состоялся спуск к югу в один из притоков р. Звериной и по нему через перевал в долину р. Угленосной. Долина р. Угленосной пересекает водораздел гряды Главной и её дно расположено здесь на высотах около 420 м, а глубина долины достигает 240 м на протяжении 2 км. Долины левых притоков Угленосной имеют V-образный поперечный профиль, валуны и глыбы на дне, эрозионные останцы на склонах. Эти короткие долины, практически лишённые площади водосбора, являются долинами катастрофического стока воды, которая не могла более нигде накопиться кроме как в ледниках, ранее залегавших на водоразделах гряды Главной.

Долина р. Угленосной широкая, со склонов и из мелких притоков-распадков сносится грубообломочный плитчатый материал, накопления которого в конусах выноса река эродирует с образованием крутых стенок высотой до 3 м. В точке, расположенной в 600 м ниже по течению от отметки на карте 156,5 м уреза воды в реке (координаты точки 74°37,598' с.ш. 99°22,465' в.д.), перед сужением долины рекой вскрыты существенно другие осадки. В эрозионном уступе правого берега сверху-вниз вскрываются:

0-0,2 м – почвенный слой, представленный серым алевритовым песком с корешками растений;

0,2-1,1 м – слоёнка - растительные остатки из мха переслаивающиеся с серым алевритом;

1,1-1,5 м – серый алевритовый песок со шпировой и сетчатой мерзлотной текстурой.

В стенке обнажения также есть ледяные жилы шириной до 0,6 м. Поверхность террасы кочковатая, которая на 95% закрыта мхом, осокой, разнотравьем с карликовой ивой. Обнаруженный разрез слоёнки свидетельствует о том, что в голоцене в расширении долины существовал бассейн, в котором и накапливалась слоёнка – явный признак накопления органогенных осадков в слабопроточных водах. Причиной существования бассейна могла служить запруда в сужении долины, имеющим место ниже по течению реки. Запруда, вероятнее всего, была образована местным ледником или снежником. Образец слоёнки с её нижнего контакта – с глубины 1,1 м имеет радиоуглеродный возраст 2890 ± 160 лет (ЛУ-3834).

Ниже по течению от описанного разреза перед сужением долины образована галечниковая терраса и широкая пойма высотой 1 м, на которой развита осоково-моховая растительность с ивой и цветковыми растениями на кочках.

В сужении р. Угленосная имеет крутое падение по сравнению с выше и ниже расположенными участками, в русле залегают глыбы и валуны. На обоих склонах долины образованы эрозионные террасы высотой около 50 м над рекой.

В районе останца с высотной отметкой 237,6 м по карте (названный «Бронтозавр» из-за гряды кекуров на вершине-спине) на дне долины расположена галечно-гравийная гряда, если судить по карте, на высотах 160 м. В действительности гряда имеет ровную как стол поверхность и возвышается над окружающей местностью на 18-19 м. Площадка террасы сложена горизонтально-слоистыми галечниками и гравийниками. Галечники залегают также и на левом склоне долины на той же высоте 160 м. У русла реки стоят невысокие галечные холмы, на склонах которых залегают хорошо окатанные гальки - вплоть до формы шара. На некоторых гальках сохранился налёт серых и белых солей. Эти признаки свидетельствуют о морском прибрежном генезисе галечных отложений. Шведские исследователи считают эти отложения дельтовыми, хотя никаких признаков дельты в этих осадках и формах нет.

От морских галечников маршрут пролегал на ю-з в долину р. Широкой, затем в долину р. Каровой в 1 км ниже устья ручья Ступенчатого – левого притока р. Каровой. Долина последней в месте слияния с ручьём Ступенчатым имеет ширину дна 800 м, между бровками долины – до 2 км. Склоны прямые, у подножия вогнутые шлейфами осыпания из-за чего поперечный профиль долины имеет корытообразный облик. Террас на склонах нет кроме пойменной высотой до 1 м, сложенной галечниками, на поверхности которого развита мохово-дриадово-злаковая растительность, а в сухих руслах – мохово-осоковая. В целом долины рек гряды Главной имеют преимущественно V-образный поперечный профиль, обусловленный водной эрозией. Части долин рек, например, р. Угленосной имеют трапецевидный с плоским дном поперечный профиль, иногда корытообразный. Вполне возможно, что на этапах оледенений в долинах залегали ледники. Карообразные формы очень редки, но в них также редко залегают тонкий плащ отложений, вытянувшихся из маломощных каровых и присклоновых ледников (абляционная морена).

Т.н. 923. Долина р. Замкнутой – к северу от озера Левинсон-Лессинга, левый приток р. Красной. Координаты т.н. $74^{\circ}36,867'$ с.ш. $99^{\circ}32,493'$ в.д., высота т.н. 110 м н.у.м., высота уреза воды в ручье по карте 90,7 м н.у.м. Здесь – в 2,5 км выше устья реки при вытаивании льда образовалось обнажение льда и содержащихся в нём осадков (см. рис. 10). Высота холмов с погребённым льдом до 15 м. В них сверху вскрываются сортированные и слоистые галечники, валунники, гравийники, покрывающие сверху лёд видимой мощностью 10,5 м. Ледяное тело, видимо, достигает уровня уреза воды в реке, судя по выходу талых вод в урезе воды в реке. Тогда его мощность может составить 20 м. В обнажении лёд представлен не монолитной глыбой, а

двумя блоками, между которыми затерты пласты гальки, валунов, гравия и песчаного алевроита (рис. 17). Пласты и блоки падают на юг под углом порядка 15° . Лед с многочисленными включениями того же галечно-валунного материала, слоистый, что особенно заметно в нижней части. Слои имеют толщину до 20 см. Слоистость обломочного материала, как покрывающая ледяное тело, так и расположенного между блоками льда, градационная, т.е. крупнозернистый песок в пачках сменяется последовательно гравием, щебнем, валунами, что указывает на потоковое происхождение отложений. Лёд и осадки вскрыты недавно в результате промыва тальными водами воронок и образования туннеля в направлении реки в ледяном теле и отложениях. По мере вытаивания льда с образованием долин и воронок, поверхность холмов нивелируется и рельеф становится менее контрастным. Ниже и выше от холмов по правому склону долины развиты пятна-останцы грубообломочного материала, оставшегося от стаявшего льда и покрывавших его осадков. В ближайшее время холмистая форма погребённого льда не будет заметна в рельефе, от неё останется лишь плащ разномерных осадков. Судя по положению в долине форм погребённого льда и покрывающих его отложений ледник здесь спускался по левому склону долины поперёк её простираения. Вполне вероятно, что ледник здесь образовался во время Малого ледникового периода и перекрывался осадками со склонов и флювиогляциальными потоками во время активного его таяния.



Рис. 17. Погребённый лёд в долине р. Замкнутой: а – общий вид тела льда, б – отложения между пластами льда, в – характер слоистости в осадках между пластами льда, г – пласты льда с покрывающими их отложениями.

4.2. Аэровизуальные наблюдения

Полёт на вертолёте Ми-8 13.08.1996 по маршруту Хатанга - Сындаско с аэровизуальными наблюдениями. Вzlёт в 12¹⁵.

По правобережью р. Хатанги, в 5-7 км от реки, севернее границы леса (Лукунская) развиты останцы серых морских песков на высотах 30-50 м н.у.м. Здесь они имеют вид тонких покровов, иногда в бровках, показывающих свой песчаный состав. Для них характерна растительность резко отличная по цвету от зелёной тундры. В устье р. Попигай в 3-5 км от р. Хатанги по левобережью на высотах 1-12 м над рекой заметны выходы серовато-жёлтых песков. Правый берег реки низкий и песчаный. По направлению к Сындаско в оврагах всё чаще вскрываются светло-серые (белёные) меловые пески-песчаники, на которых залегают жёлто-серые морские верхнеплейстоценовые пески. Последние особенно ярко проявляются в виде лопастей и останцов по бровкам неглубоких долин. В долине р. Огнёвки останцы серого цвета оказались отвалами горных выработок, существовавшего здесь рудника-лагеря.

Ровная линия берега с абразионным уступом к ю-з от м. Сындаско является линеamentом и, по-видимому, соответствует разлому земной коры. В пос. Сындаско в районе кладбища в уступе размыва, обращённом к заливу, наблюдаются выходы серых песков.

Полёт на вертолёте Ми-8 15.08.1996 по маршруту Хатанга – оз. Сырутатурку - р. В.Таймыра в районе устья р. Боотанкаги – Хатанга. Вылет в 11²⁵ в с-з направлении. Через 15 минут полёта деревья кончились, началась тундра. Повсюду в тундре наблюдаются выходы на поверхность светлых желтовато-серых песков. Особенно много их на возвышенностях к северу от оз. Лабаз, по берегам оз. Логата и в притоках р. Малой Логаты. Обнажения вдоль реки высотой до 10-12 м везде вскрывают серо-жёлтые пески. На водоразделах высотой до 200 м н.у.м. повсюду распространён покров песков и его останцы. По маршруту встречается много оленей группами до 10 голов.

Озеро Сырутатурку в западной части забито льдом. На склонах озёрной котловины часто развиты оплывины быстрой солифлюкции в которых вскрываются тёмно-серые алевроиты и глины – те отложения, которыми сложена гряда, охватывающая озеро со всех сторон. Крупнообломочного материала на поверхности немного, но по берегам он сконцентрирован в косах и пляжах. Рельеф на гряде полого-холмистый с относительными превышениями до 30-40 м. Хороших обнажений пород не наблюдается. По долине р. В. Таймыры в направлении устья р. Боотанкаги на склонах развито множество солифлюкционных оплывин с обнажающимися в них тёмно-серыми алевроитами, содержащими небольшое количество (до 10%) валунов и глыб.

5. Результаты исследований

5.1. Геоморфологическое строение бассейна оз. Левинсон-Лессинга и бассейна оз. Щель

5.1.1. Террасовые уровни котловины озера Левинсон-Лессинга

В течение всех 4-х сезонов исследований (1993-1996) бассейна оз. Левинсон-Лессинга проводилось изучение террас, развитых в котловине озера, а в полевом сезоне 1996 г. проведена геоморфологическая глазомерно-инструментальная съёмка террас. Работы производились с помощью барометра-анероида, нивелира (Н-3), теодолита (Т-30). Геоморфологическими маршрутами была покрыта вся территория, непосредственно прилегающая к озеру, а также было выполнено несколько маршрутов к северу от озера в район устьев рек Мраморной и Замкнутой и на юг - в долину р. Ледяной. Во время проведения маршрутных исследований подробно описывались точки наблюдений. Всего было сделано 109 описаний и 757 инструментальных

измерений абсолютной и относительной высот террасовидных форм рельефа. На некоторых террасах по зачисткам и закопушкам исследовалось их строение. Эту работу выполнили М.А. Анисимов и в то время студентки географического факультета СПбГУ О.Г. Ромащенко и М.В. Рязанова [Анисимов и др., 2000]. Для изучения процессов формирования озерных террас на озере Левинсон-Лессинга проводились регулярные уровенные наблюдения, привязанные к реперу, расположенному в лагере экспедиции на северном берегу озера.

Самый высокий из уровней террас приурочен к высотным отметкам 100 м. н.у.м. Это морская терраса хорошей сохранности, распространенная не только в районе водосбора оз. Левинсон-Лессинга, но и далеко за его пределами - в долинах р.р. Ледяной, Каровой, Угленосной, Верхней и Нижней Таймыры и др. Она имеет четкие горизонтальные площадки, сложена или перекрыта хорошо окатанным материалом, иногда встречается в виде абразионной террасы, вырезанной в коренных породах структурно-денудационных гряд, перпендикулярно подходящих к урезу воды озера. Вышележащие террасовидные формы рельефа (169 и 144 м. н.у.м) имеют спорный генезис, неопределенный разброс высот и удалены друг от друга на большие расстояния. Хотя последняя терраса имеет на своей поверхности среди гравийно-галечных отложений высыпки фауны морских моллюсков.

Выделено одиннадцать террас, которые разбиты на две группы, отличающиеся друг от друга по высоте, характеру обломочного материала (форма, размеры, степень окатанности обломков), покрывающего площадки террас (рис. 18).

Таблица 1. Высота террас на склонах долины оз. Левинсон-Лессинга.

	№ террас	Высота террас над урезом воды в озере	Высота террас над у.м.
Морской комплекс	XI	51-53	99-101
	X	41-42	89-90
	IX	36-38	84-86
	VIII	27-29	75-77
Озёрный комплекс	VII	22	70
	VI	13	61
	V	10	58
	IV	3-4	51-52
	III	2	50
	II	1	49
	I	0-1	48-49

К морскому комплексу относятся четыре террасы с абсолютными высотами: 99-101м, 89-90м, 84-86м и 75-77м. Морские террасы сложены галькой округлой формы, размером от 1,5 до 5 см с высокой степенью окатанности. Соотношение окатанного материала с материалом щебнистой и дресвяной фракций составляет 7:3, иногда встречаются редкие валуны диаметром до 30 см. Самая низкая морская терраса соответствует высоте водораздела озера и р. Ледяной (75-77 м н.у.м.). На этапе формирования этой террасы озеро все еще являлось узким заливом более крупного водоема. Последующее падение уровня привело уже к образованию обособленного водоема – оз. Левинсон-Лессинга. Возникшее озеро сообщалось с оставшимся за водоразделом водоемом благодаря узкому протоку (ручей Проточный) между ними, заложенному по древнему разлому в структурно-денудационной гряде. С того времени этот ручей является единственным каналом, через который осуществляется озерный сток.



Рис. 18. Расположение террас на склонах котловины оз. Левинсон-Лессинга.
Условные обозначения: 1 – озерная террасы и её номер, 2 – морская терраса и её номер

Ко второй группе относятся семь террас собственно оз. Левинсон-Лессинга. Террасы озерного комплекса достаточно равномерно распределены по периметру озера. Исключение составляют два уровня, двухметровый и тринадцатиметровый, над уровнем озера, которые тяготеют к южной и центральной частям побережья. Такая закономерность может быть связана с преобладающими северными направлениями ветров и, следовательно, с повышенной активностью деформации берега льдом в периоды вскрытия озера. Тринадцатиметровая озерная терраса встречается и за пределами водосбора озера - в долине р. Ледяной, свидетельствуя о том, что во время формирования данной террасы еще существовал некий водоем, расположенный в районе слияния ручья Проточного и р. Ледяной с уровнем, близким к уровню озера Левинсон-Лессинга. Самая высокая терраса из озерного комплекса – 22 м, встречается незначительными по размеру, но четкими площадками крайне редко - всего было обнаружено пять фрагментов этой террасы, равномерно распределенных по периметру озера.

После обособления озера в нём установился собственный гидродинамический режим, что нашло отражение в характере материала, перекрывающего поверхности его террас. “Озерная” галька существенно отличается от “морской”. Она варьирует в размерах, но преобладает мелкая (0,5-2см), сходная по морфологии с материалом, слагающим современные галечные валы, т. е. сильно уплощенная, иногда угловато-окатанная.

Террасы озерного комплекса часто встречаются на конусах выноса ручьев, стекающих в озеро с обрамляющих его склонов. В зависимости от крутизны склонов все конуса выноса были разделены на три группы: 1-2°, 3-5°, 6-10°. На конусах первых двух групп, т. е. с углами склонов до 5°, в разных местах можно встретить практически весь набор террасовых уровней озерного комплекса, особенно широко распространены террасы с высотами 1 и 10 м над уровнем озера. На более крутых конусах выноса высокие озерные террасы отсутствуют.

5.1.2. Геоморфологическая карта окрестностей оз. Левинсон-Лессинга

Строение рельефа большей части бассейна оз. Левинсон-Лессинга представлено на геоморфологической карте (рис. 19). Центральную часть этого бассейна занимает глубокое озеро (до 110 м) тектонического происхождения, окружённое низкими горами (до 600 м). Котловина озера является наибольшей трещиной на оси максимального поднятия гряды Главной гор Бырранга, образовавшейся в результате «гравитационного тектогенеза» [Шульц, 1979]. Другие такие трещины в гряде, но меньшие по размеру и глубине также заняты глубокими озёрами: Суровым, Энтузиастов, Горным, Щель. Тектоническому воздыманию гор, которое происходит и в настоящее время, противодействует денудация и самый главный её фактор – эрозия потоками воды. Под действием этих факторов сформированы главные неровности рельефа, которые отражены на карте в виде древних долин комплексной денудации. Самые высокие участки гор остались лишь в виде небольших площадок доплейстоценовой поверхности выравнивания. Склоны долин комплексной денудации осложнены лестницей террас, верхние из которых на высотах 75-169 м являются морскими, нижние – до высоты 70 м н.у.м. (22 м над уровнем озера Левинсон-Лессинга) – озёрными. Морские галечники и террасы на высоте около 160 м н.у.м. обнаружены также и в других долинах (Угленосной, Левли) гряды Главной гор Бырранга. Большая часть горных долин имеет трапецевидный или V-образный поперечный профиль. Корытообразные долины распространены значительно реже. Это долины эрозионного происхождения. Многие из долин даже во время голоцена были заняты ледниками, которые при таянии продуцировали значительное количество воды, необходимое для глубинного эрозионного врезания долин. В долине р. Замкнутой обнаружено и описано скопление погребённого льда с пластами флювиогляциальных отложений между ледяными телами (т.н. 923). Это скопление льда образовалось здесь, скорее всего, в течение Малого ледникового периода, имевшего место в бассейнах озёр Левинсон-Лессинга и Щель 90-450 лет назад [Палеоклимат полярных областей..., 2019]. Тогда в горах образовывалось множество пассивных ледниковых тел и снежников, таяние которых привело к эрозионному врезанию в долинах и образованию обширных конусов выноса в устьях коротких горных потоков, что отражено на геоморфологической карте. Сколько-нибудь заметных скоплений ледниковых отложений на площади геоморфологической карты и на других обследованных участках гряды Главной гор Бырранга не обнаружено. Приверженцы действия на территории п-ова Таймыр ледниковых щитов прошлого вынуждены считать ледниковыми грядами остатки плаща морских прибрежно-морских песков и галечников, широко распространённых не только в горных долинах, но и на всей площади Таймырской низменности. Особенностью гор Бырранга также является незначительное распространение таких форм как кары, цирки, которые характеризуют горы с интенсивным действием нивационных процессов. На закартированной площади таких форм рельефа не отмечено. Таким образом, исходя из результатов геоморфологического картирования исследованная площадь в плейстоцене развивалась под действием тектогенеза и комплексной денудации на фоне частого проникновения в долины морских вод, а также неоднократно возникавших здесь местных пассивных ледников (типа ледников плоских вершин и небольших долинных ледников), при таянии которых резко активизировалась эрозия.

