

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

**ГЕОЛОГО-ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ
ОБСТАНОВКИ
ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА**



**МОСКВА
1991**

**АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ**

**ГЕОЛОГО-ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ
ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА**

**к XIII Конгрессу ИНКВА
(Китай, 1991)**

Москва 1991

ACADEMY OF SCIENCES
OF THE USSR
GEOLOGICAL INSTITUTE

GEOLOGICAL - PALEOECOLOGICAL SITUATIONS
FOR THE QUATERNARY

For the XIII Congress of INQUA
(China, 1991)

Moscow 1991

ПРЕДИСЛОВИЕ

В настоящем сборнике представлена часть исследований, проводившихся в лаборатории литологии новейших отложений Геологического института АН СССР по геолого-палеоэкологическим проблемам четвертичного периода. Эти исследования показывают значительную однородность подходов к изучаемым явлениям, использование для оставленных задач широкого спектра методов, существенное разнообразие объектов. Подобный подход к реконструкции геолого-палеоэкологических событий представляется вполне оправданным, поскольку позволяет более быстро собрать необходимый материал для последующих обобщений по различным экосистемам. Мы не видим большой необходимости аннотировать статьи и ограничиться в настоящем предисловии лишь терминологическими понятиями. Как видно из названия сборника и содержания ряда статей, нами достаточно широко используется термин геолого-палеоэкология или геолого-палеоэкологические события. Обычно при экологических и палеоэкологических исследованиях главное внимание уделяется биоте. Это естественно. Однако, при этом, нередко упускается из виду общий геологический фон, который в немалой степени обуславливает существование экосистемы. В наших представлениях, не меньшая роль при реконструкциях палеоэкологических событий должна быть отведена геологическим процессам, на фоне которых происходят палеобиотические явления. Среди геологических процессов несомненно важное значение имеет осадкопоглощение функционально связанное с климатом, а в ряде случаев, также, с эндогенными процессами. При таком методологическом подходе существенно увеличивается количество материала, которое можно использовать для палеоэкологического анализа, тем более, что стонахождения органических остатков обычно территориально ограничены. Все это послужило основанием для использования предлагаемой терминологии.

Наконец, несколько слов об актуальности изучения геолого-палеоэкологических событий антропогена. Представляется несомненным, что для прогноза дальнейшего развития природной среды подобная направленность исследований может явиться своеобразным фундаментом для современной экологии. Это становится очевидным, поскольку в круг исследований попадают геолого-палеоэкологические события совершенно разного таксономического ранга. Наиболее мелкие из них оказываются связанными с последними этапами четвертичного периода, историческим временем и современностью, что чрезвычайно важно для прогнозирования тенденций в развитии жизнеобеспечивающих экосистем.

Д.А. Лаврушин

ТИПЫ ГЕОЛОГО-ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИХ СИТУАЦИЙ
ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА.

Для решения многих современных экологических проблем необходимо знание геолого-палеоэкологических обстановок четвертичного периода, их типов, динамики изменения и общей направленности развития природного процесса. В особенности это важно для понимания процесса возникновения современных экосистем, прогноза их дальнейшего развития, возможного возникновения обратимых и необратимых изменений природной среды не только под воздействием собственно природных явлений, но и хозяйственной деятельности человека.

Четвертичный период - это особое время в геологической истории Земли. Это время разномасштабных, непрерывно меняющихся геологических и палеоэкологических процессов, совокупность которых можно рассматривать как естественную геоэкологическую систему. К числу реальных особенностей данной системы относятся покровные оледенения, неоднократная перестройка и возникновение, ныне отсутствующих, палеоландшафтов, появление и гибель своеобразной фауны млекопитающих, колебания уровня Мирового океана, история развития человека и т.д. На фоне подобных глобальных субконтинентальных изменений природной среды, часть из которых может быть отнесена к рангу геолого-палеоэкологических кризисных ситуаций, имеются явления регионального и локального характера, с которыми могут быть связаны как оптимальные, так и катастрофические палеоэкологические сдвиги и явления, связанные с резкими изменениями отдельных составляющих экосистемы. К ним могут быть отнесены современные и происходившие в недавнем геологическом прошлом катастрофические колебания уровня Каспия и Арала, брошенные историческим человеком ирригационные системы земледелия в предгорьях Средней Азии, разнородные условия обитания и пространственно-временного распространения культур доисторического человека и т.д. В целом, в геологической системе четвертичного периода палеоэкологические ситуации могут быть подразделены на три типа: глобальные, региональные и локальные.

Глобальные геолого-палеоэкологические ситуации
четвертичного периода.

Этот тип палеоэкологических ситуаций связан с коренными глобальными изменениями климата. Традиционно в учении о четвертичном периоде сложились представления о чередовании во времени леднико-

вых и межледниковых этапов, имеющих глобальное значение. В палеоэкологическом отношении это имеет определенный смысл, поскольку этим этапам соответствуют своеобразные палеоландшафтные ситуации нередко со своими, только для них свойственными, растительными и фаунистическими сообществами, с оригинальными геологическими процессами, которые в своей значительной части предопределяют условия обитания и существования палеобиоты. Однако, в целом, это оказывается недостаточным, поскольку подобное подразделение отражает лишь часть природных палеоэкологических явлений и далеко не всегда позволяет выявить общие тенденции в развитии палеоэкологической обстановки.

Проведенный анализ имеющихся материалов показывает, что глобальные геолого-палеоэкологические ситуации четвертичного периода могут иметь различный таксономический ранг.

К наиболее крупному таксономическому рангу нами относятся такие подразделения как эоплейстоцен, предшествовавший времени распространения крупных материковых оледенений, плейстоцен – преимущественно время покровных оледенений, голоцен – время начала новой ледниковой эпохи, которую иногда рассматривают некоторые исследователи как часть плейстоцена. С нашей точки зрения, в голоцене происходят столь важные преобразования экологической среды, что есть все основания рассматривать его, как начало принципиально нового этапа в развитии экологической обстановки.

В настоящем разделе статьи мы сосредоточим внимание только на ледниковом плейстоцене. Имеющиеся данные позволяют ледниковый плейстоцен подразделить на три этапа, соответствующих глобальным геолого-палеоэкологическим обстановкам второго таксономического ранга. В этом отношении имеется ввиду, прежде всего, миндель-рисский этап, продолжительностью около 140 тыс. лет, естественно подразделяющий ледниковый плейстоцен на две продолжительные ледниковые эпохи: донскую и днепровскую (рис. I). Каждая из них, судя по комплексу всех имеющихся материалов, характеризуется сложной внутренней структурой, отличительной особенностью которой является последовательная смена во времени ледниковых и безледных этапов, различной геолого-палеоэкологической сущности. Тем не менее, известные в настоящее время ледниковые и безледные этапы могут быть отнесены к глобальным геолого-палеоэкологическим обстановкам еще более низкого таксономического ранга, имеющих собственные названия в виде соответствующих межледниковий, ледниковий и межстадиалов.

В качестве иллюстрации высказанных идей, рассмотрим внутреннее строение наиболее хорошо известной днепровской ледниковой эпохи. По имеющимся материалам продолжительность ее ледниковых этапов (оледенений) оказывается различной. Так, например, длительность днепровского оледенения оценивается в 50-60 тыс. лет, московского 40-50 тыс. лет, тверского (калининского) - около 30-40 тыс. лет, а оставковского - около 10 тыс. лет. В целом, учитывая продолжительность ледниковых фаз, пространственное распространение ледниковых покровов в пределах Русской равнины, можно говорить, что, после днепровского оледенения общий тренд развития ледниковой эпохи был нисходящим. В этом смысле оставковское оледенение фиксирует конец ледниковой эпохи и последующий голоцен является, скорее всего, началом длительного безледного периода.

Теперь очень кратко рассмотрим безледные интервалы. Наиболее древний из них - одинцовский.

Одинцовский безледный этап до сих пор имеет неоднозначную палинологическую характеристику. Вначале А.И.Московитин относил этот этап к "холодному" межледниковью, а, впоследствии, благодаря работам С.М.Шика в районе г.Рославля, отложения, названные рославскими, стали коррелироваться с одинцовским временем, в которых были выявлены сложные изменения ландшафтов. Правда, позднее, С.М.Шик изменил свою точку зрения и, на основании находок фауны грызунов, отнес осадки рославьского палеоводоёма к нижнему плейстоцену. Одновременно, некоторые из палинологов считают возможным рассматривать эти отложения как одинцовские (В.П.Гричук, Я.К.Еловичева). Вместе с тем, имеющиеся данные других исследователей позволяют думать, что для одинцовского времени преобладал, все же, межстадиальный тип растительности и, скорее всего, лишь в короткие этапы, тип растительности приближался к межледниковому. Не исключено, что в этот длительный этап могло быть несколько кратковременных климатических оптимумов. С одинцовским временем сопоставляются палеомагнитные экскурсы Бива I и Ямайка. О достаточно прохладной климатической обстановке одинцовского времени свидетельствует также верхнепалеолитический комплекс крупных млекопитающих с мамонтом раннего типа.

Следующий безледный интервал - микულიнское время - межледниковый ранг которого признается всеми исследователями. Важно, для целей нашего рассмотрения, подчеркнуть, что это был сравнительно кратковременный этап, продолжительностью 10-15 тыс. лет, который, по своим палеоклиматическим и палеоэкологическим показателям, резко выделяется в последней ледниковой эпохе. Но, в связи с его

непродолжительностью, микулино можно рассматривать как эпизод катастрофического изменения ледникового климата, который привел к кратковременному палеоэкологическому оптимуму. Единственное, что следует добавить, что, скорее всего, имеющаяся выявленная палинологическая зональность соответствует также, скорее всего, лишь части рассматриваемого интервала.

В отношении средневалдайского безледного этапа можно уверенно говорить о сложном межстадиальном типе природной обстановки, продолжительность которого была около 50 тыс. лет. Необходимо еще раз подчеркнуть, что общий тренд последней ледниковой эпохи позволяет всю последующую геологическую историю ее развития (после максимума днепровского оледенения, естественно без голоцена) рассматривать как этап крупного длительного позднеледникового, которое характеризовалось сменой разного таксономического ранга ледниковой и безледных этапов.

В качестве примера продолжительной неледниковой эпохи в плейстоцене высокого таксономического ранга, сопоставляемого с ледниковыми эпохами, нами рассматривается мицдель-рисс. На территории Русской равнины к этой эпохе обычно относят лихвинское межледниковье.

Стратотип этого отрезка времени был описан в разрезе у г. Чекалин. При этом толща осадков представлена старичными отложениями мощностью около 2 м, что позволяет думать, что данные отложения характеризуют лишь один незначительный по продолжительности фрагмент рассматриваемого безледного периода, длительность которого по астрономической шкале оценивается, как упоминалось, в 140 тыс. лет. Поэтому, представления сложившиеся в нашей стране относительно этого безледного периода требуют серьезного пересмотра. Общая тенденция в этом отношении начинает уже прослеживаться по работам, например, Н.Г.Судаковой и др., которые включают в толщу лихвина, помимо старичных отложений, также 4 погребенные почвы и разделяющие их субазральные суглинки и супеси. В результате палинологическая характеристика лихвинского времени существенно усложнилась. Неоднородна также фаунистическая характеристика. Во всяком случае, имеющиеся в настоящее время данные позволяют считать, что последней трети этого безледного периода соответствует хазарский комплекс фауны крупных млекопитающих, который сменил так называемую сингильскую фауну.

Для этого отрезка времени выделяются палеомагнитные экскурсы чаган, бива II, бива III и эмперор. В Западной Европе традиционно

данное время рассматривается как миндель-рисс. В Польше-этот этап получил название мазовецкое межледниковье. По С.Ружицкому (1964) мазовецкое или великое межледниковье характеризуется интенсивной аллювиальной седиментацией, в долине Вислы, среди которой имеется, по крайней мере, 4 цикла. Общая мощность отложений достигает 80 м. В палеоклиматическом отношении С.Ружицкий в этом этапе плейстоцена выделяет несколько климатических оптимумов. Еще западнее территории Германии с этим временем связывается, помимо континентальных образований, отложения гольштинской трансгрессии. С нашей точки зрения, все, даже схематично изложенное, позволяет считать, что рассматриваемая длительная неледниковая эпоха имела существенно более сложную внутреннюю структуру, чем это обычно принимается в нашей стране.

К сожалению, более древние этапы ледникового плейстоцена оказались недостаточно изученными. Сложную картину нижнего плейстоцена с чередованием ледниковых и безледных этапов в нашей стране впервые дал А.И.Москвитин. В последнее время все больше исследователей склоняется к необходимости выделения в нижнем плейстоцене так называемой донской ледниковой эпохи. Близкие тенденции о сложности данного этапа прослеживаются у белорусских исследователей.

В целом, анализ материалов, опубликованных в отношении донской ледниковой эпохи все еще достаточно дискуссионен и допускает во многом неоднозначную трактовку. В настоящее время можно лишь говорить о наличии в ней нескольких ледниковых и безледных этапов. При этом, среди последних нет пока достоверно установленных межледниковий.

В связи с изложенным, интересно подчеркнуть намечающееся совпадение палеомагнитных экскурсов эпохи Брнес с безледными периодами, что само по себе представляет значительный интерес с позиций оценки палеоэкологических событий. По данным палеомагнитологов (Гуаррий и др., 1983), некоторые из палеомагнитных экскурсов имели глобальный характер. По длительности существования среди них выделяются короткие (до 2,5 тыс.лет) и продолжительные (до 15 тыс.лет). Для последних отмечаются даже изменения поля, подобные инверсионным. Для целей нашего рассмотрения важна установленная изменчивость напряженности поля во время экскурсов, что само по себе должно было вызвать определенные геофизические аномалии. В этом отношении среди палеомагнитных экскурсов выделяются совпадающие со средней частью безледных этапов, с их началом или окончанием.

чанием, что само по себе, скорее всего, определяет их таксономический ранг и тип напряженности. Достаточно четкая корреляция между безледными этапами и палеомагнитными экскурсами позволяет нам присоединиться к высказываемому ранее мнению об усилении космического влияния в моменты снижения напряженности магнитного поля Земли, что влекло за собой резкие изменения климата, способствовавшие иногда перестройке значительной части органического мира. В этом отношении существенный интерес представляет собой экскурс геттеборг, продолжительность которого оценивается в 2,5 тыс. лет (между II-III,5 тыс. лет). С этим интервалом времени совпадает исчезновение мамонтового комплекса фауны млекопитающих в области бореальных широт, верхнепалеолитического человека, окончание последней ледниковой эпохи, исчезновение перигляциальных ландшафтов, существенное изменение климата. Учитывая изложенное, все эти преобразования можно отнести к категории палеоэкологического кризиса. С палеомагнитными экскурсиями моно и каргополово связаны отчетливые потепления климата среднего валадая, экскурс блейк совпадает с микулинским безледным периодом межледникового типа, с которым связаны многие крупные палеоэкологические события. К числу важнейших из них можно отнести не только восстановление зонального типа растительности, но и значительное повышение уровня Мирового океана, вызвавшее затопление значительных пространств прибрежной суши, деградацию вечной мерзлоты и т.д. Пока остается далеко не полностью понятным, несмотря на значительное число местонахождений микулинских отложений на территории Русской равнины, почти полное отсутствие для этого отрезка времени фауны крупных млекопитающих. Эта фауна, по материалам разреза Шкурлато, в экологическом плане смешанная. В ней присутствуют лесной слон, мамонт позднего типа, а также тушканчик, являющийся типичным представителем степной зоны. Подобный экологически-разнородный состав фауны объясняется особенностями седиментации. Проведенные палинологические исследования, выявили специфику природных изменений микулинского времени в пределах современной семиаридной зоны, наиболее яркой особенностью которой была значительная аридизация климата в середине этого этапа (Спиридонова и др., 1986). Тем не менее, даже это местонахождение не объясняет отсутствие находок фауны крупных млекопитающих в этот отрезок плейстоцена на широких пространствах Русской равнины. В качестве рабочей гипотезы в настоящее время можно высказать лишь общие соображения по этому вопросу. Микулинское время - время

обширной трансгрессии, затопившей обширные пространства суши, высокого стояния уровня грунтовых вод, обширного распространения на равнинах озерно-болотных ландшафтов, время теплого межледникового климата с лесной растительностью в бореальных широтах.

Как отмечалось, с микулинским временем, очень кратковременным этапом, связан палеомагнитный экскурс блейк. Вероятно, подобные резкие изменения природы вызвали быструю катастрофическую миграцию фауны крупных млекопитающих в рефугиумы и частичную ее гибель в начале очень серьезных ландшафтных перестроек. В Западной Европе в ряде травертиновых и пещерных местонахождений имеются находки лесного слона, позднего мамонта, лося, бизонов, оленей, лошадей и разнообразных хищников, датируемых этим временем, экологически относящихся к лесным фаунам, иногда с элементами степных форм. Но, в целом, необходимо все же признать, что в отношении фауны крупных млекопитающих микулинского времени остается больше вопросов, чем достоверных материалов.

Подводя итоги рассмотрению глобальных геолого-палеоэкологических обстановок, совершенно очевидным является выделение среди них ситуаций различного таксономического ранга, что показано на приводимой схеме. Единственным дополнительным комментарием, требующим некоторого пояснения, является подразделение безледных этапов на несколько типов. Первый из них - элементарное межледниковье. В этом отношении наиболее типичным примером является микулинское межледниковье, являющееся, по-существу, биологическим оптимумом. Исходя из существующих материалов данный оптимальный безледный этап был кратковременным, в котором изменения природных особенностей характеризуются определенной цикличностью, свойственной, как это принято у палинологов, для межледниковий. Еще одной важной особенностью подобного типа безледного этапа является чрезвычайно высокая динамичность природных процессов. В палеоэкологическом отношении интервалы, подобные микулинскому, можно с полным основанием отнести к рангу биологических оптимумов.

Достаточно широко в литературе о четвертичном периоде используется термин межстадиал. При этом межстадиалы могут быть подразделены на два типа. Первый из них - собственно межстадиал - интервал заметного улучшения климатических условий, что находит свое отражение в растительности покрова. При этом подразумевается, что ледниковый покров не исчезал полностью и не возникал зональный тип растительности. С другой стороны, понятие межстадиал нашло достаточно широкое использование для среднего вадаля, доста-

точно длительного этапа, продолжительностью около 50 тыс. лет, со сложной внутренней структурой с несколькими похолоданиями и потеплениями. Но, пожалуй, наиболее важной особенностью подобного типа интервалов является отсутствие ледниковых покровов даже в центре оледенений. Возможно, что для подобного типа безледных интервалов можно использовать новый термин редуцированной межледниковье или вернуться к старым представлениям А.И.Московитина о теплых и холодных ледниковьях.

Как ясно из изложенного, еще одним типом безледных интервалов являются интервалы подобные миндель-риссу с несколькими климатическими оптимумами, которые могут быть отнесены к рангу сложных или великих межледниковий, разделяющих ледниковые эпохи. Строго говоря, в палеоэкологическом отношении наверное стоит задуматься о введении для подобного безледного интервала какого-то иного термина.

Представляется очевидным, что данным рассмотрением не исчерпывается типизация безледных интервалов четвертичного периода. Это дело дальнейших исследований, являющихся достаточно перспективных для разработки фундаментальных основ современной экологии.

Региональные геолого-палеоэкологические системы.

Региональные геолого-палеоэкологические системы - это проявления глобальных геолого-палеоэкологических ситуаций в виде конкретных территориально-органических экосистем. Естественно, в первую очередь они связаны с отражением изменений климата как в широтном, так и меридиональном направлениях применительно к территории суши. В специальной статье настоящего сборника подобные события рассматриваются на примере севера аридной зоны в последние 10 000 лет.

В условиях ледникового климата, на первый взгляд, геолого-палеоэкологическая обстановка становилась более однородной. Это послужило основанием для создания концепции о перигляциальных зонах, которая получила достаточно выразительное палеоботаническое и фаунистическое обоснование с соответствующим фоном меняющихся во времени экзогенных геологических процессов. Тем не менее, с позиций рассматриваемых в предыдущем разделе, существующая в настоящее время концепция о перигляциальных зонах требует своего дальнейшего совершенствования. Более того, даже уже в рамках разработанной концепции, намечается несколько геолого-палеоэкологических систем, отличающихся по количественному соотношению экологически различных элементов. Так, например, установлено, что в Приазовье в составе

верхнепалеолитического комплекса крупных млекопитающих в непосредственно послемиккулинское время преобладали бизоны. На Среднем Доне в этом комплексе, по материалам археологических стоянок, состав комплекса существенно менялся в интервале времени 30-20 тыс. лет назад. В палеоботаническом плане по тем же районам также намечается более сложная пространственно-временная структура перигляциальных зон, чем это было принято ранее. Что касается безледных обстановок, то краткая типизация их была приведена выше. Единственное, что необходимо отметить, что широтная зональность растительности, в той или иной форме, оказывается для них более свойственной. В последнее время применительно к миккулинскому времени установлена существенная аридизация климата в юго-восточной части Русской равнины, совпадающая с климатическим оптимумом в более северных широтах. Это очень кратковременное геолого-палеоэкологическое событие, резко изменившее в целом палеоландшафтную обстановку можно рассматривать как одно из древних проявлений процесса опустынивания, таксономический ранг которого можно оценить как палеоэкологический кризис.

В плане детализации палеоэкологических событий в пределах региональных геолого-палеоэкологических систем естественно приходится обращать внимание на такие важные их элементы, как изменения в растительности, фауне и даже ритмике осадконакопления.

В этом отношении особое значение имеют, например, ритмика лесообразования, исчезновение верхнепалеолитического комплекса фауны крупных млекопитающих, в геологическом смысле почти мгновенная смена перигляциальной, почти гиперзональной, растительности на растительность, подчиненную широтной зональности и т.д. Учитывая все сказанное, важнейшими палеоэкологическими событиями могут быть природные кризисы или палеоэкологические оптимумы. Подобные палеоэкологические события оказываются свойственными не только для субарктической обстановки, но находят свое проявление в палеомаринологии шельфовых бассейнов. В качестве одного из примеров, существенный интерес представляет собой позднеледниковый этап Баренцева моря, бассейн которого отличался опресненностью, значительной мутностью, почти полным отсутствием морских организмов и т.д. Это был этап, по-существу, мертвого бассейна, который предшествовал становлению Баренцева моря, близкого по своим чертам к современной экосистеме акватории. Детали подобной геолого-палеоэкологической обстановки обсуждаются в специальной статье настоящего сборника.

В заключение настоящего раздела важно подчеркнуть, что имеющийся в настоящее время материал позволяет говорить о чрезвычайно высокой скорости региональных геолого-палеоэкологических систем четвертичного периода и в целом очень сложном процессе их эволюции. Особое значение в последнем приобретает геолого-палеоэкологические кризисные и оптимальные ситуации.

Локальные геолого-палеоэкологические явления.

Локальные геолого-палеоэкологические явления связаны своим появлением с существенными изменениями отдельных составляющих экосистем. Наиболее яркие проявления локальных геолого-палеоэкологических явлений могут быть обусловлены извержениями вулканов в наземной, подледной и подводной обстановках, землетрясениями, крупными обвалами и оползнями и т.д. Все перечисленное однозначно указывает на то, что, по крайней мере, часть локальных геолого-палеоэкологических явлений связана с катастрофическими природными процессами, которые могут быть вызваны как эндогенными, так и экзогенными процессами. Специально один из вариантов подобных локальных геолого-палеоэкологических обстановок, связанных с зоной активного вулканизма, рассматривается в статье Н.П.Кураленко. К рангу локальных геолого-палеоэкологических явлений относятся также такие важные события как кратковременные колебания уровней Каспия и Арала, наличие которых не учитывалось при хозяйственном освоении прибрежных районов и акватории в целом.

Заключение.

Предпринятый в настоящей статье анализ геолого-палеоэкологических событий четвертичного периода показал, что среди них можно выделить события или ситуации различного таксономического ранга, которые могут оказаться чрезвычайно актуальными для понимания многих проблем современной экологии и в особенности для прогнозирования общей направленности природного процесса. При этом, одной из важнейшей задач является создание классификации геолого-палеоэкологических событий четвертичного периода. Одна из первых попыток создания подобной типизации изложена в настоящей статье и последующих работах данного сборника.

Представленная типизация геолого-палеоэкологических событий, конечно, далека от своего совершенства. Тем не менее, уже на этой стадии исследований выяснилось, что наши знания в отношении ледниковых и безледных этапов нуждаются в дальнейшем уточнении. И особенно это касается безледных этапов, для которых традиционно используемое понятие межледниковых оказывается уже недос-

таточным. По-существу, это же можно говорить и о перигляциальной зоне материковых оледенений, которая может быть подразделена на несколько типов.

Дальнейшая разработка классификации геолого-палеоэкологических событий четвертичного периода является в целом чрезвычайно важной задачей и может явиться одной из фундаментальных основ современной теоретической экологии.

М.Н.Алексеев, А.А.Архангелов, И.В.Голубева, Л.Д.Сулержницкий

ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ СОБЫТИЙ НА ШЕЛЬФЕ И ВО ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗОНЕ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Комплексное изучение четвертичных отложений Центральной Якутии, побережья и островов моря Лаптевых позволило выделить и проследить на значительные расстояния маркирующие горизонты и провести палеоэкологическую интерпретацию отложений и процессов, отражающих сложную и своеобразную геологическую историю северной части Восточной Азии.

Четвертичные отложения палеошельфа моря Лаптевых были изучены в обнажениях на островах Анжу - Новая Сибирь, Фадеевском, Котельном, Земле Бунге (рис.1), в дельте р.Лены и на западном побережье бухты Буорхая. В прибрежных районах моря Лаптевых отложения плейстоцена и голоцена изучались на Восточном Таймыре, в бассейнах рек Лены и Кенгдей.

Волшшой объем работ был выполнен в Центральной Якутии в связи с подготовкой экскурсий XI конгресса Международного союза по изучению четвертичного периода (ИНКВА) и XXV Международного Геологического конгресса.

Четвертичные отложения островов Анжу

Сведения о четвертичных отложениях островов Анжу содержатся в работах В.Н.Сакса (1953), Д.А.Вольнова (1975), Г.В.Труфанова, К.Н.Велоусова и А.С.Вакуленко (1979), Г.В.Труфанова (1982). Ими впервые было проведено стратиграфическое расчленение четвертичных отложений. Более поздние работы (Макеев и др. 1985, Макеев и др. 1989, Молодьков и др. 1987, Алексеев et.al 1987) позволили получить новый материал, значительно дополняющий прежние представления.

Острова архипелага Анжу в тектоническом отношении расположены в области окраинно-материковых прогибов и впадин, выполненных отложениями кайнозойского возраста. С этими структурными элементами, как правило, выраженными в рельефе, связаны и наиболее полные разрезы четвертичных отложений, мощность которых местами превышает 50 м.

В основании сводного разреза позднего кайнозоя залегают морские, дельтовые, лагунные и озерные верхнеплиоценовые - нижнечет-

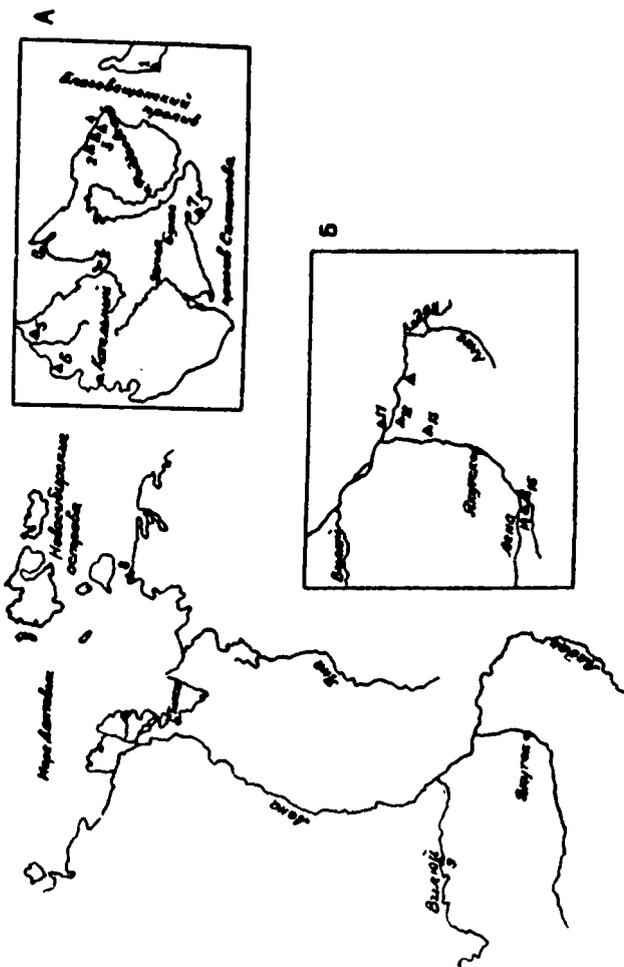


Рис. I. Расположение геологических разрезов: А - на Новосибирских островах; В - в Центральной Якутии.

Разрезы: 1 - Деревянные Горы, 2 - Район устья р.Канарчак, 3 - Устье р.Муоростах, 4 - Санта-Балаган, 5 - устье р.Решетниковой, 6 - метеостанция Толль, 7 - южный берег земли Вунге, 8 - Сятой Нос, 9 - Чебыдинский разрез, 10 - Тандинское обнажение, 11 - Чуйское обнажение, 12 - Дындальская скважина, 13 - Песчаная Гора, 14 - разрез Диринг-Дрях, 15 - Усть-Ботомское обнажение.

вертикальные песчано-алеуритовые серии канарчакской толщи. Они особенно широко распространены в северной части о.Фадеевского. В районе устья р.Канарчак они представлены ритмично переслаивающимися серыми алеуритами, тонкозернистыми песками, заиленными песками и алеуритами, реже серыми глинами. Слоистость всей толщи слабо волнистая или горизонтальная, контакты между отдельными прослоями часто неровные. В прослоях алеуритов наблюдаются многочисленные мелкие линзочки тонкозернистых желтовато-серых песков. Палеомагнитные исследования, выполненные М.А.Певзнером на наших образцах из верхней части (15) канарчакской толщи показали прямую полярность. Исходя из особенностей геологических соотношений с перекрывающимися отложениями верхнюю часть разреза канарчакской толщи можно отнести к палеомагнитной эпохе Брнес. Толща, как правило, слабо дислоцирована, образует пологие складки, в которых, по-видимому, унаследованно отражаются более древние кайнозойские тектонические структуры. На северном побережье о.Фадеевского, в районе устья рр. Муорустах и Санга-Балаган, интенсивность тектонических нарушений канарчакских отложений увеличивается, что, по-видимому, связано с активным развитием антиклинальных поднятий, в сводовых частях которых выходят песчаные отложения олигоцен-миоценовой нерпичинской свиты. В отложениях канарчакской свиты, в северной части о.Фадеевского, найдены раковины *Serripes groenlandicus*, *Tachyrhynchus crouvi* Coutouy и *Clinocardium ciliatum* (Fabr.) (Труфанов и др., 1979). Эти аркто-бореальные виды связаны, в основном, с тонкопесчанистыми прослоями, характерными для сублиторальной зоны шельфа.

