

УДК 551.468.4(571.65)

**КОМПЛЕКСНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ОСАДКОВ оз. ЭНГТЕРИ,
СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ**

***П. С. Минюк¹, А. В. Ложкин¹, П. М. Андерсон²,
Т. Б. Соломаткина¹, А. Ю. Пахомов¹, В. Я. Борходоев¹***

¹*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г. Магадан
E-mail: minyuk@neisri.ru*

²*Центр четвертичных исследований, Вашингтонский университет, Сиэтл, США
E-mail: pata@u.washington.edu*

Приведены результаты комплексного исследования осадков оз. Энгтери, Северо-Восток России (60°10' с. ш., 153°53' в. д.). Установлен характер изменения содержания спор и пыльцы по разрезу, выделено 7 палинозон, получены магнитные и геохимические характеристики осадков. Анализ данных показывает, что они тесно связаны и отражают динамику экосистемы вокруг озера в прошлом. Границы выделенных зон по различным биотическим и абиотическим параметрам практически совпадают. По комплексу данных восстанавливается семь этапов развития бассейна озера и окружающей среды. Предложена возрастная модель этапов: этапа 1 – до 12,5 тыс. лет; этапа 2 – 12,5–10,8 тыс. лет; этапа 3 – 10,8–9,3 тыс. лет; этапа 4 – 9,3–5,8 тыс. лет; этапа 5 – 5,8–3 тыс. лет; этапа 6 – 3–1,5 тыс. лет; этапа 7 – от 1,5 тыс. лет назад до современности.

Ключевые слова: спорово-пыльцевые зоны, голоцен, магнитная восприимчивость, палеоклимат, породообразующие и редкие элементы, потери при прокаливании (п.п.п.), индекс химического изменения (ИХИ).

Озеро Энгтери находится на Северо-Востоке России (60°10' с. ш., 153°53' в. д.), в истоках, принадлежащих колымскому бассейну рр. Ингоба, Прав. Иванья и руч. Озерный – правых притоках р. Килгана (рис. 1). Озеро располагается в узкой (15×1 км) межгорной впадине. Оно, как и ряд других озер этого района, занимает наиболее глубокие понижения в холмисто-западинном аккумулятивном рельефе ледникового генезиса. Длина озера составляет 1,2 км, ширина – 0,2 км.

Формирование рельефа днища впадины происходило под воздействием боковых ветвей транзитных ледников, заполнявших в конце плейстоцена долины крупных рек – Килганы, Ингобы и Лев. Джугаджаки. В бассейне р. Килгана, например, присутствуют следы не менее трех наступлений ледников. Следы деятельности наиболее молодых ледников (сартанской стадии оледенения) сохранились в виде экзарационных каров (например, небольшие кары наблюдаются в притоках рр. Прав. Иванья, Лев. Иванья и руч. Медвежатник (см. рис. 1), «сквозных» долин – ледни-

ковых междолинных проходов и морен в днищах и бортах речных долин. Наиболее раннее и, скорее всего, самое мощное оледенение в этом районе было, очевидно, в среднем плейстоцене. От него остались эрратические валуны на высоких отметках рельефа. Судя по соотношению аккумулятивных ледниковых форм в долине Килганы, где наблюдаются вложенные друг в друга лежащие на разных уровнях рельефа морены, также довольно значительных размеров ледники достигали в первую позднеплейстоценовую (зырянскую) ледниковую эпоху. Это были, несомненно, длинные и мощные ледники. Они спускались с Килганского массива по магистральным долинам, ингрессировали в долины притоков, поднимались по ним и перетекали в соседние бассейны, в связи с чем оледенение принимало сетчатый характер. После деградации оледенения в некоторых долинах сохранились следы остановок ледников в виде двух-трех конечных гряд, а в бессточных западинах и ложбинах рельефа донной морены образовались многочисленные озера, включая оз. Энгтери. Сартанские ледники не уходили далеко от своих источников питания. Но все-таки местами они продвигались на первые десятки ки-

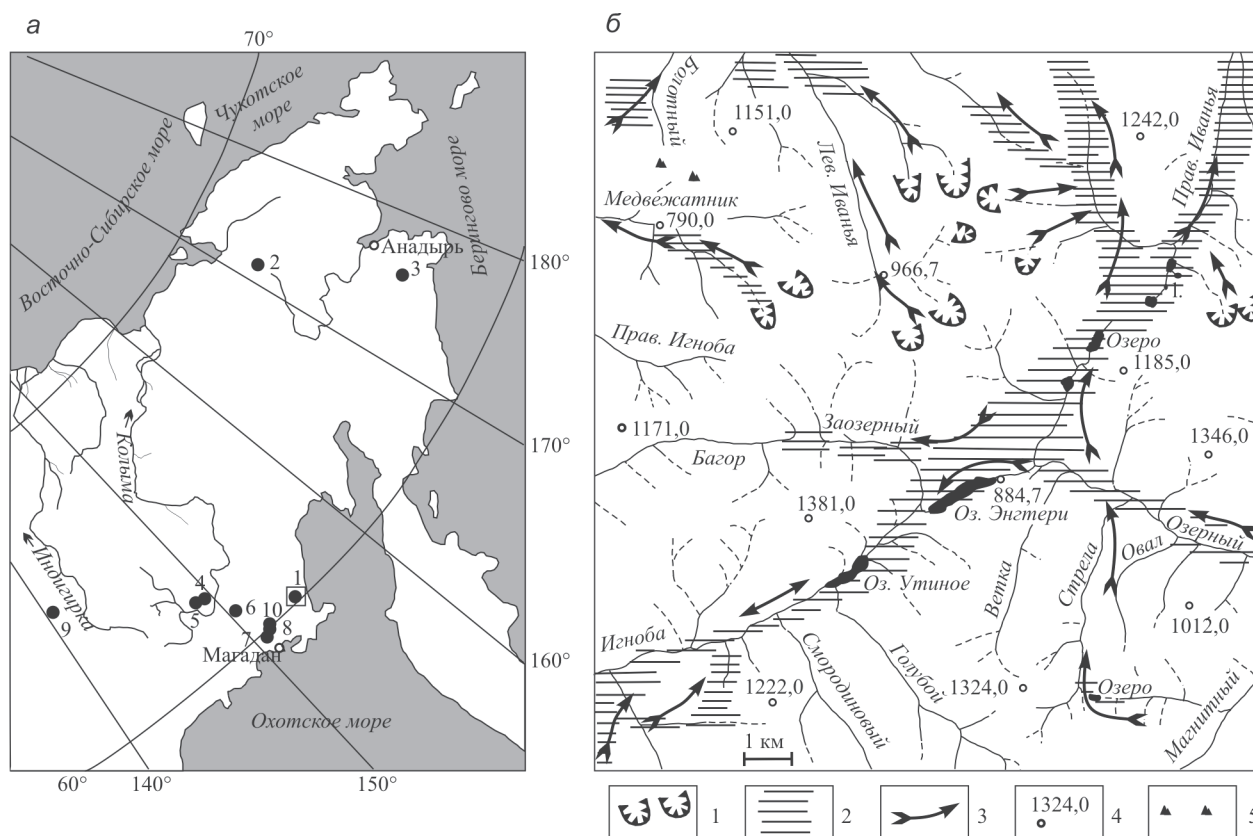


Рис. 1. Местоположение оз. Энгтери и озер, упоминаемых в тексте (а): 1 – Энгтери и Джульетта, 2 – Эльгыгытгын, 3 – Гытгыкай и Патриции, 4 – Джека Лондона, 5 – Эльгения, 6 – Приятное, 7 – Лесное, 8 – Алут, 9 – Смородиновое, 10 – Гранд; б – схема движения верхнеплейстоценовых ледников в районе оз. Энгтери: 1 – кары, 2 – морены, 3 – направление движения льда, 4 – высоты, 5 – скальные останцы

Fig. 1. The locations of Engtery Lake and other lakes mentioned in this paper (a): 1 – Engtery Lake and Juliet Lake, 2 – Elgygytgyn L., 3 – Gytgykai L. and Patricia L., 4 – Jack London Lake, 5 – Elghennya L., 6 – Priyatnoe L., 7 – Lesnoe L., 8 – Alut L., 9 – Smorodinovoe L., 10 – Grand L.; б: a schematized map of migrating glaciers in the vicinities of Engtery Lake: 1 – cirque structure, 2 – moraine, 3 – glacier migration route, 4 – summits, 5 – cliffs

лометров вниз по некоторым долинам (р. Килгана), т. е. последнее в четвертичной истории района оледенение имело очевидный карово-долинный характер, территориально развивалось ограниченно, захватывая небольшие площади вблизи центров оледенения.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В центральной (скв. 1) и прибрежной (скв. 2) частях озера пробурены две скважины, вскрывшие осадки мощностью соответственно 265 и 376 см. Подъем керна проводили поршневым пробоотборником Ливингстона (Wright et al., 1984).