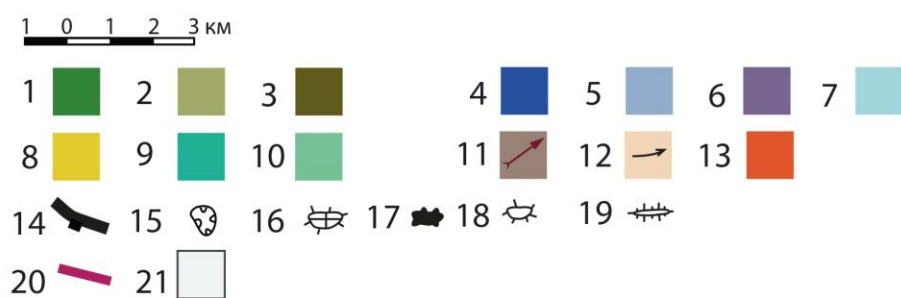
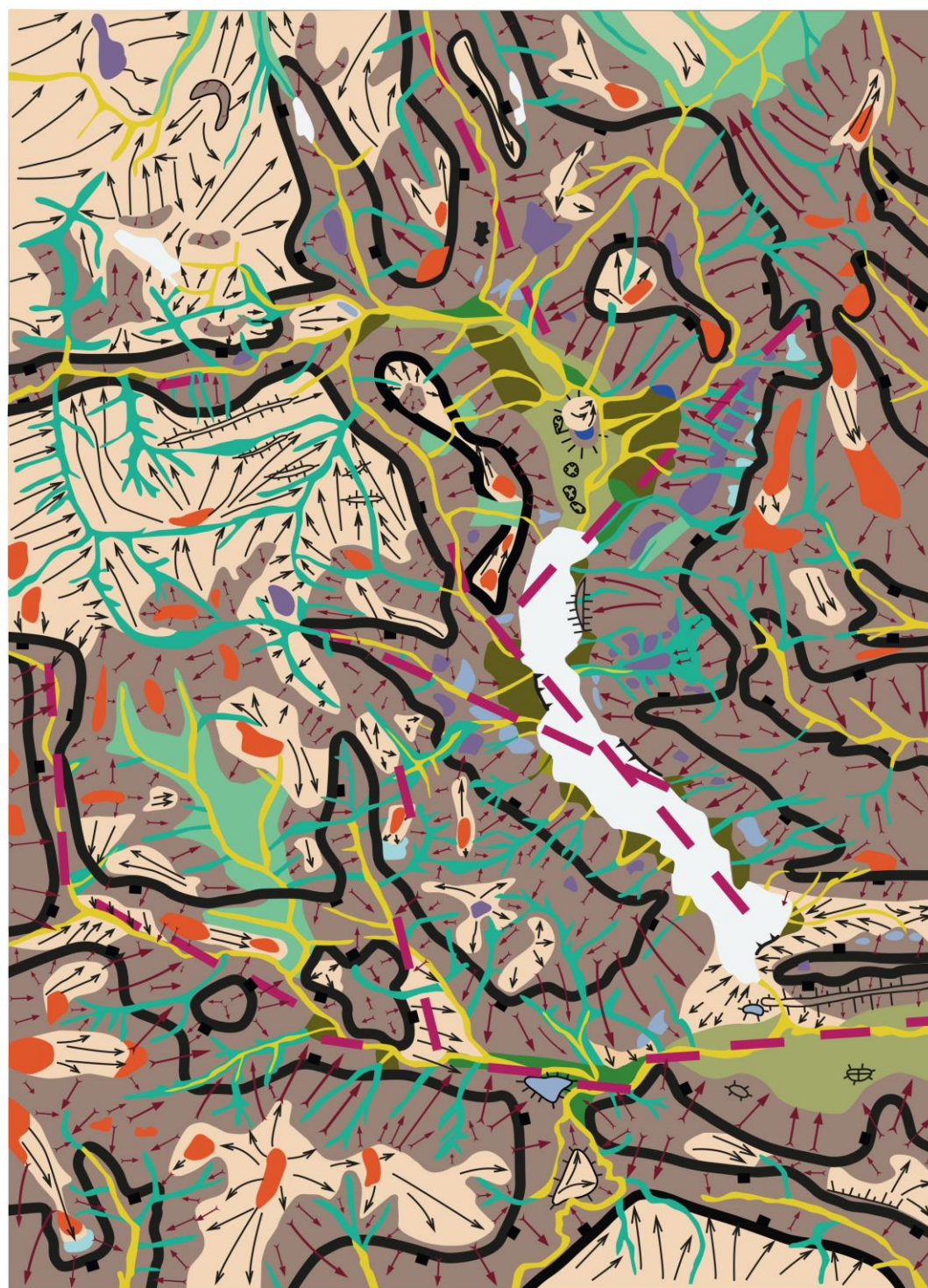


Рис. 19. Геоморфологическая карта окрестностей оз. Левинсон-Лессинга.

Условные обозначения к рис. 19.

Рельеф аккумулятивный: 1 – голоценовая пойма рек, 2 – голоценовая первая надпойменная терраса, 3 – голоценовый аллювиально-пролювиальный конус выноса.

Рельеф аккумулятивно-абразионный: 4 – площадка последней позднеоплейстоценовой морской террасы на высоте около 80 м.н.у.м., 5 – площадка позднеоплейстоценовой террасы высотой 90-100 м, 6 – площадка позднеоплейстоценовой террасы высотой 155-250 м, 7 – площадка допозднеоплейстоценовой террасы высотой более 300 м.

Рельеф эрозионный: 8 – нетеррасированная позднеоплейстоценовая долина с глубиной вреза до 60 м, 9 – современное дно позднеоплейстоценовых эрозионных врезов, 10 – пологосклонная позднеоплейстоценовая долина с глубиной вреза не более 40 м.

Рельеф денудационный: 11 – солифлюкционные и осыпные склоны крутизной более 3°, 12 – элювиально-солифлюкционные склоны крутизной 1-3°. 13 – площадка доплейстоценовой поверхности выравнивания.

Формы рельефа: 14 – бровка древней доплейстоценовой долины комплексной денудации, 15 – термокарстовое понижение, 16 – эрозионный останец с перекрещивающимися дайками, 17 – погребённое ледниковое тело местного ледника в долине р. Замкнутой, 18 – эрозионный останец, 19 – структурные гряды, ориентированные на в-с-в.

Прочие: 20 – предполагаемые разломы земной коры, выраженные в рельефе, 21 – озеро.

5.1.3. Геоморфологическое строение бассейна оз. Щель и долин р.р. Левли и Бол. Боотанкаги

Рельеф и четвертичные отложения долин оз. Щель, рек Левли и Бол. Боотанкаги изучали в маршрутах 1995-1996 г. Г.Б. Фёдоров и М.А. Анисимов.

Оз. Щель длиной 4,5 км, шириной до 900 м, урез воды расположен на высоте 149 м н. у. м. (по карте масштаба 1:100 000), измеренной глубиной 74 м, ориентировано с с-с-з на ю-ю-в-, дренируется протокой, впадающей в р. Левли. Озеро находится в узкой котловине тектонического происхождения, амплитуда рельефа надводной части которой достигает 500 м при максимальной ширине 2,5 км. Склоны котловины имеют слабое эрозионное расчленение, средний угол наклона около 25°. Ручьи, впадающие в озеро, имеют крутоврезанные V-образные долины, а их конусы выноса имеют наклонное залегание и контролируются склонами. Материал, выполняющий конусы выноса и приуроченный к береговой линии, крупнообломочный и плохо окатан.

Самый крупный водоток впадает в озеро в его с-с-з оконечности. Устьевая часть описываемого притока находится в пределах самой котловины оз. Щель и протягивается на 2 км – это слабонаклонная озерно-аллювиальная поверхность шириной около 1 км защищена крутыми склонами высотой более 300 метров, что создает особый микроклимат. Она плавно подходит к урезу озера и отделена от озера небольшим галечным валом. Осоково-разнотравная растительность имеет на ней стопроцентное проективное покрытие. На этом участке котловины к ее склонам приурочена хорошо выраженная аккумулятивная галечниковая терраса высотой 11 м над урезом воды озера (160 м над у.м.). В 2 км севернее озера Щель озёрно-аллювиальная равнина вскрыта рекой, образовав обнажение высотой 7 м. В нём обнажается семиметровая толща галечников с песками и редкими валунами. Гальки размером 5-7 см ориентированы длинной стороной по направлению ручья, а наклонены согласно склону долины ручья, т.е. к озеру. На глубине 4 и 6,2 м от поверхности террасы в галечно-песчаной толще залегают 2 прослоя растительных остатков толщиной по 15 см, радиоуглеродным возрастом соответственно 3980±70

лет (ЛУ-3833) и 4450 ± 120 лет (ЛУ-3842). Терраса той же высоты и состава имеет место и на ю-ю-в оконечности озера. На поверхности террасы развита пятнистая разнотравно-дриадовая растительность. По высоте и слагающему материалу терраса хорошо коррелируется с террасами, имеющими место в долине реки Левли. Малые по площади площадки такой же высоты имеют место и на с-в и ю-з склонах котловины озера.

Долина р. Левли заложена по относительно молодому тектоническому разлому. Участок, где в реку впадает протока из оз. Щель, представляет собой сужение долины до 1,5 км, хотя выше по течению ширина ее достигает 2,5 км. К этому участку долины приурочена хорошо выраженная аккумулятивная терраса высотой около 11 м на обоих склонах долины р. Левли. Вверх по течению она зрительно просматривается приблизительно на два километра, а по карте протягивается выше на 5 км, где уменьшая относительную высоту переходит в её днище. Вниз по течению большие фрагменты этой террасы прослеживаются по обоим берегам реки на пять-шесть километров. Рядом с местом слияния протоки из озера и р. Левли зачистка обнажения террасы показала (Рис. 20), что на глубине 0,41-0,6 м залегает горизонт хорошо окатанной гальки, ориентированной наклоном вниз по течению р. Левли.



Рис. 20. Морская терраса высотой 160 м н.у.м. на левом берегу протоки из оз. Щель, втекающей в р. Левли.

На глубине 1,16-1,26 м обнаружена линза хорошо сохранившегося торфа протяженностью не более метра, имеющего радиоуглеродный возраст 9630 ± 150 лет (ЛУ-3836). В пяти километрах ниже по течению была произведена еще одна зачистка этой террасы, которая по относительной высоте выше одиннадцатиметровой террасы. Как и в первом обнажении, на глубине 1,20 м была обнаружена линза мощностью до 2 см и протяженностью 1,5 м, сложенная спрессованными растительными остатками, большей частью веточками. Ниже по течению в 200 метрах от этого обнажения высота террасы снижается до шести метров с дальнейшим плавным подъемом до одиннадцати метров. В нижней точке этого понижения находится термокарстовая воронка, возникшая вследствие разрушения ледяной жилы. Несмотря на голоценовые радиоуглеродные датировки растительных остатков, по-видимому из размытых прислонённых геологических тел

голоценового возраста, по геоморфологическому строению ясно, что это ингрессионная терраса бассейна, постепенно выклинивающаяся и переходящая в днище на уровне около 160 м над у.м. Отличная её выраженность плоской поверхностью, эрозионными уступами, обращёнными к реке и слагающими галечниками свидетельствует о том, что эта терраса прибрежно-морская, образованная трансгрессировавшим морем в горные долины. Морфологическая идентичность террасы и одинаковый слагающий её материал с аналогичной морской террасой в долине р. Ледяной (т.н. 839) даёт основание считать их одновозрастными. Но в долине р. Ледяной площадка террасы имеет высоту до 115 м, а в долине р. Левли – до 160 м. В долине р. Угленосной высота площадки галечной прибрежно-морской террасы составляет также около 160 м. Разновысотность террасы возрастом около 100 тысяч лет (т.н. 839) обусловлена тектоническими движениями, имеющими разную амплитуду в горах, предгорьях и депрессиях гряды Главной гор Бырранга.

На пройденном участке долины р. Левли были отмечены только два террасовых уровня - одиннадцатиметровый и полутораметровый. Последний представляет собой переувлажненную высокую пойму с густой разнотравно-осоковой растительностью. Приблизительно в районе пересечения русла со стометровой горизонталью одиннадцатиметровая терраса исчезает, по крайней мере ее фрагменты не были встречены на протяжении 6-8 км вниз по течению. На левом берегу на склонах, имеющих южную экспозицию, и пойме доминирует кустарниковая разнотравно-осоковая растительность.

Водораздел между р.р. Левли и Бол. Боотанкагой, расположенный к северо-западу от устья первой, является слабовыпуклой поверхностью высотой до 300 м. Склоны расчленены сильно врезанными водотоками, образующими V-образные долины. При этом один из небольших левых притоков реки Левли, имеющий незначительный водосбор, образует ущелье с водопадом высотой более 20 метров.

Р. Левли является крупнейшим притоком р. Бол. Боотанкаги. В месте их слияния они имеют общую террасу высотой ≈ 7 м, отличающуюся от 11-метровой не только по высоте, но и по составу отложений – в данном случае в обнажениях вскрываются торфяники, пески и галечники с большим содержанием органики. Тип руслового процесса в низовьях р. Левли меняется от вынужденного меандрирования к пойменной многорукавности, что характерно и для среднего и нижнего течения р. Бол. Боотанкаги.

Долина р. Б. Боотанкаги на протяжении 18 км выше впадения р. Левли имеет ширину до 4 км на широте оз. Красного. Её поперечный профиль – трапециевидный. Склоны долины изрезаны глубокими V-образными эрозионными врезами, которые часто висают над дном долины р. Б. Боотанкаги и отделены от днища последней обширными конусами выноса. В 18 км выше устья р. Левли (по прямой) на правом берегу описано обнажение, вскрывающее отложения конуса выноса и залегающих ниже него отложений. Сверху-вниз вскрываются.

0-11,5 м. Осыпь галечно-валунного материала. В промоинах наблюдается слабовыраженная слоистость.

11,5 – 12,0 м. Чёрный торф с большим количеством погребённой древесины. Стволы диаметром до 10 см часто сохраняют кору и корни. Радиоуглеродный возраст древесины составляет 8300 ± 60 лет (ЛУ-3658).

12,0-13,1 м. Лёд с линзами торфа и песчаного алеврита.

13,1-13,3 м. Слоистый алевритовый песок с зеленоватыми и коричневыми прослоями.

13,3-14,6 м. Коричневый, косослоистый, с/з, полимиктовый песок с органическими остатками.

14,6-15,1 м. Галечник с косой слоистостью. Галька уплощена, ориентирована на юг по течению реки и падает вверх по течению.

15,1-16,6 м – осыпь до уреза воды в реке.

Судя по разрезу здесь на 4-5 метровой аллювиальной террасе залегает торфяник с остатками деревьев, которые произрастали здесь около 8-9 тыс. лет назад. После этих событий терраса была накрыта конусом выноса, который ознаменовал окончание местного оледенения, приведшего к выносу большого количества талой ледниковой воды и значительного количества грубообломочных отложений, образовавшихся в результате вреза водообильных водотоков в склоны долины р. Б. Боотанкаги.

Следующий разрез описан на правом берегу реки в 4,5 км от предыдущего разреза (по прямой), в 14 км выше устья – р. Левли. Здесь в 10 метровом уступе размыва сверху-вниз вскрываются следующие отложения.

0-0,1 м. Песчаный алеврит с корнями растений.

0,1-0,5 м. Коричневый торф с примесью песка. Радиоуглеродный возраст торфа составил 2890 ± 60 лет (ЛУ-3660).

0,5-1,5 м – алевритовый, серо-зелёный, косослоистый песок с органикой.

1,5-1,9 м – бурый торф

1,9-2,05 м – гравийно-галечный слой с ржавым и жёлтым налётом;

2,05-2,1 м – гравийно-галечный слой серовато-зелёного цвета;

2,1-2,9 м – бурый торф с примесью песка;

2,9-3,0 м – косослоистый алевритовый песок с галькой;

3,0-3,5 м – косослоистый, м/з песок с линзами и прослоями ожелезнения;

3,5-3,9 м – тёмно-коричневый торф с песком и радиоуглеродным возрастом 5280 ± 50 лет (ЛУ-3559);

3,9-4,1 м галечно-валунный слой с плохо окатанными обломками.

Ниже осыпь галечно-валунного материала.

Здесь терраса и отложения формировались в результате привноса песка и галечников из эрозионной V-образной долины, втекающей в реку с юга. Этот поток образовал конус выноса, запечатлевший периодически возникавший сток, а торфяники, образовавшиеся после действия потоков, сформировавших конус выноса, отмечают время спокойной обстановки осадконакопления (торфонакопления) 2900 и 5300 радиоуглеродных лет назад, а также торфонакопления между этими событиями, оставшегося недатированным. Таким образом, в этом разрезе зафиксированы периодически возникавшие периоды интенсивного стока по притокам и в самой реке из-за таяния пассивных ледников и снежников, образовывавшихся на водоразделах.

Долина р. Б. Боотанкаги ниже впадения р. Левли достигает ширины 5 км, а в низовьях - 7,5 км. Поперечный профиль имеет корытообразную форму. В отличие от участков, расположенных выше по течению, строение долины несколько иное – террасы представлены не узкими полосами, а занимают значительные пространства. Хорошо выражена терраса 5-метровой высоты, в обнажениях которой вскрываются в основном торфяники (или слоёнки) и пески. Висячих долин боковых притоков с мощными конусами выноса, таких как выше по течению не наблюдается. Река имеет несколько ярусов поймы от 0,2 до 2 м. Поверхность высокой поймы хорошо задернована.

Водораздел между р.р. Б. Боотанкагой и Ледяной представляет собой сильно выположенную поверхность с большим количеством гальки и незначительным проективным разнотравно-моховым покрытием.

5.2. Неотектоника гряды Главной гор Бырранга в районе оз. Левинсон-Лессинга – оз. Таймыр

5.2.1. Газортутная съёмка в бассейне оз. Левинсон-Лессинга

Основной целью газортутной съёмки было выявление современной активности дизъюнктивов в рамках исследований неотектонического развития центральной части гряды Главной гор Бырранга. Предполагалось выявить эманационные аномалии и зоны повышенной

концентрации ртути в почвенном и приземном воздухе вдоль трасс активных разломов, зон трещиноватости и кливажа. Съёмка проведена с 27.06. по 26.07.1996 г. О.М. Антоновым и Г.Б. Фёдоровым. Количество точек опробования (ТО): 190, - из них признано репрезентативными 181. Границы района работ: на севере - устье р. Замкнутой, на юге - ручей Проточный. Измерения проводились по долинам рек Красной, Мраморной, ручья Врезанного, вдоль западного и восточного побережий озера на удалении 0,5 - 3,5 км от береговой линии.