В спорово-пыльцевых спектрах свиты основной фон образует пыльца трав и споры. Пыльца мелколиственных *Betula* и *Alnus*. встречается в небольшом количестве. Встреченная в этих же отложениях пыльца теплолюбивых древесных, вероятно, переотложена. Палинологические данные свидетельствуют о существовании на побережье и островной суше Восточной Арктики растительности типа кустарниковой тундры. Фауна моллюсков не позволяет сделать заключение о возрасте морских отложений канарчакской свиты, т.к. она характеризует широкий возрастной интервал от эоплейстоцена до современности.

Аналогичная обстановка выявлена авторами проведенных исследований на западном берегу о.Новая Сибирь. Здесь в верхней части обнажения "Деревянные горы" вскрывается пачка серовато-зеленых, серых и бурых алеуритов, в которых присутствуют редкие, почти горизонтальные прослои и линзы тонкозернистого песка. В алеуритах

наблюдаются мелкие железистые конкреции и корочки. В основании пачки залегает слой галечника и гравия с глинистым песком со следами выветривания. Подстилающие верхнемеловые отложения представляют собой цоколь древней террасы, которая сохранилась лишь в виде нескольких изолированных фрагментов в районе обнажения "Деревянные горы".

Разрез канарчакской свиты был изучен в ряде естественных обнажений на побережье р. Канарчак в 1,5 км выше впадения в море Лаптевых. Отложения этой свиты представлены чередованием алевритов, мелкозернистых песков, гиттий, в нижней части преобладают илы с прожилками и линзочками ископаемого льда. Все отложения сцементированы мерзлотой. Спорово-пыльцевая диаграмма этого разреза (рис. 2) дает представление о характере растительности во время формирования изученной части отложений свиты. Спектр нижней части разреза указывает на господство кустарниковой тундры с большим участием кустарниковых берез и ольховника. Единичные зерна хвойных несомненно занесены с материка. Выше наблюдается чередование ассоциаций, отражающих смену тундровой растительности и растительности типичной для кустарниковой тундры. В средней части разреза обнаружены остатки морских центрических диатомей. По заключению Е.И. Поляковой, их видовая индентификация невозможна ввиду плохой сохранности створок. Определены только *Fragalia sulcata* морской пелобентический сублиторальный вид, имеющий широкое стратиграфическое распространение. В нижней части разреза единично встречены створки морского неритического вида *Cocconeidiscus curvatus*, характерного для плиоцен-четвертичных отложений арктических и субарктических районов.

Подобная характеристика получена также из алевритов соседнего обнажения на о. Новая Сибирь, в котором состав спор и пыльцы отражает условия кустарниковой тундры с карликовой березкой и полярной ивой в сочетании с травянистыми и болотными ассоциациями.

Магнитостратиграфические исследования, выполненные на образцах из этого обнажения позволили установить обратную намагниченность, на общем фоне которой выделяется один короткий прямонамагниченный интервал. Соотношения с обнажениями залегающими стратиграфически выше, общая картина последовательности развития растительности в четвертичном разрезе островов Новая Сибирь и Фадеевского, а также палеомагнитные данные позволяют отнести рассматриваемые отложения к более низкой части канарчакской свиты, соответствующей зоне Матуйма, а короткий интервал прямой полярности пока условно

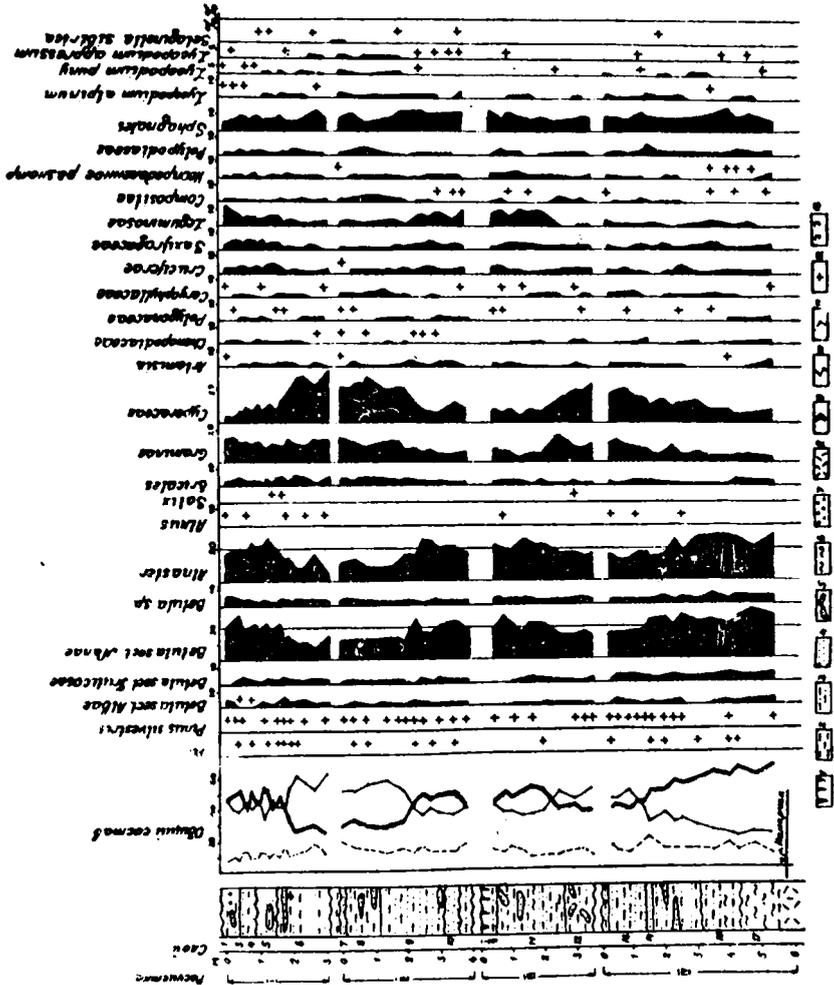


Рис. 2. Разрез и спорово-пыльцевая диаграмма верхней части каначакской толщи в районе устья р.Канарчак на о.Котельном. I - почва, 2 - глина, 3 - алевроит, 4 - песок, 5 - включения торфа, 6 - ил, 7 - галька, 8 - сильно льдистые илы, 9 - пыльца кустарников, 10 - пыльца трав, 11 - споры, 12 - единичные зерна, 13 - раковины моллюсков.

идентифицировать как эпизод Харамильо. На восточном берегу о. Фадеевского у м. Песцового из толщи заиленного алевроита, в основании разреза была определена фауна морских остракод.

По данным Г. В. Труфанова и др. (1979) в канарчакских отложениях установлен комплекс диатомей, в составе которого кроме четвертичных заметную роль играют, характерные для неогена виды - *Melosira areolata* Moiss., *M. praedistans* Jouse, *M. praegraculata* f. *curvata* Jouse, *Thalassiosira zabelinae* Jouse, *Tetricuclus ellipticus* var. *Lancea* f. *subrostrata* Hust. и др. Нельзя исключить возможность переотложения неогеновых диатомовых. В разрезах скважины о. Н. Сибирь о осадках канарчакской толщи обнаружены остракоды *Lymnocythere ornata* (распространенная в нижнеплиоценовых-нижне-четвертичных отложениях Западной Сибири) и *Sandonella subellipsoidea*, характерная для позднеплиоценовых и четвертичных отложений.

На о. Котельном, в основании разреза морской толщи, относящейся, вероятно, к верхней части канарчакской свиты В. М. Накевым были собраны остатки раковин арктических моллюсков. Методом ЭПР для них была получена дата 550 000 лет (Молодыхов, устное сообщение). Если дата корректна, то эта часть разреза канарчакской свиты может сопоставляться с мучканскими межледниковыми слоями Русской равнины и Фердинандовым Польши.

Отложения канарчакской свиты на Новосибирских островах образуют сплошные обширные поля. Ритмичное переслаивание и линзовидное замещение серых алевроитов, тонких песков, илов с прослоями мелкого растительного детрита позволяет заключить, что формирование толщи канарчакских осадков проходило в условиях мелкого моря; отсутствие в них криогенных нарушений сингенетического типа свидетельствует об относительно непрерывной седиментации.

Преобладающий алевроитовый состав осадков канарчакской свиты, установленный во мно. лх разрезах, арктический комплекс моллюсков и полинологические данные, а также криолитологическая характеристика нижнечетвертичных отложений на побережье материка свидетельствует о том, что формирование шельфовых осадков канарчакской свиты происходило за счет континентальных едомных отложений их перемежа и переотложения в обстановке мелководного моря и климате близком к современному.

Обстановка шельфовой морской седиментации в конце раннего или в среднем плейстоцене прерывалась и на осушенном пространстве развивались эрозионные процессы, процессы субаквальной и субэвальной седиментации. Показательным в этом отношении является

разрез на северном берегу о.Фадеевского между устьями ручьев Канарчак и Муорустах, где видны ясные следы эрозионных врезов в ритмично-слоистые морские отложения канарчакской толщи. В одном из таких врезов в пачке песчано-алевритовых осадков озерного или слабoproточного водоема собраны раковины *Sphaerium* sp., причем часть их находилась в прижизненном положении.

Судя по геологическому взаимоотношению и присутствию достаточно ярких следов криогенных процессов, эти осадки моложе мелководных морских нижнечетвертичных канарчакских отложений, в которых сингенетические криогенные текстуры отсутствуют. Отложения, выполняющие эрозионные формы преимущественно континентальные - озерные, аллювиальные, солифлюкционные, эоловые и, возможно, лагунные образования.

Отложения, связанные с древним эрозионным рельефом, выработанным в канарчакской толще, вероятно относятся к среднему плейстоцену. Они несомненно древнее позднеплейстоценовых образований, участвовавших в строении более молодых форм рельефа. Можно предположить, что в среднем плейстоцене в районе островной суши моря Лаптевых базис эрозии находился значительно ниже современного, а существующее ныне мелководье, окружающее острова представляло собой сушу. В пределах этой суши широкое развитие получили процессы, характерные для перигляциальной (по отношению к огромному оледенению центральной части Ледовитого океана) области: шло формирование криогенных сильно льдистых алевритовых серий, ледяных кил, следы которых сохранились в виде псевдоморфоз, трещинных текстур, измененных сплошь и рядом более поздними наложенными процессами криогенеза. С отложениями среднего плейстоцена связаны находки остатков фауны млекопитающих с *Mammuthus primigenius* раннего типа и пыльцы растений тундровых ландшафтов. Исследования, выполненные в разных районах на островах Котельном, Фадеевском, Новая Сибирь и Земле Бунге не дали практически никакого достоверного материала, подтверждающего развитие оледенения на островной суши и осушенном шельфе морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. В течение среднего плейстоцена (и в позднем плейстоцене) при снижении температур усиливался ледовый режим плавающего льда во внешней части шельфа. Очевидно море трансгрессировало до северных окраин островов архипелага Анжу. Плавающим льдом переносился и стовальдовался здесь крупнообломочный материал, состоящий по составу из флувиальных и ледниковых пород островов Анжу и Де Лонга.

Внутренний шельф островов представлен отложениями островной суши.

серией морских и аллювиальных осадков. В нижней части разреза выделяются морские отложения террасы, возраст которой определяется казанцевским временем. Песчаные серии, соответствующие казанцевской трансгрессии, образуют покров на поверхности морской террасы, высота ее составляет 8-10 м над современным уровнем моря. Терраса имеет достаточно широкое распространение. Она хорошо выражена на островах Новая Сибирь, Фадеевском и Котельном, но морские отложения с фауной моллюсков сохранились на ее поверхности, главным образом, в устьевых частях речных долин. На о. Котельном в районе устья р. Решетниковой на западном берегу одноименной бухты отложения едомы залегают на размывтой поверхности казанцевской террасы. Сводный разрез верхнеплейстоценовых отложений и результаты палинологического изучения (рис. 3) свидетельствуют о неоднократной смене условий осадконакопления, смене растительности и климата. Верхняя часть разреза (толща I) - суглинисто-супесчаные образования с включениями торфа вскрываются в крутых склонах байджарахов. Это типично едомые отложения сильно льдистые суглинки и супеси с мелкими растительными остатками, килами льда, проникающими на всю мощность (4-5 м) толщи. В верхней и средней частях разрезов байджарахов собраны костные остатки леммингов. В составе спорово-пыльцевых спектров едомы господствует пыльца травянистых растений при сравнительно малом участии пыльцы кустарников и спор. В составе травянистых очень много пыльцы злаков, крестоцветных, камнеломок, гвоздичных. Присутствует пыльца полыни, лебедовых, единичные пыльцевые зерна *Oxuria digyna* (L.) Hill., споры *Selaginella sibirica* (Milde) Hieron. Спорово-пыльцевой спектр и криолитогенный тип отложений верхней толщи свидетельствуют, что во время ее формирования существовала экстремальная перигляциальная обстановка.

Едомая толща приклонена к песчаным отложениям морской казанцевской террасы: в средней части разреза террасы выделяется слой с многочисленными обломками веток кустарников, мелкими включениями торфа и скоплениями растительного детрита. В песчаных отложениях наблюдается тонкая слоистость, образованная горизонтальным чередованием и хорошо промытых песков и песков со следами заиления. Из песчаных отложений верхней части морской толщи толща II собраны раковины, принадлежащие по определению О. М. Петрова *Hiatella arctica* (Linne), *Astarte (Tridonta) borealis* (Schumacher) и *Sipho bogatus* Murch. Все эти виды относятся к формам, живущим в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском и в настоящее время.

Рис. 3. А - разрез и спорово-пыльцевая диаграмма верхнечетвертичных отложений у устья р.Решетниковой на о.Котельном. В - соотношение морских террас и едомы у устья р.Решетниковой.

I - песок с гальков, 2 - песок, 3 - алеврит, 4 - ил, 5 - мелкие остатки растений, 6 - обломки веток кустарников, 7 - ледяные жилы, 8 - раковины моллюсков, 9 - кости млекопитающих; спорово-пыльцевая диаграмма: I0 - пыльца кустарников и деревьев, II - пыльца трав, I2 - споры, I3 - единичные пыльцевые зерна;
I - лдястые алевриты едомы, II - песчаные отложения с раковинами морских моллюсков, III - песчаная толща с остатками трав и кустарников.

В песчаных отложениях верхней части морской толщи (П) установлен палинологический комплекс, в котором в значительном количестве присутствует пыльца кустарников: *Betula sect. Nanae* (21-25%). В *sect. Fruticosae* - 1-3%, *Alnaster* - 20-25%.

Во время формирования этих отложений широкое распространение на островной суше получила растительность, характерная для кустарниковой тундры.

Нижняя часть разреза террасы (толща Ш) представлена слоистыми песками с детритом, мелкими обломками кустарников и включениями переотложенного торфа. В палинологических спектрах из этих отложений преобладает пыльца кустарников (*Ericales* до 37%) и травянистых растений. Участие пыльцы кустарников (*Betula sect. Nanae* *Alnaster*) также значительно (от 26 до 42%). В составе трав, кроме пыльцы злаков, осок, разнотравья, присутствует пыльца полинии (до 6%) и лебедовых (1-2%). Присутствие пыльцевых зерен *Myriophyllum* *Thypha* свидетельствует о наличии открытых водоемов. В толще Ш можно выделить фазу травянистых болотистых тундр в самой нижней части разреза и фазу кустарниковой тундры, соответствующую части разреза с отдельными макроостатками кустарниковой растительности.

Таким образом, данные спорово-пыльцевого анализа и остатки кустарников указывают на широкое распространение в пределах островной суши растительных сообществ, характерных для кустарниковой тундры. Следовательно, климат времени казанцевской трансгрессии был значительно теплее современного. Диагностические признаки выделения отложений казанцевского горизонта в Восточной Арктике могут широко использоваться для целей дальнейшей корреляции.

Стратиграфически выше казанцевских отложений располагаются покровные отложения едомы (рис. 3) и аллювиальные отложения таких крупных рек, как Решетникова и Балыктах (о.Котельный). В настоящее время можно с определенной уверенностью выделить каргинские и сарганские отложения.

Каргинские отложения выявлены в разрезах покровных отложений едомы и в песчаных мелководных морских лагунных и пляжевых отложениях на западном побережье о.Котельного (Рис. 4). В средней части песчаных отложений террасы И.М.Хоревой определены бентосные фораминиферы *Elphidium*, указывающие на морской генезис вмещающей толщи. Из нижней части песчаных отложений для образца, взятого из скопления растительных остатков, получена радиоуглеродная дата 400 ± 500 лет (ГИИ 3524). По данным спорово-пыльцевого анализа несколько об-

разцов из этой толщи установлено преобладание пыльцы травянистых растений и значительное участие пыльцы *Ericales* (до 10%), кустарников *Betula sect. Nanae* (до 24%) и *Alnaster* (до 11%). Вероятно можно, с известной условностью, считать, что эта часть разре-засоответствует малохетскому потеплению каргинского времени. Обнажение, из которого на о.Котельном изучена пыльца и получена радиоуглеродная дата находится в краевой части поднятого блока. К западу от него, отделенный разлом, располагается грабен пролива "Заря" (Геологическое строение СССР..., 1984). Хорошо выраженные в рельефе структуры, свидетельствуют о том, что тектонические движения, участвующие в оформлении рельефа, были достаточно активны в позднем плейстоцене и голоцене. С ними связано несколько необычное положение датированного каргинским временем слоя на высоте 2,5-3,0 м над уровнем моря. Как известно, внутривюрмская (каргинская) терраса и соответствующие морские отложения обычно находятся ниже современного уровня моря. Из прослоев торфа, вскрывающихся в едомных отложениях о.Котельного, получены также радиоуглеродные даты 35 390±580 (?) и 28 640±700 лет (Макаев, Арсланов и др., 1985). В едомных супесях и суглинках в большом количестве встречаются костные остатки, иногда с сохранившимися в мерзлоте мягкими тканями *Mammuthus primigenius* Bu..., *Equus caballus*, *Capreolus tarandus*, *Bison priscus* Woj. *Ovibos* sp. а также многочисленные остатки леммингов.

В отложениях едомы на севере о.Фаддеевского найдены обломки и сохранившиеся целые бивни *Mammuthus primigenius*. Радиоуглеродные определения двух образцов бивней дали близкие даты: 26000±200 (ГИИ-4710) и 29100±1000 (ГИИ-4711). Формирование отложений, заключающих эти остатки таким образом относится к до-сартанскому времени. Из более поздних отложений едомы по обломку кости оленя получена дата 25500±200 (ГИИ-4710 бис).

Данные палинологических определений из нескольких разрезов едомы свидетельствуют о широком распространении во время формирования едомных отложений растительности, типичной для северной арктической тундры. Такие растительные ассоциации особенно типичны для тех интервалов разрезов, которые относятся ко времени сартанского оледенения. Именно в это время формируются наиболее крупные жилы льда. Обширная регрессия, в процессе которой море отошло далеко к северу, привела к резкому изменению климата и всей природной обстановки. Почти вся восточно-арктическая область развивалась в обстановке сурового резкоконтинентального климата перигляциального типа. Известно, что подводные продолжения долин крупных рек

Восточной Сибири прослеживаются, по крайней мере, до глубины 50 м. Следовательно, Ляховские острова, острова Анжу, о. Беннетта и о. Жохова представляли собой часть осушенного шельфа на севере Азии. Площадь, занятая Ледовитым океаном, в это время была значительно меньше, ледовитость возрастала, усиливалась общая картина антициклональной циркуляции атмосферы. Палеогеографическая, и прежде всего климатическая обстановка, сложившаяся в конце позднего плейстоцена на осушенном Восточно-Арктическом шельфе оказала существенное влияние на формирование ландшафтных систем и осадков на обширных пространствах Восточной Сибири. В условиях холодного и сухого климата идет интенсивное образование покровных суглинисто-песчаных толщ и жильных льдов. Криогенные процессы распространяются далеко к югу вплоть до Монголии и долины нижнего течения р. Амур (Алексеев, 1978).

Плиоценовые и четвертичные отложения севера Восточной Сибири.

Плиоценовые и четвертичные отложения Восточной Сибири изучались большим коллективом исследователей в ходе подготовки научных экскурсий к XI конгрессу Международного союза по изучению четвертичного периода (ИНКВА), XXII сессии Международного геологического конгресса, а также Международного симпозиума "Четвертичная стратиграфия и события Евразии". В результате исследований были получены новые материалы, позволяющие значительно расширить возможности стратиграфических сопоставлений, палеогеографических и палеоэкологических реконструкций.

Верхнеплиоценовые отложения Центральной Якутии были изучены в ряде обнажений и по кернам скважин. В Чуйском обнажении на правом берегу р. Алдан, в 35 км от ее устья отложения этого возраста вскрываются в основании мощной толщи позднекайнозойских осадков. Они представлены желтыми и черными аллювиальными песками, заключающими скопления fossilized растительного детрита с шишками *Pinus spinosa* Nerbst., *Picea* sp. и эндокарпиями *Juglans jakutica* Dorof. В палинологическом комплексе преобладает пыльца *Pinus*, *Betula*, *Alnus* и в меньшем количестве *Picea*, *Tsuga*, *Abies*, *Larix*, *Juglans*. Единичная пыльца *Sequoia*, *Taxodiaceae-Cupressaceae* очевидно переотложена из подстилающих отложений. Пыльца темофильных покрытосеменных (до 9%), представлена *Myrica*, *Carya*, *Corylus*, *Carpinus*, *Fagus*, *Quercus*, *Ulmus*, *Zelkova*, *Ilex*, *Tilia*, *Fraxinus*, *Pterocarya*, по-видимому, относится к палинокомплексу, характеризующему растительность миоцена и переотложена из более

древних толщ. Возможность переотложения пылицы из более древних аллювиальных отложений, наполняющих Нижне-Алданскую впадину не вызывает сомнений, поскольку формирование мощного разреза аллювия в центральной части впадины происходило за счет ближнего перемыва материала из подстилающих аллювиальных серий. В составе спорово-пыльцевого комплекса из этой толщи присутствует также пыльца трав *Sparganiaceae*, *Gramineae*, *Polygonaceae* и др., а также споры *Polypodiaceae*, *Sphagnum*, *Lycoperidium*, *Osmunda*.

Вопросы, связанные с определением возраста нижней части песчаной толщи Чуйского обнажения, имеют принципиальное значение. Эта толща, выделяемая нами в самостоятельную дыгдальскую свиту, находится в центральной части Нижне-Алданской впадины. Определение возраста дыгдальской свиты позволит установить верхний предел накопления мощного верхнекайнозойского аллювия и определить время завершения процессов активного прогибания этой крупной структуры.

Автор настоящей работы считает возможным отнесение дыгдальской свиты к плиоцену. Во вскрытой выше уреза реки песчаной толще трижды меняется палеомагнитная полярность. Верхняя 10-метровая часть толщи прямонамагничена, ниже в таких же песках зафиксирована обратная полярность с коротким прямонамагниченным эпизодом. С учётом палеоботанических данных и соотношения с перекрывающими отложениями и подстилающей толщей палеомагнитная инверсия нами интерпретируется как инверсия Гаусс/Гильберт. При этом имеется в виду, что выше зоны Гаусс в Чуйском обнажении зона Матуяма, внутри которой проводится граница между плиоценом и четвертичной системой еще выше зона Брюнес, для идентификации которой имеется достаточно надежный геологический контроль.

Стратиграфически выше в разрезах Нижне-Алданской впадины, в долине среднего течения р. Лены, а также в бассейне р. Колымы выделены отложения, относящиеся к позднему плиоцену-эоплейстоцену. Они обратно намагниченны, перекрываются отложениями плейстоцена, охарактеризованными палеонтологическим и палеоботаническим материалом и имеющими прямую полярность палеомагнитной эпохи Брюнес.

Приоценовые и эоплейстоценовые отложения, относящиеся к эпохе Матуяма — это типично аллювиальные отложения, заключающие почти повсеместно песчано-галечниковые серии с большим количеством валунов и свидетельствующие о широком развитии эрозионных процессов. В Чуйском обнажении из этих отложений получен палинокомплекс, в котором доминирует пыльца древесных пород *Larix*, *Picea*, *Pinus*, *Betula*, *Alnus*, *Saxif.*

присутствует пыльца травянистых растений *Сyperaceae*, *Compositae*, *Artemisia*

Важным маркирующим уровнем является граница эоплейстоцена и плейстоцена. В аллювиальной толще, вскрывающейся в нижней части Тандинского обнажения (на левом берегу р.Алдан, в 130 км от устья) в 50-60-е годы была собрана раннечетвертичная фауна млекопитающих выделенная Э.А.Вангенгейм (1977) в качестве самостоятельной, характерной для Восточной Сибири алданской фауны. В этих же отложениях обнаружены шишки *Larix cf. olgensis* A.Henry, *L. sibirica* L. db., *L. dahurica* subsp. *sajanderi* (Mayr.) и определен спорово-пыльцевой спектр, в котором доминирует пыльца древесных *Betula*, *Pinus*, при незначительном содержании трав, а также спор.

Палеомагнитными исследованиями в разрезе Тандинского обнажения зафиксирована смена обратной полярности на прямую. С учетом геологических соотношений и биостратиграфических данных, выявленная смена полярности, интерпретируется как переход от эпохи Матуяма к эпохе Брунес. Это означает, что аллювий с алданской фауной может быть датирован или самым концом эоплейстоцена, или началом раннего плейстоцена. Близкая по возрасту аллювиальная толща выделена также на цоколе IV террасы р.Вилюя (Алексеев, 1978), где установлена смена обратной намагниченности на прямую. С аллювиальными отложениями этой террасы Вилюя связаны находки *Mammuthus trogontheri trogontherii* Pohl., *Alces latifrons* (Johns), *Diceroshinus kirchbergensis* (Joeg) и *Equus cf. mosbachensis*. Фауна млекопитающих и палеоботанические данные свидетельствуют об умеренном климате, в котором формировались вмещающие отложения.

Отложения среднего плейстоцена в Центральной Якутии подразделяются на два горизонта: нижний и верхний^Х). С нижним (Тандинское обнажение на р.Алдан) связаны остатки *Mammuthus trogontherii chovavicus* Dubrovo, *Alces* sp., *Bison prisus* Voj., *Equus* sp., *Dicrostonyx cf. simplicior* Feif. Из отложений, заключающих остатки млекопитающих, определены шишки *Larix* sp., *Picea* sp. и семена *Cyperaceae*, *Ceratophyllum* sp., *Cicuta virosa* L., *Polygonum* L., *Potamogeton* sp.

На основании фаунистического и флористического материалов, а также геологических соотношений, толща датируется началом средне-

^Х Верхний горизонт среднего плейстоцена в настоящей работе принимается в объеме, соответствующем самаровской, ширтинской и тазовской свитам стратиграфической схемы для Центральной Якутии.

го плейстоцена. В верхней ее части наблюдаются земляные жилы, заполнения, образовавшиеся, видимо, во время самаровского оледенения среднего плейстоцена.

К нижнему горизонту среднего плейстоцена относится аллювий бестяхской свиты. В разрезе свиты (Усть-Ботомское обнажение на р. Лене) определены два палинокомплекса. В верхнем преобладает пыльца трав *Cyperaceae* при участии *Artemisia*, *Urticaceae*. Среди спор доминируют *Spores*. Подчиненное значение имеет пыльца древесных *Pinus*, *Larix*, *Alnus*. В палинокомплексе из нижней части толщ участие пыльцы древесных растений повышается, при этом сокращается количество пыльцы трав.

Озерно-аллювиальные отложения, относящиеся к верхнему (самаровскому-тазовскому) горизонту среднего плейстоцена, выделяются в сложном разрезе бестяхской террасы. Из этой толщ происходят остатки *Mammuthus* sp., *Coelodonta antiquitatis* Blum., *Bison primus* Woj., *Ovis nivicola* Esch., *Ranpifer tarandus* L. Эта фауна, а также палинологические данные свидетельствуют о тундровых или тундро-таежных ландшафтах, распространенных в позднем среднем плейстоцене в Центральной Якутии.

Ледниковый комплекс отложений, относящихся к верхнему горизонту среднего плейстоцена, выделен в предгорьях Верхоянья и в нижнем течении р. Айдан. О масштабах среднечетвертичного горного оледенения можно судить по мощным (свыше 50 м) заполнениям моренным материалом впадин доледникового рельефа в предгорьях Верхоянского хребта, хорошо выраженному поясу морен и широкому шлейфу флювиогляциальных отложений в северной части Нижне-Айданской впадины и на восточном крыле Приверхоянского прогиба. В среднем плейстоцене в Восточной Сибири крупным центром оледенения, кроме Верхоянского был также центр Байкало-Патомский. От этого центра к северу по долине р. Лены прослеживается широкая полоса флювиогляциальных и флювиальных песчаных накоплений, в значительной своей части переработанных и перестроенных более поздними процессами. Стратиграфическое положение этих толщ определяется соотношением их с перекрывающимися отложениями казанцевского межледниковья и подстилающими более древним среднеплейстоценовым аллювием бестяхской свиты.

В перигляциальной области Восточной Сибири вторая половина среднего плейстоцена отмечена крупным геологическим широкомасштабным явлением - началом формирования покровных суглинисто-песчаных толщ на террасах рек и на водоразделах. На Северо-Востоке СССР и в Восточной Арктике эти толщ известны под названием едомы. Гео-

логический возраст отложений едому является до сих пор предметом дискуссий. Авторы настоящей работы придерживаются точки зрения, согласно которой покровные полигенетические отложения, скованные мерзлотой и заключающие ледяные жилы (значительная часть среднеплейстоценовых ледяных жил вытягла в верхнем плейстоцене и голоцене, а следы их сохранились лишь в виде псевдоморфоз) появились в Восточной Сибири, по крайней мере, в среднем плейстоцене, а в Арктической области значительно раньше. Эти отложения были сформированы в условиях холодного сухого климата. Их мощность варьирует, но замечено, что наиболее мощные толщи находятся, как правило, вблизи отложений ледникового происхождения, образуя своеобразное обрамление по периферии области развития среднеплейстоценовых морен и флювиогляциальных образований. Очень мощные покровные отложения развиты в центральной части Вилюйской впадины, на территории Колымской низменности и в ряде северных районов Восточной Сибири.