Осадки представлены илами, часто насыщенными органикой, с прослоями песков в прибрежной части озера или опесчаненных илов – в центральной. Керна исследовали палеомагнитным, палинологическим и геохимическим методами.

Отбор образцов для палинологического анализа и их подготовка к просмотру выполнены по методике, используемой при исследовании арк-

тических озер (Андерсон и др., 1994). Для подсчета концентрации пыли в 1 см^3 осадка, как показателя пылевой продуктивности растительности, использовались таблетки, содержащие определенное количество «экзотических» спор (Stockmarr, 1971).

Для палеомагнитного анализа по всей длине колонки проведено сплошное опробование керна. Материал отбирали в полистироловые контейнеры объемом $6,3 \text{ см}^3$. Магнитная восприимчивость (с) измерялась на капнометре KLY-2.

Химический состав озерных осадков изучен методом рентгенофлуоресцентного анализа. Основные породообразующие элементы определены на многоканальном рентгенофлуоресцентном спектрометре СРМ-25 (СССР). Содержания элементов найдены способом фундаментальных параметров (Борходоев, 1999). Редкие элементы определены на рентгенофлуоресцентном спектрометре VRA-30 (Германия). Концентрация элементов получена способом стандарта-фона с использованием некогерентно рассеянной Кб-линии анода рентгеновской трубки (Borkhodoev, 1998).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Палинология

Изучение ископаемых спор и пыльцы проведено по осадкам двух скважин.

Скв. 1. Анализ палинологических данных позволяет выделить в разрезе скважины 7 спорово-пыльцевых зон (рис. 2, а).

En1 (265–201 см) (травянистая). Верхняя граница – пик пыльцы *Betula*. Пыльца групп деревьев и кустарников составляет 8,0–35,4% (17,5). Здесь отмечены *Pinus* subgen. *Haploxylon* – 1,1–9,2% (4,3), *Betula* – 2–15,5% (8,1), *Alnus* – 0,6–8,2 (3,0). В зоне доминирует пыльца трав 64,6–92,0% (82,5). Среди них участвуют *Artemisia* – 3,8–24,1% (9,6), *Cyperaceae* – 3,4–33,0% (17,1), *Роа-*

сеae – 5,6–23,6% (15,8), *Ranunculaceae* – 6,0–16,0% (9,3), *Caryophyllaceae* – 3,1–16,7% (7,5), *Saxifragaceae* – 1,3–13,0% (6,1), *Polypodiaceae* – 1,3–9,8% (5,2), *Primulaceae* – 1,4–10,15% (4,3), *Thalictrum* – 1,4–3,7% (2,6), *Polygonaceae* – 0,3–2,6% (1,2), *Cichoriaceae* – 0,3–2,8% (1,1), *Asteraceae* – 0–3% (1,1), *Brassicaceae* – 0–1,6% (0,9), *Papaveraceae* – 0–1,7% (0,8), *Fabaceae* – 0–0,6% (0,1), *Scrophulariaceae* – 0–1,3% (0,3), *Apiaceae* – 0–0,7% (0,2), *Ericales* – 0–1,3% (0,4), *Valeriana* – 0–0,9% (0,4), споры *Selaginella rupestris* – 9,1–49,8 (27,4), *Lycopodium pungens* – 0,3–1,7% (0,9), *Неритицае* – 0–6,3% (1,6). Направленное увеличение пыльцы деревьев и кустарников начинается с глубины 221 см.

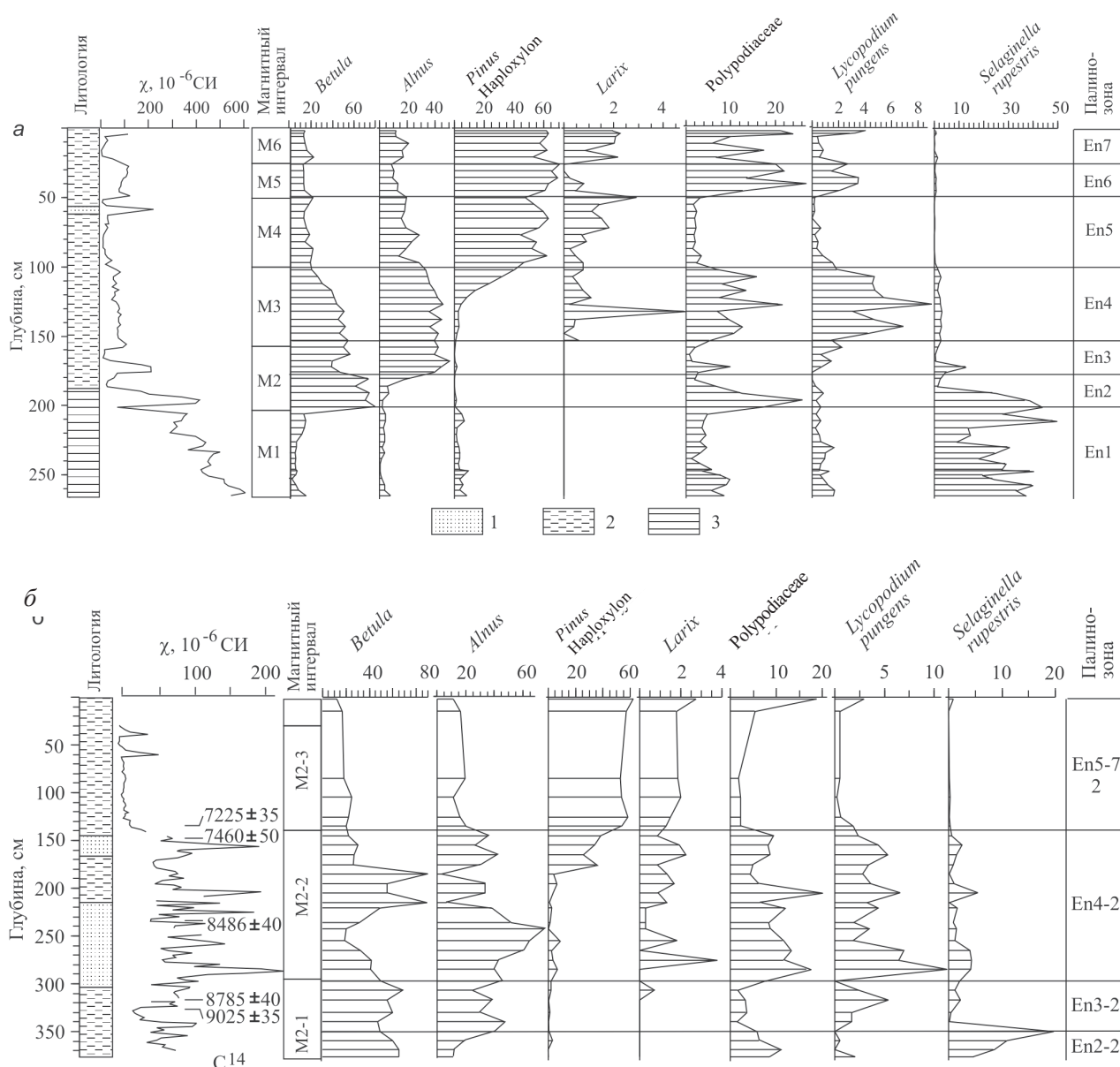


Рис. 2. Спорво-пыльцевая диаграмма и магнитная восприимчивость осадков скв. 1 (а) и скв. 2 (б): 1 – песок, 2 – алеврит, 3 – глина