Измерения проводились газортутным переносным анализатором «АГП – 01» (год выпуска - 1991, г. Екатеринбург). Диапазон измерений массовой концентрации ртути в воздухе от $1,0 \times 10^{-9}$ до $9,9999 \times 10^{-5}$ мг/л. Объем пробы анализируемого воздуха 0,5; 1,0; 5,0; 10,0 л с погрешностью $\pm 10\%$. Предел допускаемого значения систематической составляющей погрешности 30% от измеряемой величины. В каждой точке опробования производилось в среднем 5 замеров в почвенном воздухе и 2 в атмосферном, а при разбросе показаний более 30% – до 8 замеров в почвенном воздухе и 3 в атмосферном. При падении напряжения питания ниже допустимого уровня (11,5В) за итоговое показание принималось среднее из двух максимальных в данной ТО. Глубина измерений в зависимости от физико-механических свойств грунта варьировала от 12 до 30 см. Преимущество при опробовании отдавалось тонкодисперсным грунтам, поскольку в щебнисто-дресвянистых и галечно-гравийных отложениях отмечается активная диффузия почвенного и атмосферного воздуха, что занижает истинные значения эманации. Существенным ограничением в работе явился температурный режим – низкие температуры (менее 4° С) и относительная влажность более 90% приводили к быстрой разрядке аккумуляторных батарей. Выбор точек опробования определялся следующими факторами: 1 - положением и характером дизъюнктивов по данным ГГС-200 (Государственная геологическая съёмка масштаба 1: 200 000) []; 2 - плановым очертанием линеаментов, выделенных по аэрофото-материалам и цифровой модели рельефа; 3 - характером и интенсивностью эрозионного вреза; 4 - данными гидрохимического, коренного и шлихового опробования ГГС-200; 5 - составом и мощностью четвертичных отложений; 6 - составом коренных пород.

Среднее содержание ртути в почвеном воздухе в районе исследований составляет 67,8 ppm, максимальное содержание – 300 ppm (нижнее течение ручья Врезанного), минимальное – 20 ppm (первая надпойменная терраса в устье р. Красной). По фоновому содержанию ртути район отчетливо разделяется на две части: северо-восточную и юго-западную. Северо-восточная характеризуется средними фоновыми значениями ≈ 48 ppm, юго-западная ≈ 72 ppm. Повышение фона к югу объясняется увеличением современной тектонической активности в направлении Таймырской депрессии (рис. 21).

Для с-в части площади съёмки характерен устойчивый геохимический фон, изменяющийся в пределах от 30 до 60 ppm. Максимальные значения (более 100 ppm) отмечаются лишь в центральной части массива карбонатных метасоматитов (D₂-C₁) к в-с-в от устья р. Красной – 126 ppm и 103 ppm, а также на аккумулятивной озерной террасе оз. Левинсон-Лессинга в пределах того же массива – 124 ppm. Хотя зона повышенных концентраций совпадает по простиранию с массивом карбонатов, по-видимому, повышение значений не связано с вещественным составом пород, поскольку идентичные по составу карбонатные метасоматиты в районе левых притоков среднего течения р. Мраморной (север массива) имеют концентрации ртути 36–41 ppm. Непосредственно в геохимическом поле не проявляются разломы, ограничивающие массив в структурном плане, что свидетельствует об их малой современной активности. То же самое можно сказать и о надвиге туфо-лавовых покровов (*T₁ zv* и *T₁ bt*) в среднем течении р. Красной выше устья ручья Замкнутого. Вдоль последнего наблюдаются незначительные повышения концентрации до 70 ppm (пойма р. Красной) и 68 ppm (конус выноса на левом берегу р. Красной).

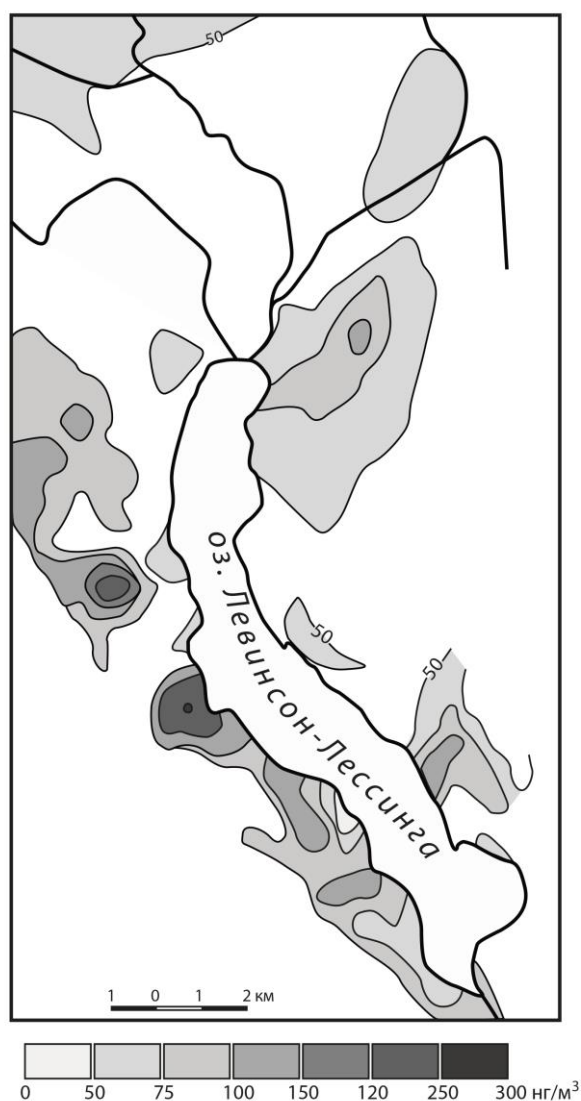


Рис. 21. Концентрация паров ртути в почвенном воздухе в долине оз. Левинсон-Лессинга.

Южная часть площади съёмки характеризуется заметным увеличением концентраций паров ртути в почвенном воздухе в тальвегах молодого эрозионного вреза и уменьшением до близких к фоновым на водоразделах. Характерным примером является долина ручья Врезанного, левый склон которой представляет собой тектонический уступ высотой до 400 м. В нижнем течении ручья концентрации изменяются в пределах 119-162 ppm, достигая максимума 300 ppm в привершинной части дельты ручья Врезанного. Долина ручья заложена по субширотному разлому, который рассматривается как оперяющий по отношению к глубинному разлому оз. Левинсон-Лессинга. Эманиационная активность глубинного разлома намечается по повышенным концентрациям паров ртути в долине ручья Проточного: 125 ppm, 83 ppm, 76 ppm. Геохимическая активность зафиксирована в целом ряде небольших молодых долин, приуроченных к растущему сводовому поднятию на ю-з побережье оз. Левинсон-Лессинга [Фёдоров и др., 2001]. Если на водоразделах и в устьевых частях долин концентрации составляют 26-62 ppm, то в тальвегах достигают 143 ppm и 168 ppm. Увеличение концентраций отмечено вдоль центральной части западного побережья озера, где на солифлюкционных склонах шлейфа подножий максимальные значения равны 145 ppm и 264 ppm. На ю-в берегу озера в тальвегах долин в-с-в ориентировки содержание ртути в почвенном воздухе достигает 102-141 ppm. Пространственное положение

долин в непосредственной близости от осевого разлома позволяет предположить их заложение по системе молодых, оперяющих его трещин.

Данные газортутной съемки позволяют предположить следующее.

1. Плановое положение зон повышенной концентрации и аномалий обусловлено, в первую очередь, современной эманационной активностью дизъюнктивов, а не вещественным составом пород. Это доказывается отсутствием сколь-либо значительных концентраций ртути содержащих минералов (киновари, реальгара) в шлихах и образцах пород (по данным ГГС-200) в зонах аномалий [].

2. Активность основных дизъюнктивов проявляется в основном по оперяющим их зонам трещиноватости и разломам без смещения. Это, по-видимому, справедливо как для северо-восточной, так и для юго-западной частей района. Из задокументированных разломов данными газортутной съемки непосредственно подтверждаются разломы по ручьям Врезанному и Проточному и, с меньшей уверенностью, надвиг по р. Красной.

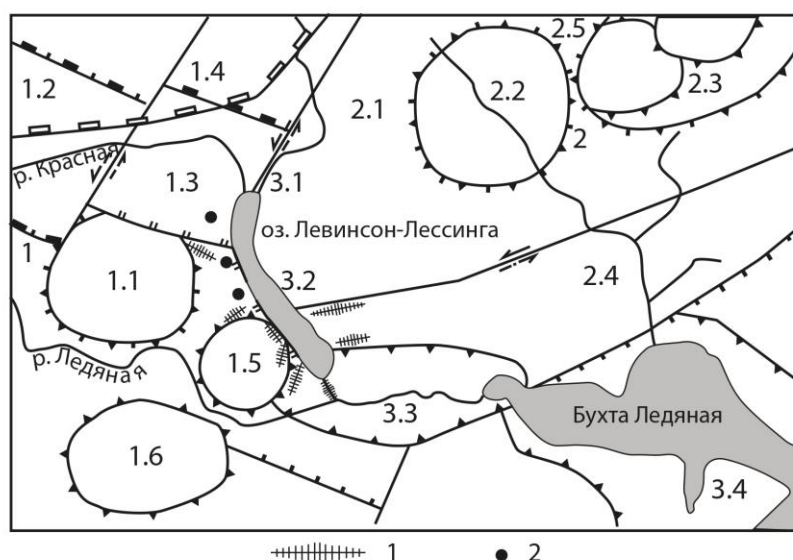
3. Цепь локальных аномалий по западному берегу озера обусловлена положением глубинного разлома оз. Левинсон-Лессинга. Исходя из этого, можно предположить его простираание в северной части района на с-с-з по долине правого притока ручья Скалистого и, возможно, далее по долине ручья Озерного. Для южной, активной части разлома вероятно падение плоскости сместителя под большим углом на ю-з.

4. Увеличение фонового содержания ртути к югу объясняется современной активностью структур, пространственно и генетически связанных с раскрытием депрессий бух. Ледяной и оз. Таймыр [Фёдоров и др., 2001].

5. Необходимо отметить, что выявленное положение зон повышенной концентрации ртути, кроме активности дизъюнктивов зависит ещё от одного из важнейших факторов – наличия сплошного промерзания пород на глубину до нескольких сотен метров. Фиксация аномальных содержаний ртути возможна только в зонах развития сплошных таликов, которые, естественно сконцентрированы только вокруг глубоководного озера Левинсон-Лессинга. Другие – удалённые от озера точки с повышенным содержанием ртути в почвенном воздухе, также возможны при наличии таликов в зонах с повышенным теплотоком из недр.

5.2.2. Современные тектонические движения Центрального Таймыра

Современный структурный план центральной части гряды Главной отражён на схеме новейших тектонических структур (рис. 22) [Фёдоров и др., 2001].



время активизации	границы неотектонических структур					
	блоковых				сводово-блоковых	
	надвиги	сдвиги	сбросы	взбросы	сводовые поднятия	депрессии
N-Q _I						
Q _{II} ²						
Q _{III} ³ - Q _{III} ¹						

Рис. 22. Схема новейших тектонических структур Гряды Главной гор Бырранга в районе оз. Левинсон-Лессинга.

Условные обозначения: 1 – зоны повышенной концентрации ртути в почвенном воздухе, 2 – локальные аномалии ртути в почвенном воздухе.

Цифрами на схеме обозначены. 1 – Восточно-Боотанкагское поднятие: 1.1 – Верхне-Ледянинское сводовое поднятие, 1.2 – Нагорнинский блок, 1.3 – Усть-Красненский блок, 1.4 – Замкнутовский блок, 1.5 – Нижне-Ледянинское сводовое поднятие, 1.6 – Северо-Нединское сводовое поднятие.

2 – Карово-Угленоснинский блок: 2.1 – Мраморнинская гряда, 2.2 – Широкинское сводовое поднятие, 2.3 – Северо-Угленоснинские сводовые поднятия, 2.4 – Южно-Карово-Угленоснинский блок, 2.5 – Северо-Карово-Угленоснинский блок.

3 – Межблоковые депрессии: 3.1 – Северо-Левинсон-Лессинговская депрессия, 3.2 – Южно-Левинсон-Лессинговская депрессия, 3.3 – Проточнинская сбросовая мульда, 3.4 – депрессия бухты Ледяной (сбросовая мульда).

На схеме выделяются две основные разновозрастные структуры: Восточно-Боотонкагское поднятие на западе и Карско-Угленоснинский блок на востоке. Границами между этими структурами является система разломов, обусловившая развитие котловины оз. Левинсон-Лессинга. Последняя является наиболее характерной в системе межблоковых депрессионных структур озёр Щель, Горное, Суровое и др. Эти структуры расположены на оси максимального

поднятия и являются результатом «гравитационного тектогенеза» [Шульц, 1979], т.е. эффекта растрескивания в процессе тектонического воздымания. Ближайшими аналогами таких структур являются структуры многих озёр плато Путорана.

Озеро Левинсон-Лессинга, глубины которого достигают 110 м, приурочено к оси линейamentов с-с-з направления, где определяются аномалии повышенного содержания ртути в почвенном воздухе (см. рис. 21). Кроме того, гидрологические данные свидетельствуют о повышении температуры воды в озерах у дна (рис. 23), что может происходить в глубоком озере по причине повышенного теплового потока из недр.

Рис. 23. Продольный профиль котловины оз. Левинсон-Лессинга с профилями температур воды, измеренных глубоководными опрокидывающимися термометрами 4 августа 1994 г.

В ходе полевых исследований получены материалы, позволяющие судить о скоростях современных тектонических движений. Высота одновозрастных площадок террасы р. Ледяной в устье реки составляет 2,5 м над урезом воды (1340 ± 140 л.н., ЛУ-3177, см т.н. 841) а в 7 км от устья (т.н. 840) – 6,4 м над урезом воды (1260 ± 110 л.н., ЛУ-3134). Скорость вертикальных тектонических движений по этим датировкам оценивается как 0,31 см/год. Но если эта терраса озёрная, то в таком случае разница высот площадок составляет 17,5 м, а скорость вертикальных тектонических движений достигает 1,4 см/год. Кроме того, барометрическое нивелирование, проведённое в 1996 г. (см т.н.1104 – 1109 в главе о маршруте по р.р. В. Таймыра и Н. Таймыра),

показало, что днище долины р. Ледяной в среднем течении поднято над уровнем моря на 20 м у северного края и на 27 м – у южного края. Такие значительные амплитуды вертикальных тектонических движений могут объясняться тем, что река, формирующая днище и террасы, пересекает структуры с разнознаковыми вертикальными движениями (см. рис. 22). Менее значительное (1-2 м) увеличение высот площадок террас при удалении от озера Таймыр в восточном направлении (р. Бикада-Нгуома) позволяет предположить более значительные скорости погружения западной части котловины оз. Таймыр по сравнению с восточной его частью.

Если же сравнить высоты морской 100-метровой террасы, широко развитой по всему полуострову Таймыр, то скорости неотектонических движений в гряде Главной будут следующими. Эта терраса имеет высоту около 100 м на Таймырской низменности, 100 м в депрессии оз. Левинсон-Лессинга, 115 м в долине р. Ледяной (предгорья гряды Главной гор Бырранга), 160 м в долине р. Угленосной и 160 м в долине р. Левли. Возраст отложений, слагающих террасу определён как 86 тысяч лет (см. т.н. 839). Тогда скорость тектонического поднятия за последние 86 тысяч лет оказывается равной 0,02 см/год в предгорьях гряды Главной (долина р. Ледяной), 0,07 см/год на оси гряды Главной (долина р. Левли, долина р. Угленосной).

Полевые геоморфологические исследования и анализ дистанционных материалов позволили выявить омоложение морфоструктур в пределах гряды Главной в направлении с востока на запад. Такая тенденция выражена не только в амплитудах поднятия, но и в масштабах гравитационной тектоники. Морфоструктуры котловин озёр, расположенных на оси поднятия, также более молоды в западных частях гряд Главной, по сравнению с восточными. В пределах Западного Таймыра Ю.Е. Погребницким отмечено широкое распространение небольших трещин растяжения, к которым приурочены озёра [Тектоника..., 1963]. Их можно считать такими же структурами, как и на Центральном Таймыре, но в зачаточном состоянии. На Восточном Таймыре такие структуры не выражены, т.к. поднятие Восточного Таймыра на новейшем этапе отличается не только большими скоростями, но и своим характером. На Западной и Центральном Таймыре сказалась гораздо большая блоковая дифференциация тектонических движений.

Характерной особенностью литодинамики структур в пределах гряды является то, что значительная часть денудированного материала задерживается депрессиями, подобными котловине оз. Левинсон-Лессинга, что показывают проведённые гидрологические исследования [Russian-German cooperation..., 1997]. За счёт более высоких амплитуд поднятия в восточной части водосбора оз. Таймыр, а, значит, большей эродирующей способности рек, с одной стороны, и наличия в западной части водосбора ловушке наносов, типа оз. Левинсон-Лессинга – с другой стороны, тектоническое опускание, которое испытывает котловина оз. Таймыр, оказывается гораздо более скомпенсированным в восточной части, чем в западной. Это обстоятельство вызывает медленную миграцию котловины оз. Таймыр как отрицательной формы рельефа с востока на запад.

Таким образом, особенности режима современных тектонических движений заключаются в унаследованном развитии структур с последней эпохи активизации (вероятно, на рубеже среднего и позднего неоплейстоцена). Основная направленность этого развития заключается в сводово-блоковом поднятии в пределах горной гряды с определённым запаздыванием во времени западных частей от восточных. Это же характерно и для субмеридионально ориентированных разломов земной коры, по которым развиваются депрессионные структуры. Под давлением с востока от срединно-океанического хребта Гаккеля оз. Таймыр перемещается на запад с периодическим раскрытием депрессий, которые в настоящее время выражены заливами озера и полностью соответствуют зонам разломов земной коры (рис. 24). Первой депрессией озера был залив Яму-Байкура на востоке, затем воронкообразное устье р. Яму-Тарида, потом залив Юка-Яму с наибольшими глубинами в озере. Депрессия залива Байкуранеру и залива Нестора Кулика была наибольшей и по этой депрессии сток воды озера, прорвав гряду Главную гор Бырранга,

устремился к морю. Позже заложены депрессии озера Байкура-Турку и бухты Ледяной. В настоящее время открывается депрессия оз. Левинсон-Лессинга, по которой не исключён сток воды из бассейна оз. Таймыр на север в будущем.