Формирование покровных отложений или отложений едому неразрывно связано с усилением процессов промерзания, образованием обширных пространств, лишенных почвенного покрова, активного разрушения дочетвертичных и нижнечетвертичных отложений, частичного перемещения материала по склонам, переноса ветром и водой.

Отложения верхнего плейстоцена Центральной Якутии подразделяются на несколько горизонтов с характерными для них био-, климатостратиграфическими и криолитологическими особенностями. В результате исследований последних лет впервые в основании разреза верхнего плейстоцена обоснованно выделен горизонт, соответствующий казанцевскому межледниковью.

В низовьях Адана (Чуйское обнажение), в среднем течении Лены и низовьях Вилюя озерные и аллювиальные пески и супеси часто с торфяниками и почвами включают пыльцу, указывающую на распространение в начале верхнего плейстоцена растительности, в составе которой значительное участие принимали древесные породы. В разрезе верхнечетвертичных отложений Чуйского обнажения выделена толща озерных отложений, в которых отсутствуют следы криогенных нарушений. Спорово-пыльцевой анализ образцов нижней части этой толщи свидетельствует, что во время ее формирования произрастали хвойные леса с участием кедра. В настоящее время лесная растительность такого типа характерна для более южных районов Восточной Сибири. На общем фоне прямой полярности палеомагнитной эпохи Бронес, в этом интервале разреза выделяется эпизод обратной намагниченности; он

интерпретируется как эпизод Блейк (II0-IIБ т.л.). Таким образом, рассмотренная толща несомненно относится ко времени казанцевского (микулинского) межледниковья. В Чуйском обнажении они подстилается флювиогляциальными отложениями среднего плейстоцена, верхняя часть которых сильно нарушена мерзлотой, и перекрываются супесчаными полигенетическими покровными отложениями зрянского времени. В отложениях казанцевского межледниковья в Центральной Якутии выделяется несколько палинологических фаз, характеризующих различную растительность. В озерных отложениях Чуйского разреза выше фазы с кедром выделяется фаза, свидетельствующая о похолодании. Отложения, относящиеся к началу позднего плейстоцена установлены по палинологическим данным и геологическим соотношениям в песчаных отложениях в Усть-Ботомском обнажении и в обнажении Песчаная Гора в долине р. Лены, а также в торфянике казанцевского возраста, в основании покровной толщи Чебыдинского обнажения на р. Вилюе (Алексеев, 1978).

Отложения казанцевского горизонта перекрываются осадками различного генезиса: моренами, флювиогляциальными, озерными, полигенетическими покровными толщами. Несомненно, большую роль в накоплении суглинисто-супесчаных отложений играли процессы переноса мелкозема ветром, о чем свидетельствуют также многочисленные ветрограники, встреченные на разных стратиграфических уровнях, но особенно характерные для перигляциальных условий второй половины позднего плейстоцена.

Стратиграфически выше казанцевского горизонта в Центральной Якутии выделяются толщи суглинков и супесей зрянского времени. В Верхоянской горной области широко распространены морены верхнеплейстоценового оледенения, причем выделяется несколько конечноледниковых образований, отмечающих стадийное развитие оледенения. В перигляциальной области на речных террасах и водоразделах покровные отложения содержат яркие следы криогенных нарушений и многочисленные остатки мамонтовой фауны. Обычно в средней части покровных отложений выделяется горизонт с ископаемой древесиной, со следами термокарстовых процессов. Радиоуглеродные даты, полученные из типовых разрезов с Вилюя, Алдана и Колымы свидетельствуют о каргинском возрасте этих образований. Горизонт с древесиной и следами термокарста перекрывается суглинисто-супесчаными отложениями, содержащими ледяные жилы, псевдоморфозы по ним и текстуры инволюционного типа. Спорово-пыльцевые спектры из этих отложений

указывают на произрастание в конце позднего плейстоцена растительности тундрового и лесотундрового типа. Радиоуглеродные даты, остатки фауны млекопитающих (*Dammithus prisigenius*) позднего типа и др.), палинологический материал и геологическое положение дают основание отнести эти толщи к сартанскому времени. Ледниковые образования сартанского оледенения в Верхоянье выражены в виде моренных гряд, приуроченных к долинам и поднятиям, холмистым участкам внутригорной области.

Корреляция четвертичных событий и отложений.

При сопоставлении четвертичных отложений Восточной Арктики и внутриконтинентальной области Восточной Сибири обнаруживается отчетливо выраженная зональность. Выявляется различие в характере отложений, криогенных образований, спорово-пыльцевых спектрах, сообществах фауны млекопитающих. Это естественно создает определенные трудности для корреляции. Тем не менее применение возможно широкого комплекса методов изучения и стратиграфической четвертичных отложений позволяет считать реальным выполнение этой задачи.

Вопрос о границе между плиоценом и четвертичной системой, несмотря на проведенный значительный объем исследований пока остается открытым. Но имеется возможность выделить толщи, внутри которых, по нашему мнению, эта граница может быть установлена.

В Центральной Якутии маркирующий границу палеомагнитный эпизод Олдувей эпохи обратной полярности Матуяма, по нашим представлениям, может быть установлен в обратномагнитической аллювиальной толще, которая в Чуйском обнажении подстилает серию осадков среднего и верхнего плиоцена (Алексеев и др., 1982). В долине среднего течения р. Лены граница может быть определена в аллювиальных отложениях Тустакской террасы, разрез которой изучается в настоящее время в связи с открытием нового древнейшего палеолитического местонахождения Диринг-Дрях.

На Новосибирских островах граница между неогеном и четвертичной системой должна быть найдена в алевроит-песчаных отложениях канарчакской свиты. Установлено, что пряномагнитическая верхняя ее часть относится к эпохе Бронес и датируется нижним плейстоценом. Необходимо детально изучить более низкие горизонты свиты. Особенно важно определить смену растительности от умеренно-холодных сообществ, характерных для позднего плиоцена к арктической растительности, типа кустарниковой тундры, как это было установлено на о. Новая Сибирь.

Ю. А. Лаврушин

ПРОЯВЛЕНИЯ АВТОКИНЕТИЧЕСКОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В
КОНТИНЕНТАЛЬНОМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ЕГО ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ
РЕКОНСТРУКЦИИ ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИХ
ОБСТАНОВОК.

Процессы осадконакопления играют значительную роль в реконструкции палеоэкологических обстановок, поскольку ими обуславливаются многие особенности существования биоты. В этом отношении при раскрытии главнейших черт палеоэкологических обстановок антропогена выявилась настоятельная необходимость в ряде случаев заново проанализировать особенности осадконакопления в континентальном плейстоцене, поскольку с некоторыми из них оказываются связанными определенная ритмичность проявления природных процессов, имеющих различный таксономический ранг.

В настоящей статье главное внимание сосредоточено на очень мало разработанных проблемах осадконакопления, свойственных комплексу континентальных образований, связанных с автокинетическими потоками. В этом отношении данную работу следует рассматривать лишь как постановочную, основные идеи которой требуют дальнейшей разработки. Последняя чрезвычайно важна, как для совершенствования учения о генетических типах континентальных отложений, в котором не учтены эти моменты, так и для понимания общего фона геолого-палеоэкологических обстановок.

В последние десятилетия установлена значительная роль отложенных автокинетических потоков в строении различного типа осадочно-породных бассейнов. Особенно грандиозный масштаб отложения автокинетических потоков имеют в океанах и морях, в связи с чем было введено даже специальное понятие лавинная седиментация (Лисицын, 1968). Главнейшими ее особенностями являются необычно высокая скорость накопления осадков, связанная с ведущей ролью в их формировании различного типа автокинетических потоков, предопределенность для широкого их распространения тектонических условий, длительность и цикличность осадочного процесса, связанные с глобальными изменениями уровня Мирового океана различного таксономического ранга, обусловленные как геодинамическими, так и климатическими факторами. Поскольку главным агентом перемещения осадочного вещества является гравитация, поэтому все отложения автокинетических потоков А. П. Лисицыным были названы гравититами, кото-

рые по реологическим свойствам, механизму влечения и текстурам были подразделены на 4 класса: потоки без нарушения сплошности (обвалы, оползни) или с частичными ее нарушениями, потоки разжиженного осадочного материала (пастообразные) с ламинарным течением (дебриты, зерновые потоки, осадки потоков илистого материала), турбулентные мутьевые потоки (турбидиты) и конгуриты.

Позднее С.И.Романовский (1988) в развитие идей А.П.Лисицына, опубликованных ранее, счел возможным выделить суспензионно-поточный аклиматический тип литогенеза. С этим литогенезом по С.И.Романовскому связано образование различных литологических модификаций флиша, отложений нижней (морской) молассы и аспидные толщи.

Как ясно из приведенных принципиальных положений двух фундаментальных исследований, распространенность отложений автокинетических потоков ограничивается, по-существу, океанами и морями. Вместе с тем, имеющийся материал показывает, что процессы осадконакопления, связанные с автокинетическими потоками достаточно широко распространены на суше, являющейся в широком смысле областью мобилизации вещества, поставляемого в конечные водоемы стока - океан и моря. Именно поэтому они представляют интерес с позиции разработки общей теории седиментогенеза. Главнейшей особенностью автокинетических процессов является перенос и аккумуляция материала в ходе пластического, вязкотекучего или жидкотекучего течения. Это весьма специфические процессы. Они принципиально отличаются от привычных осадочных процессов и поэтому представляется возможным выделить их в особый тип осадконакопления, который может быть назван автокинетическим. Проявления автокинетического осадконакопления достаточно широко распространены в континентальных отложениях. При этом часть из них оказывается непосредственно связанной с этим типом седиментогенеза, а в ряде других континентальных осадков он проявляется лишь частично, только при достижении определенных условий. Настоящая статья посвящена рассмотрению некоторых особенностей проявления процессов автокинетического осадконакопления на суше, что влечет за собой переосмысление многих традиционных геолого-литологических представлений континентального седиментогенеза. Определенная ограниченность ее содержания связана с тем, что внимание сосредоточено на отложениях лишь четвертичного возраста.

Проявления пластического течения в континентальных четвертичных отложениях.

Наиболее типично в полном виде проявления пластического течения нашли свое отражение в строении донных морен (Лаврушин, 1976). Как известно, это связано с физическими свойствами льда, который при определенных мощностях и градиентах давления обладает пластичностью. Формирование донных морен непосредственно в ходе послонно-пластического течения льда происходит в основании движущегося ледникового покрова. Геологическими признаками этого процесса являются комплекс соответствующих гляциодинамических текстур, ориентировка всего гранулометрического спектра обломочного материала, контактово-динамические зоны и т.д. Все эти явления неоднократно описывались в литературе и поэтому в настоящей статье мы считаем возможным ограничиваться лишь констатацией широкого распространения подобного типа осадочного процесса и связью его с ледниковой обстановкой. Единственное, что необходимо отметить, это особое положение процесса формирования донных морен, которые занимают промежуточное положение между нормальными осадочными и метаморфическими породами (Лаврушин, 1975).

Во внеледниковой обстановке также распространены отложения с характерными следами проявления пластического течения, в ходе которого происходит формирование вновь образованных осадков. В этом отношении можно сослаться на недавно опубликованные материалы по строению склоновых отложений на правом берегу Дона в районе с. Костенки, где возникшие в ходе пластического течения отложения, достаточно уверенно коррелируются с фазой увлажнения максимума последнего оледенения (Лаврушин, Праслов, Спиридонова, 1989). Вновь образованные гравитационные отложения, сформировались за счет переработки сложно-построенного чехла почвенно-делювиальных отложений и затронули толщу мощностью до 3-8 м. Геологическим доказательством проявления пластического перемещения материала вниз по склону являются, прежде всего, текстуры отложений. Среди них особенно характерными являются яркие следы развальцовки в наиболее пластичных горизонтах погребенных почв; текстуры захвата, по которым происходит внедрение нижележащих пород в вышележащие; специфическое строение отдельных пачек, состоящих из уплотненных вытянутых линз материала нижележащих осадков, часто с нечетким ограничением; слабо выраженная прерывистая слоистость,

совпадающая с уклоном склона, которая нередко подчеркивается растянутыми включениями средне- и мелкощебнистого материала и т.д. Как было показано, подобные отложения по простиранию могут переходить в пльвинные образования, с вязко-пластичным течением материала, характеризующиеся еще большей утратой первичных свойств почвенно-делювиальных отложений.

Проявления вязко-пластического течения в континентальных четвертичных отложениях.

Обширные районы распространения гравитационных отложений, возникших в ходе вязко-пластического материала, приурочено к краевым зонам материковых оледенений, к современной криолитозоне, перигляциальным областям активного вулканизма, к орогенным сооружениям с высокой энергией рельефа. Перечисленное позволяет говорить о том, что комплекс отложений, формирующихся при вязко-пластичном течении материала, имеет в своей основе как климато-генную, так и аклимато-генную природу.

В краевых зонах материковых оледенений с рассматриваемым процессом связана часть абляционных морен, накопление которых происходит в ходе таяния льда и сползания в виде грязевых потоков переувлажненного материала как поверхностных морен, так и мореносодержащего льда. Эти процессы широко зафиксированы в областях современного оледенения и не требуют каких-либо дополнительных пояснений. По сути дела, подобного же типа образования встречаются среди зандровых отложений, которые были отнесены А.П.Миколаускасом (), к так называемой оплывневой фации. Не исключено, как нам кажется, что подобного типа отложения отражают не столько процесс оплывания, а скорее всего отложения гляциальных селей - перегруженных материалом грязевых потоков. Это предположение более строго увязывается с принципиальной схемой строения и формирования зандровых отложений.

В современной криолитозоне и в перигляциальных областях материковых оледенений широко распространены солифлюкционные отложения, которым посвящена обширная литература. По Л.А.Жигареву (1967) в условиях низких температур на границе деятельного и мерзлого слоя снижается прочность пород, что способствует возникновению вязко-пластического течения увлажненного грунта на склонах под воздействием гравитации. В современной криолитозоне наиболее интенсивно процессы солифлюкции развиты в областях наибольшей мощности деятельного слоя в условиях беследных ландшафтов. В историко-геохронологическом плане увеличение доли солифлюкции свя-

зано с потеплениями климата разного таксономического ранга. В этой связи, как показали исследования С.М.Цейтлина (1972), в перигляциальной зоне материковых оледенений наибольшее распространение солифлюкционных отложений коррелируется с межстадиями позднеледниковья, с которыми были связаны этапы деградации мерзлоты. В этой связи следует отметить, что пластическому и вязкопластическому течению подвергались толщи, так называемых покровных отложений и лессовидных пород, что в значительной степени затрудняет до сих пор расшифровку первичных условий их накопления. Более того, не исключено, что существенным преобразованиям подвергались в ходе вязко-пластического течений, например, толщи лессов Таджикистана.

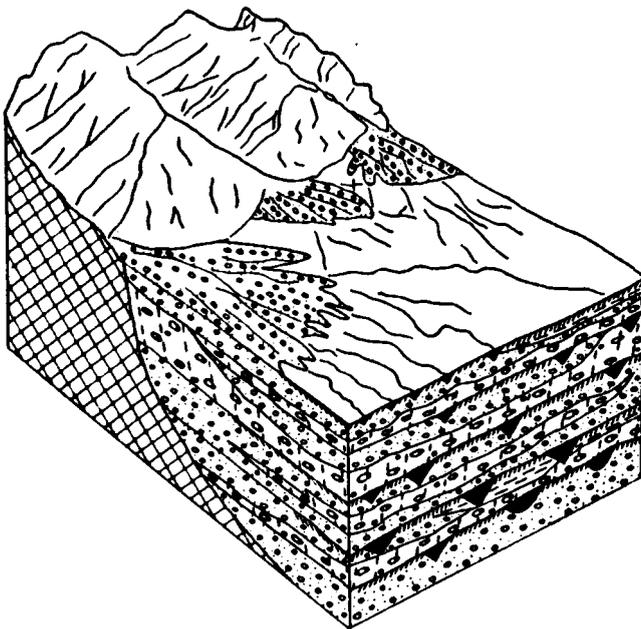
В горных районах с высокой энергией рельефа вязко-пластичное течение материала свойственно, главным образом, так называемым связным селям. Возникновение селей обусловлено наличием продуктов разрушения горных пород, достаточного количества воды и рельефом (Флейшман, 1978). Основной транспортирующей средой является присутствие воды, которая обеспечивает возникновение водно-грунтовой суспензии или высоковязкой глинистой пасты. Среди селей, по содержанию воды и типу продуктов разрушения пород, различают водно-каменные, воднопесчаные, грязевые, грязекаменные и водно-снежно-каменные. Отложения связных селей чаще всего представляют собой суглинистую массу, переполненную обломками горных пород, в которой отсутствует сортировка и какая-либо текстура, а плотность может достигать 2300 кг/м^3 , что свойственно потокам с ламинарным течением. В долинах горных рек, как известно, сели образуют мощные нагромождения в виде валообразных гряд, ориентированных как вдоль русла, так и поперек долины. По выходе из гор сели образуют конусообразное тело пролювиального конуса выноса. В этом отношении необходимо кратко остановиться на существующих представлениях о процессе формирования пролювия. В принципиальной схеме строения пролювия В.И.Елисеев (1978) выделяет потоковую, веерную и застойноводную фации. При этом аккумуляция пролювия связывается этим исследователем, главным образом, с деятельностью иссякающих водных потоков горных рек или временных водных потоков при выходе их на прилежащую более низкую поверхность. В этой схеме отложениям селей отводится подчиненное значение. Существуют и другие представления. В частности, У.Булл (1974), отмечая пестрый литологический состав отложений:

конусов выноса, большое разнообразие способов транспортировки материала, фактически существенную роль в формировании пролювия отводит различного типа селевым потокам с разной степенью вязкости от грязекаменных до водокаменных. Чрезвычайно важной особенностью строения конусов выноса является покровное залегание отдельных слоев или пачек, площадь распространения которых не коррелируется с шириной имеющихся русел на поверхности конусов. С последними связаны лишь сравнительно небольшие линзовидно-залегающие во впадинах собственно-русловые образования. Покровное распространение отложений, фактически не связанное с русловыми ложбинами, определено указывает на формирование их разлившимися по поверхности конуса грязекаменными или водокаменными потоками. Об этом свидетельствуют не только материалы У.Булла, но также опубликованные детальные данные В.И.Елисеева по характеристике отложений различных фаций. Это позволяет нам, в отличие от представления В.И.Елисеева (1978), связывать накопление пролювия, главным образом, с селевыми потоками, вязко-пластичной или жидкостно-пластичной консистенции. В то же время, отложения обычных водных потоков в пределах конусов выноса, залегающих в русловых ложбинах, занимают лишь подчиненное значение. Подобные представления явились основой для создания новой принципиальной схемы строения пролювия (рис. 1).

В то же время В.И.Елисеев (1978), совершенно верно отметил, что накопление пролювия, например, в Средней Азии было связано с эпохами похолодания климата. Отсюда современная обстановка не является эпохой массового пролювиеобразования и в настоящее время в большей степени происходит моделировка поверхности конусов выноса и их размыв временными водотоками. Поэтому созданная В.И.Елисеевым принципиальная схема фациальной дифференциации пролювия, основанная, по-существу, на актуалистической модели, рассматривает, по-существу, частный случай, а не общие закономерности формирования пролювия.

В областях активного экстремально-эксплозивного вулканизма, как показали исследования Н.П.Кураленко (1986), причиной возникновения элей (лахаров) являются не только сезонные атмосферные осадки, но также выпадение больших масс раскаленной широкластички на снег и лед, что способствует образованию катастрофических лаваровых потоков, принимающих участие в строении конусов выноса. Весьма специфическими образованиями являются отложения йоскуль-

ПРИНЦИПИАЛЬНАЯ СХЕМА СТРОЕНИЯ ПРОДВВИЖНОГО КОПУСА



ОТЛОЖЕНИЯ СВЯЗНЫХ СЕЛЕЙ



ОТЛОЖЕНИЯ ВОДО-КАМЕННЫХ СЕЛЕЙ



ПОГРЕБЕНИЕ ПОЧВЫ



ОТЛОЖЕНИЯ РУСЛОВИХ ПОТОКОВ



ОТЛОЖЕНИЯ ЗАСТАВКИХ ВОДСЕМОВ

хлаупов, возникновение которых связано с последними базальтовыми извержениями в Исландии, среди которых имеется широкая гамма осадочных образований, начиная от связанных грязекаменных и кончая осадками, вполне сопоставимыми с зерновыми потоками.

Не только в горных районах, но и на обширных пространствах равнин в современной семиаридной и плейстоценовых перигляциальных обстановках имеются отложения, механизм аккумуляции которых связан преимущественно с жидкостно-вязким течением. В этом отношении имеются в виду, прежде всего, делювиальные отложения. Накопление делювия в современных условиях происходит в ходе плоскостного смыва тонкого слоя воды, имеющего субламинарное течение. Вблизи денудационных склонов поверхностный сток концентрируется в эрозионных бороздах или мелких оврагах, расчленяющих склон. В этом случае водный поток вначале может иметь турбулентный характер, а потом, по мере насыщения материалом, оказывается перегруженным наносами и превращается в грязе-каменный поток (микросель). Принципиально по механизму накопления осадков эта зона мало чем отличается от аналогичной зоны на предгорном пролювиальном шлейфе. В наиболее периферической части шлейфа материал приносится плоскостными потоками, что фиксируется в виде микровадилов растительного детрита и мелкоземистого материала, заволакивающего поверхность. Этот осадок чрезвычайно быстро подвергается процессами субэроляльного дегрессива и терлет свои первоначальные черты. В плейстоценовых делювиальных отложениях, судя по их распространению и мощностям, интенсивность делювиеобразования была существенно выше, что коррелируется с этапами холодного климата - ледниковьями и интерстадиалами. Как показывают наблюдения, в конце последнего оледенения на территории Русской равнины, например, в верховьях Дона процесс делювиеобразования происходил настолько интенсивно, что делювиальные шлейфы почти полностью выстилали днища долин малых рек и тем самым подавляли флювиальные процессы. Значительная мощность и распространение плейстоценового делювия связана, очевидно, не только с разреженным растительным покровом и атмосферными осадками. Не меньшую роль, видимо, играл фактор переувлажнения грунтов, их течение и оплывные явления, которые способствовали более широкому ареальному распространению процесса делювиеобразования. Подобным спусковым механизмом, который создал подобные дополнительные условия для смыва плоскостными потоками материала, могла служить солифлюкция. Этот вывод достаточно надежно подтверждается наблюдениями.

ми Г.П.Бутакова (1986), который отмечает почти повсеместное проявление солифлюкции в основании делювиальных шлейфов плейстоцена Русской равнины.

Своеобразным современным аналогом подобных проявлений на склонах вне областей мерзлоты, могут явиться потоковые оползни. Наиболее распространены они в районах развития глинистых пород, которые при оползании превращаются в брекчиевидную массу, похожую на глинистый раствор, движущийся по законам вязкого течения материала.

Как ясно из изложенного, по типу распространения отложения вязко-пластического течения материала могут быть ареальными (солифлюкционные), линейно-ареальными (сели, лахары) и локальными (потоковые оползни).

Проявления низкоплотностных автокинетических потоков в континентальных четвертичных отложениях.

Наряду с отложениями, связанными с потоками вещества высокой плотности, в континентальном плейстоцене достаточно широко распространены образования, сформировавшиеся под воздействием низкоплотностных автокинетических потоков. В этом случае речь идет о жидкотекучем состоянии переносимого потоками взвешенного вещества при значительной его концентрации. При этом формируются отложения, которые сопоставимы с отложениями зерновых потоков, турбидитов или дебритов. В этой связи остановимся прежде всего на формировании аллювия горных рек. Анализ имеющихся опубликованных материалов, показывает, что значительная роль в процессе накопления горного аллювия обычно отводится бурным водным потокам, гидродинамические особенности которых лишь в той или иной степени связаны с некоторыми осложнениями их турбулентного характера, а собственно накопление аллювия контролируется поперечной циркуляцией струй водного потока и рельефом русла. Отсюда при фациальном расчленении горного аллювия используется даже значительная часть терминологии, которая применяется при изучении аллювия равнинных рек (Шанцер, 1951; Чистяков, 1978; Кожевников, 1966). Вместе с тем, А.В.Кожевников (1966) справедливо отметил, что одним из характерных элементов строения аллювиальных террас горных рек является наличие в них селевых отложений, которые заслуживают выделения в качестве селевых фаций горного аллювия. Как известно, во время паводков в горных реках образуется так называемый "активный слой русла", представляющий собой слой подвижных

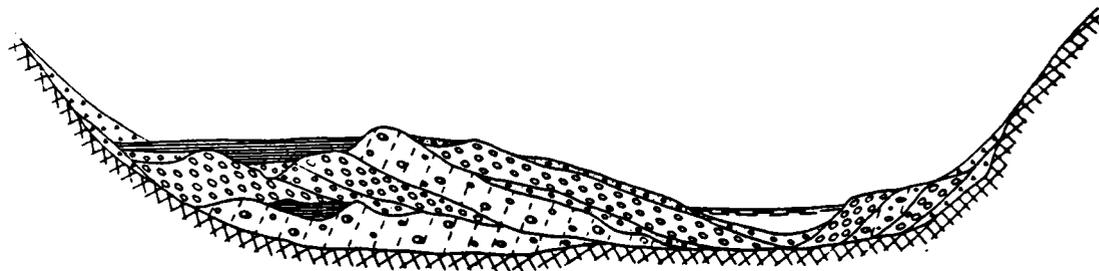
донных наносов, состоящий из грубого валунно-галечного материала, находящегося во взвешенном состоянии. Консистенция этого слоя, судя по материалу, отложенному при спаде паводка, ленточному по отношению к руслу распределению гранулометрического состава, наличию продольных валов, окаймляющих русла, вполне соответствует низкоплотностному автокинетическому потоку. С подобными представлениями хорошо увязывается черепитчатая укладка галечного материала, почти поперечная или диагональная по отношению к направлению течения ориентировка длинных осей галечного материала. Все эти особенности не объяснимы с позиций поперечной циркуляции водных струй и могут быть объяснены только жидкотечучим состоянием потока наносов, приближающимся по своим параметрам к несвязным селям. С этой точки зрения находит свое более четкое объяснение многорукавный характер русел горных рек в межгорных депрессиях, в которых, на выходе из гор, в связи с резким изменением уклона продольного профиля русла, происходит сброс материала, нагромождение его в виде валов, отделяющих отдельные протоки друг от друга.

Необходимо лишь напомнить, что в отличие от прирусловых валов равнинных рек, образующихся в ходе турбулентного течения водного потока, продольные прирусловые валы горных рек, даже в пределах расширения долин, генетически связаны с принципиально иным механизмом. Суть последнего состоит в том, что в латеральных частях селевых потоков меньше скорости и происходит более быстрое нагромождение материала.

Наконец, следует остановиться на межennom состоянии водного потока. В связи со значительной его турбулентностью в это время начинает уже оказывать основное влияние поперечная циркуляция водных струй и формироваться аллювий по гидродинамическим законам русловых потоков. Таким образом, горный аллювий в генетическом плане представляет собой сложное образование, состоящее как из отложений разной плотности автокинетических потоков, так и собственно аллювиальных образований в узком понимании этого термина. При этом, основная часть аккумулируемого материала в руслах горных рек связана с его сгуживанием из латеральных частей автокинетических потоков и частичным его перераспределением в межень. Все это нашло отражение на предлагаемой схеме строения горного аллювия (рис. 2).

Отложения низкоплотностных автокинетических потоков достаточ-

ПРИНЦИПИАЛЬНАЯ СХЕМА СТРОЕНИЯ ГОРНОГО АЛЛЮВИЯ



-  Группа фаций отложений связанных рек
-  Группа фаций отложений водо-каменных потоков
-  Группа фаций отложений собственно горного аллювия
-  Отложения подпродных бассейнов
-  Отложения осыпей

но широко распространены не только в горных районах, но и на обширных пространствах равнин, где они оказываются приуроченными к краевым областям как современных, так и плейстоценовых оледенений, и в прилегающим к ним перигляциальным зонам. Здесь происходит накопление флювиогляциальных и озерно-ледниковых отложений.

В области современного оледенения, например, в Гренландии, в зоне распространения флювиогляциальных отложений нередко встречаются окаймляющие русла водных потоков гряды, образованные валунно-галечным материалом. Высота их достигает 1,0-1,5 м, а протяженность несколько десятков метров. Образование этих гряд связано с прохождением по руслу гляциоселя - перегруженного обломочным материалом водо-каменного потока. Очевидно, что при анализе строения плейстоценовых флювиогляциальных отложений возможность появления среди них подобного типа образований необходимо постоянно иметь в виду. В южной Исландии, например, в поле распространения флювиогляциальных отложений, встречаются озероподобные гряды, которые многими исследователями только исходя из морфологического облика принимаются за типичные озы. В качестве альтернативной точки зрения можно высказать предположение о том, что эти гряды представляют собой латеральные нагромождения материала водо-каменных потоков, возникших вследствие последних извержений, столь характерных для Исландии. В правомочности подобного представления убеждает нас то, что формы рельефа как бы "утопают" в песчаной Йокудльхлаупо-флювиогляциальной равнине, часто не обнаруживая при этом какой-либо видимой связи с моренами.

В невулканических областях плейстоценового материкового оледенения среди широко распространенных флювиогляциальных отложений также намечаются образования, которые можно связать с водными потоками, имевшими повышенную плотность. В этом отношении мы ограничимся лишь двумя примерами. Первый из них - это задронные отложения. Детальные исследования текстурных особенностей строения задрон, проведенные в Прибалтике, показали, что для них оказалась свойственна частая смена типов слоистости, однозначно указывающая на большую неоднородность обстановки осадконакопления, что было связано с частым изменением направления и скорости течения водных потоков. Среди большой гаммы типов кривой слоистости в отложениях задрон встречаются горизонтально-слоистые разнозернистые плохо сортированные пески, отнесенные А.П.Миколаускасом (1978) к так называемой плоской фазе седиментации. Для них оказывается свойственно наличие "плавающих" среди песчаного материала отдель-

ных галек, иногда сконцентрированных в "цепочки". Разнородность гранулометрического состава, горизонтальная слоистость, позволяет предполагать, что водный поток был перегружен наносами. Плотность потока наносов была, видимо, достаточной для переноса галек во взвешенном состоянии. Все это дает основание рассматривать его как образование, подобное водо-песчаному седю или зерновому автокинетическому потоку. Более того, иногда в отложениях талых водных потоков оказывается во взвешенном состоянии валуны. Это явление было описано Г.В.Холмовым (1989) в качестве одной из особенностей нижнегоряинского и новохоперского аллювия Прадона, что позволит рассматривать его нам, как отложение высокоплотностного потока, связанного с древнейшими оледенениями Русской равнины.