Fig. 2. Diagram of spore-pollen percentages and magnetic susceptibility of sediments from cores 1 (a) and 2 (b): 1 – sand, 2 – silt, 3 – clay

Еп2 (201–180 см) (березовая). Нижняя граница зоны – пик пыльцы *Betula*, верхняя – пик пыльцы *Alnus*. Пыльца деревьев и кустарников в спектрах зоны составляет 74,0–94,6% (83,1). Среди этой группы наблюдается полное доминирование *Betula* – 61,4–79,9% (72,0), незначительное содержание *Alnus* – 2,0–17,5 (6,8). Пыльца трав колеблется в пределах 5,4–26,0% (16,9). Среди них резко уменьшается, но сохраняется в незначительных концентрациях пыльца *Рoaceae* – 0,5–6,8% (3,0), *Сyperaceae* – 0,6–8,2% (2,7), *Artemisia* – 0,2–3,2% (2,2), *Рaraveraceae* – 0,3–1,3% (0,7). В основании зоны сохраняется повышенное содержание спор *Selaginella rupestris* (до 43,9%), которое постепенно уменьшается к кровле зоны (2,2%). По сравнению с зоной 1 отмечается больше спор *Polypodiaceae* – 2,0–26,2% (12,9). Значительно уменьшается содержание пыльцы трав *Brassicaceae*, *Saxifragaceae*, *Ranunculaceae*, *Thalictrum*, *Polygonaceae*, *Primulaceae*, *Caryophyllaceae*. Полностью исчезают из спектров *Asteraceae*, *Fabaceae*, *Cichoriaceae*, *Scrophulariaceae*, *Hepaticae*.

Еп3 (180–152 см). Нижняя граница зоны – пик пыльцы *Alnus*, верхняя – появление пыльцы *Larix* и стабильное увеличение количества пыльцы *Pinus subgen. Haploxyton*. Для зоны характерно доминирование пыльцы древесных и кустарниковых растений – 86,2–99,0% (93,5). Общая сумма пыльцы этой группы несколько выше, чем в подстилающей зоне. Основными компонентами ее являются *Betula* – 39,0–56,4% (47,8) и *Alnus* – 39,5–50,5% (42,7). Содержание пыльцы трав и спор составляет 1,0–13,8% (6,5) в основном за счет пыльцы *Рoaceae*, *Сyperaceae*, *Caryophyllaceae*, *Artemisia*, *Selaginella rupestris*, *Lycopodium pungens*. По сравнению с соседними зонами характерно уменьшение спор *Polypodiaceae*, в среднем до 3,7%. В нижней части зоны на уровне 170 см заметно уменьшение пыльцы древесных и кустарниковых растений (*Betula* и *Alnus*). Здесь увеличивается *Artemisia* – до 1,4%, отмечены слабые пики *Polypodiaceae* (до 10%), *Selaginella rupestris* (до 12,8%), *Caryophyllaceae* (до 2,6%), *Saxifragaceae* (до 0,5%), *Primulaceae* (до 1,2%).

Еп4 (152–100 см). Нижняя граница – появление пыльцы *Larix* и стабильное увеличение пыльцы *Pinus subgen. Haploxyton*, верхняя – массовое появление пыльцы *Pinus subgen. Haploxyton*. Общая сумма пыльцы деревьев и кустарников составляет 91,9–96,0% (93,9). Наблюдается направленное увеличение пыльцы *Pinus subgen. Haploxyton* от 1,9 до 40,2% (13,3) и такое же снижение пыльцы *Betula* – от 51,8 до 20,6% (39,6). Содержание пыльцы *Alnus* постоянно и колеблется в пределах 33,2–45,8% (39,1). Пыльца *Larix* составляет 0–4,9% (1,0). Содержание пыльцы трав варьирует от 4,0–8,2% (6,1). Для зоны характерно заметное увеличение количества спор

Polypodiaceae 6,9–21,7% (11,3), максимум спор *Lycopodium pungens* 1,8–9,1% (4,9). По сравнению с подстилающей зоной увеличивается содержание пыльцы *Brassicaceae* (до 0,5%), *Caryophyllaceae* (0,2–0,5%). Постоянно в незначительных количествах присутствуют пыльца *Ranunculaceae* (0,3–2,1%) и споры *Selaginella rupestris* (1,3–3,1%).

Еп5 (100–50 см). Нижняя граница проводится по массовому появлению пыльцы *Pinus subgen. Haploxyton*, верхняя – по резкому увеличению содержания спор *Polypodiaceae* и *Lycopodium pungens*. Зона характеризуется незначительным увеличением пыльцы деревьев и кустарниковых – 92,7–97,0% (94,3). Однако внутри этой группы произошло некоторое перераспределение компонент. Постоянно содержание пыльцы *Pinus subgen. Haploxyton* – 44,6–63,1% (54,0), *Betula* – 13,1–21,8% (17,7) и *Alnus* – 13,9–28,8% (20,5). Возрастает роль *Larix* (0,2–2,9%). В группе трав и спор – 3,0–7,3% (5,7) характерно заметное уменьшение содержания спор *Polypodiaceae* – 1,4–3,3% (2,2) и *Lycopodium pungens* – 0–1,6% (0,5). Резко сокращается в спектре количество спор *Selaginella rupestris*. В малых количествах присутствуют *Brassicaceae*, *Rhododendron*, *Ranunculaceae*, *Thalictrum*, *Primulaceae*, *Artemisia*.

Еп6 (50–25 см). Нижняя граница проводится по резкому увеличению содержания спор *Polypodiaceae* и *Lycopodium pungens*, верхняя – по резкому уменьшению спор *Lycopodium pungens*. Для зоны характерно уменьшение пыльцы деревьев и кустарниковых – 88,5–91,5% (90,2) в основном за счет незначительного сокращения *Betula* 12,2–13,4% (12,8) и *Alnus* 8,7–13,5% (11,1) и резкого уменьшения пыльцы *Larix* (0–0,8%). В то же время зоне свойственно максимальное в разрезе увеличение пыльцы *Pinus subgen. Haploxyton* 61,0–70,7% (65,8). Пыльца трав составляет 8,1–11,5% (9,8), что выше, чем в зоне 5. Отмечено увеличение содержания спор *Polypodiaceae* – 13,2–27,1% (19,2) и *Lycopodium pungens* – 1,4–3,5% (2,6). Характерной чертой зоны является пик пыльцы *Rhododendron* – 2,1–4,8% (3,0), отмечается незначительное увеличение *Asteraceae* (до 0,2%) и *Caryophyllaceae* (до 0,4%). Постоянно в малых количествах присутствуют *Сyperaceae* (до 1,9%), *Рoaceae*, *Primulaceae*, *Ranunculaceae*, *Saxifragaceae*, *Artemisia*, споры *Selaginella rupestris*.

Еп7 (25–0 см). Нижняя граница проводится по резкому уменьшению роли спор *Lycopodium pungens*. Для зоны отмечается незначительное увеличение пыльцы группы деревьев и кустарников – 88,6–96,% (92,3) за счет *Alnus* – 11,3–20,9% (14,8), *Larix* – 0,8–2,3% (1,9) и *Betula* – 12,8–22,3% (15,5). На фоне этого содержание пыльцы *Pinus subgen. Haploxyton* снижается – 52,6–63,0% (59,7). Концентрация пыльцы трав составляет в среднем

7,7%. В этой группе растений уменьшается содержание пыльцы *Rhododendron* 0,2–1,5% (0,7). В небольших количествах присутствует пыльца *Cyperaceae*, *Poaceae*, *Ranunculaceae*, *Saxifragaceae*, *Primulaceae*. Резко снижается концентрация спор *Polypodiaceae* – 5,9–24,0% (14,2), *Lycopodium pungens* – 0,4–4,0% (1,6).