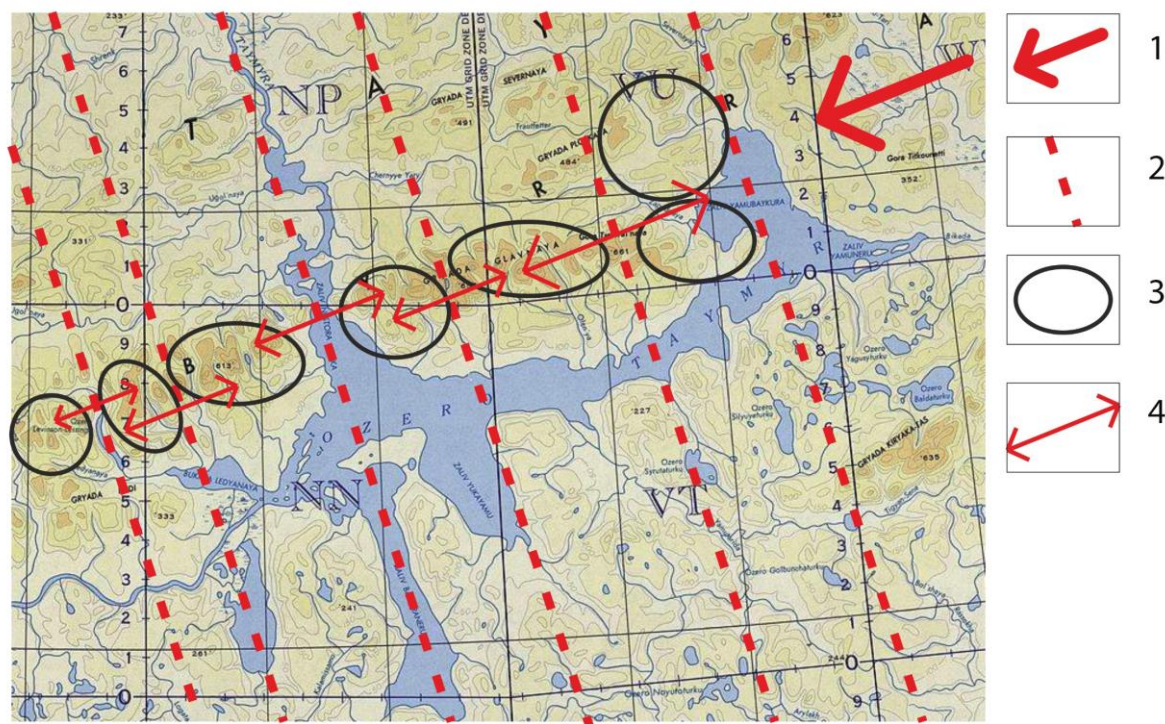


Рис. 24. Схема неотектонических движений земной коры Центрального Таймыра.

Условные обозначения: 1 – направление современных тектонических движений в гряде Главной гор Бырранга. 2 – линеамент и разлом земной коры, 3 – сводовое поднятие, 4 – растягивающие напряжения, способствующие образованию трещин растяжения, часто занятых озёрами.

5.3. Состав и строение донных отложений озёр Левинсон-Лессинга, Кокуора, Таймыр, Портнягино.

Буровая компания российско-германской экспедиции по озёрам п-ова Таймыр проведена в мае-июне 1995 г. Использовалось буровое оборудование австрийской фирмы UWITEC, которое позволяет отбирать ненарушенные колонки донных отложений, включая самые верхние слои сильно обводнённого осадка. Гравитационная трубка UWITEC (рис. 25) позволяет отбирать колонки длиной до 0,6 м, забиваемая в осадок трёхметровая труба с клапаном позволяет внедряться в осадки на глубину до 20-30 м в водоёмах глубиной до 100-150 м. Отличительной чертой этого оборудования являются пластиковые полупрозрачные трубки диаметром 60 мм, в которые и собирается недеформированные осадки. При отборе невозможно описать керн, т.к. он содержится в трубках до работ в лабораторных условиях. Но при разрезании пробоотборной трубки на метровые отрезки возможно увидеть и отобрать отложения каждого метра проходки скважины.

Весной во время бурения невозможно работать с таким оборудованием на морозе. Поэтому была сконструирована и построена буровая палатка высотой 4 м, которая и использовалась на всех озёрах (см. рис. 25).



Рис. 25. Отбор поверхностных слоёв донных отложений грунтовой трубкой UWITEC в буровой палатке на озере Левинсон-Лессинга. Отбирает Питер-Пауль Овердуин в 1995 г.

Озеро Кокуора (1-4 мая 1995 г.).

Озеро расположено в 2 км севернее озера Лабаз ($72^{\circ}26,2'$ с.ш. $99^{\circ}25,7'$ в.д., см. рис. 14). Бесполезность бурения в самом озере Лабаз стала ясна после проведённых А.Ю. Ивановым и С.Ф. Хруцким промеров озера, которые позволили построить схему глубин озера (см. рис. 14). Малые глубины означают преобладание песка в донных осадках, что затрудняет бурение или делает его невозможным. Поэтому для проникновения в грунты было выбрано небольшое озеро Кокуора, глубины в котором достигают 22 м.

Первая отобранная короткая колонка осадков оз. Кокуора состояла из следующих осадков сверху-вниз:

0-2 см – серый ил, состоящий из микробных матов в виде плёнки, сгустков с небольшим количеством алеврита и т/з песка;

2-4 см – серый алеврито-песчаный осадок с единичными включениями ворсинок мхов или водорослей;

4-6 см – серовато зелёный алеврит с песком;

6-8 см – алеврито-песчаный осадок серовато-зелёного цвета;

8-10 см – т/з песок с алевритом и глинистыми частицами;

10-12 см – то же с фрагментами растительности – тонкими волокнами полусантиметровой длины с утолщениями через 1-2 мм.

12-20 см – то же, но без растительных волокон;

20-24 см – то же, но количество глинистых и алевритовых частиц больше чем вышележащем осадке. Вся колонка без видимой слоистости осадков.

Длинная колонка отложений состояла из 4,5 м осадка, представленного серыми алеврито-глинистыми песками без видимой слоистости. Нижние 0,5 м керна представлены м/з и с/з песком коричневого цвета с органикой. КERN исследован немецкими исследователями только с помощью спорово-пыльцевого анализа [Hanno and Melles.,1999] и он свидетельствует о том, что колонка длиной около 5,2 м (4,5 м по результатам бурения) описывает формирование осадка начиная с аллерёда до настоящего времени. Максимум тепла судя по пыльце был здесь в пребореале и бореале, когда по берегам распространялась берёзово-лиственничная лесотундра, а в атлантическое время голоцена началось заметное похолодание.

Озеро Портнягино ($74^{\circ}10'20''$ с.ш. $106^{\circ}58'52''$ в.д. – место бурения), 8-12 мая 1995 г.

Промеры озера со льда показали максимальную найденную глубину 4,2 м. Буровая палатка была установлена в точке с глубиной воды 3,7 м (рис. 26).

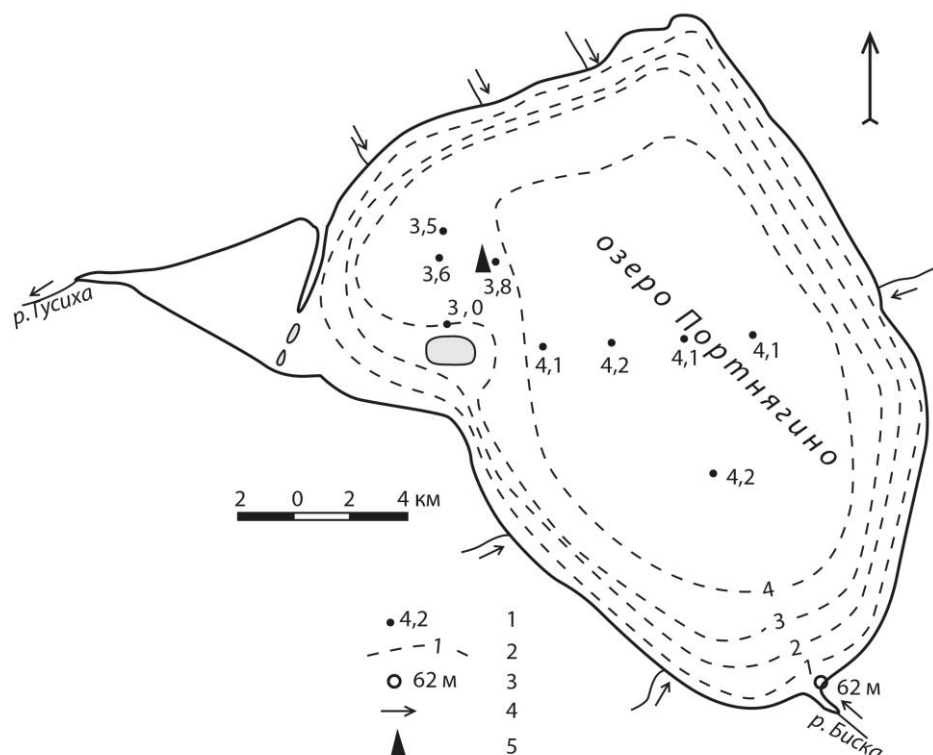


Рис. 26. Схема озера Портнягино с результатами промеров глубин и местоположением буровой скважины в 1995 г. Условные обозначения: 1 – глубина озера в метрах в промерных точках, 2 – изобата, 3 – высотная отметка уреза воды в озере, 4 – направление стока воды в реках и ручьях, 5 - место расположения буровой палатки.

Поверхностная колонка донных отложений получена с трудом в результате ручного задавливания трубки в осадок с помощью штанги. Отобрано всего 22 см осадка, который представляет собой 2-3 см опесчаненного ила и глин, лежащих ниже. Длинная колонка длиной 3,72 м представлена серой, очень плотной глиной. Лишь нижние несколько сантиметров осадка содержат заметное количество песка, что говорит о том, что буровой снаряд достиг подстилающие глины пески.

Озеро Таймыр Скважина № PG 1227, пробуренная 16-19 мая 1995 г. российско-германской экспедицией, располагалась на склоне центральной котловины залива Юкайму в точке с координатами 74°32'74,1"с.ш. 101°42'97,8" в.д. и глубиной воды 18,4 м. (см. рис. 2).

Осадок представляет собой однородный серый глинистый ил с пустотами, заполненными газом (слабый запах карбида) до забоя скважины на глубине 14,39 м. С глубины 12,65 м в иле присутствуют песчаные частицы. На забое скважины залегают т/з кварцевые пески с небольшим содержанием глинистых частиц. Этими осадками сложен керн последней проходки (12,65-14,39 м) В наконечнике пробоотборной трубы среди песков оказались прослой мха толщиной 1-2 см. Мох наземный, похожий на мхи из обнажений ЛК мыса Саблера. Радиоуглеродная датировка мха несколько раз изменялась от 16 до 18 тыс. лет. Но в последней версии составляет $18,6 \pm 0,1$ тыс. лет или $22,6 \pm 0,3$ откорректированных тыс. лет [Gromig et al.,

2021]. На рис. 27 представлена спорово-пыльцевая диаграмма колонки 1227, выполненная палинологом Л.А. Савельевой.

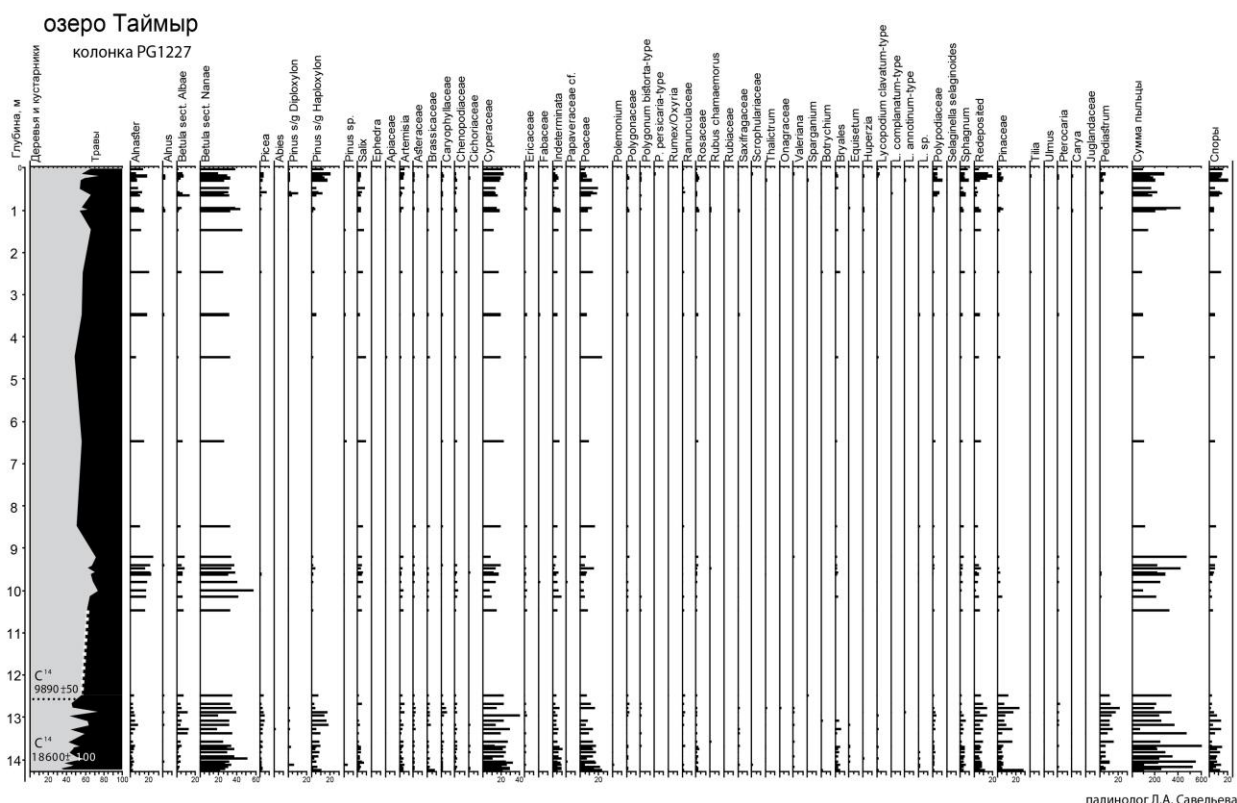


Рис. 27. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений колонки донных отложений 1227 из Центральной части залива Юкаяму озера Таймыр (см. рис. 2).

Как видно из диаграммы обе возрастные датировки, полученные из нижней части колонки не соответствуют спорово-пыльцевым данным. Концентрация спор и пыльцы показывает, что буровой снаряд не достиг отложений, характеризующих границу плейстоцена и голоцена. Несмотря на перерыв в ряде проанализированных образцов, в самой нижней части колонки отложения содержат достаточно пыльцы и спор и их концентрация сильно не отличается от верхней части колонки, вследствие чего нет оснований считать нижние слои осадка верхнеплейстоценовыми, которые в случае такого возраста должны бы были отличаться от голоценовых осадков на порядок меньшей концентрацией пыльцы, т.к. окончание верхнего плейстоцена повсюду в Арктике характеризовалось холодным и сухим климатом.

В августе 2016 г. российско-германской экспедицией по проекту «ПЛОТ» в пределах залива Юкаяму были проведены сейсмоакустические исследования донных отложений озера, а в мае 2017 г. в рамках этого же проекта пробурены 2 скважины, заложение которых было определено в результате сейсмоакустического профилирования [Gromig et al., 2021]. Они располагались в прибрежной части озера в точках с координатами: скважина Со 1407 более близкая к берегу с глубиной воды 8,1 м, 74° 36' 51'' с.ш. 101° 51'08'' в.д. вошла в донные отложения на глубину 12 м; скважина Со 1408 с глубиной воды 10,9 м, 74°35'17''с.ш. 101°50'28''в.д., пробурена на глубину 16 м (рис. 28). На рис. 28, 29 представлены результаты комплексных исследований этих скважин. Несмотря на 13 радиоуглеродных датировок отложений, они не дали понимания хронологии выделяемых событий, т.к. противоречат друг другу и результатам спорово-пыльцевого анализа.

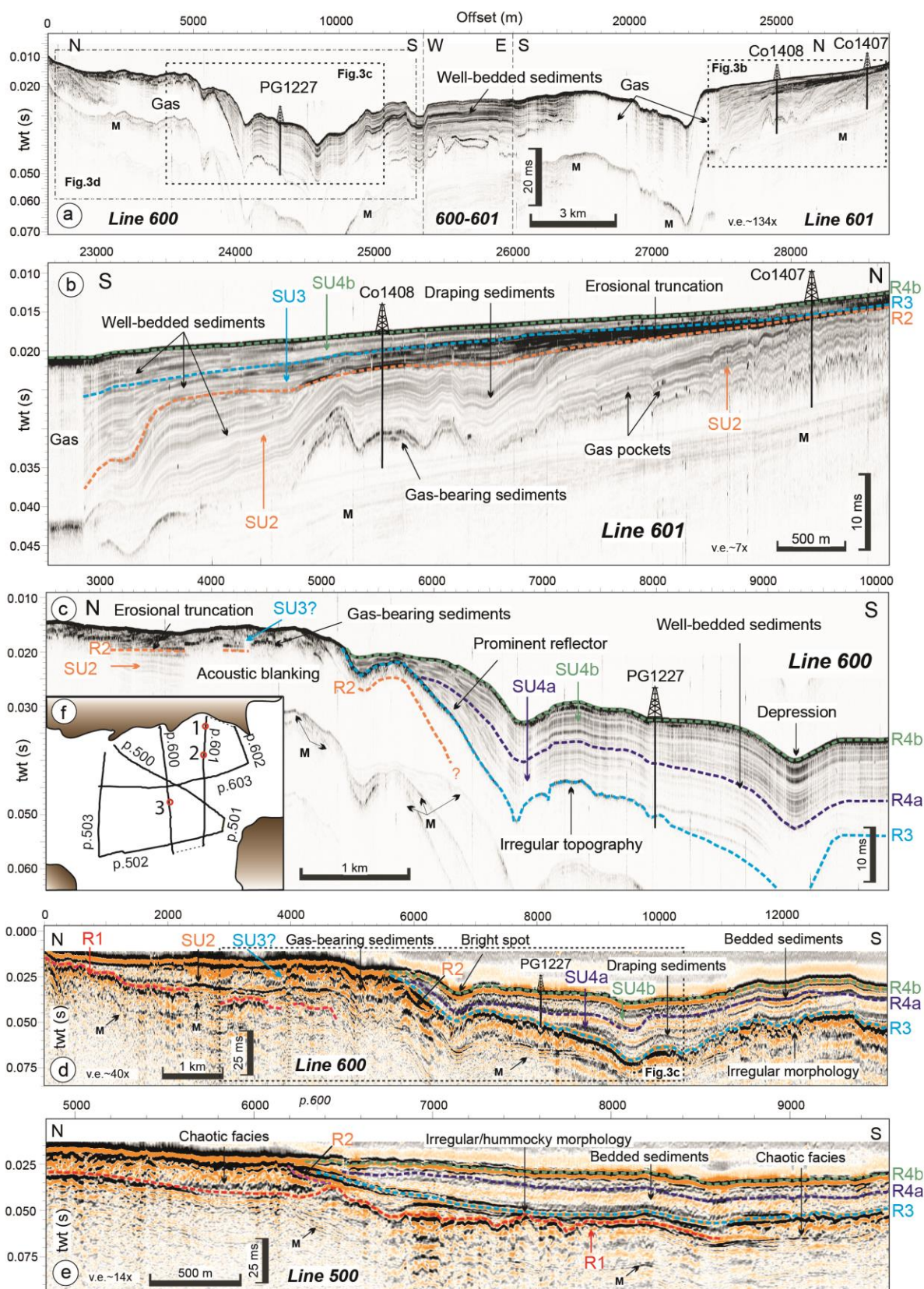


Рис. 28. Результаты сейсмо-акустического профилирования северной части залива Южакму российско-германской экспедиции 2016-2017 г.г. по проекту «Палеолимнологический трансект» («ПЛОТ») [Gromig et al., 2021]. На рис 28 f представлена схема расположения скважин бурения донных отложений. Цифрами с точками показаны скважины: 1 – скважина Co 1407, 2 – Co 1408 (2017 г.), 3 – скважина PG 1227 (1995 г.).