Для того, чтобы как-то ориентироваться и иметь реальные представления о транспортирующей способности флювиогляциальных потоков, можно сослаться на данные, полученные вблизи небольших ледников в Норвегии. Здесь установлено, что максимальное содержание транспортируемых наносов несколько предшествует максимальному расходу воды и может достигать свыше 20000 кг/час (Oatrem, 1975).

Рассмотренные процессы характеризуют седконакопление краевой области материкового оледенения. Во внутрiledниковой обстановке к автокинетическим образованиям могут быть отнесены отложения озон. Во многих случаях они сложены нагромождениями грубого валунного материала, галечника и песков, формирование которых также было связано с режимом водо-каменных и зерновых потоков. Этот момент обычно опускался из виду при анализе строения этих отложений, с чем связано, видимо, отсутствие до сих пор принципиальной схемы фациальной дифференциации этих образований.

Вблизи гряд ледниковых покровов формируются очень своеобразные ледниково-озерные отложения, наиболее характерным типом которых являются ленточные глины. Важнейшей особенностью их строения является четко выраженная градационная слоистость внутри алевроитовых слоев и переслаивание их с пелитовыми слоями. Иногда в разрезах можно наблюдать, как алевроитовые слои срезают нижележащие пелиты. Одновременно, установлены пространственные закономерности в изменениях мощности слоев разного материала, что может быть связано с изменениями в расстоянии от источника поступления наносов в бассейн осадконакопления. Но представ-

лениям ряда исследователей, образование ленточных глиацитритмитов связано с поступлением в озерные приледниковые водоемы суспензионных потоков ледниковой мути (особенно значительных, вследствие усиления абляции, в летнее время) которые растекаются в придонной толще воды как тяжелая жидкость. Отмеченное выше, наблюдавшееся иногда срезание глинистых слойков, позволяет говорить о достаточно активной эрозионной способности суспензионных потоков в придонной толще воды. Формирование глинистых слойков связывается обычно с зимним временем, когда происходит затухание абляции. Необходимо отметить, что, в целом, механизм накопления ленточных глин сопоставляется с турбидитовыми потоками вещества, т.е. речь опять идет о формировании отложений под воздействием процессов, свойственных автокинетическому осадконакоплению. В ходе перемещения подобного глиацисуспензита в силу разных скоростей движения по вертикали, внутри его может происходить расслоение материала по гранулометрии, что обуславливает возникновение ритмичной слоистости. В этом случае совершенно необязательным является относить каждую пару слойков к годичным. Подобный подход частично подтверждается тем, что в некоторых современных неледниковых озерах ленточного типа слоистость образуется в настоящее время. В этом отношении чрезвычайно важные наблюдения были сделаны над ритмичными осадками в оз.Валлензе в Швейцарии. Это не ледниковое озеро, хотя современные осадки представляют собой типичные варвы. Образование их связано с прохождением небольших мутьевых потоков обусловленных паводками впадающей в озеро р.Линт (1979).

Необходимо отметить, что в определенных условиях геологические следы проявления суспензионных потоков фиксируются также в аллювии равнинных рек Субарктики и перигляциальных областей материковых оледенений. Как было показано, эти аллювиальные отложения по своим текстурным особенностям и фациальному строению существенно отличаются от аллювия равнинных рек умеренного пояса (Лаврушин, 1963; Шанцер, 1951; Горецкий, 1968). Главнейшей текстурной особенностью их является, например, отсутствие в русловых отложениях косой диагональной слоистости и преобладание линзовидно-горизонтальной слоистости. Лишь в некоторых случаях была зафиксирована слоистость ряби течения. Слоистость в отложениях, в особенности в перигляциальном аллювии, образована обычно тонким линзовидно-горизонтальным переслаиванием песчаных и суглинистых

прослоев. Подобное необычное строение объяснялось раньше особенностями водного режима рек, который относился к просхозогляциальному половодно-ледниковому типу (Горецкий, 1968). Однако, по-существу, данные представления мало что объясняют. В особенности это относится к почти полному отсутствию в разрезах различных типов кривой слоистости, образование которой обычно связывается с турбулентностью потока. В какой-то степени близкий аналог подобных отложений имеется в современном аллювии низовьев Индижилки, которая в половодья переносит огромное количество взвешенных наносов. Проводя подобную аналогию, мы допускаем, что отмеченные особенности строения перигляциального и субарктического аллювия равнинных рек, связаны с наличием в основании водного потока большого количества взвешенных наносов. Этот поток движется как тяжелая жидкость во вмещающей его воде и по своей сути является низкоплотностным автокинетическим потоком. Образующаяся при этом слоистость, отражает, видимо, внутреннюю пульсирующую неоднородность как скорости движения потока наносов, так и меняющиеся в связи с этим количество взвешенного материала.

Заключение.

Рассмотренный выше материал позволяет сделать некоторые обобщения, которые имеют определенное значение для дальнейшей разработки теории континентального седиментогенеза. Прежде всего, устанавливается достаточно значительная роль автокинетического осадконакопления при формировании континентальных отложений, наиболее выразительные формы которого представлены в виде пластического, различной плотности пастообразного, разжиженного и суспензионного перемещения осадочного материала, которое сопровождается зарождением и формированием нового вещества. Вместе с тем, роль автокинетического осадконакопления в формировании различных генетических типов оказывается неодинаковой. Как было показано, ряд генетических типов оказывается практически нацело связан с процессами пластического течения. В особенности, это относится к донным моренам и частично к склоновым отложениям. С вязко-пластическим течением материала, пастообразных грязевых потоков связано накопление абляционных морен, солифлюкционных отложений, связанных селей, частично пролювия и делювия, некоторых типов оползней и, в существенно меньшей степени, флювиогляциальных отложений. Все указанные образования связаны в своей основе с высокоплотностными потоками вещества. С низкоплотностными автокинетическими потоками связано перемещение вещества в виде жидкостно-текуче-

го состояния. Это активно-движущийся материал в руслах горных рек, зерновые потоки, возникающие при формировании флювиогляциальных отложений, суспензионные потоки, движущиеся подобно желей жидкости в воде и характерные, как для перигляциального аллювия, так и для озерно-ледниковых отложений.

Как ясно из изложенного, по пространственному распространению автокинетического осадконакопления может быть ареальным, латентным или локальным. Одновременно встает вопрос о длительности проявления процессов автокинетического осадконакопления. Она оказывается достаточно разнородной. Известно, что, например, длительность последнего оледенения оценивается примерно в 10000 лет. Это значит, что накопление ледниковых отложений на достаточно значительных пространствах суши, которые формировались, главным образом, в ходе пластического и вязко-пластического течения, продолжалось значительное время. Как ясно из изложенного, аналогичными по длительности накопления оказываются и некоторые другие генетические типы, формирование которых связано частично или полностью с автокинетическим осадконакоплением. С другой стороны, имеются образования, накопление которых с геологической точки зрения происходит практически мгновенно. В данном случае, речь может идти о потоковых оползнях и селях. Наконец, можно говорить о сезонных проявлениях автокинетического осадконакопления с которыми связано накопление пролювия, горного аллювия, перигляциального аллювия, солифлюкционных отложений и некоторых других типов отложений. Таким образом, в таксономическо-временном плане выделяется три группы образований, длительно формирующиеся, сезонные и мгновенно-катастрофические. Вместе с тем, приведенный материал показывает, что в истории плейстоцена прослеживается определенная ритмичность интенсивности проявления автокинетического осадконакопления, выражающаяся в том, что в холодные ледниковые или межстадиальные этапы рассматриваемые процессы проявлялись наиболее интенсивно. В какой-то степени условно эти этапы можно именовать этапами преобладающего автокинетического осадконакопления, хотя этот процесс свойственен для ряда генетических типов континентальных отложений и в современных климатических обстановках. Наконец, необходимо обратить внимание еще на один момент. В частности, речь идет о внутренней ритмичности процесса автокинетического осадконакопления. В особенности это может быть четко выражено, например, в строении горного аллювия, в котором поверх связанных селевых отложений могут формироваться несвязные

селевые образования (активно движущийся слой донных наносов), которое в свою очередь оказываются перекрытыми осадками меженного уровня. Подобное трехчленное строение горного аллювия отражает полный идеальный цикл осадконакопления, который далеко не всегда оказывается выдержанным, благодаря лишь только периодическому возникновению в долинах связанных селей. Более характерным типом отложений, отражающих внутреннюю ритмичность автокинетического осадконакопления, являются ленточные глины приледниковых водоемов. Вместе с тем, отложения связанных селей не обнаруживают какой-либо внутренней цикличности. Таким образом, отложения, связанные с автокинетическим осадконакоплением на суше, могут быть совершенно разнородными от однородных до четко выраженных ритмов, формирование которых приближалось по своему типу к турбидитам.

Приведенный в настоящей статье анализ материала позволяет многие генетические вопросы континентальных отложений рассмотреть не традиционно, а с новых позиций, которые дают возможность более полно интерпретировать геологические события. Это имеет важное значение для более полной реконструкции палеогеографических обстановок и созданию целостной концепции континентального седиментогенеза.

Литература

- Булл У. Выявление в стратиграфическом разрезе отложений пролювиальных конусов выноса. - В кн.: Условия древнего осадконакопления и их распознавание. Изд-во "Мир", 1974.
- Бутаков Г.П. Плейстоценовый перигляциал на востоке Русской равнины. 1986.
- Горецкий Г.И. О перигляциальной формации. - Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода, 1958, № 22.
- Елисеев В.И. Закономерности образования пролювия. Недра, 1978.
- Жигарев Л.А. Причины и механизм развития солифлюкции. Наука, 1967.
- Кожеников А.В. Аллювий горных рек (фаши, типы разрезов, условия формирования). - В кн.: Четвертичный период Сибири. Изд-во "Наука", 1966.
- Кураленко Н.П. Отложения подножий вулканов различных климатических обстановок, 1987.

Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. Изд-во "Наука", 1976.

Лаврушин Ю.А. Главнейшие особенности строения основных морен материковых оледенений. Булл. Моип, сер. геолог., 1975, вып. 5.

Лаврушин Ю.А. Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений. Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 87.

Лаврушин Ю.А., Праслов Н.Д., Спиридонова Е.А. и др. Эволюция процессов осадконакопления на склонах в связи с изменением климата. - Литология и полезные ископаемые, 1989, № 1.

Лисицын А.П. Лавинная седиментация и прерывы в осадконакоплении в морях и океанах. Изд-во "Наука", 1988.

Миколаускас А.П. Флювиогляциальная седиментация и ее роль для расчленения слоистых текстур водно-ледниковых образований. - В кн.: Геоморфология и геология четверт. периода севера Европ. части СССР, Петрозаводск, 1976.

Романовский С.И. Седиментология, 1988.

Флейшман Г.М. Сели. Гидрометеиздат, 1978.

Холмовой Г.В. О влиянии на строение аллювия различных стадий перигляциального режима. - Бюллетень комиссии по изучению четв. периода, 1988, № 57.

Чистяков А.А. Горный аллювий. Недра, 1978.

Шанцер Е.В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1951, вып. 55.

Цейтлин С.М. Закономерности размещения криогенных деформаций в отложениях перигляциальных зон плейстоцена Северной Евразии. - Известия АН СССР, сер. геолог., 1972, № 2.

Ostrem G. Sediment transport in glacial meltwater streams. - Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation. 1975.

Хорева И.М., Васильев В.П., Лаврушин Ю.А.

ПАЛЕОЭКОЛОГИЯ МИКУЛИНСКОГО МОРЯ НА СЕВЕРЕ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР.

Глобальные похолодания позднего кайнозоя оказали существенное влияние на всю совокупность природных процессов в планетарном масштабе. Наиболее ярко это влияние проявилось в полярных и умеренных широтах. Чередование ледниковых и межледниковых эпох приводило здесь к существенной перестройке геологических и биологических процессов, что нашло прямое отражение в характере отложений разрезов четвертичных толщ. Многие вопросы четвертичной геологической истории, связанные с установлением количества ледниковий и межледниковий, их масштабов и времени проявления, остаются до сих пор дискуссионными. В то же время выделяются отдельные этапы, которые однозначно фиксируются в большинстве региональных геологических разрезов. Именно к такой эпохе относится микулинское (сангамонское) межледниковье, являющееся четким стратиграфическим критерием рубежа между средним и верхним плейстоценом, т.е. интервала 100-115 тыс. лет назад. Микулинское потепление сопровождалось глобальной трансгрессией Мирового океана. На севере Европейской части СССР микулинская трансгрессия распространялась далеко на юг, достигая по долинам крупных рек 62-63° с.ш. Морские микулинские отложения широко распространены в прибрежных районах Кольского п-ва. Лишь наиболее возвышенные участки европейского Севера с абсолютными отметками больше +60 м, расположенные в центральных районах Кольского п-ва и Беломорско-Кулойского плато, на севере п-ова Канин, не покрывались морем и представляли собой острова, аналогичные современному о. Колгуев.

В настоящее время микулинские морские отложения Архангельской области являются одними из наиболее хорошо изученных и фаунистически охарактеризованных образований четвертичного возраста на севере Европейской части СССР. Тем не менее, многие вопросы, связанные с палеоэкологическими условиями микулинского межледниковья, остаются пока не решенными.

Систематизация всех опубликованных материалов по микулинским отложениям, а также анализ новых комплексных данных по литологии и фаунистической характеристике осадков, полученных при изучении микулинских отложений на Беломорско-Кулойском плато, в низовьях

Сев.Двины и на Кольском п-ове, привлечение данных по изотопам кислорода – все это позволяет создать достаточно подробную реконструкцию палеоэкологических условий микулинского моря.

Общие данные о микулинских отложениях.

Морские микулинские отложения в низовьях Сев.Двины имеют широкое площадное распространение. Они встречаются в обрывах большинства крупных рек, вскрыты практически всеми скважинами (рис. I) в интервалах абсолютных отметок от +42 до -31 м. Повсеместно микулинские отложения подстилаются и перекрываются ледниковыми образованиями. Мощность отложений от 1,3 до 40,6 м.

По данным Г.С.Бискэ и Э.И.Девятовой (1965) обобщивших значительный материал по микулинским отложениям Архангельской области, для этих образований свойственен комплекс фауны, состоящей из видов моллюсков различных зоогеографических провинций. В целом в этом комплексе преобладают аркто-бореальные формы – *Mya truncata* L., *Tellina (Macoma) calcarea* Gmeln., *Leda pernula* Müll., *Astarte elliptica* Brown., *A. compressa* L., *Saxicava arctica* L., наряду с которыми встречены бореальные и лузитано-бореальные виды *Cyprina islandica* L., *Macra elliptica* Br., *Littorina littorea* L. *Cardium fasciatum* Mont., *Cardium edula* L., которые не обитают в Баренцевом море восточнее Финмаркена.

В бассейне Онеги А.П.Жузе среди планктонных неретических форм диатомовой флоры выявила ряд тепловодных элементов. Одновременно Г.С.Бискэ и Э.И.Девятова выявили чрезвычайно важную особенность строения разреза микулинских отложений, включив в их состав ленточноподобные ледниково-морские отложения начальной фазы трансгрессии, которая характеризовалась холодными субарктическими условиями. О благоприятных климатических условиях микулинского времени свидетельствуют также данные палинологического анализа. В развитии растительности микулинского времени выделено несколько фаз: светлохвойные леса – темнохвойные леса – смешанные хвойно-широколиственные леса – темнохвойные леса. Последняя фаза совпадает с регрессией бассейна, а его максимум коррелируется с первой фазой темнохвойных лесов.

В изученных нами разрезах резко преобладают глины, соответствующие максимальной фазе трансгрессии, реже встречаются пески и алевроиты. Верхняя, регрессивная фаза полного трансгрессивного цикла, как правило, уничтожена последующей экзарацией и денудацией. Глины – алевроитовые, темно-серые с зеленоватым или коричневатым оттенком, плотные, мягкопластичные (в сухом состоянии ос-

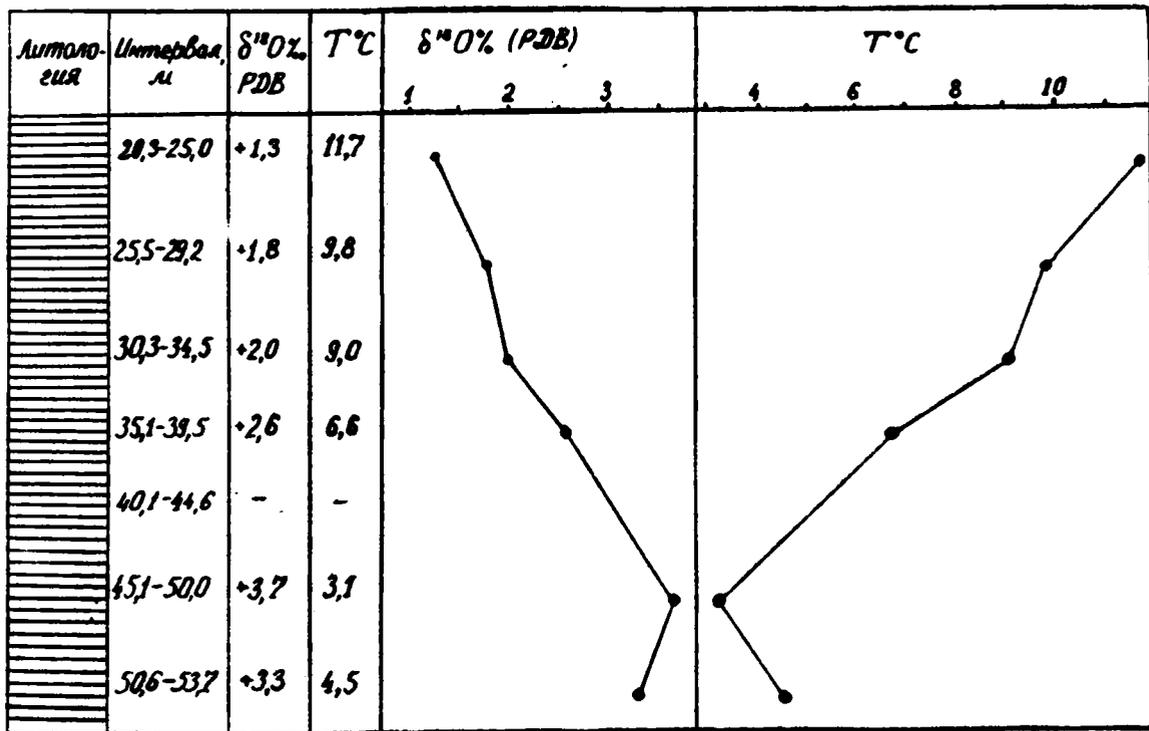


Рис. 1. Скважина 8^а, фораминиферы для изотопного анализа были представлены О.П.Брюновым.

кольчатые), слоистые, с раковинами моллюсков, иногда с вкрапленностью пирита. Галька и гравий хорошей окатанности встречаются в небольшом количестве. Пески, как правило, мелкозернистые, хорошо сортированные, иногда с примесью гальки и гравия, кварцполевошпатовые.

Минеральный состав алевритовых фракций песков и глин характеризуется сравнительным постоянством: в тяжелой фракции содержание устойчивых минералов составляет 18% (из них 14% - гранаты), амфиболов - 35%, минералов группы эпидота (эпидот и цеозит) - 20%, черных рудных - 15%, лейкоксенов - 5%. Среди аутигенных минералов (10% тяжелой фракции) преобладает пирит - до 8%. Анализ поглощенных химических комплексов подтверждает морские условия осадконакопления высоким содержанием суммы минеральных веществ - 272 мг/л, суммы натрия и калия - 64 (мг-экв, %), хлора - 12 и пониженным содержанием суммы кальция и магния - 36.

Морские микулинские отложения района сравнительно хорошо охарактеризованы палеонтологически. В целом на территории исследований видовой состав довольно беден. В обнажениях и скважинах в темно-серых глинах встречены следующие виды моллюсков (пелециподы и гастроподы): *Muscula calcarea* (Chemn.), *Astarte borealis* (Chemn.), *Cardium edule* (L.), *C. ciliatum* (Fabr.), *Littorina littorea* (Linne), *Natica clausa* (Brod. et Sow.), *Neptunea despecta* (L.).

По данным Брынова в микулинских отложениях скважин 506, 516, 525, 531 выделяются комплексы фораминифер, относящиеся к арктобореальному или бореально-арктическому типам. На 100 г сухой навески приходится по 15-19 видов и до 700-800 индивидов удовлетворительной и хорошей сохранности. Доминирующими в комплексах являются: *Retroelphidium atlanticum* Gudina, *Cibicides rotundatus* Stuederina, *Protelphidium orbiculare* Brady, *Criboelphidium granatum* Gudina, *Planocassidulina norcrossi* (Cushman), *Cassidulina subacuta* Gudina, *Islandiella helenae* Feyling-Hanssen et Buzas, *Melonis zaandamae* (Voort).

Систематический состав и распределение фораминифер по разрезу позволяют считать, что осадки накапливались в мелководном (50-60 м) морском бассейне с нормальной соленостью и хорошей циркуляцией вод.

В пределах Белооморско-Кулойского плато микулинские морские отложения вскрыты большинством изученных скважин (рис. 1). Наиболее полный разрез микулинской толщи наблюдается в скв. Д-1229^а-6

(абс.отм. +30 м), пробуренной на побережье Горла Белого моря, в районе пос. Ручьи. В этой скважине, как и в большинстве других, микулинские отложения залегают между разновозрастными комплексами морен (очевидно, между валдайской и московской моренами). В скв. Д-1229^а-6 микулинские отложения имеют максимальную для изученного района мощность, располагаясь в интервале глубин 45-118 м. Снизу вверх по разрезу выделяются следующие пачки:

1. Алевриты - 15,5 м.
2. Пески - 8,5 м.
3. Глины - 35,0 м.
4. Пески - 14,0 м.

Алевриты нижней пачки имеют серый и зеленовато-серый цвет, как правило, массивные, хорошо сортированные. На отдельных интервалах наблюдается неясная горизонтальная слоистость, иногда наклонная тонкая слоистость. В верхней части пачки в алевритах появляется примесь песчаного материала, и они постепенно переходят в глинистые пески. В нижней части пачки примесь песчаного материала уменьшается, и алевриты становятся более тонкими, глинистыми. Контакт с нижележащей мореной четкий, резкий.

В алевритах (скв. Д-1229^а-6) обнаружены раковинки секреторных фораминифер: *Retroelphidium boreale* (Muzhdina), *R. propinquum* (Gudina), *R. excavatum* (Terquem), *Protelphidium orbiculare* (Brady), *Criboelphidium goesi* (Stshedrina), *Cr. granatum* (Gudina), *Elphidiella tumida* Gudina, *El. groenlandica* (Cushman), *Buccella depressa* Andersen, *B. frigida* (Cushman), *Pseudopolymorphina novangliae* (Cushman), *Sigmomorphina undulosa* Terquem, *Alabaminoides mitis* (Gudina), *Planocassidulina norcrossi* (Cushman), *Cassidulina subacuta* (Gudina)

и агглютированных: *Rhabdammina* sp.

Все раковины хорошей сохранности. Снизу вверх по разрезу увеличивается количество экземпляров и видов фораминифер.

Залегющие выше пески - желтовато-серые, зеленовато-серые, разномзернистые, с прослоями зеленовато-серых мелкооскольчатых глин с редким гравием. Мощность глинистых прослоев - 10-20 см. Пачка песков представляет собой переслаивание разномзернистых типов.

В прослоях крупнозернистых песков содержится большое количество гравия, среди которого встречаются зеленовато-серые, плотные аргиллиты, плотные песчаники, кварц, обломки гранитоидов, красных аргиллитов. В прослоях мелко-, тонкозернистых песков грубообломочные включения отсутствуют. Эти пески хорошо сортированы, в них намечается тонкая слабо выраженная горизонтальная слоистость.

Глины, залегающие на песках, голубовато-серого, иногда зеленовато-серого цвета. В них встречаются обломки раковин моллюсков и единичные целые экземпляры. Много мелких черных пятен органического вещества. Глина мелкооскольчатая, однородная, с единичными прослоями коричневатых глиен мощностью до 1 см.

В описанной глинистой пачке, в инт. 82-92 м появляется большое количество прослоев розовато-серых глиен мощностью 1-5 см. Границы между прослоями глиен разного цвета постепенные.

Венчают разрез пески светло-серые, розовато-серые, от средне- до тонкозернистых, хорошо сортированные, на отдельных интервалах слоистые. Слоистость тонкая, горизонтальная, выражена в тонкозернистых разностях песков. Контакт с нижедекающей пачкой четкий.

В скв. 1203 микулинские отложения залегают в интервале 35-90,2 м (абс.отм. скв. 55,5 м, мощность толщи 55,2 м). В них выделяются две пачки.

Нижняя пачка (инт. 80-90,2 м) представлена песками мелко-, тонкозернистыми, полимиктовыми с преобладанием кварцевой составляющей. С глубины 83,5 м песок приобретает коричневую окраску и становится слабо глинистыми. В песках наблюдается слабо выраженная горизонтальная слоистость, характеризующая переслаиванием песчаных и глинистых слоев мощностью 0,5-1 см. Контакт с подстилающей песчаной мореной четкий.

Верхняя пачка (инт. 35-80 м) сложена глинистыми алевритами серого и темно-серого цвета. Глинистая составляющая распределена по слою неравномерно: местами алевриты переходят в глины темно-серого (до черного) цвета с мелкими линзовидными прослоями серого алеврита.

На Кольском п-ове типичные микулинские глины были изучены в низовьях р. Варзуги, в 25 км вверх от ее устья. Здесь темно-серые пластичные глины обнажаются в речных обрывах от уреза воды до высоты 2-3 м. Анализ макро- и микрофауны (фораминифер) из этих глиен позволяет отнести их к микулинским, хотя комплексы фораминифер несколько отличаются от комплексов, характеризующих микулинские отложения Беломорско-Кулойского плато.

В микулинских отложениях нижней части разреза на р. Варзуге найдены раковины следующих бентосных фораминифер: *Criboelphidium goebl* (Stshedrina), *Retroelphidium boreale* (Nuzhdina), *Islandiella islandica* (Norvang), *Cassidulina subacuta* (Gudina), *Planocassidulina norcrossi* (Cushman), *Cassandra teretis* (Tappan), *Lagena sulcata* Walker et Jacob, *L. gracillima* (Sequenza), *Fissurina laevigata* Reuss, *F. marginata* (Walker et Boys), *Discorbis punctulatus* (d'Orbigny), *Buccella frigida* (Cushman), *B. inusitata* Andersen, *Trifarina angulosa* (Williamson), *Dentalina baggi* Galloway et Wisler, *Cuttulina lactea* (Walker et Jacob), *Cibicides rotundatus* Stshedrina, *Sigmomorphina undulosa* (Terquem), *Protelphidium orbiculare* (Brady), *Quinqueloculina arctica* Cushman.

Все раковины хорошей сохранности.

Нижний контакт микулинских глин в районе Варзуги не наблюдается, так как они продолжают ниже уреза воды, а сверху глины перекрыты мореной. Ряд структурных особенностей разреза - моноклинальное залегание толщ, наличие порогов на реке, пов орение в разрезе визуальнo однотипных отложений - позволяют предположить, что в районе Варзуги обнажается чешуйчатая (верхневалдайская ?) морена, в "начинке" которой имеются микулинские отложения.

Результаты микрофаунистического анализа микулинских отложений.

В нижней части разреза скв. Д-1229^а-6 были проанализированы 31 образец. 5 из них оказались пустыми. Количество экземпляров в одном образце разное (от нескольких экземпляров до 443 - максимальное число в одном из образцов). Общее число видов - 16.

Во всех образцах преобладают эльфидииды. Несколько выше по разрезу появляются единичные букцеллы и кассидулиныды. Группы тепловодных видов (арктобореальные, бореальные, лузитанские) составляют 62% от максимального числа экземпляров в комплексе. Группа холодноводных (арктических и бореально-арктических) гораздо меньше - 37,5%. Внутри каждой из групп количество форм различной зоогеографической характеристики распределяется по разному. В тепло-

водной группе количество бореальных (вместе с лузитанским видом) немного больше количества арктобореальных форм (соответственно 6 и 4). В холодноводной группе больше бореально-арктических видов, чем арктических (соответственно 4 и 2).

Можно говорить о мелководных условиях накопления осадков с положительными температурами придонных вод. Соленость была несколько пониженной.

В этой ассоциации фораминифер стабильно преобладают эльфидинды, что характерно для комплекса фораминифер казанцевского времени Сибири. Представители семейств Elphidiidae, Nonionidae и рода *Vucosella* составляют закономерную экологически совместимую группу (Левчук, 1984).

Из нижней части разреза в долине р. Варзуги были проанализированы 7 образцов. Во всех образцах найдены фораминиферы. Количество экземпляров и видов различное. В одном из образцов обнаружено 37 экземпляров - это минимальное число. Максимальное количество достигает 568 экземпляров. Общее количество обнаруженных видов насчитывается 20.

Ассоциация фораминифер представлена главным образом эльфидиндами, кассидулинидами и исландиеллидами. Во всех образцах преобладает один и тот же вид *Sibiroelphidium goeui*. В целом ассоциация арктическо-бореальная.

Группы тепловодных форм превышает по количеству холодноводную и составляет 60%. Соотношение эвригалинных и стеногалинных форм позволяет говорить о нормальной или слегка пониженной солености. Отложения накапливались в условиях мелководья с положительными придонными температурами.

Интересные в этом отношении материалы, которые, правда, можно рассматривать лишь как сугубо предварительные, были получены по палеотемпературам микулинского бассейна (рис. 1). Эти данные достаточно определенно указывают на положительные придонные температуры и общий тренд их возрастания по разрезу полученной колонки. При этом, хотелось бы особо подчеркнуть, что, хотя на приводимом рисунке указаны конкретные палеотемпературы, учитывая методические погрешности воспринимать их как абсолютные пока преждевременно.

В связи с полученными данными определенным интерес представляют материалы по современным бентосным фораминиферам Баренцева моря. Известно, что распространение наиболее богатых и разнообразных по составу биосеносов связано с проникновением атлантических водных масс (Бурмистрова, 1967; Дигас, 1969, 1970; Поляк,

1982; Иванова, 1984; Кириенко, 1984; Замилатская, 1985; Гудина и др., 1985; Корсун, 1985; Сахарова, 1985; Loeblich, Tappan, 1953; Feyling-Nausen et al., 1971, 1976; Khudsen, 1982; Ostby, Nagy, 1982).