Скв. 2 (прибрежная часть озера)

В разрезе скважины выделяются основные пылевые зоны с характерными чертами, выявленные в осадках скв. 1. Характерной особенностью разреза является отсутствие палинозоны 1 и, видимо, части зоны 2 (рис. 2, б). Зона **En2-2** установлена на глубине 376–350 см, зона **En3-2** – 350–297 см, зона **En4-2** – 297–140 см, зоны **En(5–7)-2** – 140–0 см. Образцы этого интервала отобраны крайне неравномерно. В целом интервал соответствует зонам 5, 6 и 7 скв. 1.

МАГНИТНАЯ ВОСПРИИМЧИВОСТЬ

Магнитная восприимчивость является важным параметром для оценки изменений окружающей среды (Evans, Heller, 2003) и широко используется при исследованиях озерных осадков. Поведение его зачастую контролируется климатом, однако общих закономерностей для различных озер не наблюдается. К примеру, в оз. Байкал осадки теплых стадий имеют низкую магнитную восприимчивость (Prokopenko et al., 2002; Voes et al., 2005; и др.). Для осадков оз. Эльгыгытгын (Чукотка) наблюдается обратная картина (Nowaczyk et al., 2002; Минюк и др., 2003). В озерах ледниковых зон голоценовым осадкам часто присуща низкая магнитная восприимчивость, в то время как осадкам ледниковых стадий высокая (Geiss, Banerjee, 2003; Abbott et al., 2003; и др.). В таких районах повышенные значения магнитной восприимчивости часто связываются с большим количеством терригенного материала, вызванным деятельностью ледников (Thompson et al., 1975; Nesje et al., 2004; Daniels et al., 2005).

Магнитная восприимчивость отложений изучена по кернам двух скважин. Одно измерение представляет осредненное значение восприимчивости 2 см мощности осадков. Результаты исследований выявили различие значений этого параметра в кернах центральной и прибрежной частей озера.

Скв. 1 (центральная часть озера)

Для колонки скважины характерны резкие изменения χ по разрезу, которые позволяют расчленить разрез на ряд интервалов (см. рис. 2, а).

M1 (263–203 см). Осадки этого уровня самые магнитные в разрезе. Значения χ варьируют в пределах 290–612 (435), $\times 10^{-6}$ СИ. Наблюдается направленное уменьшение χ вверх по разрезу.

M2 (203–158 см). Интервалу свойственны значительные колебания магнитной восприимчиво-

сти – от 10 до 415 (140), $\times 10^{-6}$ СИ. В целом в интервале доминируют осадки с низкими значениями магнитной восприимчивости. Однако на уровне 192,5–197,0 и 169,0–174,0 см выделяются пики с высокими значениями χ .

M3 (158–100 см). Осадки этого интервала характеризуются относительно одинаковыми значениями χ – 47–109 (71), $\times 10^{-6}$ СИ, хотя наблюдается незначительный спад магнитной восприимчивости вверх по разрезу.

M4 (100–50 см). Слабомагнитный интервал. Здесь магнитная восприимчивость колеблется в пределах 10–30, $\times 10^{-6}$ СИ. В верхней части интервала два образца имеют повышенные значения χ – 129–220, $\times 10^{-6}$ СИ.

M5 (50–25 см). Отложения этого интервала более магнитные по сравнению с подстилающими. Магнитная восприимчивость их сравнима с осадками интервала 3 и варьирует в пределах 75–122 (96), $\times 10^{-6}$ СИ.

M6 (25–0 см). Этот интервал по магнитным свойствам сопоставим с интервалом 4. Для него характерны, кроме самой верхней части, весьма низкие значения магнитной восприимчивости – 3–49 (18), $\times 10^{-6}$ СИ.

Скв. 2 (прибрежная часть озера)

Отложения этой скважины по магнитным свойствам заметно отличаются от охарактеризованных выше. Во-первых, здесь отсутствуют сильномагнитные осадки, вскрывающиеся в нижней части разреза скв. 1. Во-вторых, близость береговой линии сказалась на характере распределения магнитной восприимчивости в осадках. Тем не менее по магнитным свойствам разрез расчленяется на 3 интервала (см. рис. 2, а).

M2-1 (371–295 см). Интервалу свойственны значительные колебания магнитной восприимчивости от 12 до 105 $\times 10^{-6}$ СИ при среднем значении 58. Слабомагнитные осадки здесь преобладают. Характер вариаций χ схож с интервалом 2 скв. 1.

M2-2 (295–140 см). Отложения этого интервала в целом более магнитные, чем ниже- и выше-лежащие. Для них характерен сильный разброс магнитной восприимчивости – 23–226, $\times 10^{-6}$ СИ (среднее 88), контролируемый литологическим строением толщи. Маломощные прослои песка, как правило, имеют высокие значения χ .

M2-3 (31–140 см). Осадки этого интервала имеют самые низкие значения магнитной восприимчивости, преимущественно отрицательного знака. Представлены они, как правило, органическими илами. Отложения, где $\chi > 0$, отмечаются лишь в основании интервала и его кровельной части – 60–62 и 38–40 см.

НЕОРГАНИЧЕСКАЯ ГЕОХИМИЯ

Геохимический анализ проведен по керну скв. 1. Среди породообразующих элементов исследова-

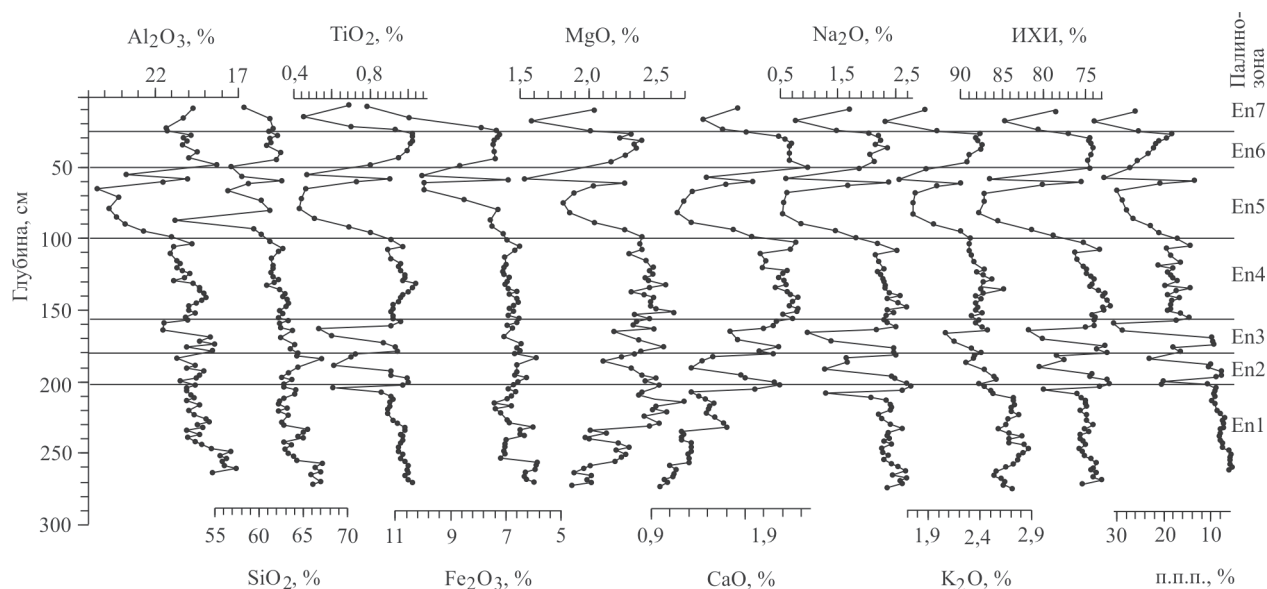


Рис. 3. Распределение породообразующих элементов в осадках скв. 1

Fig. 3. Content of major elements in core 1

ны SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , среди редких – Rb, Zr, Sr, Yt, Nb, Ba, Cr, Ni.