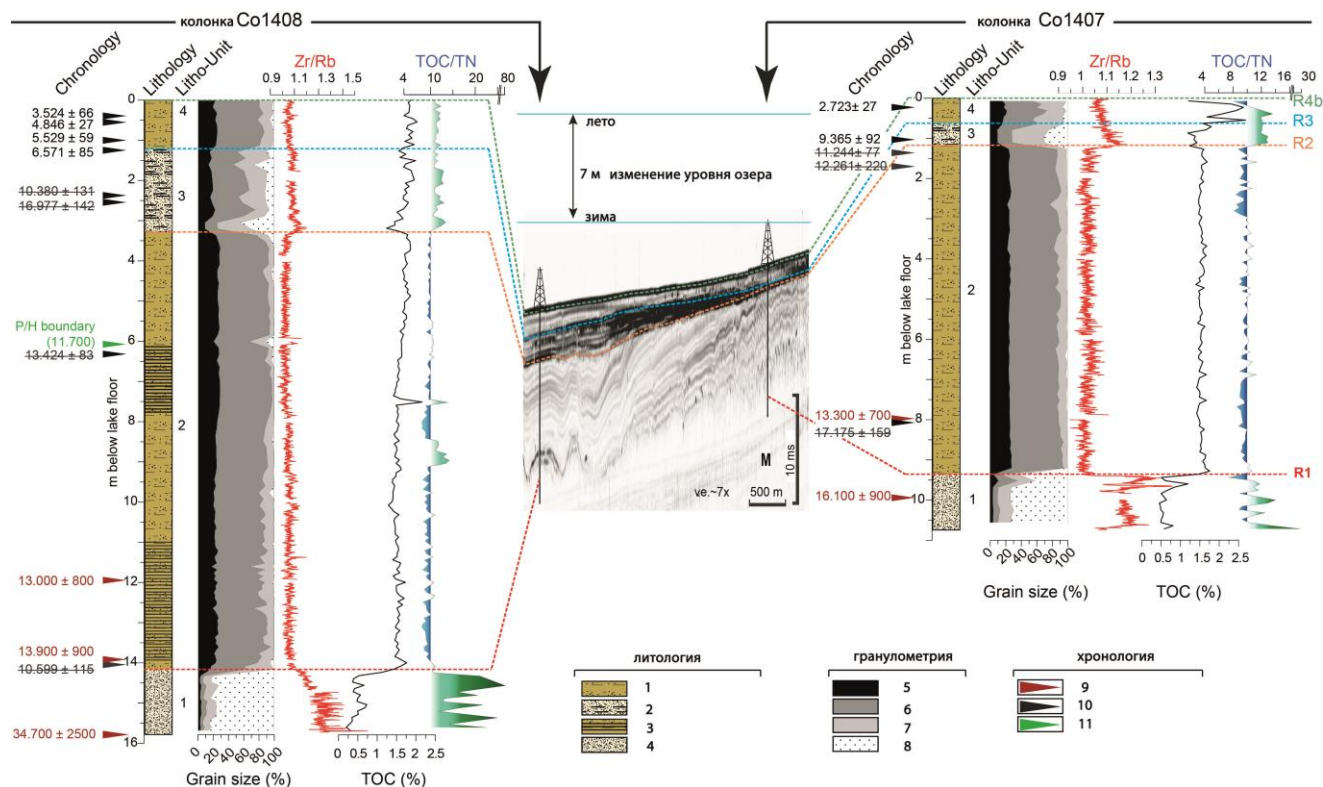


Рис. 29. Результаты комплексного исследования колонок из скважин российской-германской экспедиции в озере Таймыр 2017 г. по проекту «ПЛЮТ». Условные обозначения: 1 – глинистый алевроит, 2 – песчано-глинистый алевроит, 3 – слоистый глинистый алевроит, 4 – алевроитовый песок, 5 глина, 6 – тонко- и среднезернистый алевроит, 7 – крупнозернистый алевроит, 8 – песок, 9 – датировки методом ОСЛ (по кварцевым зёрнам), 10 радиоуглеродные датировки (зачёркнутые датировки означают неправильные по мнению авторов [Gromig et al., 2021]), 11 – граница плейстоцена и голоцена по данным из других регионов [Gromig et al., 2021].

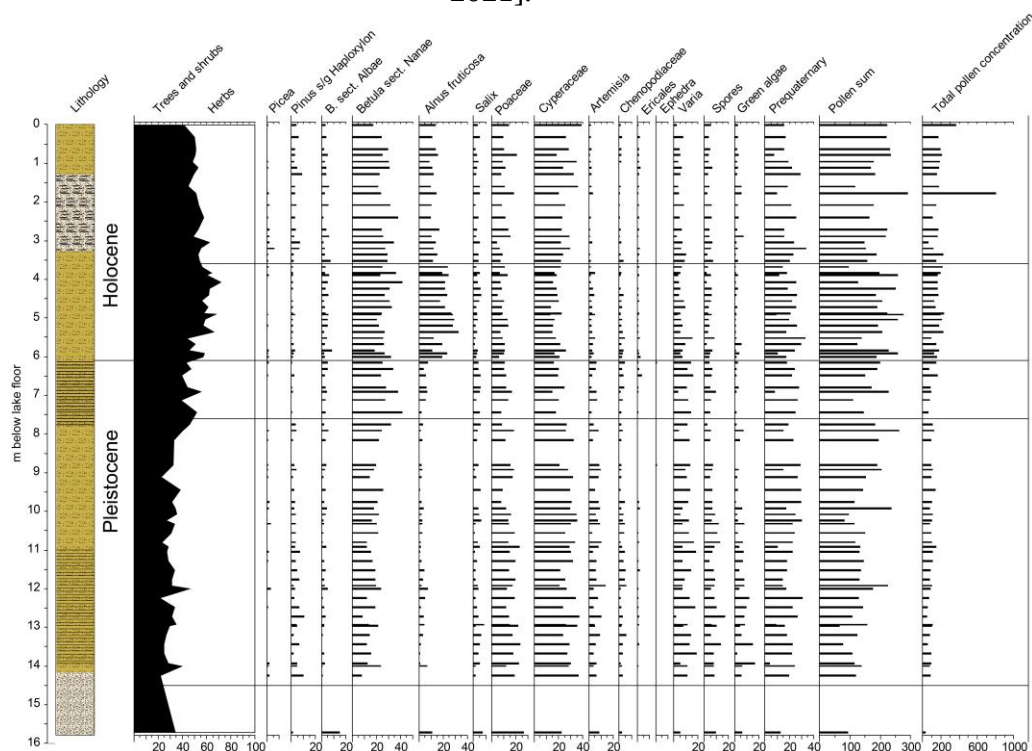


Рис. 30. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений колонки 1408 [Gromig et al., 2021].

Как видно из рис. 29 авторы [Gromig et al., 2021] выбрали 5 радиоуглеродных датировок, на которых и основана хронология событий. Более надёжными оказались 5 ОСЛ – датировок которые и оказались тем основанием, на котором обоснована история развития озера до рубежа в 13 000 лет назад. Граница плейстоцена и голоцена не охарактеризована ни одной датировкой и для её обоснования пришлось привлекать данные из других регионов Земли [Gromig et al., 2021].

Несмотря на выдержанность радиоуглеродных датировок в верхней части колонок донных отложений (последовательность от 2 до 6 тыс. лет назад) и эти датировки, с большой степенью вероятности не отражают последовательность осадконакопления. Например, датировка осадков с глубины 0,2 м в скв. 1407 составляет 2700 лет, что обозначает слишком маленькую скорость осадконакопления – 0,07 мм/год, которая не характерна и для глубоких изолированных озёр. А оз. Таймыр по заключению авторов в то время уже было нормальным озером, да ещё и с рекой В. Таймырой, вносящей в озеро огромное количество осадков. Если же привлекать к совместному рассмотрению ещё и колонку из скважины 1227 (см. рис. 27), то авторы утверждают, что она вошла лишь в верхи слоя 3, который представлен песчано-глинистым алевроитом. Профили сейсмоакустического профилирования как будто бы подтверждают данное положение [Gromig et al., 2021, Niessen et al., 1999], что означает гораздо более высокие скорости осадконакопления в районе скважины 1227. Но радиоуглеродные датировки из скважины 1227 не соответствуют геофизическим и спорово-пыльцевым данным, как и большая часть радиоуглеродных датировок из скважин пробуренных в 2017 г.

Опять, как и в случае построения возрастной модели отложений Ладожского озера [Gromig et al., 2019], когда неправильные радиоуглеродные датировки были взяты как основа возрастной модели при полном игнорировании данных ОСЛ-датирования; и в озере Таймыр при восстановлении картины развития осадконакопления в водоёме пришлось опираться на данные полученные на суше, а не непосредственно на многочисленные результаты изучения донных отложений. Отсюда замысловатые интерпретации, например, первого выявленного этапа развития озера, который относится авторами к периоду 34,7 -16 -14 тыс. л.н., как этапа полного иссушения озера при практическом отсутствии атмосферных осадков, выпадавших в бассейне озера, что трудно себе представить на любом из этапов развития природы Арктики. Тем не менее, сами авторы на своей схеме находят в то время место рекам, тёкшим по дну спущенного озера, несмотря на полное осушение озера и атмосферы. Не будем останавливаться на этапе заполнения озера водами 16-14-9,4 тыс. л.н. в результате запруживания долины р. Н. Таймыры лопастью Карского ледникового щита, к которому авторы статьи обращаются по результатам исследований шведских коллег [Moller et al., 2015], а отметим лишь, что в самом озере Таймыр никаких признаков оледенения авторами не отмечено. Однако в аннотации к своей статье [Gromig et al., 2021] авторы утверждают, что именно ледниковый щит блокировал сток воды из приледникового озера в конце верхнего неоплейстоцена.

Третий этап развития озера (11,7-9,4 тыс. л.н.) снова рассматривается, как этап резкого падения уровня озера и отмечен он слоем 3, который якобы аналогичен песчаному слою 1, сформированному в результате иссушения климата. Но реально слой 1, представленный песками и слой 3, состоящий из песчано-глинистого алевроита, совсем не являются аналогами. В колонках 1407 и 1408 он притягивается к началу голоцена лишь в результате жонглирования радиоуглеродными датировками и спорово-пыльцевой диаграммой, имеющими глубокие противоречия. Таким образом, всестороннее исследования озёрных отложений не приводит авторов к обоснованным выводам о развитии озера Таймыр в конце верхнего неоплейстоцена. Отмечены лишь колебания уровня с амплитудой до 50 м, зависящие от колебаний климата,

уровня моря и ледников. Вот это и есть основной вывод рассмотренной статьи [Gromig et al., 2021].

Никаких исследований, связанных с изучением морских осадков проведено не было, хотя в статье содержится указание на наличие в осадках морских диатомовых водорослей, которые, как обычно, считаются переотложенными из более древних отложений. Наши же малочисленные анализы диатомовых водорослей показали, что в песках на забое скважины 1227 содержатся солоноватоводные виды диатомовых водорослей.

Основная ценность проведённых в озере Таймыр исследований состоит в многочисленных сейсмоакустических профилях, позволяющих подтвердить тектоническую природу котловины залива Юка-Яму озера Таймыр. На рис. 28а хорошо видна провальная природа этой котловины, подтверждающая активные неотектонические движения, происходящие в озере. Скорее всего, трудности сопоставления осадков из разных скважин связаны именно с активными тектоническими движениями, происходящими здесь и в настоящее время.

Озеро Левинсон-Лессинга (74°28'24,2" с.ш. 98°38'09,1" в.д., глубина 108 м, см. рис. 1), 22 мая – 03 июня 1995 г. Из скважины № PG1228 отобран керн длиной 23 м. Описание керна произведено частично - только по окончанию проходок трёхметровой трубой с забоя и в тех местах, где пластиковый вкладыш разрезался на отрезки керна длиной по 1 м.

Глубина 2,36-2,4 м – однородный серый глинистый ил, насыщенный водой.

2,92-2,94 м – серая, жирная алевритовая глина с белыми частицами и пузырьками газа размером 1-3 мм;

3,94-3,96 м – тёмно-серый глинистый алеврит с пузырьками газа и белыми включениями

4,10 м – 4,18 м – в осадке очень много пузырьков газа размером до 3-4 мм;

5,14-5,18 м – серый глинистый алеврит с какими-то белыми включениями, при открытии трубы осадок выдавлен из неё газом на 25 см;

6,18-6,2 м – серая алевритовая глина, содержащая белые включения размером 1-2 мм, похожие на тонкостенные обломки раковин моллюсков, рассыпающиеся в руках и пачкающие руки как мел;

7,18-7,2 м – серая алевритовая глина с белыми включениями и большим количеством пузырьков газа размером до 1-1,3 см;

8,18-8,2 м – серый глинистый алеврит, раскатывающийся в шарики, шнурки, но в кольцах ломается и не прилипает к рукам, многочисленные пузырьки газа от 0,3 до 2 мм (максимальный размер 1 см).

9,1-9,12 м – серый глинистый алеврит с белыми включениями и песчаными зёрнами

9,77 м – непластичный серый алеврит с глинистыми и песчаными частицами, спикулами губок;

10,75-10,77 м – серый, пластичный глинистый алеврит, с обломками горных пород размером 3-4 мм (гравий), белых включений нет, керн выдавлен из трубы газом на длину 37 см в результате чего в керне образовались поперечные разрывы-трещины шириной до 1,5 см;

10, 9- 10,95 м – серая алевритовая глина, трещины в керне уменьшаются по ширине и количеству, газа становится меньше;

11,90-11,95 м – серая алевритовая глина;

12,95-13,11 м – коричневатый-серый алевритовый песок с большим количеством спикул губок, на этой глубине контакт толщ – ниже залегают глины с ворсинками растений (мхов?);

13,55 м – серая алевритовая глина с мелкими белыми включениями (видны при увеличении);

14 5- 14,55 м – серая алевритовая глина с песчаными зёрнами;

15,46-15,55 м – серая алевроитовая глина с ореховатой текстурой, под лупой видны мелкие тельца размером 0,1 мм – возможно фораминиферы, есть спикулы губок, подожжённый газ из трубы горит чистым синим пламенем;

16,0-16,05 м – серая алевроитовая глина;

17,0 -17,05 м – серая алевроитовая глина с пузырьками и трещинами, заполненными газом, включения белых полупрозрачных телец размером до 0,4 мм и белых известковистых образований типа осколков раковин моллюсков размером 0,1 мм;

18,0 м – серая алевроитовая глина с единичными песчаными зёрнами и фрагментами растительности (ворсинки мха);

18,5-18,55 м – серая алевроитовая глина с ореховатой текстурой;

19,55-19,57 м – ярко-серая алевроитовая глина с пузырьками и разрывами сплошности керна, подожжённый газ из пробоотборной трубы горит слабым синим пламенем;

20,55-20,57 м – серая алевроитовая глина с единичными песчаными зёрнами (т/з);

20,6-20,8 м – серая алевроитовая глина с песчаными зёрнами;

22,85-22,90 м – серый алевроитовый, полимиктовый (кварц и местные осадочные породы) песок со спикулами губок;

22,92-22,98 м – серая алевроитовая глина ореховатой текстуры с песчаными зёрнами, вплоть до крупных и такого же размера белыми включениями, возможно фораминифер, при проколе трубы и попытке поджога газ вырвался наружу с шумом и хлопком.

Весь керн озёрных отложений был подвергнут изучению немецкими исследователями. В статье [Ebel et al., 1999] рассмотрено литологическое строение, геохимические особенности осадка, в работе [Hanno and Melles., 1999] построена спорово-пыльцевая диаграмма, в статье [Niessen et al., 1999] приведены результаты геофизического профилирования озера. На рис. 31 приведены результаты исследования этого уникального керна – в то время самого длинного керна отложений арктического озера. Его длина по описанию при извлечении, в котором участвовал автор, составляет, как показано выше 22,98 м, но в статьях приводится значение длины керна в 22,4 м.

Очень важным оказалось литологическое описание пород в результате изготовления шлифов, по которым определено, что осадок на 80% протяжённости керна представлен осадками ленточнослоистого типа, т.е. отложениями, слоистость которых обусловлена резкими различиями гидрологического режима и режима осадконакопления летом и зимой. Другой важный момент в строении керна состоит в том, что он характеризуется песчаными слоями толщиной от 2 мм до 20 см, которые повторяются примерно через 50 лет отложения ленточных глин. Авторы считают, что события выноса в озеро песка связан с турбидитными потоками на крутых склонах озёрной котловины. Мы же склонны полагать, что появление песчаных слоёв связано с аномально большим поступлением воды в арктические и антарктические озёра в связи с периодическим накоплением и таянием в бассейнах озёр значительных масс снега и ледников [Палеоклимат голоцена..., 2019]. Т.е. их таяние приводит к заметным сбросам в водоёмы воды и соответственно осадков, накопившихся на водосборных бассейнах между этапами аномального стока талых ледниковых вод [Большаинов, 2006].