Для Баренцева моря установлены три ассоциации по бентосным фораминиферам: высокоарктическая, низкоарктическая и бореальная (см. рис. 2). Высокоарктические фораминиферы связаны с придонными водами с температурой -1 и ниже и пониженной соленостью. Характерны секреторные виды эльфидаид, кассидулинид, исландиеллид и агглютинированные формы.

Низкоарктическая фауна населяет самую большую часть Баренцева моря с температурой придонных вод выше 0°C (до $4-5^{\circ}\text{C}$) с нормальной соленостью. Большую роль здесь играют цибицидесы.

Бореальная ассоциация развита на юго-западе Баренцева моря. Температура придонных вод $5-6^{\circ}\text{C}$, соленость 35‰. В ассоциации часть цибицидесы, трифаринны и др. (Хусид, 1969).

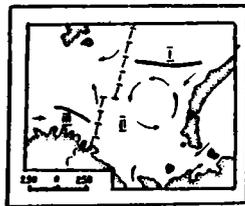


Рис. 2. Зоогеографическое районирование Баренцева моря (по бентосным фораминиферам)

I - Высокоарктическая ассоциация; II - низкоарктическая ассоциация; III - бореальная ассоциация. Стрелками показаны направления основных течений.

Исследования распространения современных фораминифер составляют основу палеоэкологического анализа в верхнесетвертичных отложениях района.

Примечательным для микулинского комплекса является присутствие видов, свойственных атлантическим водам. Здесь единичны цибицидесы и трифаринны, которые выше по разрезу доминируют. Эти виды связаны с проникновением атлантических вод в начале верхнего плейстоцена в исследуемый район.

При монографическом изучении фораминифер выявлены изменения в систематическом составе разновозрастных комплексов. Эти изменения довольно четко выражены в доминантной группе-семействе Elphidiidae. Такие виды как *Retroelphidium boreale*, *R. propinquum* впервые обнаружены в отложениях, связанных с началом верхнего плейстоцена. Для этого комплекса вообще характерно появление новых видов и разнообразие систематического состава.

Систематический состав и соотношение групп различной зоогеографической природы все-таки отражают определенные общие черты, на которые следует обращать внимание. Они не случайны, тогда они прослеживаются на такой громадной территории (Гудина, 1969; Левчук, 1984; Хорева, 1988).

Теперь подведем некоторые итоги, касающиеся палеоэкологической обстановки в микулинском бассейне севера Европейской части СССР.

Первое, на что хотелось бы обратить внимание, - это обширное распространение микулинского моря в пределы суши северной Евразии. Конечно, в первую очередь имеется в виду север Европейской части СССР и Западной Сибири. Судя по морской фауне, в основном сублиторального типа, это был мелководный бассейн со значительным количеством органики, с нормальной морской соленостью воды, которая в придонной части имела положительные температуры, что также частично подтверждается изучением изотопов кислорода. Одновременно, фауна принадлежит различным зоогеографическим провинциям. Наряду с высоко- и низко арктическими формами, как среди макро-, так и микрофауны, встречаются бореальные и лузитанско-бореальные виды. При этом оказывается интересным, что эти последние группы среди макрофауны встречаются существенно реже, чем среди микрофауны. Как отмечалось выше, судя по микрофаунистическому анализу, по крайней мере в низовьях Сев. Двины преобладали атлантические виды. Это определенно свидетельствует о достаточно широком проникновении атлантических вод Палеогольфстрима в микулинский бассейн. В целом, этот бассейн, применительно к территории Европейской части СССР, можно рассматривать как аркто-бореальный, учитывая смешанный состав морской фауны.

Еще один момент, который необходимо обсудить. Как ясно из имеющихся материалов, мощность микулинских отложений достигает до 50 м. При этом продолжительность существования бассейна оценивается некоторыми исследователями около 15 000 лет. Это позволяет говорить, что в микулинском море существовала очень высокая скорость

осадконакопления, а само возникновение бассейна, в геологическом смысле, напоминало почти мгновенный катастрофический "выплеск" Мирового океана на обширные пространства прилежащей к нему суши, что повлекло за собой кратковременное исчезновение перигляциальных ландшафтов и возникновение принципиально иной природной обстановки.

Лаврушин Ю.А., Васильев В.П., Эпштейн О.Г.

СПЕЦИФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ МЕЛКОВОДНОГО ГЛЯЦИАЛЬНОГО ШЕЛЬФА.

В настоящее время достоверно установлена решающая роль четвертичных оледенений в процессах морфолитогенеза на шельфах Мирового океана, находящихся в области высоких (полярных), реже средних широт. Большинство исследователей, рассматривая гляциальные шельфы, акцентировывают основное внимание на рельефообразующей роли ледников: на связанных с их деятельностью широко распространенных в этих акваториях продольных и поперечных желобах, переуглубленным впадинах и долинах, мелководных банках и замкнутых котловинах (2, 3, 12, 15, 16). Одновременно осадкообразующая роль ледников традиционно сводится, по сути дела, лишь к формированию покрова донной морены и образованию гляциогенных форм рельефа, в том числе конечно-моренных грядовых сооружений, многие из которых, особенно возникшие во время последнего оледенения, хорошо сохранились в современном рельефе гляциальных шельфов.

Активное хозяйственное освоение шельфовых областей привело к накоплению качественно новых фактических материалов, позволяющих существенно пересмотреть традиционные представления об осадкообразующей роли ледниковых покровов, распространявшихся на шельфы. Изучение разрозненных верхнекайнозойских отложений позволило выявить специфические типы осадков, генетически связанные с гляциальными процессами. К таким отложениям следует в первую очередь отнести широко развитые на гляциальных шельфах глициотурбидиты и ленточные глины (7, 8).

Анализ результатов геолого-геофизического изучения Белого и Баренцева морей, геологических данных по прилегающей суше, а также обобщение опубликованных данных по литологии гляциальных шельфов и калеошельфов позволили по особенностям рыхлого покрова выделить 3 типа гляциального шельфа (7). Первый тип — это внутреннее водоемы гляциального шельфа (Онежский залив Белого моря, Балтийское море, Гудзонов залив, залив Св.Лаврентия). Второй тип — открытый гляциальный шельф, включающий подтипы мелководного (Баренцево море, шельфы Норвежского моря и Гренландии) и глубоководного (Антарктида, фьорды Норвегии) шельфа. Третий тип — обширный шельф охватывает области активного базальтового вулканизма (шельф Исландии).

Результаты сейсмоакустических исследований и бурений, проводимых в последние годы Арктической морской инженерно-геологической экспедицией ИПО "Союзморинжгеология" на шельфе Баренцева моря, позволяют достаточно полно охарактеризовать строение отложений одного из выделенных (7) типов гляциального шельфа - открытого мелководного шельфа. Представляется также возможным предложить иную, отличную от традиционной, трактовку механизма формирования некоторых типов осадков, в частности ленточных глин.

В акватории Баренцева моря шельфовый комплекс, состоящий из четвертичных отложений, резко несогласно залегает на различных докайнозойских образованиях. В четвертичном чехле южной части Баренцева моря чаще всего выделяется 3 сеймостратиграфических комплекса: 1) нижний, плейстоценовый, сложенный моренными осадками; 2) средний (позднеледниковый); и 3) верхний (голоценовый), бассейновые, из которых средний состоит из глицигенных образований, а верхний - из нормально-морских отложений.

Нижний комплекс мощностью 10-30 м наблюдается повсеместно и представлен темно-серыми плотными валунными суглинками, которые имеют все признаки моренного генезиса. Возраст морены по полученным абсолютным датировкам выше- и нижележащих отложений (17) и по положению в геологических разрезах, продолжающихся с хорошо изученной суши в море, в части акватории оказывается позднеледниковым. Суглинки имеют сравнительно однородный гранулометрический состав. Это - плотные темно-серые, плохо сортированные отложения алевро-глинистого состава с примесью угловатых песчаных и псефитовых обломков (до валунов). Средние значения Md (матрикса) изменяются от 0,008 до 0,031, а коэффициент сортировки варьирует от 4,0 до 5,5. В глинистом веществе, по данным рентгеноструктурных исследований, преобладают смектит, гидро-слюда и хлорит. Алевро-песчаные зерна представлены, главным образом, кварцем и полевыми шпатами. Зерна этих минералов, как правило, сильно катаклазированы, на их поверхности имеются многочисленные борозды и сколы, напоминающие ледниковую штриховку. Все это наряду с гранулометрическим составом позволяет уверенно относить суглинки к моренным образованиям. Акцессорные тяжелые минералы в суглинках представлены в основном роговой обманкой, эпидотом, цирконом, сфеном, гранатами, черными рудными минералами и гидро-окислами железа. Обычными компонентами суглинков является глауконит, обломки раковин моллюсков, углей и глинистые окатыши,

остатки четвертичных и мезозойских фораминифер, ассимилированные из более древних морских отложений ложа. Распределение песчаных и более грубых компонентов в суглинках чрезвычайно сложное, крайне неравномерное, что является одной из характерных особенностей моренных образований (6).

Составляющие второй сейсмокомплекса позднеледниковые осадки в южной части Баренцева моря представлены коричневыми глинами, мощность которых по данным бурения достигает почти 70 м. Эти глины имеют очень широкое развитие (рис. 1): распространены до отметки около минус 300 м и отсутствуют лишь в зоне мелководья (на глубинах менее 90–100 м). Наибольшую мощность они имеют в крупных изометричных впадинах, расположенных к югу и юго-востоку от Гусиной банки, к востоку от о. Колгуева и в узких протяженных желобах – Северном и Южном Канинских, Гусином и др. В разрезе коричневых глин наряду с доминирующими тонкими глинистыми образованиями (содержание пелитовой фракции до 80–90%) почти постоянно присутствуют маломощные (до 1 см) прослои алевроитов, реже – прослои темно-серых "мореноподобных" миктитов, которые обнаружены в разрезах периферических частей крупных впадин. В северных и северо-западных (Пришовоземельских) районах Баренцева моря коричневые глины полностью выпадают из разреза четвертичных отложений, и голоценовые осадки залегают непосредственно на темно-серых суглинках верхневалдайской морены.

Верхний (голоценовый) сейсмоакустический комплекс в открытой акватории имеет небольшую мощность (обычно до 1–2 м) и представлен алевроито-глинистыми и песчанистыми илами, в которых, как результат современного ледового разноса (14), встречается преимущественно хорошо окатанный гравийно-галечный материал. В зоне прибрежного мелководья голоценовый комплекс отложений представлен достаточно мощными (до 30–50 м) песками, изредка – гравийно-галечными осадками. Голоценовые отложения, учитывая их сравнительно легкую доступность для опробования ударными и вибропоршневыми трубками, являются наиболее изученными (1, 4, 10, 14).

Чрезвычайный интерес для четвертичной истории развития и палеогеографии мелководного гляциального Баренцево-морского шельфа представляют коричневые глины второго сеймостратиграфического комплекса (рис. 2). Наиболее мощный разрез этих глин вскрыт скважинами 52-33, пробуренными к югу от Гусиной банки (глубины

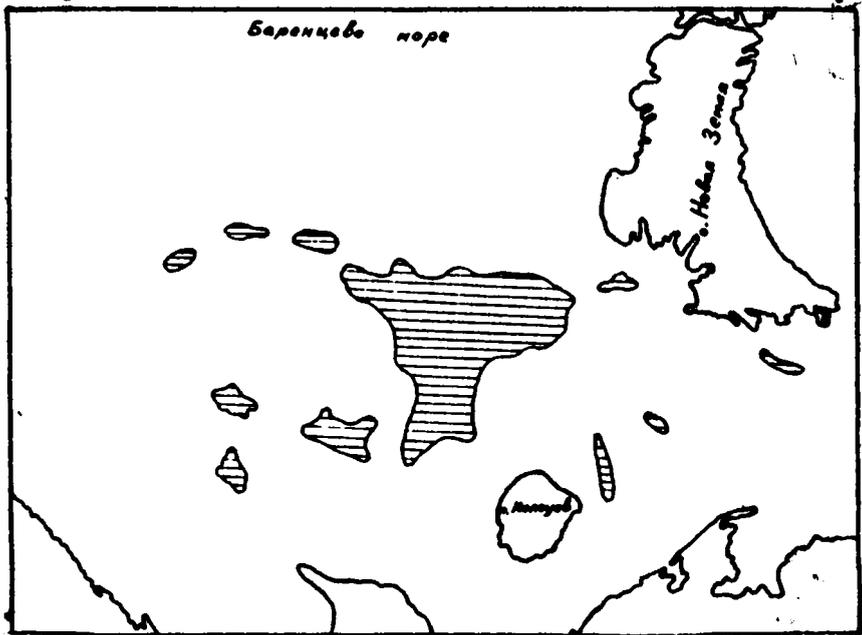


Рис. 1. Схема распространения коричневых глин (Штриховка) в Баренцевом море.

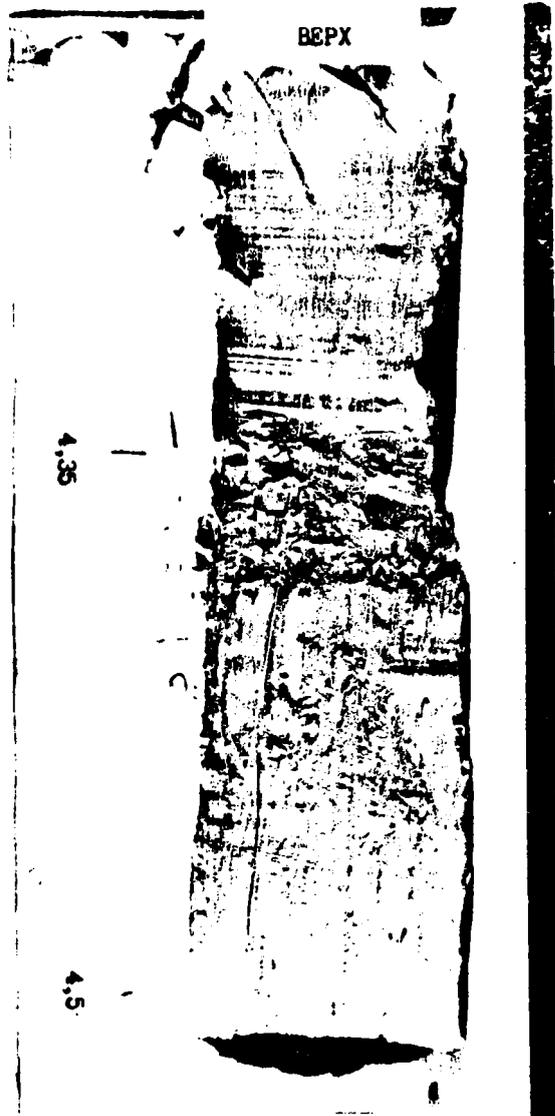


Рис. 2. Фрагмент колонки коричневых глин. Скв. 119.

моря около 120 м). Здесь глины залегают в интервале 1,25–73 м, однако коричневые разновидности наблюдаются лишь ниже инт. 5–9 м. Подошва глин и их контакт с валунами суглисками на отм. 73,0 м — четкая, слабо волнистая, а граница с перекрывающими, явно голоценовыми глинистыми песками — отчетливая, ровная. В разрезе глин выделяется 10 пачек отличающихся строением разреза. Пачки связаны постепенными переходами, поэтому приводимые ниже цифровые обозначения границ между глинами имеют в значительной степени условный характер. Выделяются следующие пачки (сверху вниз):

1. 1,25–5,0 м. Серые однородные глины без отчетливо выраженной слоистости с единичными включениями грубообломочного материала и раковинным детритом. В инт. 4,5–4,7 встречаются тонкие прослой черного цвета, обогащенные гидротроилитом.

2. 5,0–9,0 м. Глины серые, постепенно к низу пачки приобретающие явный коричневый оттенок. Встречаются редкие гравийные зерна и обломки раковин моллюсков. Появляется много тонких (1–2 мм) слоек мелкого серого алевролита; отдельные слои алевролитов обогащены гидротроилитом. Иногда алевролитовые слои прослеживаются в виде цепочки небольших линз. Изредка встречаются прослой и микролинзы (3–5 см) серых мелкозернистых песков, обогащенных гидротроилитом.

3. 9,0–16,0 м. Глины светло-коричневые с черными обогащенными гидротроилитом тонкими алевролитовыми слоями (5–6 мм) и слоями тонкого серого алевролита (1–3 см). Интервалы между прослоями алевролитов составляют 5–10 см. Наблюдаются мелкие оползневые деформации.

4. 16,0–50,0 м. Глины коричневые с тонкими (от менее 1 до 2 мм) слоями мелкого желтовато-серого алевролита и редкими черными глинистыми прослоями. Прослой алевролитов распределены по разрезу крайне неравномерно: интервалы между ними изменяются от первых сантиметров до 15–20 см и более. В глинах наблюдается тончайшая (доли мм) слоистость. Так же, как и в вышележащей пачке имеются следы оползневых деформаций. Чрезвычайно редко встречается единичный щебень темно-серых плотных алевролитов.

5. 50,0–57,0 м. Коричневые глины с многочисленными тонкими (от долей мм до 2–3 мм) прослоями светлых коричневатых-серых алевролитов.

6. 57,0–59,0 м. Глины темно-коричневые с красноватым оттенком. С интервалом в 5–10 см встречаются прослой (0,4–3,0 см)

тонких темно-серых глин, имеющих резкие четкие нижние границы и размытые постепенные верхние.

7. 59,0–61,0 м. Коричневые глины с комочками темно-серых суглинков разнообразной формы и размера (от нескольких мм до 5–6 см). В наиболее крупных комочках суглинков постоянно встречается грубообломочный материал гравийной размерности. Количество суглинистых комков в инт. 59–60 м увеличивается настолько, что они образуют сплошное слоевидное скопление мощностью до 10–20 см. Здесь же встречается много обломков литифицированных осадочных пород. Во всем описываемом интервале широко распространены оползневые деформации.

8. 61,0–66,0 м. Коричневые глины с красноватым оттенком, аналогичные глинам горизонта 57,0–59,0 м.

9. 66,0–69,0 м. Глины темно-коричневые с единичными тонкими прослоями темно-серых глин и отдельными крупными комочками плотных темно-серых суглинков, обычно субгоризонтально ориентированных длиной осью. В глинах исчезает красноватый оттенок, характерный для отложений вышележащей пачки. Осадки иногда нарушены оползневыми деформациями.

10. 69,0–73,0 м. Глины темно-коричневые. В отличие от вышележащей пачки количество комочков темно-серых суглинков увеличивается в них до 2–5%. Иногда они образуют даже слоевидные скопления.

Как уже отмечалось, ленточноподобные осадки распространены в основном в южной части Баренцева моря. В других районах этот тип отложений распространен локально, например, в северо-западной части бассейна. Там этот литогенетический тип представлен темно-серыми глинами с тонкими слойками алевритов (10) и имеет четко выраженное циклическое строение. Каждый цикл начинается частым переслаиванием глины и алевритов. Мощность глинистых прослоев достигает 2–5 см, алевритовых – 2–3 мм. К кровле цикла мощность глинистых прослоев увеличивается до 15–17 см. Всего выделяется четыре цикла, мощность каждого из которых составляет 0,5–0,6 м. Грубообломочный материал и визуально устанавливаемые органические остатки отсутствуют.

В южной части Мурманской банки пачка отложений, аналогичных описанным выше, представлена тонким переслаиванием глинисто-турбидитов и коричнево-серых алевритистых глин. В лаборатории, при исследовании в Колетскому полуострову, широко распространены го-

могущие коричневато-серые алевритистые глины (I0), аналогичные однородным серо-коричневым глинам верхней части уже приведенного разреза скл. 32-33.

Согласно традиционным представлениям, достаточно прочно утвердившимся в литологии, формирование ленточных глин и ленточно-подобных отложений в приледниковых бассейнах связывают с сезонной циклической обилие гидрогенного бассейнового осадконакопления. При этом, глинистые прослои трактуются как излишек образования, накопившиеся в сравнительно спокойной подледной гидродинамической обстановке при дефиците поступающего в бассейн терригенного материала, а песчаные и алевритовые прослои объясняются как летние накопления. Такие представления о генезисе ленточных глин способствовали развитию специфического метода абсолютной геохронологии (варва-хронологии), основанного на подсчете количества пар лент (ритмов "глина-алеврит") в разрезах этих отложений. Трудно объяснимые с таких позиций литологические данные, включающие срезание одних слоев (лент) другими, наличие четко выраженных несогласий между отдельными лентами, резкие фациальные переходы и др., не принимались, как правило, во внимание. Однако, с позиций развивавшихся в последние годы идей об автоклеточных процессах осадконакопления в областях лавинной седиментации (II), к которым, судя по скоростям осадконакопления (более 100 см/1000 лет), могут относиться и зоны приледниковых шельфовых бассейнов, может быть предложен иной, нетрадиционный механизм формирования ленточноподобных отложений.

Следует отметить, что в отдельных публикациях уже высказывались нетрадиционные взгляды на формирование ленточных глин. Так, Г.М.Эшли (I8), изучавший "ритмы" (ленточные глины) в северных озерах США, пришел к выводу, что этот тип отложений формировался турбидными потоками. В частности, в озере Хичкок им было выделено 3 типа ленточных глин: 1) мощность глинистых прослоев больше мощности алевритовых прослоев, 2) мощности глинистых и алевритовых прослоев примерно одинаковы, 3) мощность глинистых прослоев меньше мощности алевритовых прослоев. Все три типа глин формировались турбидными потоками. Поступление значительных количеств глинистого материала в бассейн, как считает Г.М.Эшли, происходит непрерывно в течение всего года, тогда как алевритовая компонента осадка поступает в основном в летний период. В результате в летних прослоях алевритовая компонента существенно прео-

блает над глинистой, а в зимних – представлены в основном глины. Различное соотношение мощностей алевроитовых и глинистых прослоев объясняется разным удалением источников питания (устьев рек, абразионных берегов и др.). Вблизи источников питания мощность алевроитовых прослоев преобладает над мощностью глинистых слоев, с удалением от источника соотношения мощностей выравнивается и в центральных районах бассейна (наиболее удаленных от источника питания) мощность глинистых прослоев значительно больше мощности алевроитов. Таким образом, хотя формирование ритмов Г.М. Эшли, также как и предыдущие исследователи связывает с сезонными ритмами, в качестве механизма формирования осадков предлагаются турбидные потоки. Если же быть до конца последовательными, то можно представить, что оба компонента слоистой пары (алевроит и глина) являются продуктом одного турбидитового процесса.

Как показывают экспериментальные исследования (5), одной из характерных особенностей суспензионных потоков, возникших из разнородного по величине материала, является их четкая гранулометрическая расслоенность, которая и является одной из причин слоистости формируемых отложений. При этом соотношение мощностей гранулометрически разных слоев зависит не столько от удаления от источника питания, сколько от плотности потока: в ритмах, образуемых из более плотных потоков, мощность зернистых прослоев (песков, алевроитов), как правило, больше мощности глин. Естественно, при прочих равных условиях формирование высокоплотных потоков более вероятно (но совсем не обязательно) вблизи источника питания. Именно с этих позиций объясняется формирование слоистых осадков и глинистых турбидитов во фьордах Скандинавии и Шпицбергена (19,20).

В пользу турбидного механизма формирования лентчоподобных отложений свидетельствует отмечаемое практически во всех районах отсутствие в них или крайняя ограниченность каких-либо органических остатков.

В этом отношении можно отметить, что в верхней части коричневой толщи в некоторых скважинах обнаружены фораминиферы (*Retroelphidium clavatum*, *Cassidulina goniformis*), характерные для опресненных холодноводных бассейнов. Обычно в этих случаях рассматриваемая толща отличается большей гомогенностью, наличием лишь редких тонких слоев алевроитов. Это позволяет отнести образования к замлчительным фазам существования

опресненного палеобассейна, в который начали проникать морские организмы. Говоря другими словами, эту часть толщи можно отнести к внешней периферической части приледникового бассейна, в которой уже обнаруживается некоторое влияние морского бассейна. Не исключено, что именно с этим связано появление иногда в размерах тонких прослоев гидротронлита, фиксирующих, скорее всего, кратковременные этапы замедления или частичного прекращения выноса в бассейн ледниковой мути. Практически полное отсутствие остатков морских организмов в большей части описанной толщи, на наш взгляд, более вероятно связано с пресноводным или полупресноводным типом бассейна и спецификой свойственного ему осадконакопления.

Учитывая возможные механизмы и условия формирования подробно описанной в скв. 32-33 толщи глины, нам представляется возможным выделить шесть типов глины, формирование которых в той или иной степени связано с автокинетическими процессами, в той или иной мере генерируемыми отступающим верхневалдайским ледником.

В самом основании разреза глины (лит. 69,0-73,0 м) отложения могут быть отнесены к гляциотурбидному типу, формировавшемуся в подледном бассейне в непосредственной близости от края отступающего ледника. Поскольку изменение положения ледника обычно носит пульсационный характер, то это и нашло свое прямое отражение в особенностях нижней пакки. Здесь в осадках постоянно встречается сравнительно большое количество комочков суглинков, которые иногда даже формируют маломощные самостоятельные слои. Наличие суглинистых включений свидетельствует о том, что нормальное бассейновое накопление глины часто нарушалось гляциотурбидными потоками, которые несли большое количество обломочного (в данном случае комки моренных суглинков) материала.

Выше (лит. 66,0-69,0 м) залегают осадки второго типа, которые формировались в зоне бассейна, уже значительно удаленной от края отступающего ледника. В глиных суглинистые комочки встречаются значительно реже, меньше становится и тонких прослоев темно-серых глин, которые, очевидно, образовались за счет глинистого вещества матрикса моренных суглинков, диспергированного в гляциотурбидном автокинетическом потоке. При этом более грубозернистый материал, освобождающийся из суглинков, отлагался в дистальной, периферической части бассейна. В глубоководные районы попадали лишь отдельные недиспергированные комочки, которые в виде "грубозернистого" материала встречаются в глинах.

Третий тип глин залегает в интервале 57,0–66,0 м. На их формирование автокинетические процессы оказали, по-видимому, наименьшее влияние. Они накапливались, очевидно, в сезонно замерзающем бассейне замкнутого или полужамкнутого типа. Накапливавшиеся в летний период глины имеют характерный красноватый оттенок, свойственный поверхностному 5–10-сантиметровому слою хорошо аэрируемых осадков, контактирующих с обогащенными кислородом придонными водами. Поступление глинистого материала в летний период носило скорее всего пульсационный характер. Каждая вновь поступающая порция глинистой суспензии нарушала ранее накопленный слой. В результате мощность окисленного (летнего) горизонта сравнительно велика. С циклической ресуспензией отлагавшихся летом глин, по-видимому, связана размытость верхних границ слоев темно-серых глин, которые, вероятно, в значительной степени образовывались в процессе восстановления темно-коричневых глин в зимнее время. В какой-то период накопления описываемого типа глин произошло временное наступление ледника. Этому периоду соответствовало накопление осадков в интервале 59–61 м, которые представляют собой глициотурбидиты с большим количеством комочков сутлинок и обломков литифицированных осадочных пород. Судя по небольшой мощности интервала глициотурбидитов прогрессирующая активность края ледника была непродолжительной.

Четвертый тип глин, которые можно рассматривать, как типичные ленточные, имеет максимальную мощность, располагаясь в интервале 9,0–57,0 м. На формирование этих глин ледник оказывал, по-видимому, только косвенное влияние: при своем таянии он поставил массу взвесей и все еще продолжал играть роль своеобразной дамбы, ограничивая связь формируемого бассейна с водами Атлантики.

Быстрая деградация ледника способствовала интенсивному накоплению моренного материала по периферии бассейна. Динамическая нестабильность быстро накапливавшихся осадков периодически приводила к их оползанию и формированию турбидных потоков, проникавших в центральные части водоема, где происходило расслоение суспензии и накопление ленточных глин. Последние представляют собой разноритмичное переслаивание коричневых глин, мощностью первые сантиметры, и желто-серых алевроитов, мощностью первые миллиметры.

По характеру ритмичности и соотношению мощностей глинистых и алевроитовых прослоев в пределах мощного интервала ленточных глин четко выделяются 3 подтипа.

Горизонт ленточных глин в интервале 50–57 м представлен равномерно ритмичными отложениями, в которых каждый ритм представлен 2–3 мм слоем алевроита и 1–2 см слоем глины. Учитывая исключительно равномерную ритмичность и сравнительно небольшую мощность глинистых прослоев, можно предположить, что нижний горизонт ленточных глин формировался относительно недалеко от края ледникового покрова.

Залегающие выше глины (инт. 16–50 м), относящиеся ко второму подтипу ленточных глин, характеризуются крайней неравномерностью распределения по разрезу прослоев алевроитов. Интервалы между ними изменяются от первых сантиметров до 15–20 см и более. Такое строение разреза наиболее вероятно связывать с периодической изменчивостью интенсивности абляции, с которой связан приток материала в бассейн осадконакопления. Поэтому периодам активизации абляции соответствуют минимальные мощности глинистых прослоев (1–2 см). Наоборот, в периоды затухания абляции роль суспензионных потоков существенно уменьшалась и в это время в бассейне происходило преимущественное накопление глин; мощность прослоев которых составляла 15–20 см и более.

Третий подтип глин выделяется в интервале 9–16 м. В отличие от вышеописанного, этот подтип характеризуется равномерной ритмичностью отложений, в которых 5–6 мм прослой алевроитов чередуются с 5–10 см прослоями глины. Увеличение мощности глинистых прослоев по сравнению с первым подтипом ленточных глин свидетельствует, на наш взгляд, о существенном удалении источника осадочного материала (край деградировавшего ледника) от области накопления ленточноподобных отложений. Справедливость этого предположения подтверждается литологическим составом залегающих выше глин, которые выделяются в особый, переходный тип отложений.

Описанные ленточные глины, учитывая предложенный механизм их формирования из суспензионных потоков талых ледниковых вод, могут быть названы гляциоритмитами.