Породообразующие элементы. Для породообразующих элементов наблюдаются в различной степени изменения концентраций по разрезу, из них наиболее резкие характерны для TiO_2 , Na_2O , K_2O . Меньшие осцилляции содержаний свойственны CaO , Al_2O_3 , Fe_2O_3 (рис. 3). Отмечена синхронность вариаций этих элементов по колонке. Коэффициенты корреляции (С) между $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 = -0,71$; $\text{TiO}_2/\text{Na}_2\text{O} = 0,95$; $\text{TiO}_2/\text{K}_2\text{O} = 0,74$; $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O} = -0,78$; $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O} = -0,59$; $\text{TiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3 = -0,57$; $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2 = -0,74$. В целом, без отдельных отклонений, отмечена заметная тенденция увеличения SiO_2 и уменьшения Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO сверху вниз по разрезу. Интервалы заметных изменений концентраций породообразующих элементов совпадают с палинологическими и магнитными зонами и отражают, видимо, палеообстановки осадконакопления. Важным палеоклиматическим индикатором является индекс химического изменения (ИХИ), рассчитанный по формуле $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}) \times 100\%$ (Nesbitt, Young, 1984, 1989). Высокие значения этого индекса характерны для пород, подверженных значительному химическому преобразованию, которое могло происходить в источниках сноса, а также во время транспортировки и захоронения материала, в результате чего наблюдается потеря подвижных элементов. Такие условия более типичны для теплого климата, где развито химическое выветривание, поэтому индекс часто используется как палеоклиматический индикатор (Ishiga et al., 2000). В исследованных осадках ИХИ варьирует

от 72 до 88% (см. рис. 3). Наблюдается значимая корреляция между TiO_2 и ИХИ. Коэффициент корреляции составляет $-0,93$. Зачастую большее количество TiO_2 связывается с привнесом терригенного материала (Arz et al., 1998; Benson et al., 1998; Eusterhues et al., 2002).

Потери при прокаливании (п.п.п.). Этот параметр используется для оценки содержания органического вещества в осадках. Количество органического материала в осадках является важным показателем условий осадконакопления и контролируется биопродуктивностью бассейна. Часть органического материала поступает из водных растений, произрастающих непосредственно в озере. Существует также аллохтонный привнос органики – с водосборной площади. Как правило, для определения п.п.п. высушенные образцы прогревают в течение нескольких часов при температуре 550°C и определяют потери вещества (Heiri et al., 2001). Нами определены п.п.п. в результате подготовки проб к геохимическому анализу, где образцы прокалывались при температуре 1000°C . Отметим, что такая методика также используется для относительной оценки содержания органического материала (Sharma et al., 2004). В исследованных осадках потери при прокаливании составляют от 5,6 до 34,7% (см. рис. 3). Наблюдается тенденция уменьшения этого параметра сверху вниз по разрезу. Заметна позитивная корреляция п.п.п. с ИХИ ($C = 0,65$) и обратная корреляция этого параметра с магнитной восприимчивостью ($C = -0,85$).

Редкие элементы. Среди этих элементов также отмечены флуктуации содержаний различных амплитуд (рис. 4). Кривые концентраций рубидия,

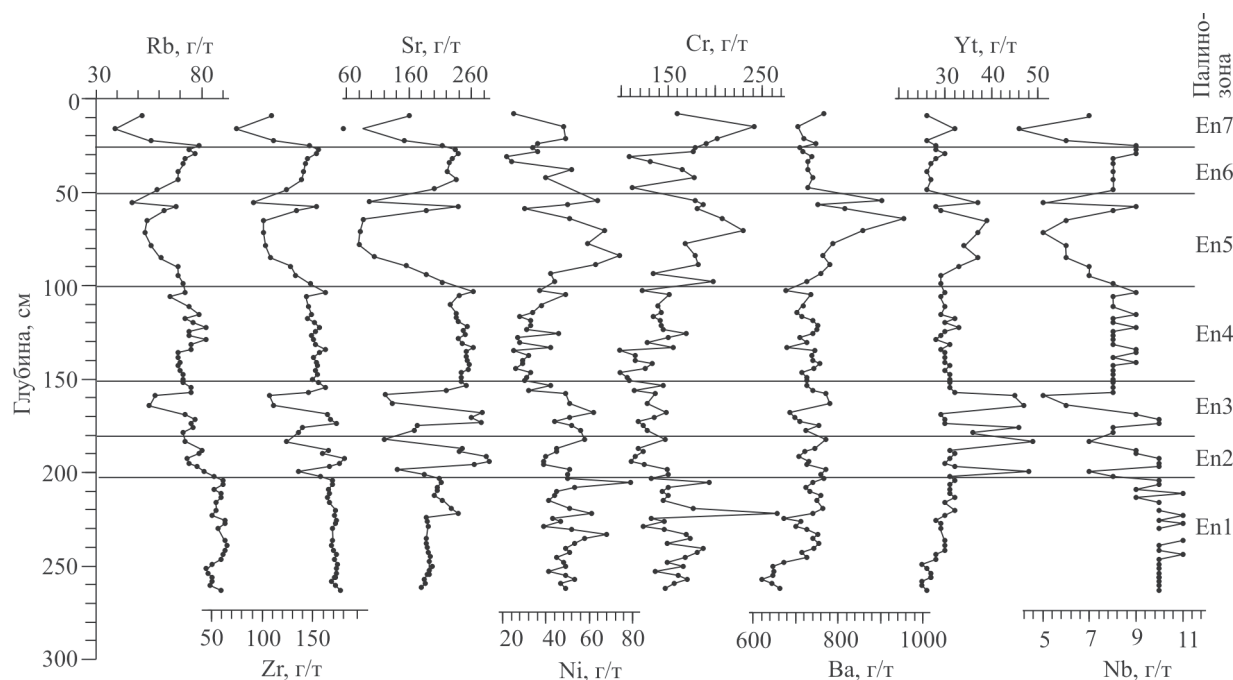


Рис. 4. Распределение редких элементов в осадках скв. 1

Fig. 4. Content of trace elements in core 1

циркония и частично стронция и ниобия синхронно варьируют по разрезу (см. рис. 4). Коэффициент корреляции между Rb и Zr составляет 0,88. Менее значимая корреляция отмечается между Rb/Sr (0,37) и Zr/Sr (0,68). Интервалы с повышенными содержаниями этих элементов отражают, по-видимому, привнос терригенного материала. В интервале глубин 100–50 см и в самом веру разреза отмечены минимальные значения Rb, Zr и Sr. На этих уровнях повышаются концентрации Cr, Ni, Ba и Yt. Здесь же выявлены высокие значения ИХИ и п.п.п. Возможно, эти элементы сорбировались органикой (Sharma et al., 2004; Lauquet et al., 2001).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ полученных данных показывает, что они тесно связаны и отражают динамику экосистемы вокруг озера в прошлом. Многие границы выделенных зон по различным биотическим и абиотическим параметрам практически совпадают. По комплексу данных восстанавливается семь этапов развития бассейна озера и окружающей среды.

1-й этап. Спорово-пыльцевые спектры этапа (зона En1) отражают климатические условия конца оледенения. Климат в это время был суше и суровее современного. Растительность представлена сообществами горной тундры – от прерывистого покрова из полыни, плаунка сибирского, различных трав на сухих каменистых склонах до влажных и умеренно влажных осоковых, осоково-злаковых в днищах долин и на низких склонах.

В конце этапа в растительном сообществе начинает увеличиваться роль берез (в спектрах – с 10 до 20%), свидетельствующих о начале потепления. В это же время начинают резко уменьшаться травы. Некоторые из них (бобовые, цикориевые, норичниковые, сельдерейные и др.) к концу этапа полностью исчезают из спектров.

В бассейне доминировало терригенное осадконакопление (низкие п.п.п.) с привнесением обломочного материала (высокая магнитная восприимчивость, много TiO_2 , Rb, Zr) с источников сноса, где преобладала механическая эрозия над химическим выветриванием (низкий ИХИ).

2-й этап знаменует значительное потепление и перестройку растительного покрова, где доминируют березы – кустарниковая березовая тундра. В растительности еще заметную роль играют злаковые, осоковые, полыни, маки, многоножковые. Значительные синхронные флуктуации таких индикаторов климата, как содержание древесной и кустарниковой группы в спектрах, магнитная восприимчивость, геохимические показатели, содержания п.п.п., свидетельствуют о неустойчивости климата в этом этапе, который в целом был более теплым, чем в этапе 1.