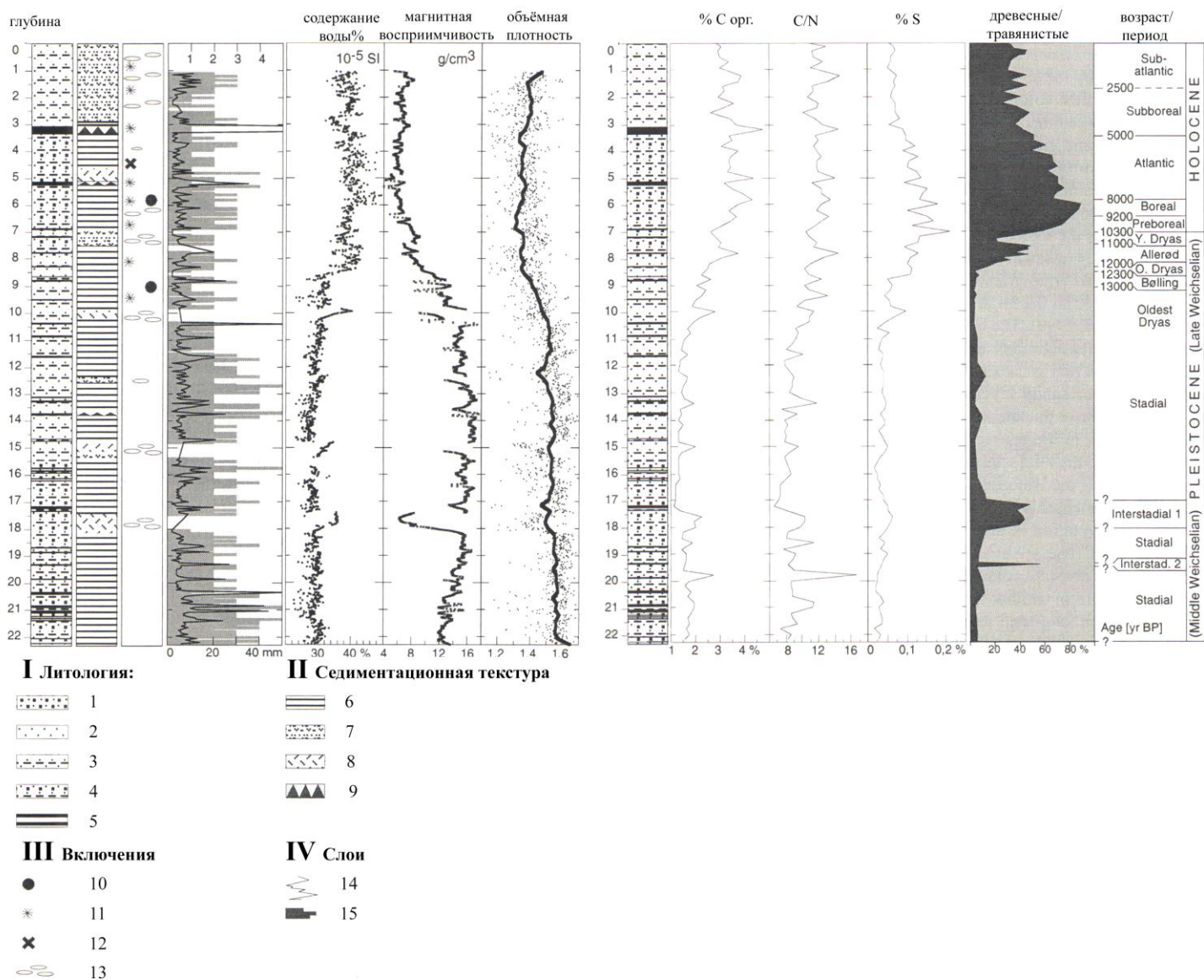


Рис. 31. Результаты исследований керна осадков из скважины № 1228 из озера Левинсон-Лессинга [Ebel et al., 1999].

Условные обозначения: 1 – песок с алевритом, 2 – алеврит, 3 – глинистый алеврит, 4 – песок-алеерит- глина, 5 – прослойки песка в алеврите, 6 – хорошо слоистые осадки, 7 – плохо слоистые осадки, 8 – неслоистые осадки, 9 – слои песка, 10 – пиритовые фрамбоиды, 11 – вивианит, 12 – остатки растительности, 13 – газовые включения. 14 – кумулятивная толщина слоя (мм/5 см интервал), 15 – количество слоёв в 5 сантиметровом интервале.

Наблюдения обширных конусов выноса грубообломочного материала на берегах озера Левинсон-Лессинга и в устьях притоков р. Красной (см. рис. 19) доказывают существование таких паводковых событий, а очень ограниченная площадь водосборов этих притоков предполагает обязательное развитие в этих долинах не только мощных снежников, но и ледников на определённых этапах развития природной среды. Периодичность в отложении песчаных осадков на дне озёр как раз и является проявлением этой климатической цикличности.

Спорово-пыльцевой анализ проведённый по всей колонке показал чёткую границу между неоплейстоценом и голоценом (в отличие от колонок осадков из оз. Таймыр см. рис. 27, 30), климатический оптимум голоцена, который здесь имел место в пребореале и бореале, что подтверждает одна радиоуглеродная датировка, полученная по остаткам растительности на

глубине 4,67 м (5650 ± 90 радиоуглеродных лет, или 6670-6280 лет исправленного календарного возраста [Ebel et al., 1999] (см. рис. 31). Анализ колонки наглядно показал, что ленточно-слоистые осадки откладывались в водоёме, который не был приледниковым в смысле обязательного близкого присутствия крупного ледника. Варвы образуются, как и во многих других случаях в водоёмах с хорошо выраженным сезонным гидрологическим режимом, что характерно для арктических озёр. Никаких признаков ледниковых отложений или их деформаций в почти 23-метровой колонке отложений не выявлено. Авторы упомянутых статей считают, что поднятая толща отложений имеет возраст около 30 000 лет. В статье геофизиков [Niessen et al., 1999] допускается возможность развития оледенения в раннем вюрме, но не на основе геофизических данных о строении осадков, а по косвенным признакам – типа корытообразного облика озёрной ванны, или потому, что в раннем вюрме оледенение постулируется в Европе. Во всяком случае никаких признаков оледенения, занимавшего котловину озера Левинсон-Лессинга с толщиной осадков не менее 60 м, не обнаружено, что не исключает развития местных ледников в горах как в плейстоцене, так и в голоцене. Это важнейший вывод, полученный в результате проведения очень трудозатратных работ по изучению донных осадков глубокого тектонического озера. О тектоническом режиме озера вполне могут свидетельствовать серии разломов земной коры типа сбросов, превращающих склон озера в лестницу ступеней как раз на том поперечном профиле, где пробурена скважина (рис. 32 [Niessen et al., 1999]). К сожалению, немецкими коллегами не произведено достаточного количества анализов, которые могли бы подтвердить или опровергнуть предположения автора, который отбирал и описывал осадки при бурении, о проникновении в озеро морских вод на определённых этапах его позднеледниковой истории. Ведь по описанию керна в нём обнаружены спикулы губок и похожие на фораминиферы белые известковистые частицы.

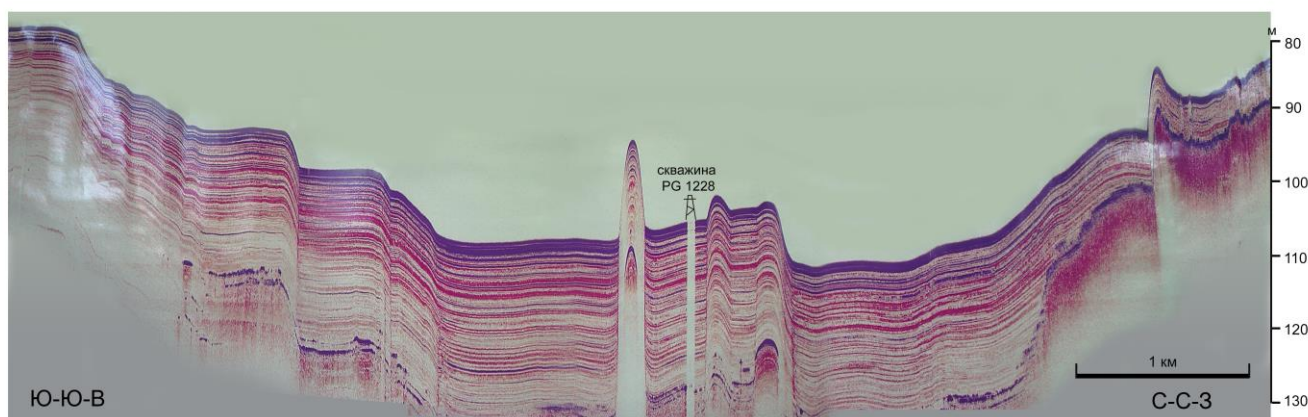


Рис. 32. Часть продольного сейсмопрофиля, заложенного через скважину PG1228 в оз. Левинсон-Лессинга с ю-ю-в на с-с-з в самой глубокой части озера [Niessen et al., 1999]. Слева от скважины – выходы газов сквозь толщу озёрных отложений. Справа шкала глубин озера.

В 2017 г. отложения оз. Левинсон-Лессинга были снова пробурены усовершенствованной грунтовой трубкой UWITEC и удалось поднять и исследовать уже 46 м керна [Lenz et al., 2021]. Скважина 1401 была пробурена в точке озера ($74^{\circ}27'54''$ с.ш. $98^{\circ}39'58''$ в.д.) с глубиной 112 м, находящейся в 1,3 км к ю-в от скважины 1228, пробуренной в 1995 г (см. рис. 1).

^{14}C и ОСЛ – датирование отложений сделало более надёжной возрастную модель осадконакопления, средняя скорость которого за последние 62 тысяч лет составила 0,6 мм/год. Применение литологического, спорово-пыльцевого и геохимических методов исследований позволили проследить колебания климата на этом отрезке времени. Но никаких существенных

колебаний климата кроме как на границе плейстоцена и голоцена осадки не показали. И граница плейстоцена и голоцена в новейшем исследовании [Lenz et al., 2021] смещена на 2 тысячи лет до рубежа 14 тыс. л.н. по сравнению с предшествовавшими данными [Ebel et al., 1999]. Важно то, что применение геофизических методов исследований позволило оценить мощность рыхлых отложений в 135 м. Бурение до глубины 46 м с возрастом осадков около 62 тыс. лет показало непрерывное осадконакопление водных осадков. Лишь на глубине 80-90 м геофизическим горизонтом 5 отмечены ледниковые осадки, доказательств чему нет. Так должно быть положено по европейским схемам развития ледниковых щитов, но реально сейсмическая запись показывает нарушенные, по-видимому, тектоническими движениями или флюидами газа и воды осадки. Расчёт возраста ледниковых событий экстраполяцией авторами статьи показывает на то, что ледниковый щит отложил эти осадки ранее 115 тысяч лет, что также не вписывается в европейскую схему оледенения, куда и пытаются втиснуть развитие природной среды Сибири европейские коллеги [Moller et al., 2015].

Последние метры осадка представляли собой малоплотную массу, которая поднята в результате технической ошибки пробоотбора на предельной глубине отбора [Lenz et al., 2021]. Однако исследователи замечают, что это могли быть морские осадки. Но снова, как и в первой колонке донных отложений (1228) [Ebel et al., 1999], никаких анализов, которые могли бы показать влияние моря на осадконакопление (хотя бы кривая проводимости или минерализации осадков) сделано не было. Авторы ещё до начала бурения знали, что никакого морского бассейна здесь не должно быть. Оттого и выводы этой работы такие незначительные и довольно скучные при огромной затрате труда.

5.4. Ледовый комплекс пород мыса Саблера

5.4.1. Геоморфологическое строение и мерзлотные процессы

Мыс Саблера, расположенный на западном побережье озера Таймыр (74°32'с.ш., 100°30'в.д.), интересен тем, что в отличие от окружающих пространств (коренных островов, мысов, берега) предгорий гряды Главной гор Бырранга, сложен целиком рыхлыми четвертичными отложениями, достигающими 30 метров видимой мощности. Он представляет собой ярко выраженный полуостров клювообразной формы со сторонами 2,5, 3, 5 км длиной, ориентированный в ю-в направлении (см. рис. 7).

В геоморфологическом отношении это приозерная равнина, состоящая из прислоненных друг к другу фрагментов озерно-болотных и озерно-аллювиальных террас с относительными отметками 5-6; 8-10; 12-18 и 25-30 метров над уровнем озера, абсолютная отметка уреза воды которого составляет 6 метров. Террасы в нескольких местах прорезаны долинами с корытообразным поперечным профилем, с задернованными склонами и дном. Характерной чертой рельефа полуострова являются байджарахи, развитые по бровкам террас и приуроченные к полигонально-жильным льдам (см. рис. 6). На восточном и юго-восточном побережьях байджарахи полностью задернованы, и процесс их дальнейшего развития приостановлен. На северо-восточном и западном побережьях полуострова вытаивание полигонально-жильных льдов активно происходит в настоящее время, и именно там естественными обнажениями вскрыта толща опробованных четвертичных отложений. Склоны в этих местах имеют ступенчатый профиль, характеризующийся крутыми (до отвесных и с обратным уклоном) стенок высотой до 10-12 м, прорезанных узкими каньонообразными промоинами с мощными грязевыми и оползневыми потоками, спускающимися к урезу воды в озере. В связи с активно развитыми процессами обваливания, сползания, отседания, быстрой и медленной солифлюкции здесь очень распространён процесс смещения вниз отдельных блоков пород мощностью до 10-12 метров, которые находятся на различных участках склона и стадиях разрушения. Поэтому хорошо обнажена лишь верхняя часть разреза, нижняя - повсеместно

закрыта мощными толщами смещенных пород, хотя и кажется, что у самого уреза воды также обнаженность хорошая. На самом деле это лишь сползшие блоки пород между ледяными жилами.

Полуостров м. Саблера, по-видимому, сложен целиком четвертичными отложениями. Во всяком случае, нигде выходы цоколя не обнаружены. Несмотря на сложность разрушения берега и кажущуюся ярусность строения ледяных жил и пластовых льдов, геологическое строение толщи довольно простое. Это переслаивание песков и алевроитов и тех же отложений, но значительно насыщенных растительными остатками. Среди последних явно доминируют мхи и гораздо меньше сосудистых растений. Мало веток кустарников и кустарничков. В разрезе иногда встречаются слои нацело сложенные плохо разложившимся мхом. Их мощность до 0,2-0,3 м, но свисающие из них «моховые бороды» благодаря наклону байджарахов, создают впечатление их большей мощности. В отложениях практически нет древесных остатков. Это означает, что условия накопления озерно-болотной толщи были довольно суровыми. Местами в разрезе обнажаются толщи переслаивания явно ритмичного облика. В оплывинах и по берегам собрана коллекция костей млекопитающих. По полевым определениям обнаружены кости мамонтов, лошадей, овцебыков, оленей. Эти отложения накапливались в конце позднего неоплейстоцена 32-27 тыс. л.н. (см. т.н. 845).

Голоценовые отложения в некоторых местах залегают с разрывом на описанной толще пород, а основное поле их распространения - на юго-востоке полуострова, где они нацело слагают 5-6 метровую озерную террасу. Отложения представлены серыми алевроитами и песками с растительными остатками и торфами. В этих отложениях часты находки веток кустарников.

Отложения террас вмещают сложную систему мощных полигонально-жилых льдов, текстурообразующих льдов и пластовые льды неустановленного генезиса. Полигонально-жилые льды представлены несколькими генерациями клиновидных образований, как правило, сингенетичных вмещающим отложениям. Отложения имеют криогенную текстуру: сетчатую среднекрупношлифовую, тонколинзовидную.

В теле 5-6 метровой террасы на юго-востоке полуострова наблюдался необычный процесс раскалывания ледяной жилы и образования по ней глубокого оврага. Там, на полигональной поверхности по одной из сторон четырехугольного полигона в 1995 г. образовался разрыв поверхности, выраженный глубокой и узкой трещиной, по которой поверхностные воды в виде многочисленных водопадов низвергались вниз на глубину около 4 метров. Обе стенки трещины, быстро расширявшейся к берегу по сторонам других полигонов, состояли из льда. Разрыв произошел по ледяной жиле. Ближе к линии берега каньон расширился и в нем уже образовались эрозионные формы во льду. Ширину жилы можно оценить в 7-8 метров. Процесс разрыва ледяной жилы имел, по-видимому, катастрофический характер и был связан с температурными условиями зимне-весеннего периода. На следующий год трещина под влиянием эрозии и склоновых процессов была уже превращена в овраг.

Еще очень интересной формой рельефа на мысе Саблера является спущенное термокарстовое озеро округлой формы (см. т.н. 850, рис. 7). На снимках 1950 года котловина была занята водой. Затем произошел терморазрыв восточного побережья полуострова со стороны озера Таймыр, и вода была спущена. Скорее всего это произошло в 50-х годах XX столетия, т.к. значительного отступления восточного берега озера с тех пор не произошло, как показало сравнение аэрофотоснимка 1950 г. и полуинструментальных замеров линии берега в 1996 г. Котловина спущенного озера прорезана водотоками по ледяным жилам и в некоторых местах породы обнажены до такой степени, что можно представить строение отложений.

5.4.2. Стратиграфия отложений Ледового комплекса.

Описания разреза м. Саблера произведено во фрагментах в разных его местоположениях. Наиболее тщательное и полное описание разреза и в близко расположенных фрагментах составлено шведскими исследователями в 1996 г., которые также выполнили множество

радиоуглеродных датировок отложений. [Möller et al., 1999; 2019]. Это описание (рис. 33) взято за основу и использовано в дальнейших палеогеографических интерпретациях.