Переходный тип глин залегает в интервале 5–9 м и отражает период завершения перестройки бассейна из полусамозатопленного солоноватоводного водоема (благодаря ледниковому барьеру) в открытый морской бассейн повышенной солености. Поэтому в основании гори-

Третий тип глин залегает в интервале 57,0–66,0 м. На их формирование автокинетические процессы оказали, по-видимому, наименьшее влияние. Они накапливались, очевидно, в сезонно замораживаемом бассейне замкнутого или полужамкнутого типа. Накапливавшиеся в летний период глины имеют характерный красноватый оттенок, свойственный поверхностному 5–10-сантиметровому слою хорошо аэрируемых осадков, контактирующих с обогащенными кислородом придонными водами. Поступление глинистого материала в летний период носило скорее всего пульсационный характер. Каждая вновь поступающая порция глинистой суспензии нарушала ранее накопленный слой. В результате мощность окисленного (летнего) горизонта сравнительно велика. С циклической ресуспензией отлагавшихся летом глин, по-видимому, связана размытость верхних границ слоев темно-серых глин, которые, вероятно, в значительной степени образовывались в процессе восстановления темно-коричневых глин в зимнее время. В какой-то период накопления описываемого типа глин произошло временное наступление ледника. Этому периоду соответствовало накопление осадков в интервале 59–61 м, которые представляют собой гляциотурбидиты с большим количеством комочков суглинков и обломков литифицированных осадочных пород. Судя по небольшой мощности интервала гляциотурбидитов прогрессирующая активность края ледника была непродолжительной.

Четвертый тип глин, которые можно рассматривать, как типичные ленточные, имеет максимальную мощность, располагаясь в интервале 9,0–57,0 м. На формирование этих глин ледник оказывал, по-видимому, только косвенное влияние: при своем таянии он представлял массу взвесей и все еще продолжал играть роль своеобразной дамбы, ограничивая связь формируемого бассейна с водами Атлантики.

Быстрая деградация ледника способствовала интенсивному накоплению моренного материала по периферии бассейна. Динамическая нестабильность быстро накапливавшихся осадков периодически приводила к их оползанию и формированию турбидных потоков, проникавших в центральные части водоема, где происходило расслоение суспензии и накопление ленточных глин. Последние представляют собой разноритмичное переслаивание коричневых глин, мощностью первые сантиметры, и желто-серых алевроитов, мощностью первые миллиметры.

По характеру ритмичности и соотношению мощностей глинистых и алевроитовых прослоев в пределах мощного интервала ленточных глин четко выделяются 3 подтипа.

Горизонт ленточных глин в интервале 50–57 м представлен равномерно ритмичными отложениями, в которых каждый ритм представлен 2–3 мм слоем алевроита и 1–2 см слоем глины. Учитывая исключительно равномерную ритмичность и сравнительно небольшую мощность глинистых прослоев, можно предположить, что глинистый горизонт ленточных глин формировался относительно недалеко от края ледникового покрова.

Залегающие выше глины (инт. 16–50 м), относящиеся ко второму подтипу ленточных глин, характеризуются крайней неравномерностью распределения по разрезу прослоев алевроитов. Интервалы между ними изменяются от первых сантиметров до 15–20 см и более. Такое строение разреза наиболее вероятно связывать с периодической изменчивостью интенсивности абляции, с которой связан принос материала в бассейн осадконакопления. Поэтому периодам активизации абляции соответствуют минимальные мощности глинистых прослоев (1–2 см). Наоборот, в периоды затухания абляции роль суспензионных потоков существенно уменьшалась и в это время в бассейне происходило преимущественное накопление глин; мощность прослоев которых составляла 15–20 см и более.

Третий подтип глин выделяется в интервале 9–16 м. В отличие от вышеописанного, этот подтип характеризуется равномерной ритмичностью отложений, в которых 5–6 мм прослой алевроитов чередуются с 5–10 см прослоями глины. Увеличение мощности глинистых прослоев по сравнению с первым подтипом ленточных глин свидетельствует, на наш взгляд, о существенном удалении источника осадочного материала (край деградирующего ледника) от области накопления ленточноподобных отложений. Справедливость этого предположения подтверждается литологическим составом залегающих выше глин, которые выделяются в особый, переходный тип отложений.

Описание ленточные глины, учитывая предложенный механизм их формирования из суспензионных потоков талых ледниковых вод, могут быть названы гляндритмиттами.

Переходный тип глин залегает в интервале 5–9 м и отражает период завершения перестройки бассейна из полузамкнутого солонатоводного водоема (благодаря ледниковому барьеру) в открытый морской бассейн нормальной солености. Поэтому в основании гори-

зонта глины имеют коричневатый оттенок, который в верхней части горизонта совершенно исчезает, и глины становятся серыми. Такое изменение цвета характеризует смену окислительных условий осадко-накопления восстановительными, свойственными нормальным морским бассейнам.

Обычно с этим типом осадков оказываются связаны упоминавшиеся фораминиферы.

Венчает разрез (инт. I, 25–5,0 м) шестой тип глин. Они имеют серую окраску, практически не несут следов слоистости, обогащены раковинным детритом. Все это позволяет рассматривать отложения как типичные морские глины, накопление которых продолжается в современную эпоху.

Анализ рассмотренных материалов показывает, что, по колонкам скважин глубокого бурения, история осадконакопления на Баренцевом море более или менее достоверно реконструируется для периода с последнего верхневалдайского оледенения, когда на значительной части современной акватории моря существовали ледники, поступавшие из нескольких центров оледенения (7, 12). Этот период фиксируется в разрезе распространением темно-серых плотных валунистых суглинков. Постепенная деградация ледников в позднеледниковые носила пульсирующий характер. В этот период во впадинах юго-восточной части бассейна и на ограниченных участках северо-западных районов оформилась серия замкнутых или полузамкнутых солоноватоводных бассейнов, которые, благодаря запруживающей роли отступающих ледников, имели крайне ограниченную связь с водами Атлантики. В эти полузамкнутые водоемы из окружающих тающих ледяных массивов поступала масса взвешенного материала. При импульсивном поступлении масс разжиженного материала формировались мощные автокинетические потоки, которые приводили к формированию толщи коричневых глин с прослоями алевроитов и темно-серых глин с комочками суглинков, реже с прослоями песков и суглинков. Необычный, преимущественно коричневатый цвет осадков в южной части акватории был связан в значительной своей части с преобразованием глинистых минералов (биотита) в солоноватоводной обстановке (7).

Завершение дегляциации Баренцевоморского шельфа и установление в голоцене условий открытого морского бассейна привело к изменению условий седиментации (стали накапливаться более грубые и восстановленные осадки) и резкому (на 2–3 порядка)

снижению темпов осадконакопления сравнительно с позднеледниковым. Основной тип осадков, формируемых в Баренцевом море в настоящее время, это ледово- и ледниково-морские песчано-алевритово-глинистые отложения с редкими включениями гравийно-галечного материала.

Рассмотренный материал, а также анализ публикаций по гляциальным шельфам других регионов позволили составить принципиальную схему строения комплекса отложений мелководного гляциального шельфа (рис. 3). В основании комплекса залегает донная или конечная морена, представленная плотными супылистыми или супесчаными отложениями с большим количеством валуно-щебенчато-дресвянистого материала. Непосредственно с мореной связаны флювиогляциальные песчано-гравийные отложения, которые в виде маломощного чехла фрагментарно перекрывают донную морену. Выше залегает мощная толща гляциотурбидитов и гляциоритмитов, формирование которой связано с выносом талыми водами минерального вещества из мореносодержащего льда. Завершают разрез морские осадки, подчиняющиеся закономерностям терригенной шельфовой седиментации. Характерной особенностью гляциотурбидитовых отложений, обычно начинающих разрез надморенных бассейновых осадков, является наличие глинистых и алевритовых окатышей в тонкой глинистой и мелкоалевритовой основной массе. Среди гляциотурбидитовых отложений выделяется два литогенетических типа: ритмично-слоистые (переслаивание слоев в разной степени насыщенных глинистыми окатышами) и однородные (8, 10). Анализ латерального распространения гляциотурбидитовых отложений показал, что обычно они локализованы вблизи конечных морен на банках, их склонах, а также на склонах прилегающих к ним желобам и впадинам.

В разрезе гляциотурбидиты перекрываются толщей ленточных глин и ленточноподобных отложений, которые по генезису можно рассматривать как гляциоритмиты. Формирование ленточных глин, как и всего комплекса шележащих отложений, также непосредственно связано с гляциальными факторами. При этом отступающий ледник здесь выполняет несколько функций. За счет своей экзарационной деятельности он образует желоба, становящиеся зонами активного осадконакопления в период дегляциации. Во-вторых, формируя морену, аккумулирует в бассейне массы осадочного материала; в-третьих,ставляет в прилегающих бассейнах большие объемы пресных вод, выносящих юренинный материал и формирующих суспензион-

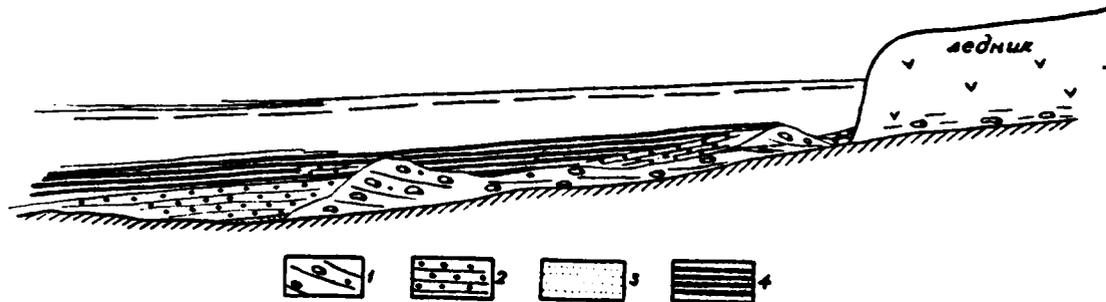


Рис. 3. Принципиальная схема строения комплекса отложений мелководного гляциального шельфа.

- 1 - донные и конечные морены;
- 2 - комплекс гляциотурбидитовых отложений;
- 3 - флювиогляциальные отложения;
- 4 - гляциоритмы.

ные потоки вещества; и, наконец, отступающие ледники до какого-то определенного этапа могут играть роль своеобразных природных дамб, отделявших пресноводные или солоноватоводные приледниковые бассейны от нормальносоленых морских вод. Дальнейшее отступление ледника и продолжавшееся повышение уровня моря в связи с последниковой трансгрессией существенно изменило соотношение поступающих в бассейн седиментации пресных и соленых морских вод: количество первых значительно сократилось, а поступление тяжелых морских вод из-за уменьшения барьеров (ледников) увеличилось. Это должно было привести к расслоению водной массы в наиболее глубоких депрессиях морского дна: морские воды нормальной солености накапливались в придонных горизонтах (глубже 150–250 м), а на поверхности формировался существенно опресненный слой морской воды. Именно такое расслоение и послужило, на наш взгляд, основной причиной того, что заметной мощности ленточные глины почти выклиниваются на южном борту Центральной впадины на глубинах около 250–300 м. Следует заметить, что геолого-географические условия, существовавшие в Центральной впадине в позднеледниковье, судя по палеогеографическим реконструкциям (7), должны были бы способствовать формированию суспензионных потоков, а следовательно, и накоплению мощной толщи гляциоритмитов на дне впадины. Поэтому можно предположить, что суспензионные потоки на склонах Центральной впадины на самом деле существовали. Однако, продвигаясь по склонам и достигая поверхности галоклина, который был расположен на глубинах 150–250 м, скорость суспензионных потоков при переходе в более плотную среду резко уменьшалась, и весь взвешенный материал отлагался на поверхности склона. Таким образом, галоклин являлся естественным барьером на пути суспензионных потоков, глубже которого формирование ленточноподобных отложений становилось невозможным. Это является еще одним аргументом в пользу предложенного механизма образования ленточных глин из суспензионных потоков.

Наконец, важно подчеркнуть, что максимальное распространение толщ коричневых глин связано с Печорским морем и Мурманской банкой. Скорее всего подобную их пространственную приуроченность можно объяснить палеогляциологическими особенностями дегляциации, связанными с наличием в этих районах зон сочленения различных ледниковых покровов, а также более быстрым образованием ингрессионных приледниковых зливов (2). В северных районах пока подобных

толщ не обнаружено. Скорее всего это может быть связано с медленным фронтальным отступанием ледниковых покровов. В этом случае в разрезе строение отложений мелководного гляциального шельфа несколько упрощается: из него исчезают толщи замкнутых и полузамкнутых бассейнов.

Наконец, еще один важный момент. Традиционно с ледниковоморскими осадконакоплением связываются айсберговые отложения. В условиях мелководного Баренцева моря, ледники, как правило, находились не на плаву, а на ледниковом ложе, что не способствовало образованию значительного количества айсбергов. Поэтому достоверно установленных собственно айсберговых отложений при изучении разрезов скважин до сих пор не встречено.

В заключение необходимо отметить, что намеченная принципиальная схема строения мелководного гляциального шельфа для южных районов Баренцева моря оказалась типичной не только для времени перехода от последнего оледенения к голоцену. Как показывает анализ разрезов скважин и береговых разрезов п-ова Канли, подобного типа строение гляциального шельфа было свойственно и более древним позднеледниковым, что позволяет придавать ей общее значение. Принципиально важным является также установление в строении гляциального шельфа значительной роли отложений автокинетических потоков.

Литература

1. Арктический шельф Евразии в позднечетвертичное время. М.: Наука, 1987. 277 с.
2. Гросвальд М.Г. Оледенение континентальных шельфов. Итоги науки и техники, сер. палеогеограф., Т. I. М., 1983. 185 с.
3. Ионин А.С., Медведев В.С., Павлидис Ю.А. Типы морфодитогенеза на шельфах Мирового океана. // Континентальные и островные шельфы. Рельеф и осадки. М.: Наука, 1981. С. 5-23.
4. Кленова М.В. Геология Баренцева моря. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 367 с.
5. Кленен Ф. Экспериментальные исследования суспензионных потоков и глинистых суспензий. // Геология и геофизика морского дна. М.: Мир, 1969. С. 59-87.

6. Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М.: Наука, 1976. 237 с. // Труды ГИН АН СССР, Вып. 208.
7. Лаврушин Ю.А. Гляциальный шельф: строение, осадконакопление, палеогеография. // Генезис осадков и фундаментальные проблемы литологии. М.: Наука, 1989. С. 91-103.
8. Лаврушин Ю.А., Чистякова И.А. Глядиотурбидитовые отложения гляциального шельфа. // Доклады АН СССР, 1988. Т. 303. № 1. С. 173-177.
9. Лаврушин Ю.А., Чистякова И.А., Гайдаманук А.С., Голубев Ю.К., Васильев В.П. Строение и вещественный состав отложений гляциального палеошельфа Большеземельской туцдрн. // Литология каппозойских шельфовых отложений. М.: ГИН АН СССР, 1989. С. 3-51.
10. Лаврушин Ю.А., Алексеев В.В., Чистюкова И.А., Хасанкаев В.Б., Типы осадков и эволюция обстановок осадконакопления Баренцева моря в поздне- и послеледниковое время. // Известия АН СССР, серия геологическая, 1990. № 2. С. 82-90.
11. Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 309 с.
12. Матишов Г.Г. Дно океана в ледниковый период. Л.: Наука, 1984. 176 с.
13. Рухина Е.В. Литология ледниковых отложений. Л.: Недра, 1973. 176 с.
14. Тарасов Г.А. Количественная оценка терригенных включений морского льда в прибрежной зоне Баренцева моря. // Доклады АН СССР, 1981. Т. 256. № 4. С. 936-938.
15. Шепард Ф.П. Морская геология. Л.: Недра, 1976. 488 с.
16. Эмери К. Геология окраины материка на востоке Соединенных Штатов Америки. // Геология и геофизика морского дна. М.: Мир, 1969. С. 9-31.
17. Эштейн О.Г., Гатаулин В.Н., Романюк Б.Ф. Позднеледниковое осадконакопление в южной части Баренцева моря - гляцигенный вид терригенной лавинной седиментации. // Геология океанов и морей: Тезисы докладов 9 Всесоюзной школы морской геологии. Т. 1. М.: Институт океанологии АН СССР, 1990. С. 143-144.
18. Alley G.M. Rhythmic sedimentation in glacial lake Hitchcock, Massachusetts - Connecticut. // Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation. / Ed by Jopling A.V. and McDonald B.C. / Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. 1975.

Special Publication N° 23. P. 304-320.

19. Elverhoi A., Lonne O., Seland R. Glaciomarine Sedimentation in a modern fjord environment, Spitsbergen.// Polar Research. 1983. N° 1. P. 127-149.
20. Elverhoi A., Pfirman S.L., Solheim A., Larssen B.B. Glaciomarine sedimentation in epicontinental seas exemplified by the northern Barents Sea.// Marine Geology. 1989. V.85. N° 2-4. P. 225-250.

Ю.А.Лаврушин, Е.А.Спиридонова, Л.Д.Сулержикский
 ГЕОЛОГО-ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ СЕВЕРА АРИДНОЙ ЗОНЫ В ПОСЛЕДНИЕ 10 000 ЛЕТ.

Познание геолого-палеоэкологических событий Северного Прикаспия имеет чрезвычайно важное значение для понимания геологической истории окраины аридной зоны, выявления общих тенденций процесса опустынивания, реконструкции условий обитания доисторического человека времени мезолита, неолита и энеолита. Более того, детальная расшифровка недавней геологической истории аридной зоны может оказаться полезной для понимания природы региональных экологических катастроф и составления прогноза изменений природной обстановки.

Существующие представления о геолого-палеоэкологических событиях аридных областей нашей страны достаточно схематичны. Выказанные на этот счет взгляды могут быть сведены в две группы. Сторонники первой из них придерживаются представлений о том, что аридный климат не претерпел каких-либо изменений в последние 10 000 лет. Другая группа исследователей высказывает мнение, что современный аридный климат возник около 4000 л.н. Естественно полагать, что столь противоречивые взгляды отражают одну из начальных стадий изучения аридной зоны нашей страны и обусловлены в значительной своей части недостатком фактического материала.

Представленные в настоящей статье материалы позволяют существенно уточнить существующие представления, главным образом, о геологической истории голоцена Северного Прикаспия. В основу излагаемых ниже представлений положены геологические исследования при изучении археологических памятников, впервые проведенные детальные палинологические изучения вскрытых отложений, сопровождавшиеся частично определениями радиоуглеродного возраста.

Геолого-палинологические материалы, являющиеся основой для выводов, содержащихся в настоящей статье, послужили археологические исследования Куйбышевского педагогического института, проводившиеся под руководством И.В.Васильева, сотрудниками института Е.В.Козиним и П.В.Барыкиным. Район исследования представляет собой часть Прикаспийской низменности с абсолютными отметками около минус 10 м. В тектоническом плане это части Астраханского свода (Аксарайский вал) и юго-западная окраина Северо-Каспийского выступа. Одной из характерных особенностей этих

структур является широкое распространение соляной тектоники. Для целей нашего рассмотрения важно подчеркнуть, что часть соляных куполов, близко подходящих к дневной поверхности, оказалась разрушенной и на их месте в рельефе образовались обширные, иногда округлые в плане, плоские депрессии, достигающие в поперечнике десятки километров. Эти депрессии хорошо дешифрируются на космических снимках и отличаются значительной сложностью строения позднеледниковых и голоценовых отложений. Борты депрессий, нередко достаточно крутые, являются фрагментами положительных соляных структур, сложенных с поверхности морскими плейстоценовыми отложениями и иногда слабо расчленены неглубокими разреженно-задернованными эрозионными бороздами, устья которых сочленяются с конусами, образующими узкий пролювиально-делювиальный терраовидный шлейф, относительной высоты над дном впадин около 2 м.

На поверхности низменности и в днищах депрессий распространены позднехвалынокие шоколадные глины, которые перекрыты прибрежно-морскими песками. Последние распространены в виде грядово-бугристых полос и являются характерным элементом ландшафта, отражающим частично первичные полосы аккумулятивных прибрежно-морских валов позднехвалынокого бассейна.

В голоцене эти песчаные валы неоднократно перерабатывались во времени эоловыми процессами, в ходе воздействия которых образовались разновозрастные дюны и дефляционные впадины. В моменты затухания эоловых процессов происходило формирование почв и, как было установлено в ходе наших исследований, в целом песчаные массивы представляют собой сложно-построенное образование с наличием значительного количества погребенных почв. (фиг.).

Как отмечалось выше, основные материалы были получены нами при изучении геологического строения ряда археологических памятников. При этом была выявлена достаточно четкая пространственная приуроченность разновозрастных памятников к днищам упоминавшихся выше обширных депрессий, иногда достигающих в поперечнике нескольких десятков километров. Подобная закономерность месторасположения археологических памятников имеет, как будет показано, определенную связь с геолого-палеоэкологическими событиями рассматриваемой части арктической зоны.

Проведенные исследования позволили выявить в геологической истории Северного Прикаспия целый ряд геолого-палеоэкологических событий различного таксономического ранга.

Типизация геолого-палеоэкологических событий

Анализ полученного материала позволил нам создать типизацию геолого-палеоэкологических событий, происшедших в Северном Прикаспии в последние 10 000 лет. Выделяемые нами подразделения этой формальной классификации имеют таксономический ранг. Наиболее крупное геолого-палеоэкологическое событие – это этап – относительно длительный (несколько тысяч лет) период существования однородной геолого-палеоэкологической обстановки. В нашем конкретном случае выделяются два этапа: семиаридный и аридный. Следующее событие меньшего таксономического ранга интервал – часть этапа – выделяющийся по характерным направленным изменениям природной обстановки, не приводящим к ее коренным изменениям. Более мелкими событиями являются эпизод или момент, оптимум и кризис или палеоэкологическая катастрофа. Момент или эпизод – это резкое относительно кратковременное изменение геолого-палеоэкологической обстановки, являющееся частью интервала, существенно не влияющее на общую направленность природного процесса. Оптимум – оптимальная относительно кратковременная (несколько сотен лет) геолого-палеоэкологическая обстановка, с которой связаны достаточно глубокие изменения природной среды, существенно отличающиеся от предшествующего и последующего зональных типов природной обстановки.

Кризис или палеоэкологическая катастрофа – крайне неблагоприятная кратковременная (несколько сотен лет) геолого-палеоэкологическая обстановка, сопровождающаяся глубокими изменениями природной среды, существенно отличающаяся от предшествующего зонального типа природной обстановки.

Представленная типизация геолого-палеоэкологических событий является одним из первых опытов разработки подобных классификаций. Поэтому в дальнейшем она естественно подвергнется совершенствованию. Однако, для изложения нашего материала данная типизация оказалась достаточно удобной.

Семиаридный этап

Семиаридный этап охватывает время от конца позднеледниковья до конца бореала. Нами рассматривается лишь часть этого этапа от 10 000 до 8000 лет. Отложения этого времени представлены, главным образом, озерными осадками, фрагменты которых сохранились в виде ровных террасовидных поверхностей в днищах обширных впадин;

иногда они представлены в виде дефляционных останцев. Толщи озерных отложений данного возраста были изучены в районах археологических памятников Ис-тай, Комбакты, Каир-Шак-3. Как правило озерные отложения в основании видимой части разреза представлены толщей золотисто-желтых горизонтальнослоистых мелкозернистых песков (мощностью до 1 м), которые выше перекрыты пачкой крупного алеврита коричневатого-бурого цвета с тонкой горизонтальной слоистостью. Слоистость в этих глевритах обусловлена наличием тонких, миллиметровых глинистых слоев. Алевриты слабо угнетены, содержат незначительное количество пелитоморфного карбоната. Мощность пачки алевритов достигает 1,6-1,5 м. По всем изученным местам строение толщи озерных отложений однотипно. Залегает она на позднехвалынских фаунистически охарактеризованных морских отложениях и перекрывается погребенной почвой. Погребенная почва представлена коричневатого-бурого суглинком с хорошо выраженным карбонатным псевдомицелием. Почва нередко, особенно в верхней части, интенсивно карбонатна за счет вторичных процессов и иногда верхние 0,1 м имеют вид карбонатной плиты белесого-коричневого цвета. Крайне важным моментом является приуроченность кремневых орудий мезолита к выходам этой погребенной почвы. Поверх нее обычно развиты эоловые или почвенно-эоловые отложения аридного этапа.

Важно подчеркнуть, что наличие описанных озерных отложений определенно указывает на существование в данном регионе крупных водоемов. Более того, отсутствие интенсивных выраженных следов проявления засоления осадков позволяет высказать мнение о пресноводном или близком к нему характере этих водоемов. Все это позволяет думать, что климатическая ситуация времени существования водоемов была принципиально отличной от современной. Результаты палинологического изучения озерных отложений не только подтверждают высказанное соображение, но существенно уточняют природную обстановку этого времени.

Полученные данные отражают растительность более прохладного и влажного климата, чем современный, когда значительно большие площади были заняты бореальными видами и, в первую очередь, древесными породами, ксерофитные травянистые и кустарниковые группировки играли меньшую роль в ландшафте. По-видимому, в наиболее благоприятных условиях могли существовать островные леса, образующие березой, в меньшей степени сосной и широколиствен-

ными породами. По берегам водоема в условиях некоторого заболачивания произрастали мхи, хвощи, осоки, тростник, существовали островные леса типа тугайных, в которых произрастал даже ясень, наряду с дубом, вязом и лещиной, что свидетельствует о том, что летние температуры в это время были уже достаточно высокие. Возраст этих отложений определяется, главным образом, по приуроченности к погребенной почве орудий человека эпохи мезолита, а также по корреляции палинологических материалов по близлежащим районам, где они контролируются радиоуглеродными датировками. Судя по приведенным материалам мезолитический человек существовал в достаточно благоприятной обстановке, характеризующейся лесостепным ландшафтом и наличием крупных пресноводных водоемов на фоне низкого стояния уровня Каспия (вторая половина мангыш-лакской трансгрессии). Судя по достаточно значительной частоте встречаемости мезолитических находок орудий и их фрагментов, территория рассматриваемой части севера аридной зоны была достаточно густо заселена.

Аридный этап

Как показали исследования, наступивший после семиаридного этапа – аридный этап имел сложную внутреннюю структуру. Прежде всего в нем достаточно уверенно выделяется два интервала, отделенных друг от друга оптимумом. Внутри интервалов выделяются неодинаковой продолжительности и различные геолого-палеоэкологические эпизоды или моменты. Наконец, по нашему мнению, переход от семиаридной обстановки к аридной имеет таксономический ранг геолого-палеоэкологического кризиса или катастрофы. Строго говоря, как будет показано ниже, время геолого-палеоэкологического оптимума по своим характеристикам не входит в аридный этап. Это подразделение имеет самостоятельное значение, разделяющее аридный этап на две части, которые в нашем последующем изложении выделяются как ранний и поздний интервалы аридного этапа. В конечном итоге это не исключает в дальнейшем рассматривать эти два интервала как два самостоятельных аридных этапа. Ограничившись изложенными предварительными замечаниями о структуре аридного этапа ниже мы перейдем к изложению конкретного материала.

Аридный геолого-палеоэкологический кризис или катастрофа.

Судя по имеющимся материалам, между 7000 и 8000 л.н. в Северном Прикаспии, произошла резкая перестройка природной обста-

новки, которая рассматривается нами как геолого-палеоэкологический кризис или катастрофа. В это время произошла резкая аридизация климата и семиаридный ландшафт сменился, минуя степную обстановку, пустынями и полупустынями с чрезвычайно активным проявлением эоловых процессов. С последними связано формирование не только бугристых песков, но также дефляционных впадин, которые могут достигать в поперечнике несколько сотен метров.

Геологическое изучение археологических памятников показало, что непосредственно на мезолитической почве (Каир-Шак-3, шурф I) залегает толща типичных эоловых песков, характеризующих скорее всего один из начальных этапов дюнообразования в рассматриваемом районе. По данным палинологического исследования в это время существовал пустынный ландшафт, в растительном покрове которого широкое распространение получили полынные группировки наряду с лугово-злаковыми сообществами. Возможно в депрессиях началось засоление грунтов о чем свидетельствует присутствие маревых.

О более точной датировке и продолжительности данного кризиса можно судить лишь по косвенным данным. Палинологические и археологические исследования, проведенные в пределах современной степной зоны непосредственно севернее изученного нами региона, показали, что глубокая аридизация климата произошла примерно около 7200 лет назад. С этим временем А.В.Виноградов и А.Т.Синюк связывают ранние микролитические комплексы о культуре населения проникшего в степную и даже лесостепную зоны из среднеазиатских областей в самом конце мезолита, где аридизация климата была чрезвычайно значительной. Что касается продолжительности геолого-палеоэкологического кризиса, то, учитывая полученную нами датировку в 6900 лет из вышележащей погребенной почвы, можно думать, что резкая аридизация произошла примерно за 200 лет и совпала по времени с началом новокаспийской трансгрессии Каспия.

Ранний аридный интервал

Изучение геологического строения археологических памятников Каир-Шак-3, Каир-Шак-6, Тектенсор, Истап-5, показало, что комплекс отложений, относимых к раннему аридному интервалу отличается значительной сложностью. Все указанные памятники были обнаружены в дюнах. В разрезах, вскрывших внутреннее строение дюн, был обнаружен комплекс эоловых отложений, расчлененный на отдельные толщи погребенными песчаными почвами различной со-

ранности, к некоторым из которых оказались приурочены культурные слои неолитического человека. Более того, многие из погребенных почв коррелируются с маломощными озерными отложениями. Изложенные в самой общей форме представления о геологическом строении отложений раннего аридного этапа являются принципиально новыми и, естественно, требуют дополнительного обоснования. Наиболее целесообразно это сделать при рассмотрении конкретных археологических памятников. В этом отношении остановимся прежде всего на геологии района группы стоянок Каир-Шак, расположенных в 25-30 км к ССВ от пос. Аксарайский. Наши исследования были связаны с изучением геологии неолитических памятников Каир-Шак-3 и Каир-Шак-6. Проведенными работами было установлено, что в строении дна выявляется сложно-построенный комплекс золово-почвенных образований, сочетающийся с озерными отложениями, показанный на рис. 1. При анализе данной схемы следует иметь в виду два момента. Первый из них - это выделение разновозрастных озерных толщ, представленных серыми глинистыми горизонтальнослоистыми песками, слоистость в которых образована тонкими слоями алевролита. Разновозрастность озерных отложений обосновывается палинологическим анализом. Второй момент - наличие в толщах золовых песков, погребенных почв и их фрагментов. К некоторым из погребенных почв, как указывалось, приурочены культурные горизонты неолитического человека. Собранные в них кусочки древесного угля позволили установить радиоуглеродный возраст как культурных горизонтов, так и некоторых из погребенных почв. Наличие погребенных почв в толще золовых отложений показывает, что золовые процессы были прерывистыми во времени. Совершенно определено, даже по имеющимся предварительным материалам, можно утверждать, что между 7000 и 5000 лет назад примерно каждые 500 лет происходило затухание золовых процессов и формирование погребенных почв. При этом к концу рассматриваемого интервала эпизоды почвообразования оказались более сложными по своей внутренней структуре за счет некоторого оживления золовых процессов. Поэтому в разрезах фиксируются сближенные почвы, отделенные друг от друга маломощными прослоями золовых песков. Особенно четко это проявилось в эпизоде 5600-5400 лет назад. Естественно думать, что образование погребенных почв связано с определенной ритмичной интенсивности золовых процессов.