Уровень воды в озере повысился, началось осадконакопление в районе скв. 2.

3-й этап. В растительном покрове существенную роль, наряду с березами, играет ольховник (в спектрах он достигает максимума). Резко деградируют многоножковые. Травянистый покров развит за счет наскального плаунка, злаковых, осоковых, гвоздичных, полыней.

В осадконакоплении озера снижается роль детритового материала (низкая магнитная восприимчивость, мало TiO_2), роль органического материала в осадках увеличивается (большие п.п.п., больше Sr и Ni), по-видимому, за счет как водорослей, произрастающих в озере, так и аллохтонной органики. Высокий индекс химического изменения свидетельствует о значительном выветривании пород в областях сноса.

Уровень стояния озера остается высоким. В прибрежной части накапливаются алевроиты. В целом климат этого этапа также неустойчив. В середине этапа было незначительное событие, отразившееся на уменьшении деревьев и кустарников в спектрах и распространении многоножковых, снизились п.п.п., ИХИ, увеличились магнитная восприимчивость и содержание TiO_2 . В это время в прибрежной части озера, возможно, не происходило осадконакопление.

4-й этап. Продолжается перестройка растительности. Ольховники сохраняются, но берез становится меньше. Заметно увеличивается участие многоножковых (расцвет), плаунка наскального, гвоздичных, крестоцветных, рододендрона. С начала этапа направленно начинается экспансия стланика и лиственницы.

Рост магнитной восприимчивости, TiO_2 , Rb, Zr, Sr в осадках по сравнению с нижележащими слоями свидетельствует о большем поступлении обломочного материала в озеро. Согласно пониженному значению индекса ИХИ материал был менее выветрен и изменен, что свидетельствует о существенной роли механической эрозии в водосборной площади. В озере уменьшилось органическое накопление (низкие значения п.п.п., Sr и Ni). В прибрежной части к концу этапа стали формироваться пески; возможно, было понижение уровня воды в озере, вплоть до осушения в этой части бассейна. Для прибрежных осадков характерны разноамплитудные колебания магнитной восприимчивости.

5-й этап. В начале этапа стланик достиг своего расцвета и доминирует в растительном сообществе. В окрестностях озера существовали лиственничные леса. Отмечено заметное уменьшение многоножковых, плаунка наскального, гвоздичных. В целом произошло резкое изменение природной среды, которое ярко выделяется по всем индикаторам. В озере доминирует органическое накопление (резкий пик п.п.п., Sr, Ni). Резко меняются все другие геохимические элементы. Магнитная восприимчивость падает, снижается TiO_2 , Rb, Zr, Sr (см. рис. 3, 4), что свидетельствует об уменьшении обломочного поступления в озеро. Поступающий в озеро материал выветрен и изменен (высокий ИХИ). Климат был более сухой, с меньшим количеством зимних осадков.

6-й этап. В этот этап уменьшилось распространение берез, ольхи, лиственницы, но увели-

чилась экспансия стланика, многоножковых, незначительно полыни, гвоздичных, плаунка наскального. Климат такой же, как и во время этапа 5, но с повышенной влажностью.

В осадконакоплении доминирует обломочный, менее выветренный материал. Судя по индикаторам, больше, чем в этапе 4. Резко уменьшилось накопление органики. В прибрежной части, видимо, было осушение. Лишь небольшие пики восприимчивости отмечены в разрезе этой части озера, фиксирующие начало более влажного климатического события.

7-й этап. Климатические условия и характер осадконакопления этого этапа по всем индикаторам аналогичны таковым этапа 5.

ВОЗРАСТ

Установленные этапы развития климата и окружающей среды в районе оз. Энгтери представляются как объективные явления. Остается открытым вопрос об их хронологии и о том, насколько они согласуются с другими событиями голоцена. Осадки наиболее полного разреза из центральной части озера радиологическими методами не датировались.

На Северо-Востоке России пограничные отложения между плейстоценом и голоценом исследованы в колонках многих озер. Подошва «березовой» палинозоны, знаменующая начало потепления, является наиболее ярким репером и в ряде разрезов имеет возрастные датировки (см. таблицу).

Усредненный возраст начала потепления по имеющимся датировкам составляет около 12,5 тыс. лет (Ложкин, 1997).

Второй заметный уровень в озерных палеоклиматических летописях Северо-Востока – появление *Pinus subgen. Parloxydon*. В частных разрезах непосредственно этот уровень не датирован, но имеется ряд радиоуглеродных датировок выше и ниже его, поэтому для оценки возраста данного репера использован расчетный возраст с допущением, что скорости осадконакопления были постоянны. Расчетные данные показывают, что появление стланика в спектрах произошло ~ 8860±80 л. н. (оз. Смородиновое) (Anderson et al., 2002), 9605 л. н. (оз. Эльгыгытгын), 8180 л. н. (оз. Эльгеня), 9080 л. н. (оз. Лесное). В разрезе оз. Джека Лондона этот уровень несколько ниже даты 9070±150 л. н., а в оз. Соседнее – немного выше даты 9305±85 л. н. В работе принимается средний возраст 9300 л. н.

Литологический состав осадков из центральной части озера однотипный, что допускает предположение об одинаковых скоростях осадконакопления. С учетом этого условия и использованием возраста двух охарактеризованных выше уровней построена возрастная модель для осадков озера,

Возраст основания «березовой» палинозоны по данным радиоуглеродного анализа озерных отложений
The X ray-based age of lake sediments from the lower «birch» palynozone

Озеро	Местоположение	Подшоша «березовой» палинозоны, см	Глубина образца, см / Возраст, тыс. лет	Источник данных
Эльгыгытгын	67°30' с. ш., 172°05' в. д. Чукотка	75	64–66/12,25±0,070 (ТЛ) 66–70/11,5±0,8	Nowaczyk et al., 2002; Минюк и др., 2003
Гытгыкай	63°10' с. ш., 176°45' в. д. Чукотка	347	322–325/12,3±0,050 350–352/14,23±0,060	Ложкин и др., 1998
Джека Лондона	62°05' с. ш., 149°30' в. д. Верховья Колымы	170	100/11,06±0,110 200/13,35±0,220	Ложкин и др., 1995
Соседнее	62°10' с. ш., 149°30' в. д. Верховья Колымы	140	150/13,48±0,11	Ложкин и др., 1995
Эльгеня	62°06' с. ш., 149°00' в. д. Верховья Колымы	398,5–400	12 300±0,070	Ложкин и др., 1996
Приятное	61°01' с. ш., 151°43' в. д. Верховья Колымы	352–353	352–353/12,0±0,140	Ложкин и др., 2000
Лесное	59°34' с. ш., 151°50' в. д. Приохотье	257	243–248/9,68±0,060 300–302/14,29±0,070	Андерсон и др., 1997
Алут	60°08' с. ш., 152°19' в. д. Приохотье	365	355–356/10,66±0,50 375–376/13,71±0,08	Андерсон и др., 1998

Примечание. ТЛ – термолуминесцентный метод.

позволяющая косвенно датировать этапы развития озера: этап 1 – до 12,5 тыс. лет назад; этап 2 – 12,5–10,8 тыс. лет назад; этап 3 – 10,8–9,3 тыс. лет назад; этап 4 – 9,3–5,8 тыс. лет назад; этап 5 – 5,8–3 тыс. лет назад; этап 6 – 3–1,5 тыс. лет назад; этап 7 – от 1,5 тыс. лет назад до современности (рис. 5).