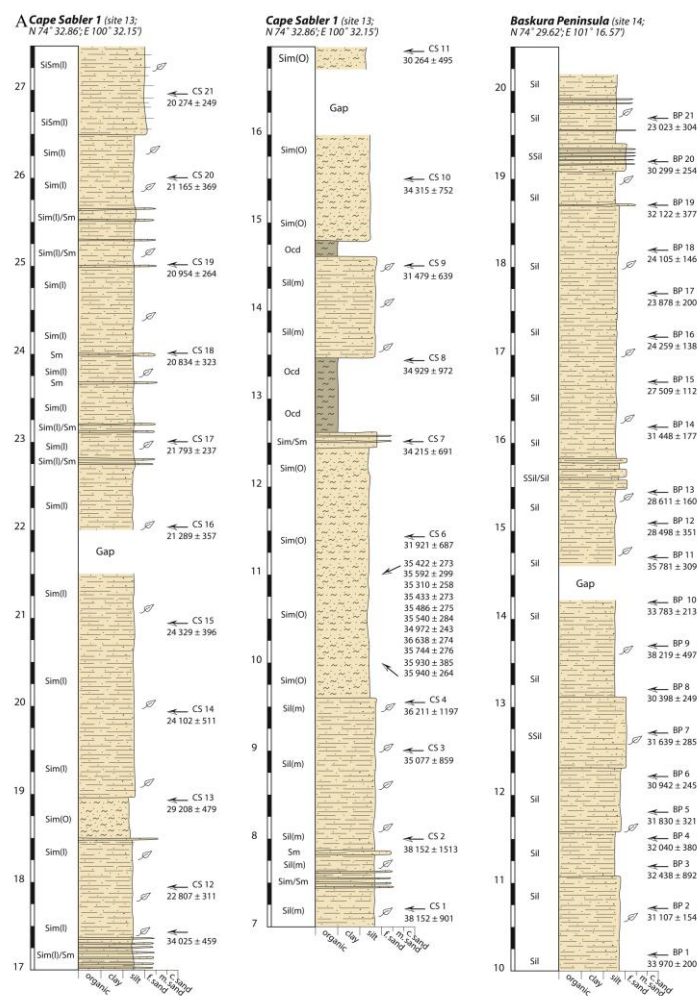


Рис.33. Строение отложений ЛК в обнажениях мыса Саблера: Cape Sabler 1 и Cape Sabler 2 (см. рис. 7), и полуострова Баскура (см. главу по исследованиям рек Верхней и Нижней Таймыры) по данным шведских исследователей [Möller et al., 1999, 2015].

5.4.3. Палеогеографическая интерпретация данных о строении рельефа и отложений мыса Саблера и оз. Таймыр.

Наибольший объем палеогеографической информации добыт из разрезов м. Саблера, расположенного на западном побережье озера [Антропоген Таймыра, 1982; Деревягин и др., 1999; Möller et al., 1999; Andreev et al., 2003]. Здесь исследован комплекс озерно-аллювиальных отложений с тремя разновозрастными генерациями ледяных жил. Сингенетичное промерзание отложений с циклическим осадконакоплением того материала, который выносила река Верхняя Таймыра, происходило здесь, как минимум, с рубежа 40 тыс. лет назад. Исследование ряда разрезов мыса Саблера показало на его непростое строение благодаря неоднократному переотложению материала на разных фазах его накопления и размыва. Фазы размыва и аккумуляции чередовались друг с другом. Анализ более 50 радиоуглеродных датировок озерно-аллювиальных отложений и торфов (табл. 2) показал, что осадконакопление происходило с перерывами, отмечавшими понижение уровня озера. После получения первичного материала о строении разреза и датирования отложений построены кривые скоростей осадконакопления в

озерном бассейне, основанные лишь на выбранных датировках, которые не противоречат стратиграфии отложений [Möller et al., 1999] (см. раздел 5.4.2).

Таблица 2. Радиоуглеродные датировки отложений из разреза мыса Саблера (озеро Таймыр).

№ п/п	^{14}C возраст	Лаб.№	Датированный материал	Метод датирования
1	1490±90	LuA-4160	растит. детрит	AMS
2	1575±20	KIA5745	осоковый торф	AMS
3	2490±100	LuA-4422	мхи	AMS
4	2700±25	KIA5746	осоки, мхи	AMS
5	6730±30	KIA5747	растит. детрит	AMS
6	10170±130	AWI-S96-2	растит. детрит	AMS
7	11600±200	ГИН-1527	растит. детрит	^{14}C
8	11855±50	KIA5748	травы	AMS
9	12100±100	ГИН-1528	растит. детрит	^{14}C
10	12310±170	AWI-S96-3	торф	AMS
11	12960±300	ГИН-1210	растит. детрит	^{14}C
12	13600±400	ГИН-1529	растит. детрит	^{14}C
13	16800±200	LuA-4351	растит. детрит (древесн.)	AMS
14	17250±240	LuA-4378	растит. детрит (древесн.)	AMS
15	17350±190	LuA-4352	растит. детрит (древесн.)	AMS
16	17500±280	LuA-4379	растит. детрит (древесн.)	AMS
17	17600±270	LuA-4377	растит. детрит (древесн.)	AMS
18	18065±60	KIA-5749	растит. детрит (листья ивы)	AMS
19	18220±320	AWI-S96-4	растит. детрит	AMS
20	18400±1000	ГИН-1526	расти. детрит	^{14}C
21	18900±270	LuA-4421	мхи	AMS
22	19020±300	AWI-S96-5	растит. детрит	AMS
23	19520±270	AWI-S96-6	растит. детрит	AMS
24	20000±400	LuA-4376	раст. детрит (семена древесины)	AMS
25	20200±	LuA-4353	раст. детрит (семена? древесн.)	AMS
26	20550±1120	ЛУ-3397	растит. детрит	^{14}C
27	21400±1100	ГИН-1525	растит. детрит	^{14}C
28	24200±800	ГИН-1524	растит. детрит	^{14}C
29	26100±500	LuA-4420	растит. детрит (древесина)	AMS
30	26720±150		растит. детрит	AMS
31	26750±650	AWI-S96-7	торф	AMS
32	27050±1050	ЛУ-3178	растит. детрит	^{14}C
33	27390±480	ЛУ-3394	торф	^{14}C

34	27400±600	LuA-4356	древесина	AMS
35	27800±650	LuA-4374	растит. детрит (листья, shoots)	AMS
36	29000±880	ЛУ-3139	торф	¹⁴ C
37	29150±600	LuA-4761	растит. детрит (мхи)	AMS
38	29200±700	LuA-4760	растит. детрит (мхи)	AMS
39	29540±790	AWI-S96-8	растит. детр. (ветки кустарников)	AMS
40	29800±700	LuA-4759	растит. детрит (мхи)	AMS
41	29900±500	LuA-4762	растит. детрит (мхи)	AMS
42	29960±790	AWI-S96-10	растит. детрит	AMS
43	30100±700	LuA-4357	растит. детрит (древесина)	AMS
44	30200±750	LuA-4158	растит. детрит	AMS
46	30300±400	ГИН1521	торф	¹⁴ C
47	30300±180	KIA5750	торф	AMS
48	30400±600	ГИН1523	растит. детрит	¹⁴ C
49	30760±210	KIA5752	растит. детрит	AMS
50	30800±900	LuA-4375	растит. детрит (shoots, листья)	AMS
51	31000±800	LuA-4358	растит. детрит(ветки)	AMS
52	31000±800	LuA-4359	растит. детрит	AMS
53	32000±1000	LuA-3473	растит. детрит (древесина)	AMS
54	32060±220	KIA5751	растит. детрит	AMS
55	32730±2200	ЛУ-3391	растит. детрит	¹⁴ C
56	33800±1300	LuA-4372	растит. детрит (ветки)	AMS
57	33800±700	LuA-4157	растит. детрит (древесина)	AMS
58	>39100	ЛУ-3398	растит. детрит	¹⁴ C

При более пристальном взгляде на строение толщи мыса Саблера оказалось, что обнажения частично состоят из перевернутых блоков пород, которые и вносят беспорядок в нормальное распределение радиоуглеродных датировок. Дело в том, что практическое описание разрезов происходило по расчищенным стенкам байджарахов, которые перемещаются вниз по крутому склону, а иногда даже переворачиваются. Этот процесс активно происходит в настоящее время (см. рис. 6), происходил и в прошлом. Поэтому наша модель осадконакопления на озерно-аллювиальной равнине основана на принципе учета всех полученных датировок и на особенностях современного уровня режима озера Таймыр. В настоящее время колебания уровня в озере в течение года достигают 7 м. В период межени – зимой – большая часть озера свободна от воды и покрыта снежным покровом или легшим на грунт льдом. В это время накопившиеся в течение лета отложения активно промерзают. Довольно большая скорость летнего осадконакопления в западной части озера обусловлена впадением р. В. Таймыры и осаднением здесь органоминеральных осадков. Когда уровень озера падает очень низко дно озера представляет собой полигональную поверхность с морозобойными трещинами, в которых формируются ледяные жилы. Именно такая модель осадконакопления и формирования мощных сингенетических ледяных жил и принята в исследовании [Большаинов, 2006] и в данной работе для объяснения формирования ледового комплекса пород м. Саблера. Свидетелями относительно низкого стояния вод в бассейне озера являются торфяники, найденные в толще. Дело в том, что

вся толща — это переслаивание алевроито-песчаного материала и растительных остатков, приносимых рекой. «Растительная слоенка» — так названа эта мелко ритмичная толща переслаивания. Закономерности её формирования рассматриваются в работе, посвящённой формированию дельты р. Лены [Большаинов и др., 2013]. Здесь лишь отметим важнейший момент для понимания обстановок осадконакопления прошлого. Это то, что слоёнка представляет собой переслаивание органических остатков с песком, алевроитом и является водным осадком, накапливающимся в зонах (эстуария, моря, озера, реки) с замедленным водообменом при подъёме уровня бассейна, смыве растительных масс с берегов и переотложения их в слоистые толщи, имеющие горизонтально-слоистую и волнистую текстуры. Причём такие осадки характерны для современных водоёмов и откладываются в них во время приливов, нагонов, половодий. В прошлом накопление таких осадков также связано с колебаниями уровня синоптического характера, только на фоне вековых колебаний уровня водоёмов. Из этих заключений следует, что в большинстве случаев наблюдаемая в разрезах слоёнка, называемая обычно торфом, не является продуктом накопления органических отложений при заболачивании. Понимание её как торфа, являющегося продуктом болот в континентальном режиме осадконакопления, а не водоёмов, ведёт к ошибочным палеогеографическим выводам. Слоёнка является свидетелем повышенного стояния уровня водоёма по сравнению с современным его положением. Таким образом, из такого понимания механизма осадконакопления отложений м. Саблера следует, что в течение образования толщи слоёнки этот участок озера Таймыр или эстуария р. Таймыры большую часть времени находился под водой.

Среди отложений слоёнки в обнажениях м. Саблера заметны небольшие, до 20–30 см, прослойки реального торфа — слаборазложившиеся моховых скопления, практически не содержащие минерального материала (менее 5 %), образующих после обваливания блоков пород в результате термоабразии «бороды монстров». Именно они отражают стадии понижения уровня в существовавшем водоёме, когда поверхность нынешнего м. Саблера выходила из-под уровня затопления и на ней формировались торфяные горизонты, состоящие почти целиком из влаголюбивых мхов. Последующие накопления «слоёнки» над горизонтами торфов означают, что поверхность вновь уходила под уровень бассейна. Таким образом, время накопления торфяных горизонтов (см. табл. 2) являлось временем понижения уровня озера Таймыр и временем наибольшего промерзания накопившихся отложений. Мерзлотное строение отложений м. Саблера, для которого характерны 3 яруса ледяных жил [Деревягин и др., 1999], подтверждает построенную модель формирования пород ледового комплекса. В таблице 3 сведены периоды накопления в разрезе м. Саблера озерно-аллювиальных отложений и торфяников. На основании этих данных, данных о строении донных осадков оз. Таймыр и данных о строении озерных террас, а также известных событий в конце позднего неоплейстоцена построена кривая колебаний уровня оз. Таймыр в прошлом. Одной из самых значительных особенностей озера является то, что оно способно из-за очень незначительной высоты своего расположения (6 м над уровнем моря) быстро откликаться на колебания уровня моря, с которым его связывает протока — р. Н. Таймыра.

Таблица 3. Гидрологические события в бассейне озера Таймыр в течение последних 40000 лет

Осадконакопление в бассейне с повышенным на 20-40 м относительно современного уровнем	Торфонакопление – понижение уровня бассейна и переход террасы в субаэральное положение	Падение уровня бассейна и размыв ранее накопленных отложений	Катастрофический спуск воды в водоеме, падение его уровня ниже отметок современного дна озера	Возобновление осадконакопления на высокой террасе, повышение уровня озера до отметок выше современных (до 15-17 м)	Падение уровня озера	Повышение уровня озера на 5-10 м выше современного
40- 30,3 тыс. л.н.						
	30,3 – 30,0 тыс.л.н.					
		29 – 27,9 тыс.л.н.				
27,8 – 27,4 тыс. л.н.						
	27,4 – 26,8 тыс.л.н.					
		26,8 – 24,2 тыс.л.н.				
24,2 тыс.л.н.						
		24,2 – 21,4 тыс.л.н.				
21,4 – 16,8 тыс.л.н.						
			16-14 тыс.л.н.			
				13,6 – 10,5 тыс.л.н		
					10,5 – 7,5 тыс. л.н	
						5,2 – 4,5 тыс. л.н..
					4,5 – 2,0 тыс. л.н.	
						1800-800 л.н
					800 – 200 л.н	
						200 л.н.– совр

Основные закономерности хода колебаний уровня в озере Таймыр сводятся к следующему.

1. Первый из рассматриваемых отрезков времени – каргинское время, когда высокий уровень озера был обязан каргинской ингрессии моря. В то время – 40–24 тыс. радиоуглеродных л.н. – озеро Таймыр было частью глубоко вдававшегося в сушу эстуария. Подпор морем пресных вод был характерен для всего полуострова. В частности, р. Пясины до оз. Пясино также была эстуарием [Большаков, 2006]. Кривые колебаний уровня оз. Таймыр и морских бассейнов в устьевых участках арктических рек, построены по данным ^{14}C датирования береговых линий в устьях рек, датировок террас озера Таймыр и залежей торфа среди озерно-аллювиальных отложений мыса Саблера (см. табл. 2). На протяжении каргинского времени существовали флуктуации уровня, но он не опускался ниже современных отметок. Полуостров Таймыр был пронизан системой глубоко вдававшихся в сушу заливов. Подтверждением этой ингрессии служат многочисленные каргинские радиоуглеродные датировки террас рек полуострова [Антропоген Таймыра, 1982]. Эстуарий оз. Таймыр соединялся с эстуарием р. Пясины по долинам р.р. Тарей и Аятари, высота водораздела между которыми даже сегодня менее 25 м. Не исключено, что именно во время каргинской ингрессии в озеро Таймыр из реки Енисей попали формы байкальской и морской гидрофауны, которые описал В.Н. Грезе [1947].

2. В сартанское время (21–17 тыс. л.н.) уровень озера также был высок несмотря на то, что базис эрозии находился на очень низком положении благодаря значительной регрессии приемного водоема – Карского моря. В это время озеро было подпружено ледниковой плотиной местного ледника, перегораживавшего долину р. Н. Таймыры в районе притока р. Шренк. Следы этого местного пассивного оледенения обнаруживаются по обеим сторонам долины р. Н. Таймыры (т.н. 1172-1176). А следы подпрудного бассейна, кроме продолжения накопления осадков в районе м. Саблера, хорошо доказываются наличием отложений палеodelты, которая в подводных условиях формировалась в результате стока воды и наносов в подпруженный водоем со стороны реки Черные Яры. В настоящее время палеodelта обнаружена на левом берегу р. Н. Таймыры перед впадением в нее р. Черные Яры (т.н. 1146-2). По данным Пера Мёллера (устное сообщение), отложения этой дельты датируются ОСЛ-возрастом 17 тыс. лет, а найденные там же листья кустарничков датируются за пределами для радиоуглеродного метода возрастом.

3. После 16,8 тыс. л.н. уровень озера катастрофически упал до отметок гораздо ниже современного дна оз. Таймыр. Это подтверждают и осадки из скважины 1408, пробуренной в 2017 г. Пески из нижней части колонки имеют ОСЛ-датировки 16-14 тыс. л.н. (см. рис. 29) Катастрофический спуск подпруженного водоема произошёл вследствие прорыва ледяной дамбы и вызвал переуглубление отдельных частей долины р. Н. Таймыры.

4. Этап озерного осадконакопления в озере возобновился на рубеже позднего неоплейстоцена и голоцена. Это событие зафиксировано озёрной террасой высотой 15–16 м на островах Фёдорова в оз. Таймыр, датированной возрастом 11–10 тыс. радиоуглеродных лет л.н. [Moller et al., 2019] (т.н. 1138). Причины этого повышенного стояния уровня озера пока остаются невыясненными. Но возможно предположить, что в это время уровень моря также повышался выше современного. Это положение весьма спорное, исходя из принятого значительного глобального понижения уровня мирового океана в конце позднего неоплейстоцена (до минус 120 м). Однако на п-ове Таймыр и по берегам оз. Таймыр, в частности, широко распространены террасы высотой 10–15 м, датированные возрастом конца позднего неоплейстоцена.

5. В голоцене уровень озера колебался в пределах 5–10 м, как установлено по озерным террасам и датированному плавнику, собранному с террас. Изученные осадки оз. Таймыр в колонках 1407 и 1408 (см. рис. 29 [Gromig et al., 2021]) показывают, что в начале голоцена – 9-8 тыс. радиоуглеродных л.н.) уровень озера заметно понижался. Но на берегах озера это событие не зафиксировано.

Последнее повышение уровня озера Таймыр на 5–10 м произошло в интервале времени 1800–800 л.н. Оно фиксируется погребенной стоянкой древних охотников в западной части озера (ручей Олений – приток р. В. Таймыры) [Pitulko, 1999], датированной нами возрастом 2000–2500 л.н. Почвенный горизонт (2480 ± 90 л.н., ЛУ-4172) и культурный слой на нём в виде обработанных человеком костей оленей (2130 ± 70 , ЛУ-4171) перекрыт отложениями озёрно-аллювиальными – песчаными алевритами (т.н. 1112). В восточной части озера в долине р. Бикады также обнаружен погребенный озёрными отложениями торфяник возрастом 2160 л.н. [Кожевников и др., 1993]. Причина этого повышения уровня озера – рост уровня моря и подпор уровня в озере Таймыр. О повышении уровня морей Карского и Лаптевых в это время говорят и другие данные: террасы по берегам эстуариев п-ова Таймыр и дельты р. Лены, имеющие радиоуглеродный возраст 1200–800 лет; поднятые на высоту 5–10 м над современным уровнем моря конусы выноса (палеodelьты) на островах архипелага Северная Земля [Большаинов, Макеев, 1995]; морские отложения под 1500 парами годовых слоёв ленточных отложений в оз. Изменчивом на архипелаге Северная Земля [Большаинов, Макеев, 1995]. На. 34 рис. представлены данные о колебаниях уровня оз. Таймыр в конце неоплейстоцена и в голоцене, а также арктических морей в голоцене на основе изучения устьевых участков рек: Оби, Хатанги, Пясины, Н. Таймыры и Лены.