Для наших целей большой интерес представляют геологические

и палинологические материалы, полученные в результате изучения стоянки Каир-Шак-3 (разрез западной стенки квадрата 20 и восточной стенки квадрата 33), где известны культурные слои неолитической каиршакской культуры. По своему строению изученные разрезы оказались достаточно идентичными. В их основании залегает толща озерных отложений, поверх которой располагается комплекс золово-почвенных образований.

В целом для рассматриваемого этапа во всех разрезах установлено преобладание пыльца травянистых и кустарниковых растений, которые в общем составе составляют 84-95%. Непосредственно в озерных отложениях разрезов стоянки Каир-Шак-3 преобладает пыльца полыней (до 80%), второе место принадлежит маревым (15-23%), в существенно меньшей степени имеется пыльца злаков и осок. Встречается единично пыльца древесных пород: сосны, березы, режени, ольхи. Среди споровых единично определены зеленые мхи. В разрезе квадрата 33 в озерных отложениях постоянно присутствует пыльца эфедры, количество которой изменяется вверх по разрезу от 2 до 13,5%. Приведенный спорово-пыльцевой комплекс отражает ландшафт полупустынь и марево-полюнных пустынь.

В погребенной почве, перекрывающей озерные отложения обнаружен спорово-пыльцевой комплекс, в котором господствует пыльца травянистых и кустарниковых растений. На основании имеющихся материалов можно говорить о широком распространении ландшафта северной пустыни; вблизи воды могли произрастать ива, ольха и жимолость.

Выше в разрезе залегает толща эоловых песков, поверх которой лежит нижний культурный горизонт каиршакской культуры. Для этого горизонта получены радиоуглеродные датировки 6950 \pm 190 (ГИИ 5905) - низ. слоя и 6720 \pm 80 (ГИИ 5927) - верх. слоя. В палинологических спектрах среди травянистых в отличие от предыдущих спектров возрастает роль злаков (крупные зерна и в больших скоплениях). Не исключено, что крупная пыльца принадлежит тростнику, который мог использоваться для хозяйственных целей.

Учитывая количественное соотношение отдельных компонентов спектров, можно считать, что в растительном покрове ведущую роль по-прежнему принадлежала полибиоте группировкам, хотя возросло участие злаковых сообществ, что отражает большую задержанность поверхности.

В восточной стенке квадрата 33 был встречен второй горизонт

кайрашакской культуры с большим скоплением костей кулана, отделенный от нижнего малоомощным прослоем золотых песков. Радиоуглеродный возраст горизонта определен в 6100 л.н. Палинологически установлено, что в этом горизонте димитируют полыни (73-78%) и в целом спектр аналогичен современному.

Несомненно интересным фактором является такое избирательное скопление костей кулана в культурном слое. Скорее всего это было обусловлено наличием поблизости тропы, по которой куланы постоянно активно передвигались на водопой к находившемуся недалеко водоему.

На стоянке Каир-Шак-6 в почвенно-золотом чехле обнаружены горизонты более молодой хвалынской культуры неолита. На этой стоянке были детально изучены западная стенка кв. 25/26 и западная стенка кв. 13/17.

В разрезе кв. 25/26 поверх озерных отложений в толще почвенно-золотых образований обнаружены фрагменты трех потребленных почв, отделенных друг от друга дефляционными контактами. Разрез здесь несколько усложнен, поскольку между толщей озерных отложений и чехлом почвенно-золотых образований имеются отложения небольшого водоема.

Прерывистость в формировании почвенно-золотых образований хорошо подтверждается также палинологическими материалами. Анализ последовательности смены спорово-пыльцевых комплексов показал, что их переходы характеризуются постоянными резкими сменами доминантов, что отражает фиксацию в разрезе лишь отдельных частей ритмов.

В разрезе квадрата 25/26 удалось получить радиоуглеродные датировки почвенных горизонтов: нижний из них датируется 6100 л. н., средний 5600 л.н., верхний, к которому приурочены фрагменты хвалынской культуры - 5400 л.н.

Палинологически было установлено, что для всего комплекса отложений, выше озерных, господствующее положение в спорово-пыльцевых спектрах принадлежит пыльце травянистых и кустарниковых растений. В отложениях небольшого водоема основным доминантом являются маревые, а субдоминантом - полыни. В незначительном количестве встречается пыльца злаков, хвойника, цикориевых. Среди кустарников до 1% обнаружена пыльца тамарикса и джузгана. Эти данные убедительно свидетельствуют о достаточно аридных условиях с интенсивным засолением грунтов. Лишь в наиболее благо-

приятных условиях в отношении влагообеспечения селились тамарикс и джугтун.

В погребенной почве поверх отложений небольшого водоема опорова-пыльцевой комплекс отличается преобладанием полыней и в меньшей степени содержится пыльца маревых, что явно указывает на меньшее распространение процессов засоления грунтов. В верхней почве, в низах культурного горизонта в слабо гумусированных песках процентное соотношение доминантов вновь меняется. Здесь пыльца полыней и маревых находится в близком соотношении (около 40%), что показывает на тенденцию большого засоления грунтов, связанную скорее всего, с потеплением климата. В верхней части культурного слоя господствующей является пыльца полыней, существенно меньше маревых (20%), возрастает до 13% участие злаков, пыльца которых отличается, таким образом, большим развитием злаковых сообществ, что, скорее всего, было связано с распространением зарослей тростника. В вышележащих эоловых песках опять доминантом становятся маревые.

Отличительной особенностью разреза кв. 13/17 является наличие поверх описанных отложений очажной ямы, радиокарбонный возраст которой определен в 4500 л.н., относящейся уже к энеолиту, что позволяет не акцентировать внимание в настоящем разделе на эту находку.

Важно подчеркнуть, что несмотря на теплый и существенно аридный климат конца раннего аридного интервала в рассматриваемом районе достаточно часто встречаются археологические памятники хвалынской или близкой к ней культуры. Не исключено, что это время в более южных областях отличалось еще большей аридностью климата, которая обусловила миграцию на север аридной зоны в относительно более благоприятные условия хвалынских племен неолита.

В геолого-палеоэкологическом плане представляет интерес очень кратко рассмотреть археологические памятники Комбактыи Тентексор.

На памятнике Комбактыи культурный горизонт хвалынской культуры лежит на погребенной почве, подстилающейся эоловыми песками и перекрывается также эоловыми образованиями. При этом следует отметить, что погребенная почва залегает непосредственно и содействуется, как показало ее инструментальное трассирование с мало-мощными песчано-длевритовыми осадками озерного типа, залегаю-

ыми в непосредственной близости от памятника в дефляционной депрессии. В культурном слое памятника встречены в достаточно значительном количестве раковины устриц. Это позволяет думать, что стоянка находилась на берегу озера, в котором вода не отличалась повышенной соленостью. Этот момент является чрезвычайно важным для понимания экологической обстановки обитания неолитического человека.

Памятник Тентексор, культурный горизонт которого имеет радиоуглеродный возраст 5500 ± 150 л.н. отличается также относительно низким гипсометрическим расположением по отношению к дну обширной дефляционной депрессии. Возможно это обусловлено также значительной аридностью климата и сравнительно мелкомасштабной заозерностью территории.

Заключая рассмотрение раннего аридного этапа, необходимо подчеркнуть несколько важных обстоятельств. Прежде всего о длительности. Как ясно из полученных радиоуглеродных датировок, корреляция палинологических материалов, продолжительность раннего аридного интервала оказывается около 3000 лет. Как это четко видно из геологических данных, рассматриваемый этап подразделяется на ряд моментов или эпизодов, с которыми связаны активизация эоловых процессов и, при их затухании, — процессы почвообразования. Длительность последних можно предварительно оценить в 100–200 лет, а моментов, связанных с активизацией эоловых процессов около 500–600 лет. Данные палинологических исследований определенно указывают на потепление климата к концу рассматриваемого этапа. Археологические материалы, а также проведенные геологические исследования, вполне определенно позволяют говорить о двух волнах расселения неолитического человека в рассматриваемой северной части аридной зоны, связанные с каиршакской и хвалиской культурами, разобщенными друг от друга во времени. Стоянки доисторического человека располагались вблизи озер, вода в которых была, очевидно, пригодна для питья.

Геолого-палеоэкологический оптимум

Эпизод между 5000–4300 л.н., т.е. около 700 лет характеризуется прерывисто-направленным похолоданием климата, уменьшением аридности и соответственно увеличением влажности, очень существенными изменениями в палеоландшафте, сводящимися к исчезновению пустыни и возникновению заозерных степей, широкому распрост-

ранению на изученной территории археологических памятников энеолита — репинской культуры. Все это позволяет рассматривать данный эпизод как геолого-палеоэкологический, время которого совпало с низким положением уровня Каспия.

Материалы, которые послужили основой для отнесения данного эпизода к геолого-палеоэкологическому, были получены при геологическом изучении археологических памятников Кзыл-Хак-1; Кзыл-Хак-2 (жилище 1 и жилище 2), а также Же-Калган-3. Наиболее полное представление о геологической позиции репинской культуры дало изучение памятника Же-Калган-3. В разрезе на этом памятнике поверх позднеэнеолитического культурного горизонта (хвалынского?) с дефляционным контактом залегает толща золотых песков, на которой расположен культурный горизонт репинской культуры с соответствующими археологическими материалами. Перекрывается этот горизонт также с дефляционным контактом новой пачкой золотых песков, более молодой погребенной почвой и вновь золотыми песками. Даже уже приведенное крайне схематичное перечисление толщ показывает, что между ранним аридным интервалом и интересующим нас событием существовала вспышка эоловой деятельности.

На стоянке Кзыл-Хак-1, расположенной в обширной дефляционной впадине, разрез существенно обеднен, вследствие интенсивной дефляции и достаточно хорошо сохранился лишь культурный горизонт, для которого получены радиоуглеродная датировка 5050±45 л.н.

Палинологические исследования образцов из культурного горизонта показали, что в растительном покрове преобладали злаково-полюнные группировки, более ограниченное распространение имела солонковая и луговая растительность. Важно также отметить, что в подстилающих культурный горизонт песках была обнаружена сурчина, выполненная материалом этого горизонта, что позволяет думать об относительно большой задернованности поверхности. Необходимо, при этом, обратить внимание еще на один момент. В культурном горизонте были найдены раковины улитки, что наряду с приведенными выше материалами, указывает на расположение стоянки вблизи водоема.

На стоянке Кзыл-Хак-2 (жилище 2) имеется профиль погребенной почвы, представленной гумусированным темно-серым песком, к которой приурочена керамика репинской культуры. По данным палинологических исследований в это время были ликвидированы злаково-полюнные степи, а в наиболее благоприятных местах в отложении

влагообеспечения существовали березовые колки, площади которых постепенно сокращались. Выше по разрезу пыльца древесных исчезает, безраздельно господствуют пыльцы, остается значительной роль злаков, выше участие маревых. Еще выше по разрезу — увеличивается роль разнотравья и появляется в небольшом количестве пыльца хвойника — эфедры.

Приведенные палинологические материалы позволяют говорить о большой влажности и похолодании климата, что соответствует геолого-палеоэкологическому оптимуму. Для культурного горизонта данного жилища получена датировка 4900±40 л.н.

На той же стоянке в культурном горизонте жилища I человека репинского времени получена датировка 4100±200 л.н. Основным компонентом в палинологическом комплексе является пыльца полынной (40–70%), иногда до 80%; второе место занимает злаки, постоянно присутствует разнотравье: астровые, цикориовые, единично встречается пыльца астрогала и щавеля.

Необходимо отметить, что описываемый геолого-палеоэкологический оптимум был достаточно сложным по своей внутренней структуре. Как уже упоминалось выше, на памятниках Клар-Шах-3 и Клар-Шах-6 были обнаружены в дефляционных впадинах, заполненных золотым песком, очажные ямы, уголь из которых имеет радиоуглеродный возраст 4500 и 4300 л.н. Спорово-пыльцевой анализ показал, что в песке из заполнения очажной ямы господствующей является пыльца маревых, на втором месте пыльца злаков, а количество пыльцы полынной достигает лишь 12%. Из этих данных можно думать, что подобный комплекс отражает растительный покров, который формировался в условиях большой грунтовой влажности, заселения грунтов и существенной аридизации климата.

Заключительное рассмотрение оптимума, необходимо подчеркнуть еще раз, что это было время не постепенного, а прерывистого, сложного природного процесса преобразования пустынного ландшафта в степной, происходившего на фоне низкого стояния уровня Хаспия.

Верхний аридный интервал

Продолжительность его оценивается от 3800 до ныне. В настоящее время геолого-палеоэкологическую обстановку этого интервала можно охарактеризовать лишь очень кратко, поскольку далеко не всегда это возможно сделать геологическими методами. На

первый план в этом случае выходят историко-археологические методы, а также результаты, полученные нами в Калмыкии и по Нижнему Дону.

При обобщении имеющихся данных можно сделать вполне определенный вывод о неоднородности геолого-палеоэкологической обстановки верхнего аридного этапа, связанной с наличием разного рода эпизодов. Как ясно из изложенного выше, общая тенденция в развитии природной среды в конце геолого-палеоэкологического оптимума имела ярко выраженную тенденцию к аридизации. Примерно от 4000 до 3700 л.н. выделяется по имеющимся материалам ксеротермический эпизод с чрезвычайно активной деятельностью золотых процессов и гош-подством в ландшафте полынно-маревых ассоциаций. Интересными являются два обстоятельства. Первое из них — резкая ксеротизация климата в это время находит свое четкое отражение в современной степной зоне, где ландшафты преобразовались в полупустыни или южные степи. Второе обстоятельство связано с тем, что в рассматриваемых районах Северного Прикаспия практически не обнаруживается следов деятельности доисторического человека, что может свидетельствовать о достаточно неблагоприятной геолого-палеоэкологической обстановке.

Несколько западнее в Калмыкии с этим временем связана так называемая катакомбная культура.

Эпизод 3700–3300 характеризуется относительным затуханием золотых процессов, хотя сохраняются пустынные и полупустынные ландшафты. В Калмыкии — это время так называемой срубной культуры. Существенные изменения природной обстановки в это время фиксируются в степной зоне, где преобладали лесостепные ландшафты, а в палинологических спектрах фиксируется значительное число культурных злаков.

Позднее выделяется эпизод 2500–2100 л.н., с которым связана сарматская культура — распространение в северной части аридной зоны племен скотоводов, использующих пастбище. Данный эпизод характеризуется господством злаково-полынных группировок растительности, что позволяет говорить о некотором смягчении аридности. Эпизод 2100–1400 л.н. характеризуется чрезвычайно резким сокращением археологических памятников, что связано с существенной аридизацией климата и неблагоприятной геолого-палеоэкологической средой обитания человека.

По многим историческим, археологическим и геологическим материалам эпизод 1300–500 л.н. характеризуется на севере аридной зоны существенно более мягким климатом – возникают постоянные сооружения, широкое распространение получает земледелие. Климатические условия были столь необычны, что вблизи Красноводска возникла маломощная торфяная залежь, совершенно аazonальное явление, не свойственное аридной зоне. По историческим материалам примерно 500 лет назад начался новый эпизод усиления аридности климата. При этом с XУП до середины XIX в. уровень Каспия был на 6 м выше современного.

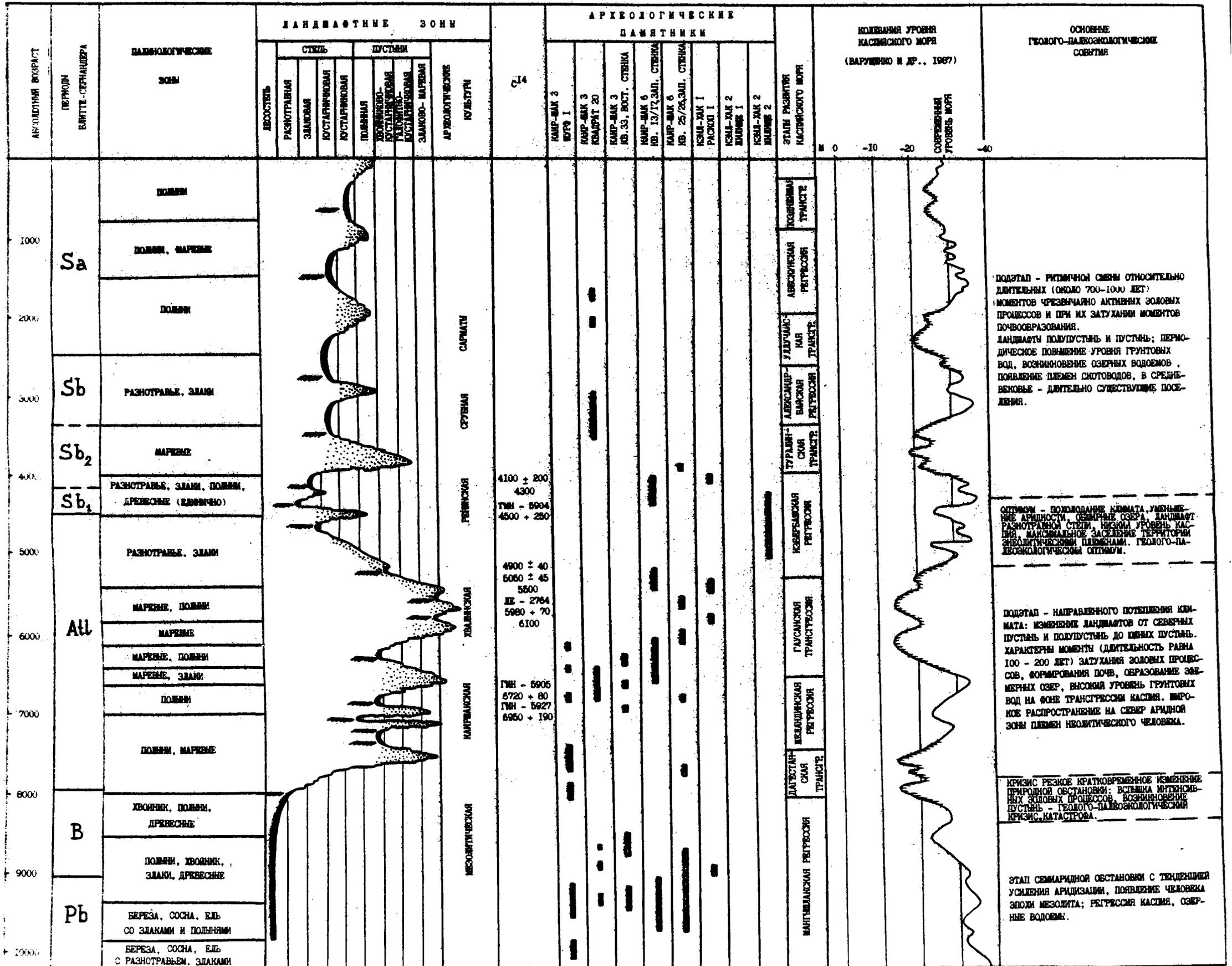
Заключение.

Исследование геолого–палеоэкологической обстановки севера аридной зоны выявило, прежде всего, необходимость создания типизации и классификации основных событий, происходивших в этой области в последние 10 000 лет. В этом отношении на основе имеющегося материала сделана одна из первых попыток создать подобную локальную классификацию. Насколько она будет иметь общее значение покажут дальнейшие геолого–палеоэкологические исследования. Главными элементами данной формальной классификации являются такие подразделения, как этап, интервал, эпизод или момент, оптимум, кризис или катастрофа, имеющие различный таксономический ранг в геолого–палеоэкологической иерархии. В ходе анализа собранного материала на севере аридной зоны выделено два этапа: семиаридный и аридный, последний из которых подразделяется на два интервала или подэтапа: ранний и поздний. Семиаридный этап, начавшийся еще в позднеледниковье, закончился около 8000 л.н. Это был этап благоприятных геолого–палеоэкологических условий с лесостепными ландшафтами, с общей тенденцией увеличения аридности. Для территории были характерна значительная заозерность, отмечается достаточно широкое расселение мезолитического человека. Все это происходило на фоне мангышлакской регрессии Каспия. Как было показано, во время между семиаридным и аридными этапами произошло очень быстрое и резкое изменение природной обстановки. Из семиаридной она сразу же стала пустынной, минуя степную ситуацию. Это было время возникновения пустыни, вспяшки золотых процессов, резкой аридизации климата. Подобные резкие, но кратковременные изменения природы имеют полное основание рассматриваться как геолого–палеоэкологическая катастрофа. В нижнем арид-

ном интервале выявлена общая тенденция постепенного возрастания аридности от северных до южных пустынь на фоне ритмичного проявления эоловых процессов и почвообразования. С последними связано существование эфемерных озерных водоемов. Длительность эпизодов почвообразования оценивается в 100–200 лет. Все это происходило на фоне трансгрессии Каспия, вызвавшей повышение уровня грунтовых вод. Нижний аридный интервал – время расселения неолитических племен каиршакской и хвалынской культур. Кратковременный геолого–палеоэкологический оптимум характеризуется похолоданием климата, увеличением влажности, появлением ландшафта разнотравной степи, перемещающейся в отдельных местах, возможно, с участками лесостепи, повышенной заозерностью, низким уровнем Каспия и широким расселением неолитических племен. Наступивший позднее верхний аридный интервал или подэтап отличался ритмичной сменой относительно длительных эпизодов субплювиальных и ультрааридных обстановок. Преобладали ландшафты пустынь и полупустынь, отмечалось периодическое повышение грунтовых вод, появление племен скотоводов и т.д.

Сопоставление полученных материалов по геолого–палеоэкологическим обстановкам суши с колебаниями уровня Каспия показывают нередко отсутствие прямой корреляции с изменениями климата. Особенно это четко видно в семиаридном этапе и в этапе геолого–палеоэкологического оптимума, во время которых нет никаких оснований предполагать уменьшение стока из основного водосборного бассейна Каспийского моря – Волги. Это было время относительно большей влажности климата и в более северных областях. Тем не менее, уровень Каспия находился в регрессивных фазах. Вместе с тем, в некоторые моменты усиления аридизации климата уровень Каспия нередко повышался. Все это показывает, что причины колебания уровня Каспия нужно искать не столько в климатических, сколько в палеогидрогеологических и тектонических процессах. Наконец, следует остановиться еще на двух моментах. Первый из них – в настоящей работе мы практически нацело отказались от периодизации голоцена по схеме Блитга–Сернандера. Как видно из изложенного материала, рассматриваемые события на севере аридной зоны оказались столь специфическими, что подобной прямой корреляции по палеоботаническим материалам провести невозможно, хотя в хронологическом плане определенные сопоставления событий не вызывают особых затруднений. Второе обстоятельство связано с

ГЕОЛОГО-ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ СЕВЕРА АРИДНОЙ ЗОНЫ В ПОСЛЕДНИЕ 10000 ЛЕТ



оценкой выявленных на севере аридной зоны геолого-палеоэкологических событий с общим развитием аридного пояса. Это, конечно, требует специальной работы, поэтому в настоящей статье мы ограничиваемся лишь ограниченным материалом. В этом отношении определенный интерес представляют новейшие материалы, полученные Н. Петит-Мари (1936) по изучению озерных отложений и археологических памятников в Сахаре. В качестве иллюстрации сошлемся лишь на разрез озерных отложений обнажения Агорготт. Из опубликованных материалов видно, что примерно 10 000 л.н. резко изменился тип осадконакопления, вместо эвапоритов стали формироваться преимущественно глинистые осадки лишь с одним маломощным прослоем эвапорита. Примерно 8500 л.н. вновь стало преобладать эвапоритонакопление, что связано с резкой аридизацией климата. Позднее седиседиментогенез вновь стал преимущественно терригенным, лишь с отдельными тонкими прослоями эвапоритов. Позже 7500 л.н. среди глинистых осадков периодически в разрезе встречаются тонкие прослои песков, фиксирующих ритмичное проявление во времени эоловых процессов, сменяющиеся более влажными периодами. Н. Петит-Мари отмечает, что аридный эпизод около 5000 л.н. находит свое отражение во многих районах пояса пустынь. Таким образом, уже сейчас можно сказать, по приведенным материалам, что намечается определенная корреляция части выявленных геолого-палеоэкологических событий севера аридной зоны с некоторыми из явлений, происходивших в ультрааридных областях. Говоря иными словами, часть из них может иметь глобальное значение. Но более ответственно утверждать это обстоятельство еще не полностью своевременно, поскольку определенное не совпадение событий намечается по некоторым другим регионам аридного пояса (например, котловина оз.Чад), хотя, с другой стороны, есть возможность для проведения достаточно оптимистической корреляции с событиями, происходившими в Передней Азии, в частности, в бассейне Мертвого моря.

Литература:

- Варушенко С.И., Варушенко А.Н., Клите Р.К. Изменение режима Каспийского моря и бессточных водоемов в палеовремени. М., Наука, 1987, 238 стр.
- Виноградов А.В., Мамедов Э.А., Степанов И.Н. О древних почвах в песках Кызылкумов. Почвоведение, 1969, № 9, стр. 33-45.
- Мамедов Э.Д., Батулин С.Г. Палеогидрогеологическая обстановка и древнее расселение человека в пустынях Средней Азии. В кн.: Палеоэкология древнего человека. М., Наука, 1977, стр. 222-230.
- Спиридонова Е.А. Эволюция ландшафтов в голоцене степной зоны - Бюлл. Комиссии по изучению четв. периода АН СССР, 1990, № 60.
- Petit-Marie N. Paleoclimates in the Sahara of Mali. - Episodes, 1986, n9, N^o1, P. 7-16.

Чепалыга А.И., Кирико Л.Э.,
Садчикова Т.А.

ПАЛЕОЭКОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ СЕДИМЕНТАЦИИ В ГОЛОЦЕНОВЫХ ЛИМАНАХ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПРИЧЕРНОМОРЬЯ

История развития черноморских лиманов тесно связана с колебаниями уровня Черного моря. Колебания уровня моря определяли размеры, соленость, состав фауны лиманов и характер их связи с морем: от полностью изолированных до имеющих широкую связь с морским бассейном.

В настоящей работе сделана попытка на основе детальных литолого-палеонтологических исследований установить колебания уровня и солености воды лимана Сасык в голоцене и проследить корреляцию с фазами подъема и спада трансгрессий Черного моря, что имеет важное значение для понимания процесса возникновения современной экосистемы лиманов.

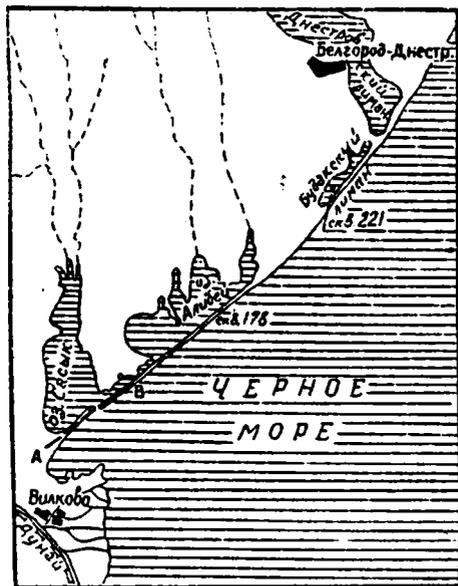
Озеро Сасык располагается в северо-западном Причерноморье (Сдебская область), внедряясь в долины рек Сарата и Кугуртуй (рис. 1), частично заполненные лиманно-морскими донными отложениями. Длина его составляет 35 км, ширина 6 км (от 4,5 до 11,0), объем воды - 460 тыс. м³, площадь водного зеркала 210 км². Глубина озера изменяется от 1,0 до 3,3 м.

В последние годы получены интересные данные по поздне-плейстоцен-голоценовой истории оз. Сасык по результатам бурения скважин научно-производственной организацией "УКРОЖГИПРОВДХОЗ" на акватории озера и на пересыпи, отделяющей лиман от открытого моря.

Были исследованы 25 скважин, пробуренных в районе пересыпи, и 5 скважин непосредственно на акватории озера; 7 скважин пробурены нами с помощью ручного бура (профиль бурения скважин на рис. 2).

Результаты, полученные при изучении голоценовых осадков лимана Сасык, хорошо коррелируются с имеющимися данными по одно-возрастным осадкам других лиманов северо-западного Причерноморья, и отражают фазы подъема и спада уровня Черного моря по работам предыдущих исследователей (Царетели, 1974; Островский и др., 1977; Балабан и др., 1981; Янко, 1989).

В районе пересыпи, отделяющей лиман Сасык от открытого моря, были вскрыты следующие горизонты: покровные алевро-глинистые и алабашно-меловые отложения, которые лежат на древней площадке



А — В — профиль бурения скважин

Рис. 1

Рис. 1 Лиманы северо-западного Причерноморья. Схема расположения скважин.

Рис. 2 Схема строения голоценового разреза тилмана Сасык по данным бурения

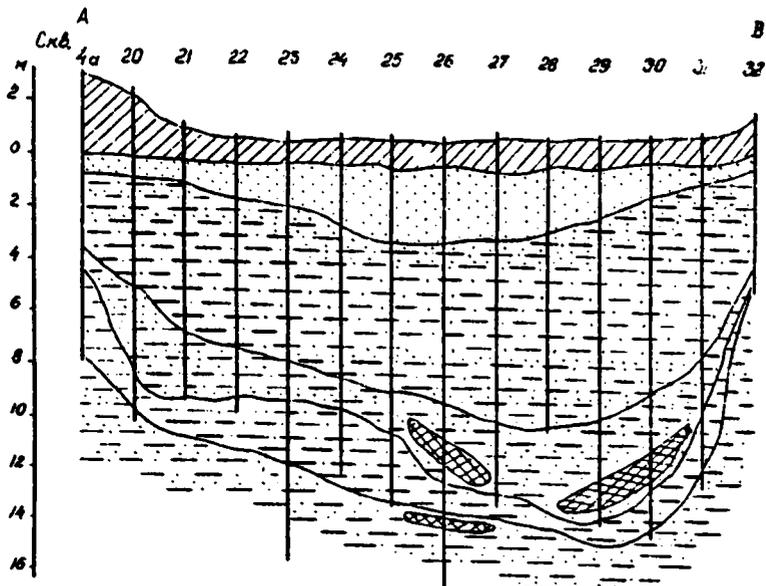
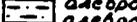
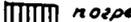


Рис. 2

Условные обозначения к Рис. 2, 3, 4

	пески		гумусированные осадки, торф
	песчанники		покровные образования
	алебриты, алебритопески		погребенные почвы
	глины, глинистые алебриты		фауна, раковинный детрит

...ейстоценового возраста. На них залегает толща нерасчлененных песчано-глинистых илов нижнего и среднего голоцена; выше обнаружены пески с остатками раковин морского происхождения, относящиеся к позднему голоцену; далее следует насыпной слой, нанесенный при отделении лимана от моря (рис. 2).