Обращает на себя внимание резкий пик магнитной восприимчивости на границе палинозон Eп2 и Eп3. На рис. 5 этот интервал показан штриховкой. Возраст (некалиброванный) его, согласно воз-

растной модели, составляет от 10 до 10,7 тыс. лет, что приблизительно соответствует уровню позднего дриаса (Dansgaard et al., 1989; Vjorck et al., 1998; Litt et al., 2001; и др.). Основание палинозоны Eп3 устанавливается по максимальному содержанию пыльцы ольхи в спектрах. Экспансия ольхи, которая следует за появлением берез после ледникового, отмечена в многочисленных озерных разрезах. Не со всех разрезов получены магнитные характеристики, однако имеющийся материал свидетельствует о том, что вблизи пика *Alnus* повсеместно отмечаются повышенные значения магнитной восприимчивости (рис. 6). Для осадков оз. Эльгыгытгын наблюдается обратная картина. В связи с этим характеризуемый уровень отражает изменение палеосреды регионального плана и является значимым биомагниторефером в пограничных плейстоцен-голоценовых отложениях.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Комплекс полученных данных свидетельствует, что изменения палеосреды в окрестностях озера отразились на биотических и абиотических характеристиках осадков, таких как ископаемые спорово-пыльцевые спектры, магнитная восприимчивость, содержание органики, концентрации породообразующих и редких элементов.

2. Установлено 7 этапов развития палеобассейна и окружающей среды вблизи озера. На основе

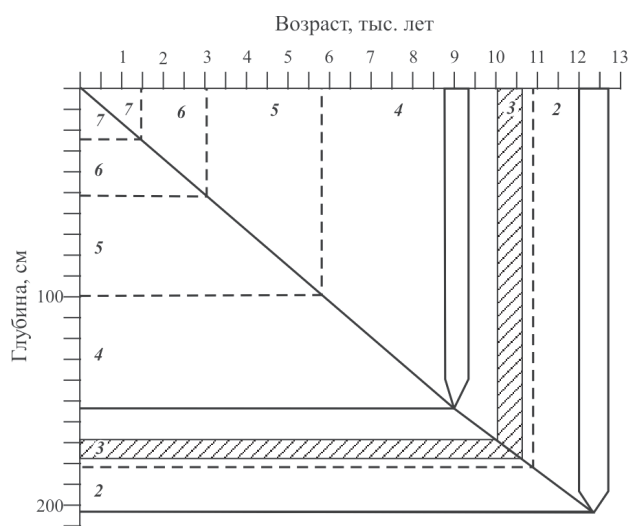


Рис. 5. Возрастная модель осадков скв. 1

Fig. 5. Age model for core 1

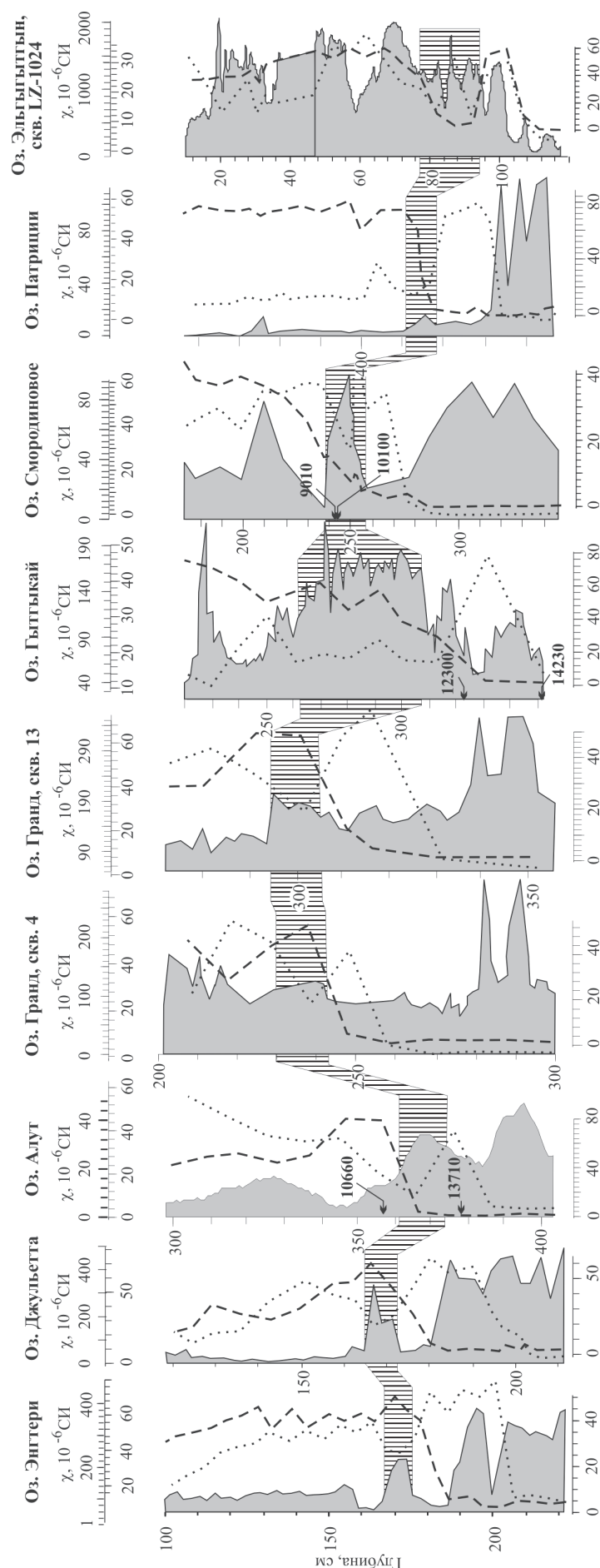


Рис. 6. Распределение магнитной восприимчивости, содержания пыльцы берез и ольховника в пограничных плейстоцен-голоценовых озерных осадках Северо-Востока России. Жирными цифрами показан радиоуглеродный возраст осадков, штриховкой – характерный пик магнитной восприимчивости (изменение процентного содержания пыльцы *Alnus* показано точками, а *Betula* – пунктиром)

Fig. 6. Magnetic susceptibility, pollen percentages of birch and alder in the Pleistocene-Holocene transition in lacustrine sediments from North-East Russia. The C^{14} ages are shown in bold, and the peak of magnetic susceptibility is shown by hatching (changes in pollen percentage are shown by dots and dotted lines for *Alnus* and *Betula* respectively)

анализа имеющихся радиоуглеродных датировок и палинологических данных по озерным осадкам Северо-Востока России предложена возрастная модель выявленных этапов: этапа 1 – до 12,5 тыс. лет; этапа 2 – 12,5–10,8 тыс. лет; этапа 3 – 10,8–9,3 тыс. лет; этапа 4 – 9,3–5,8 тыс. лет; этапа 5 – 5,8–3 тыс. лет; этапа 6 – 3–1,5 тыс. лет; этапа 7 – от 1,5 тыс. лет назад до современности.

3. Выявлен важный биомангнитный репер в пограничных плейстоцен-голоценовых отложениях Северо-Востока России.

Публикация посвящается юбилею А. Н. Храмова.

Авторы благодарят К. М. Ремизовскую и А. Н. Легенького за полевые работы, В. И. Мануилову, Т. Д. Борходоеву, Е. Д. Такмазян, Е. Ф. Городничую, Л. Н. Котову, Ю. А. Корзун за подготовку и обработку проб.

Работы выполнены при финансовой поддержке РФФИ (гранты 06-05-64129, 07-05-00610) и Национального научного фонда США.

ЛИТЕРАТУРА

Андерсон П. М., Белая Б. В., Глушкова О. Ю., Ложкин А. В. Новые данные об эволюции растительного покрова Северного Приохотья в позднем плейстоцене и голоцене // Поздний плейстоцен и голоцен Берингии. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 1997. – С. 33–54.

Андерсон П. М., Ложкин А. В., Белая Б. В., Стеценко Т. В. Новые данные по стратиграфии верхнечетвертичных отложений Северного Приохотья // Изменение природной среды Берингии в четвертичный период. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 1998. – С. 69–87.

Андерсон П. М., Ложкин А. В., Макдональд Г., Эдварс М. Протокол 1: Пыльца и микрофоссилии наземных растений // Палеоклиматы аркти-

ческих озер и эстуариев. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 1994. – С. 9–32.

Борходоев В.Я. Рентгенофлуоресцентный анализ горных пород способом фундаментальных параметров. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 1999. – 279 с.

Ложкин А. В. Эволюция природной среды Берингии в позднем плейстоцене и голоцене: некоторые итоги совместный российско-американских исследований // Поздний плейстоцен и голоцен Берингии. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 1997. – С. 5–22.