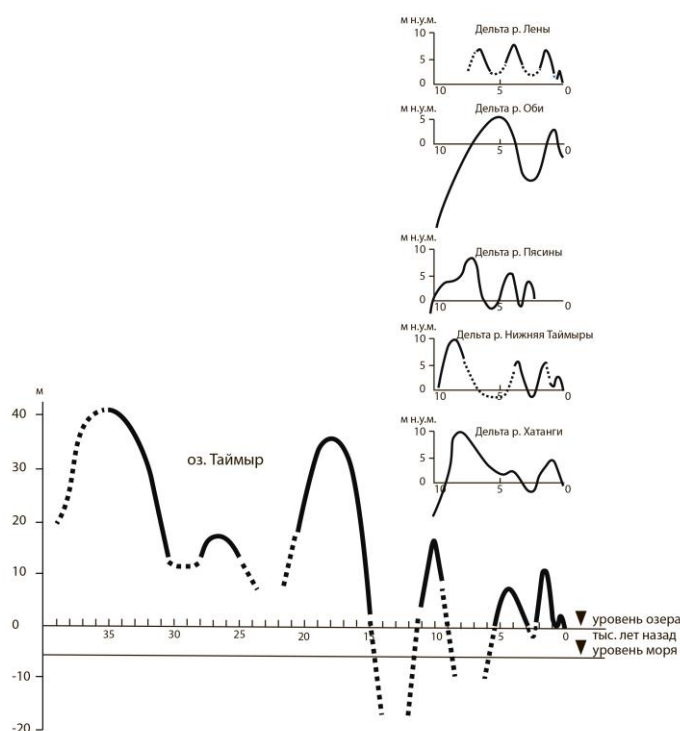


Рис. 34. Кривые колебаний уровня оз. Таймыр и морей в устьях рек Хатанги, Н. Таймыры, Пясины, Оби [Большаинов, 2006], Лены [Большаинов и др., 2013].

Берега оз. Таймыр представляют собой одно из наиболее богатых мамонтовыми остатками мест на полуострове Таймыр. Именно здесь, в истоках реки Н. Таймыры, экспедицией Миддендорфа в 1848 г. был найден первый на Таймыре мамонт. Благодаря накопленной за последние годы информации в виде палеонтологических сборов, радиоуглеродных датировок костей млекопитающих, данных о строении четвертичных отложений и рельефа бассейна оз. Таймыр, можно отметить некоторую закономерность. В таблице 4 представлены определения радиоуглеродного возраста всех известных костей мамонтов с берегов оз. Таймыр, часть которых собрана автором.

Таблица 4. Датировки костей мамонтов (*Mammuthus primigenius*), найденных в районе оз. Таймыр [MacPhee et al, 2002; Moller et al, 1999; Sulerzhitsky, Romanenko, 1999; Vasil`chuk et al., 1997].

№	№ лабораторный	Образец	Расположение	C-14 – возраст (лет)
1	ГИН-1828	Бивень	Н.Таймыра	9670±60
2	ГИН-1495	Зуб	Н.Таймыра	9860±50
3	GrA-17350	Нижн. челюсть	р.Бикада	9920±60
4	ГИН-1489	Зуб	оз. Энгельгард	10100±100
5	ГИН-10508	Бивень	р.Ньенгатиатари	10070±60
6	ГИН-11138	Зуб	оз.Купчиктах	10200±40
7	GrA-19231	Бивень	В.Таймыра	10230±60
8	ГИН-10507	Больш. берцовая кость	р.Нюнькаракутари	10270±120
9	ГИН-1828	Череп	Н.Таймыра	10300±100
10	ГИН-3768	Конечность	р. Нганасанская	10680±70
11	ГИН-10552	Зуб	р.Красная	10790±100
12	ГИН-3067	Зуб	зал. Байкура-Неру	11140±180
13	ГИН-10506	Кость	р.Бикада	12050±150
14	ГИН-1783	Конечность	п-ов Баскура	12100±80
15	ГИН-2493	Кость	р.Северная	12260±120
16	ГИН-3242	Кость	р.Северная	12450±80
17	ГИН-2677	Конечность	р.Бикада	12780±80
18	LU-3827	Бивень	м.Саblers	13200±130
19	GrA-19264	Позвонок	м.Саblers	13910±70
20	GrA-19310	Кость предплечья	п-ов Баскура	14050±70
21	B-148642	Бедренная кость	м.Саblers	15330±50
22	ГИН-3130	Кость	р.Бедербо-Тарида	16330±100
23	GrA-17347	Череп	Н.Таймыра	20500±90
24	B-148647	Кость плеча	Н.Таймыра	20550±70
25	GrA-19269	Ребро	зал.Байкуратурку	20880±110
26	GrA-17604	Пяточная кость	п-ов Баскура	20950±190
27	ГИН-3089	Кость	п-ов Баскура	22750±150
28	ГИН-2763	Бивень	р.Бидербо-Тарида	23500±300
29	ГИН-1296	Кость	м.Саblers	23800±400
30	GrA-19238	Череп	В.Таймыра	24460±200
31	ГИН-2160	Кость	п-ов Баскура	24900±500
32	GrA-19238	Позвоночник	В.Таймыра	24990±150
33	B-148665	Кость плеча	п-ов Баскура	26080±170
34	B-148643	Зуб	побережье напротив о. Купфер	28260±170
35	ГИН-2155	Бивень	п-ов Матуда	29500±300
36	B-148631	Большая берцовая кость	оз. Байкуратурку	31540±330
37	ГИН-3240	Кость	р.Северная	31800±500
38	ГИН-2151	Кость	п-ов Матуда	32000±500
39	GrA-19523	Бивень	п-ов Баскура	32180±210
40	ГИН-11137	Зуб	оз.Купчиктах	32200±800
41	B-148667	Череп	м.Саblers	32490±270
42	ГИН-3136	Кость	р.Бедербо-Тарида	38500±600
43	ГИН-3071	Кость	зал.Байкура-Неру	39300±500
44	ГИН-3135	Кость	р.Бедербо-Тарида	39800±600
45	ГИН-1818	Кость	оз.Энгельгард	40500±80
46	B-148645	Кости тазобедр. сустава	м.Саblers	40520±700
47	ГИН-2744	Кость	р.Бедербо-Тарида	41200±1000
48	ГИН-3072	Кость	зал.Байкура-Неру	43500±1000
49	ГИН-3073	Кость	зал.Байкура-Неру	46100±1200
50	ГИН-3080	Кость	зал.Байкура-Неру	>49500
51	ГИН-2764	Бивень	р.Бедербо-Тарида	>52700

Оказалось, что есть связь между колебаниями уровня озера и присутствием мамонтов на его берегах. Благоприятные интервалы времени для обитания мамонтов складывались: 10–14, 16–18, 20–21, 20–25 тысяч лет назад. Наибольшее количество датированных костей мамонтов, обитавших вблизи озера Таймыр, приходится на время 24–25 тыс. л.н. Пока из этого района не получено датировок мамонтов, живших: 14–16; 18,3–20; 25–27 тысяч лет назад. К тем отрезкам времени, когда уровень озера был низок, приурочены находки и датировки костей мамонтов и других представителей мамонтового комплекса фауны. Когда же он повышался, мамонты, естественно, отходили от береговой линии бассейна дальше в тундру. На рис. 35 представлены совмещенные графики колебания уровня озера Таймыр и распространения мамонтов на его берегах. На них видно, что во время высокого стояния озера в каргинское время представители мамонтовой фауны мигрировали за пределы зоны затопления. Понижение уровня, а вернее, катастрофический прорыв вод из подпруженного ледником озера, произошел 16–13 тыс. лет назад. После этого события мамонтов по берегам озера было сравнительно много. Когда же уровень снова начал расти около 10 тыс. лет назад, мамонты исчезли с берегов озера Таймыр навсегда. Расселение мамонтовой фауны на п-ове Таймыр лимитировалось не только ходом уровня озера Таймыр, но и другими факторами, в частности оледенениями, но связь уровня озера с обитающими на его берегах животными, несомненно, была, что частично доказывается и приведенными данными [Mol et al., 2003]. Мамонты не жили на п-ове Таймыр ранее 40–50 тыс. лет [Сулержицкий, Романенко, 1997], и это было обусловлено, главным образом, господством морских условий на территории полуострова.

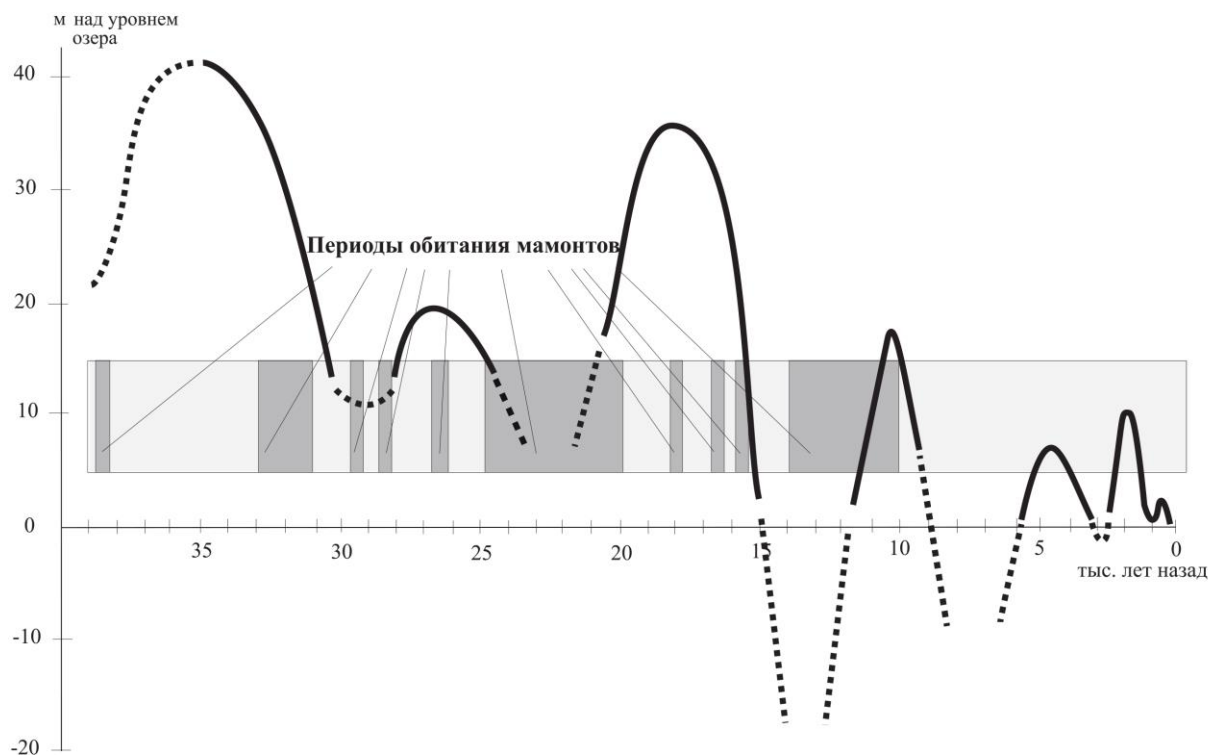


Рис. 35. Сопоставление колебаний уровня оз. Таймыр с периодами обитания мамонтов на берегу озера в конце позднего неоплейстоцена и в голоцене.

Литература

- Анисимов М.А., Ромащенко О.Г., Рязанова М.В. Морфометрический анализ террасовых уровней озера Левинсон-Лессинга (Центральный Таймыр) // Изв. РГО. 2000. Т. 134, Вып. 5. С. 32-37.
- Антропоген Таймыра. – М.: Наука. - 1982. – 184 с.
- Большаинов Д.Ю., Макеев В.М. Архипелаг Северная Земля. Оледенение. История развития природной среды. СПб: Гидрометеиздат. 1995. 217 с.
- Большаинов Д.Ю. Пассивное оледенение Арктики и Антарктиды. СПб: ААНИИ. 2006. 296 с.
- Большаинов Д.Ю., Макаров А.С., Шнайдер В., Штофф Г. Происхождение и развитие дельты реки Лены. СПб: ААНИИ. 2013. 267 с.
- Грезе В.Н. Таймырское озеро // Изв. Всесоюз. геогр. об-ва. 1947. Т.79, Вып. 3. С. 289-302.
- Деревягин А.Ю., Чижов А.Б., Брезгунов В.С., Хуббертен Г.-В. Зигерт К. Изотопный состав повторно-жильных льдов мыса Саблера (оз. Таймыр) // Криосфера земли. 1999. Т. 3. № 3. С. 41-49.
- Палеоклимат полярных областей Земли в голоцене. Под ред. Д.Ю. Большаинова и С.Р. Веркулича. СПб: ААНИИ. 2019. 204 с.
- Сулержицкий Л.Д., Романенко Ф.А. Возраст и расселение «мамонтовой фауны» азиатского заполярья // Криосфера Земли. 1997. Т. 1. № 4. С. 12-19.
- Тектоника и новейшая тектоника центральной части Советской Арктики. М.: Госгеолтехиздат. 1963. С.
- Фёдоров Г.Б., Антонов О.М., Большаинов Д.Ю. Особенности режима современных тектонических движений Центрального Таймыра // Изв. Русского геогр. об-ва. 2001. Т. 133. Вып. 1. С. 76-81.
- Шульц С.С. Тектоника земной коры (на основе анализа новейших движений). Л.: Недра. 1979. 250 с.
- Andreev A., Tarasov P., Siegert Ch., Ebel T., Klimanov V., Melles M., Bobrov A., Dereviagin, Lubinski D., Hubberten H-W. Late Pleistocene and Holocene vegetation and climate on the northern Taymyr Peninsula, Arctic Russia // *Boreas*. – 2003. – № 32. – P. 484–505.
- Ebel T., Melles M., Niessen F. Laminated sediments from Levinson-Lessing Lake, Northern Central Siberia - A 30 000 year record of environmental history? *Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic. Dynamics and History*. Berlin, Heidelberg, New York, Barselona, Hong Kong, London, Milan, Paris, Singapore, Tokyo: Springer. 1999. P.p 425-435.
- Gromig, R., Wagner, B., Wennrich, V., Fedorov, G., Savelieva, L., Lebas, E., Krastel, S., Brill, D., Andreev, A., Subetto, D. & Melles, M. Deglaciation history of Lake Ladoga (northwestern Russia) based on varved sediments // *Boreas*. 2019. Vol. 48. P.p. 330–348. <https://doi.org/10.1111/bor.12379>. ISSN 0300-9483.
- Gromig R., Lebas E., Savelieva L., Pushina Z., Fedorov G., Brill D., Lenz M., Krastel S., Wagner B., Kostromina N., Mustafin M., Melles M. Sedimentation history of Lake Taymyr, Central Russian Arctic, since the Last Glacial Maximum // *Journal of Quaternary Science* 2021. 1-17. ISSN 0267-8179. DOI: 10.1002/jqs.3342.
- Hanne L., and Melles M. Climate and vegetation of the Taymyr Peninsula since Middle Weichseian time – palynological evidence from lake sediments. *Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic. Dynamics and History*. Berlin, Heidelberg, New York, Barselona, Hong Kong, London, Milan, Paris, Singapore, Tokyo: Springer. 1999. P.p 407-423.
- Lenz M., Lenz M.M., Andreev A., Scheidt S., Gromig R., Lebas E., Fedorov G., Krastel S., Melles M., Wagner B. Climate and environment history at lake Levinson-Lessing, Taymyr Peninsula, during the last 62 kyr. // *Journal of Quaternary Science* (2021) 1–15. ISSN 0267-8179. DOI: 10.1002/jqs.3384
- MacPhee R., Tikhonov A., Mol D., deMorLiave C., vanderPlicht H., Greenwood A., Flemming C., Agenboard Radiocarbon chronologies and extinction dynamics of the Late Quaternary mammalian jf

Taimyr Peninsula, Russian Federation. // Journal of Archeological science. – 2002. – № 29. – P. 1017–1042.

Mol D., Tikhonov A., Van Der Plicht H., Bolshiyarov D. Discoveries of woolly mammoth, *Mammuthus primigenius* (Proboscidea: Elephantidae) and some other Pleistocene mammals on the Taimyr Peninsula // Russian Journal of Theriology. 2003. Vol. 2. № 2. P.p. 77-95.

Möller P., Bolshiyarov D.Yu., Bergsten H., Weichselian geology and paleoenvironmental history of the Central Taymyr Peninsula, Siberia, indicating no glaciation during the last global glacial maximum // Boreas. 1999/ Vol. 28. № 1. P. 92-114.

Möller P., Alexandersen H, Funder S., Hjort Ch. The Taimyr Peninsula and Severnaya Zemlya archipelago, Arctic Russia: a synthesis of glacial history and palaeo-environmental changes during the Last Glacial cycle (MIS5e-2) // Quaternary Science Reviews. 2015. № 107. P.p. 149-181.

Möller P., Benediktsson I., Anjar J., Bennike O., Bernhardtson M., Funder S., Håkansson L.M. Lemdahl G., Licciardi A.M., Murray A.S., Seidenkrantz M-S. Glacial history and paleo-environmental change of southern Taimyr Peninsula, Arctic Russia, during the Middle and Late Pleistocene // Earth-Science Reviews. 2019. 196. P.p. 1-47.

Niessen F., Ebel T., Kopsh C. and Fedorov G. High-resolution seismic stratigraphy of lake sediments on the Taymyr Peninsula, Central Siberia. Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic. Dynamics and History. Berlin, Heidelberg, New York, Barselona, Hong Kong, London, Milan, Paris, Singapore, Tokyo: Springer. 1999. P.p 437-456.

Russian-German cooperation: The Expedition Taymyr 1996 // Berichte zur Polarforschung. 1997. № 237. 170 p.p.

Siegert C., Derevyagin A.Y., Shilova G.N., Hermichen W.-D. Hiller A. Paleoclimatic indicators from permafrost sequences in the Eastern Taymyr Lowland. In Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic. Dynamics and History. 1999 Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York. P.p. 477-499.

Sulerzhitsky L., Romanenko F. The “twilight” of the mammoth fauna in the Russian Arctic // Ambio. – 1999. – № 28. – P. 251–255.

Vasil’chuk Yu., Punning J.-M., Vasil’chuk A. radiocarbon ages of mammoth fauna in the Northern Eurasia: Implications for population development and Late Quaternary environment // Radiocarbon. – 1997. – № 39. – P. 1–18.