Ложкин А. В., Андерсон П. М., Белая Б. В. и др. Палинологическая характеристика и радиоуглеродные датировки осадков озера Эльгеня, верхняя Колыма // Четвертичные климаты и растительность Берингии. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 1996. – С. 50–64.

Ложкин А. В., Андерсон П. М., Брубейкер Л. Б. и др. Травянистая пыльцевая зона в осадках ледниковых озер Чукотки // Изменение природной среды Берингии в четвертичный период. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 1998. – С. 96–111.

Ложкин А. В., Андерсон П. М., Глушкова О. Ю. и др. О некоторых особенностях развития озер в горных районах верхней Колымы // Берингия в четвертичный период. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2000. – С. 20–45.

Ложкин А. В., Андерсон П. М., Эйсер У. Р. и др. Новые палинологические и радиоуглеродные данные об эволюции растительного покрова западной Берингии в позднем плейстоцене и голоцене // Эволюция климата и растительности Берингии в позднем кайнозое. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 1995. – С. 5–24.

Минюк П. С., Новачек Н., Глушкова О. Ю. и др. Палеоклиматические данные озера Эльгыгытгын, Северо-Восток России (комплексные исследования) // Процессы постседиментационного намагничивания и характерные изменения магнитного поля и климата Земли в прошлом. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2003. – С. 91–135.

Abbott M. B., Wolfe B. B., Wolfe A. P. et al. Holocene paleohydrology and glacial history of the central Andes using multiproxy lake sediment studies // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2003. – Vol. 194. – P. 123–138.

Anderson P. M., Lozhkin A. V., Brubaker L. B. Implications of a 24,000-Yr Palynological Record for a Younger Dryas Cooling and for Boreal Forest Development in Northeastern Siberia // Quaternary Research. – 2002. – Vol. 57. – P. 325–333.

Arz H. W., Pötzold J., Wefer G. Correlated Millennial-Scale Changes in Surface Hydrography and Terrigenous Sediment Yield Inferred from Last-Glacial Marine Deposits off Northeastern Brazil // Quaternary Research. – 1998. – Vol. 50, No. 2. – P. 157–166.

Benson L. V., May H. M., Antweiler R. C. et al. Continuous Lake-Sediment Records of Glaciation in the Sierra Nevada between 52,600 and 12,500 14C yr B.P. // Quaternary Research. – 1998. – Vol. 50, No. 2. – P. 113–127.

Bjorck S., Walker M. J. C., Cwynar L. C. et al. INTIMATE members. An event stratigraphy for the last termination in the North Atlantic region based on the Greenland ice-core record: a proposal by the INTIMATE group // Journal of Quaternary Science. – 1998. – Vol. 13. – P. 283–292.

Borkhodoev V.Ya. X-ray fluorescence determination of rubidium, strontium, yttrium, zirconium and niobium in rocks // J. of trace and microprobe techniques. – 1998. – Vol. 16, No. 3. – P. 341–352.

Boes X., Piotrowska N., Fagel N. High resolution diatom/clay record in Lake Baikal from grey scale and magnetic susceptibility over Holocene and Termination I // Global and Planetary Change. – 2005. – Vol. 46, No. 1–4. – P. 299–313.

Daniels M. L., Anderson S., Whitlock C. Vegetation and fire history since the Late Pleistocene from the Trinity Mountains, northwestern California, USA // The Holocene. – 2005. – Vol. 15. – P. 1062–1071.

Dansgaard W., White J. W. C., Johnsen S. J. The abrupt termination of the Younger Dryas climate event // Nature. – 1989. – Vol. 339. – P. 532–534.

Eusterhues K., Lechterbeck J., Schneider J., Wolf-Brozio U. Late- and post-glacial evolution of lake Steisslingen (I). Sedimentary history, palynological record and inorganic geochemical indicators // Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology. – 2002. – Vol. 187, No. 3–4. – P. 341–371.

Evans M., Heller F. Environmental magnetism. – Academic Press. – 299 p.

Geiss C. E., Banerjee S. K. A Holocene – Late Pleistocene geomagnetic inclination record from Grandfather Lake, SW Alaska // Geophys. J. Int. – 2003. – Vol. 153. – P. 497–507.

Heiri O., Lotter A. F., Lemcke G. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results // Journal of Paleolimnology. – 2001. – Vol. 25. – P. 101–110.

Ishiga H., Nakamura T., Sampei Y. et al. Geochemical record of the Holocene Jomon transgression and human activity in coastal lagoon sediments of the Sanin district, SW Japan // Global and Planetary Change. – 2000. – Vol. 25, No. 3–4. – P. 223–237.

Lauquet G. O., Gruau G., Dia A. et al. Release of trace elements in wetlands: role of seasonal variability // Water Research. – 2001. – Vol. 35. – P. 943–952.

Litt T., Brauer A., Goslar T. et al. Correlation and synchronization of Late glacial continental sequences in northern central Europe based on annually laminated lacustrine sediments // Quaternary Science Reviews. – 2001. – Vol. 20, No. 11. – P. 1233–1249.

Nesbitt H.W., Young G.M. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1984. – Vol. 54. – P. 1523–1534.

Nesbitt H. W., Young G. M. Formation and diagenesis of weathering profiles // J. Geol. – 1989. – Vol. 97. – P. 129–147.

Nesje A., Dahl S. O., Lie O. Holocene millennial-scale summer temperature variability inferred from sediment in a non-glacial mountain lake: Danntjorn, Jotunheimen, central southern Norway // Quaternary Science Reviews. – 2004. – Vol. 23, No. 20–22. – P. 2183–2205.

Nowaczyk N. R., Minyuk P., Melles M. et al. Magnetostratigraphic results from impact crater Lake El'gygytyn, northeastern Siberia: a 300 kyr long high-resolution terrestrial palaeoclimatic record from the Arctic // Geophysical Journal Int. – 2002. – Vol. 150, No. 1. – P. 109–128.

Prokopenko A. A., Williams D. F., Kuzmin M. I. et al. Muted climate variations in continental Siberia during the mid-Pleistocene epoch // *Nature*. – 2002. – Vol. 418. – P. 65–68.

Sharma S., Joachimski M., Sharma M. et al. Late glacial and Holocene environmental changes in Ganga plain, Northern India // *Quaternary Science Reviews*. – 2004. – Vol. 23, No. 1–2. – P. 145–159.

Stockmarr J. Tablets with spores used in absolute pollen analysis // *Pollen et Spores*. – 1971. – Vol. 13. – P. 615–621.

Thompson R., Batterbee R. W., O'Sullivan P. E., Oldfield F. Magnetic susceptibility of lake sediments // *Limnology and Oceanography*. – 1975. – Vol. 20. – P. 687–698.

Wright H. E., Jr., Mann D. H., Glaser P. H. Piston corers for peat and lake sediments // *Ecology*. – 1984. – Vol. 65. – P. 657–659.

Поступила в редакцию 10.10.2007 г.

MULTIPROXY STUDIES OF SEDIMENTS FROM ENGTERY LAKE, NORTH-EAST RUSSIA

*P. S. Minyuk, A. V. Lozhkin, P. M. Anderson,
T. B. Solomatkina, A. Yu. Pakhomov, V. Ya. Borkhodoev*

Results of a multiproxy analysis of sediment from Engtery Lake (60°10'N, 153°53'E), North East Russia, are presented. Changes in pollen and spore percentages were analyzed and 7 palynozones described. Magnetic and geochemical characteristics are also described. Comparison of these different data types show a strong correlation that reflects ecosystem dynamics near the lake. Biotic and abiotic zone boundaries coincide, indicating 7 stages of ecosystem development: stage 1 older than 12.5 ka BP; stage 2 from 12.5–10.8 ka BP; stage 3 from 10.8–9.3 ka BP; stage 4 from 9.3–5.8 ka BP; stage 5 from 5.8–3 ka BP; stage 6 from 3–1.5 ka BP; and stage 7 from 1.5 ka BP-present.

Key words: pollen zones, Holocene, magnetic susceptibility, paleoclimate, major and trace elements, loss on ignition, chemical index of alteration.