Очень интересен факт нахождения горизонтов торфа, несомненно указывающий на обмеление и заболачивание озера в отдельные периоды времени в связи с понижением уровня моря.

Наиболее полный разрез верхнего плейстоцена и голоцена был скрыт скважиной 26 ПК 55 в районе пересыпи, пробуренной до глубины 15 м (рис. 3). Анализируя состав фауны ископаемых остракод, фораминифер, моллюсков, и литологический состав отложений, мы попытались проследить динамику развития лимана Сасык в верхнем плейстоцене и голоцене.

Формированию лимана Сасык, так и всех Причерноморских лиманов, предшествовала самая большая в антропогенной истории Черного моря регрессия, обусловленная общим снижением уровня океана в связи с развитием последнего оледенения. Резкое падение уровня моря на 100 м привело к мощному врезу низовий рек. Выработанные в эту регрессивную фазу глубокие долины продолжались далеко на шельфе и открывались в море в районе 80-метровой изобаты.

Таяние ледника привело к постепенному повышению уровня Черного моря и развитию новозвксинской трансгрессии Черного моря, которая содействовала образованию многочисленных пойменных водоемов в низовьях современных речных долин.

Лиманы новозвксинского времени располагались на внутреннем шельфе (Шарбаков и др., 1984). Как и сам бассейн, это были полупресноводные и пресноводные бассейны с соленостью до 3‰.

На месте современного лимана Сасык располагались небольшие старичные водоемы. Литологически они охарактеризованы присутствием песчано-алевритовых осадков (слой I), оливково-серых, слабоглинистых, тонкослоистых, с примесью зерен крупного песка, размером до 0,7-1,0 мм.

В шлифах под микроскопом установлена слабая окатанность зерен, средняя и хорошая сортировка; глинистый цемент преобладающе аргиллитового и кристаллизационного типа; минералы глины носят следы недавних изменений, что особенно отчетливо проявляется в гуммуриновых агрегатах верхней части слоя (часто можно наблюдать следы отцеживания с почвенными размытыми контурами, а также образующие беспорядочную коллоидную массу). Тонкие, хорошо сорти-

тированные осадки с большим количеством пиритизированной органики своим обликом свидетельствуют о мелководности бассейна со спокойным гидродинамическим режимом и застойным характером вод; возможно, временном пересыхании и проявлении почвообразовательных процессов (о последнем свидетельствует появление пятен и стяжений карбоната).

В конце нового эвксина лиман становится еще более мелководным. Это наблюдается по увеличению численности кандел, а именно представителей мелководья бореальной зоны, что можно рассматривать как результат ухудшения климатических условий в конце позднего плейстоцена.

В начале голоцена ($Q_{1, IV}^{1, bca}$) усматривается постепенное повышение уровня моря и, соответственно, увеличение размеров лиманов. По сравнению с современными, бугазские лиманы были неглубокими (1,0-2,5 м), соленость их не превышала 4 ‰.

В умеренно холодных водоемах бугазского времени встречались такие виды остракод как *Cypria candoneiformis*, *Candoniella fabaria*, *Cyprideis littoralis*, и моллюски: *Cardium edule*, *Abra ovata*, *Dreissena polymorpha*.

Полупресноводная экосистема бугазского времени постепенно сменялась полуморской экосистемой витязевского времени, что было вызвано повышением уровня Черного моря в результате прорыва средиземноморских вод через проливы Босфор и Дарданеллы.

В составе остракодовых ценозов повышается процент морских таксонов (до 25%) и преобладающими становятся роды *Xestoloberis*, *Loxosomcha*. Появляются морские моллюски *Chione gallina*, *Mytilus edulus*, *Hydrobia ventrosa*, *Gastrea fragilis*, *Cardium edule*, *Abra ovata*; и фораминиферы: *Amonia globigerina*, *Amonia paravovica*.

Глубина витязевского лимана увеличилась до 6,0-7,0 м, соленость возраста до 10‰.

В литологическом отношении бугазский и витязевский лиманы мало отличаются, осадки их нерасчленены и представлены темно-серыми глинистыми алевролитами, хорошо отсортированными, с незначительной примесью тонкозернистого песка, горизонтально тонкослоистыми, с отдельными прослойками, перенасыщенными обрывками растительных тканей и углистым детритом; в большом количестве присутствует микроглобулярный пирит (слой 2).

Регрессия моря, последовавшая в период между витязевским и раннекалитским временем, привела к значительному уменьшению

размеров лимана Сасык и превращению его в полуизолированный бассейн, глубиной 1,0-1,5 м и соленостью до 2 ‰.

В танатоценозах преобладают виды остракод, экологически приуроченные к умеренно холодным водоемам, около 80% особей относятся к пресноводным таксонам *Candona marchica*, *C. angulata*, *Candoniella subelipsoida*, *Pontomocyrus variogata*, *Cypria candonieformis*.

Преобладают пресноводные моллюски, фауна фораминифер исчезает.

Литологически эти слои представлены глинистым алевритом темно-серого (до черного) цвета, слоистым, неоднородным, с примесью мелкозернистого песка, образующего местами тонкие прослойки (слой 3). Осадки интенсивно гумусированы (до образования торфоподобных прослоев), насыщены мелким углистым детритом, обломками раковин, микроглобулами пирита; глинистые минералы в значительной степени переработаны вторичными процессами; в кровле обнаружены полые известковые трубчатые образования.

Внешний облик осадков указывает на вероятность седиментации в мелководном водоеме, в условиях спокойного гидродинамического режима, близкого к застойному, что способствовало заболачиванию и торфообразованию. Значительное обмеление привело в конечном итоге к пересыханию водоема и развитию почвенных процессов, о чем свидетельствует обнаружение обизвествленных ходов корневых нитей.

Можно предполагать, что в климатическом отношении эти осадки соответствовали, вероятно, началу атлантического периода, так как наличие большого количества растительного детрита и интенсивное преобразование глинистых минералов свидетельствует о значительно более влажных и теплых климатических условиях, чем это имело место при образовании предыдущих слоев.

В результате ин. лессии моря вверх по долинам рек Сарата и Кугурлуй в период максимальной каламитской трансгрессии, лиман Сасык превратился в открытый залив с глубиной 10 м, соленостью 17-19 ‰, в акватории которого накапливались мощные пачки светло-зеленовато-серого тонкого алеврита.

По литологическому составу осадков и фауне каламитские слои неоднородны. Низы горизонта представлены серым песчаным алевритом, в подошве более темноокрашенным, глинистым, насыщенным растительной органикой, раковинным детритом и микроглобулами

аутигенных сульфидов (слой 4). Выше по разрезу осадок становится светло-зеленоватым-серым, неоднородным: довольно песчанистый на контакте с предыдущим слоем, в средней части сменяется очень тонким глинистым алевритом без примеси песчаного материала; ближе к кровле слой примесь песка заметно увеличивается, достигая в отдельных прослойках 20 % и более (слой 5). В шлифах можно наблюдать хорошую сортировку терригенного материала, насыщенного большим количеством микроглобулярного пирита. Последний особенно распространен в более глинистых разностях осадков средней части слоя, отличающихся заметными аутигенными изменениями минералов глин (образованием коллоидных структур, обесцвечиванием слюдястых частиц и т.д.).

Осадки этой части разреза однозначно указывают на развитие максимальной в голоцене древнечерноморской трансгрессии, приведшей к образованию относительно глубокого водоема со спокойным гидродинамическим режимом; теплый влажный атлантический климат способствовал развитию густого растительного покрова на берегах бассейна, что обеспечивало накопление тонкого, хорошо отсортированного терригенного материала с обилием растительного детрита, и аутигенное минералообразование.

Лиманские биоценозы этого времени достигают максимального развития, увеличивается качественное и количественное число особей микрофауны и малакофауны.

Ископаемые остракоды экологически приурочены к морской группе (морские виды составляют 50 %, солоноватоводные - 40 %), наибольшее распространение получают виды *Loxosoncha bulgarica*, *L. aestuarii*, *L. granulata*, *Xestoloberis corneli*, *Caspiocypris subrotulata*, *Leptocythere pediformis*.

Фауна фораминифер, представленная такими видами, как *Ammonia globigerina*, *Ammonia paracornuta*, *Elphidium caspium*, - достигает наибольшего за все время голоцена развития.

В составе малакофауны преобладают морские моллюски *Cardium edule*, *Seritium vulgatum*, *Chione gallina*, *Abra ovata*, *Nassarius reticulatus*.

Средние слои каламитского горизонта отличаются от нижних своим типичным составом особой микро- и макрофауны. Уровень и разнообразие фауны в течение всего времени были выше, чем в современную эпоху.

В конце каламитского времени уровень лимана понижается, гду-

бина достигает более 10 м, соленость воды - 15-18 ‰. Количественный состав ископаемых остракод, фораминифер и моллюсков увеличивается по сравнению со среднекаламитскими слоями, но не превышает разнообразия фауны в нижнекаламитских слоях.

Состав фауны в целом позволяет предположить, что каламитские лиманы существовали в наиболее теплое время голоцена. В конце каламитского времени климат становится более засушливым, начинается фанаторийская регрессия моря. Уровень воды значительно падает, происходит обмеление и опреснение лимана. Глубина его в это время составляет не более 1,0-1,5 м, соленость - 2-4 ‰.

В отложениях этого этапа преобладает серый равномерно-мелкозернистый песок, сыпучий в подошве, слабосцементированный, глинистый вблизи кровли, насыщенный фауной 3-й степени боохранности. В кровле маломощный горизонт (20-30 см) темно-серого мелкозернистого песчаника, несортированного, содержащего зерна грубого песка и раковинный детрит (слой 6).

Литологические особенности осадков (накопление более грубого, по сравнению с предыдущим слоем, песчаного материала, образование прибрежно-мелководных плит несортированных песчаников и др.) подтверждают вероятность накопления их в обмелевшем водоеме регрессивной фазы, в условиях более засушливого климата суббореального периода.

Состав глинистых минералов также свидетельствует в пользу того, что климат этого периода был более засушливым (возможно, наиболее засушливым и прохладным в голоцене). Обратившись к таблице (рис. 2), можно видеть, что состав глин в целом по разрезу достаточно однообразен и представлен слюдой, каолинитом, хлоритом, тонкодисперсным неупорядоченным смектитом (вероятно, аутигенного происхождения); и только в интервале, соответствующем осадкам фанаторийской регрессии, обнаружен упорядоченный (нормальноокристаллизованный) терригенный смектит. Известно, что аутигенные смектиты образуются в бассейне седиментации при диагенезе осадков, либо в почвах окружающей суши под воздействием микроорганизмов, но только в условиях теплого и достаточно влажного климата (Шольнов, 1953; Коссовская, 1963; Царфенов, 1966), в иных обстановках аутигенное минералообразование в глинах практически не обнаружено. Поэтому можно с достаточной степенью достоверности утверждать, что климат периода

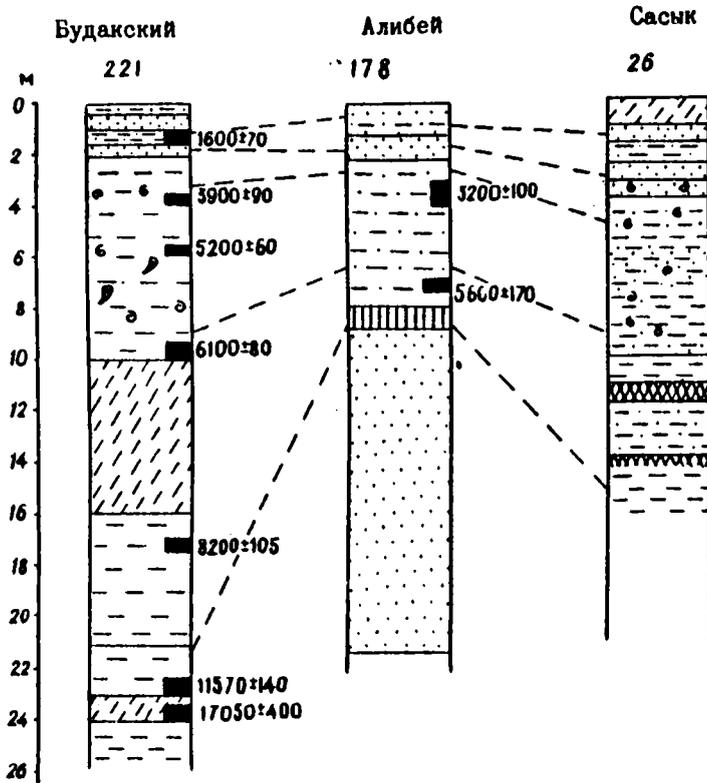


Рис. 4 Схема корреляции осадков лиманов северо-западного Причерноморья.

ности, распределением экосистем, а в литологическом отношении — с изменением зернистости осадков. Со всей очевидностью следует, что трансгрессивная в общем направленность развития бассейна осложнялась многократными регрессиями, наиболее значительными среди которых были посленовозвксинская (9–10 тыс. лет), тендровская (7,5 тыс. лет), предкаламитская (6 тыс. лет) и фанагорийская (2,2–2,8 тыс. лет), характеризовавшиеся сменной полуморского типа водоемов полупресноводным. Отложения этих регрессий идентифицированы в разрезе по появлению грубозернистого песчаного материала.

Менее значительная среднекаламитская регрессия (4,5 тыс. лет) литологически маловыразительная, а по соотношению экологических групп фауны характеризует солоноватоводный бассейн, резко разграниченный с ранне- и позднекаламитскими, полуморскими. В то же время, отсутствие в этот период времени резких перепадов температур и глубин бассейна, способствовало сохранению гидродинамического режима лимана Сасык без существенных перемен, что и обусловило достаточно однообразный состав алевроито-глинисто-песчаных осадков всего разреза в целом.

Список литературы

1. Агбунов М.В. Античная лоция Черного моря. М.: "Наука", 1987, 194 с.
2. Балабанов И.П., Измайлов Я.Н. Изменение уровня и гидрохимического режима Черного и Азовского морей за последние 20 тыс. лет. Водные ресурсы. М., 1988, с. 54–61.
3. Геология шельфа УССР. Лиманы. Наукова думка. Киев, 1984, с. 60–61.
4. Кочубей Н.И. Условия формирования и стратиграфия лиманных отложений зоны кавала дунлай-днепр. Автореф., дисс. на соиск. ученой степени канд. геол.-мин. наук. Киев, 1981, 23 с.
5. Коваленко А.А. Кандоны юго-запада СССР. Кишинев, 1988, 174 с.
6. Коваленко А.А. Современные остракоды бассейна Днестра. Кишинев, 1970, 160 с.
7. Косовская Л.Г. Минералогия терригенно-мезозойского комплекса вилыфской впадины и западного Верхоянья. Тр. ГИИ АН СССР, 1963, вып. 63, 204 с.
8. Ледяев-Михонов К.В. Остракоды континентального плейстоцена юга Европейской части СССР. Кишинев. 1974, 315 с.

9. Негодаев-Никонов К.Н., Зубович С.Ф., Кочубей П.Н. Остракоды континентального антропогена Европейской части СССР, Кишинев, Штиинца, 1968, 264 с.
10. Парфенова Е.И. Исследование минералов подзолистых почв в связи с их генезисом. В кн.: Кора выветривания. Москва, Изд. АН СССР. Вып. 2, 1956, С.31-44.
11. Полюнов Б.Б. О геологической роли организмов. В кн.: Вопросы географии. Физическая география. М.: Географгиз, 1953, с.45-64.
12. Морников Е.И. Определитель фауны Черного и Азовского морей. Подкласс остракод или ракушковые рачки. Киев: Наукова думка, 1969, Т.2, с. 163-260.
13. Янко В.В. Четвертичные фораминиферы Понто-Каспия. Автореф. дисс. на соиск. ученой степени доктора геол.-мин. наук. М., 1969, 49 с.

Н. П. Кураленко

ГЕОЛОГО-ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ СИТУАЦИИ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА КАМЧАТКИ

В настоящее время имеется достаточно много материалов, позволяющих с большей или меньшей определенностью и детальностью судить о геолого-палеоэкологических ситуациях позднего плейстоцена. Тем не менее в этом отношении данных о районах активной вулканической деятельности все еще очень мало. В настоящей статье сделана попытка хотя бы частично восполнить этот пробел. Вполне естественно, что извержения вулканов сами по себе являются серьезными природными катастрофами, существенно осложняющими экологическую обстановку. Поэтому оказывается чрезвычайно важным знать историко-геологический аспект этих природных катаклизмов. Наиболее полные результаты для выяснения геолого-палеоэкологических обстановок областей активного вулканизма можно получить при выяснении закономерностей строения отложений, особенностей их седиментации. По существу этим вопросам уделено главное внимание в настоящей работе на примере верхнеплейстоценовых отложений Камчатки. Наиболее хорошо обнадежены и лучше изучены они в Центрально-Камчатской депрессии, у подножий вулканов Ключевской и Авачинской групп (рис. 1).

Современные и голоценовые процессы

В голоцене в Центральной Камчатской депрессии, в низменных районах Западной и Восточной Камчатки широко накапливались аллювиальные и озерно-болотные осадки. Осадки многочисленных и полноводных рек являются типичными горными и подгорно-равнинными аллювиями, вполне сходными с аллювием, описанным в невулканических районах. Примером являются осадки р. Камчатки - наиболее крупной реки полуострова. В них хорошо развиты русловая, пойменная и старичная фации. Русловой аллювий в верховьях представлен в основном валунными и гравийными, хорошо промытыми галечниками. Ниже по течению крупность осадков уменьшается и возрастает роль разнозернистых, гравийных песков мощностью от 0,5 до 2-3 м. В районах, прилегающих к вулканам Ключевской группы, в них появляются многочисленные прослои вулканических пеплов, главным образом светлых андезитовых пеплов вулкана Шивелуч, а также слои и линзы вулканопролювиальных и лахаровых отложений. (Кураленко, 1986, 1989 и др.).

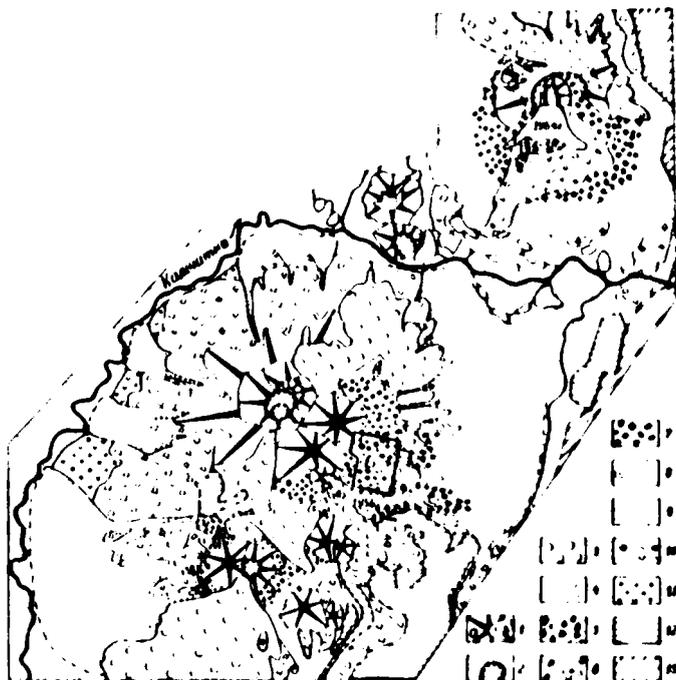


Рис. 1. Взаимоотношение вулканогенных и вулканотерригенных отложений в районе Ключевской группы вулканов и Шивелуча (составлена с использованием материалов И. В. Мелекесцева и др., 1970; и др.).

1 - вулканические постройки: а - сохранившиеся; б - разрушенные;

2 - крупные кратеры и кальдеры; 3 - лавовые покровы и потоки (голоцен); 4 - отложения пирокластических потоков; 5 - отложения направленных взрывов; 6 - отложения направленных взрывов и пирокластических потоков (нерасчлененные); 7 - отложения лавар; 8 - отложения конусов выноса временных водотоков; 9 - аллювий; 10 - морены (Q_3^4); 11 - флювиогляциальные отложения (Q_3^4); 12 - лавовые покровы (Q_{2-3}); 13 - мезокайнозойские отложения.

Старичные отложения представлены сизо-серыми алевритовыми песками, глинистыми алевритами, мощностью до 0,5-2 м. Особенно часто они встречаются на нижнем отрезке долины реки между г. Ключи и Щемами (местом пересечения с рекой хребта Кумроч) – в районе интенсивного прогибания. Здесь на обширной пойме распространены многочисленные вторичные водоемы – озера, болота. В разрезах на старичных осадках часто залегают торфяники, содержащие обильные прослойки вулканических пеплов. Сходные торфяники, но уже практически не содержащие пеплов, широко развиты на приморской равнине Западной Камчатки.

В вулканических районах развит совершенно иной комплекс отложений, имеющий четкую вертикальную и радиальную зональность. У подножий стратовулканов развит комплекс лахаровых накоплений, переслаивающихся с отложениями временных водотоков, делювием и вулканитами – отложениями раскаленных лавин, лавовых потоков и т.д. На периферии вулканических построек этот комплекс сменяется существенно вулканопролювиальными накоплениями (отложениями конусов выноса временных водотоков). У подножий наиболее крупных вулканов, например Ключевского, Толбачика, Авачи существуют также небольшие, блюдцающие ледники и целая серия моренных гряд (Мелекесцев и др., 1970; Малеев, 1980; Кураленко, 1986; и др.).

Наблюдения над особенностями ледниковой аккумуляции у подножий современных вулканов дают определенные данные для понимания процессов формирования позднелейстоценовых морен. Склоны современных построек покрыты рыхлой пирокластикой недавних извержений. Она выпадает также и на находящиеся там ледники. Поэтому в теле ледников содержание обломочного материала достигает нескольких десятков процентов, и на их поверхности имеется мощный чехол абляционной морены (до 2-4 м и более), предохраняющей его от таяния. Во время извержений часть ледников может уничтожаться, растаять под влиянием огромных масс раскаленных вулканических продуктов, порождая мощные лахары. В результате уцелевшая часть ледника может приостановить свое движение, либо даже отмереть, начать двигаться в новом секторе подножья вулкана. Например, изучение показало, что у подножья Ключевского вулкана такие перестройки за последние несколько тысяч лет происходили неоднократно.

Вследствие обилия в ледниках моренного материала талые ледниковые воды чрезвычайно мутные и при повышении температуры и выпадении даже небольших дождей легко превращаются в селовые потоки. Изучение разрезов отложений речек ледникового питания показыва-

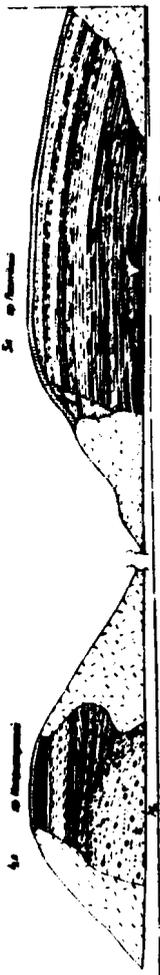
ет, что они представлены чрезвычайно слабо сортированными песчаными и валунными галечниками (аллювием и пролювием), переслаивающимися с неслоистыми и несортированными селевыми (лахаровыми) накоплениями (Гептнер, Кураленко, 1979; Кураленко, 1986).

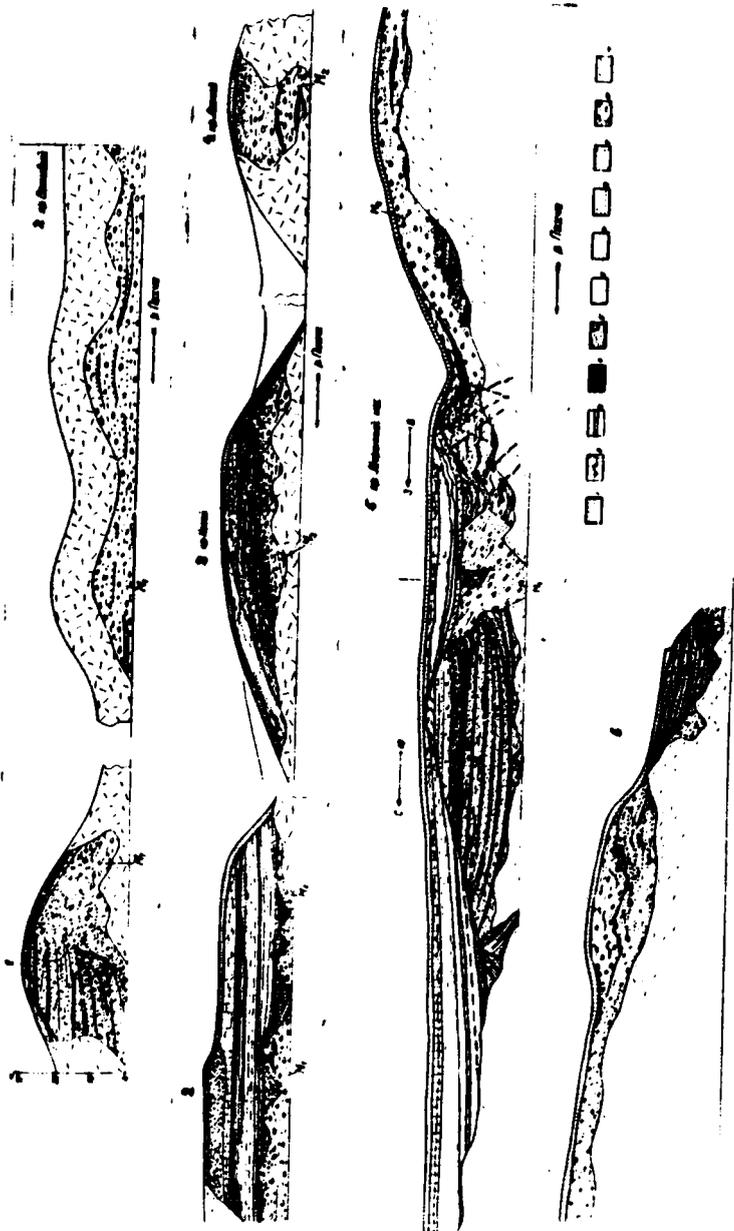
Изучение разреза позднеплейстоценовых отложений межледниковых отложений крутоярского горизонта (Q_3^I), развитых в центральной части Центральной Камчатской депрессии показывает, что по своим особенностям они во многом близки к современным аллювиально-озерно-болотным накоплениям. Во время позднеплейстоценового оледенения обстановка коренным образом изменилась и сформировались иные комплексы отложений.

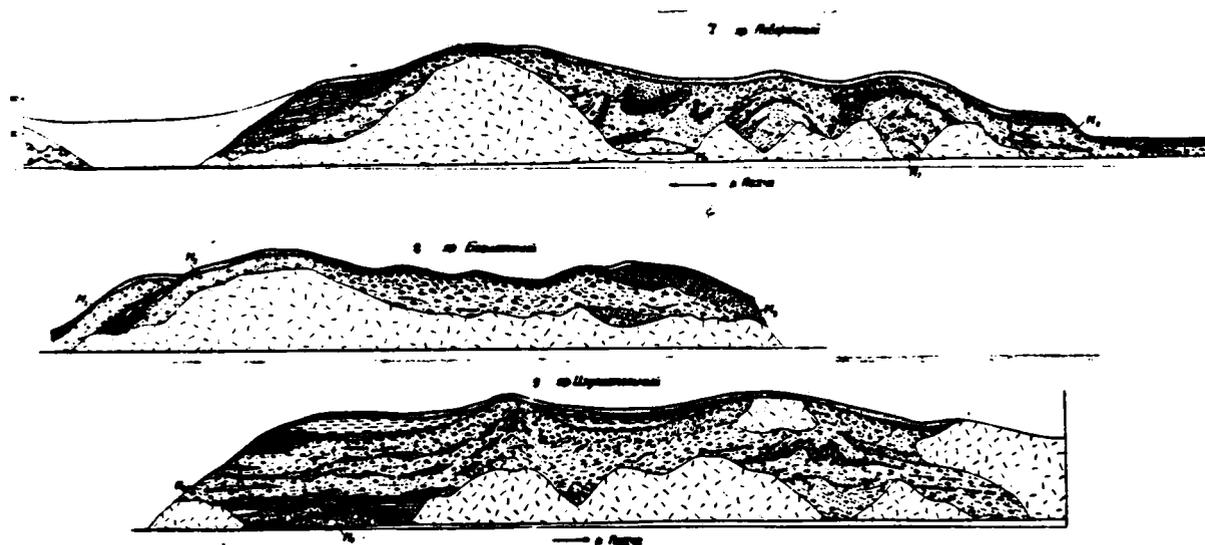
Процессы осадконакопления во время позднеплейстоценового оледенения

Во время позднеплейстоценового оледенения все крупные вулканические постройки были центрами оледенения. В тех случаях, когда ледники покрывали активные вулканы, формирование и строение, вещественный состав ледниковых образований приобретал ряд специфических особенностей. Примерами активных аппаратов, бывших центрами оледенения, являются вулканы Ключевской и Авачинской групп, Гамченского ряда, Шивелуч, Таунищ, Кроноцкий. Они опоясаны мощными моренными комплексами. Наиболее хорошо обнажены и лучше изучены такие комплексы у подножий и по периферии вулканов Ключевской группы, Шивелуча, в частности у западного подножья вулкана Острый Толбачик в долинах рек Студеной и Пахчи (Краевая, 1977; Краевая и др., 1983; Краевая, Кураленко, 1983; и др.).

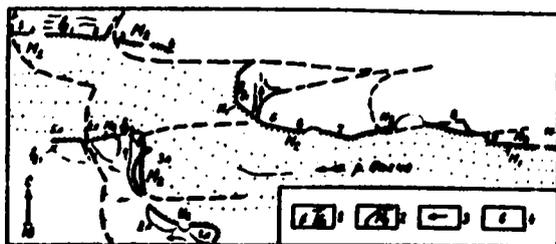
В многочисленных разрезах в бортах долин этих рек вскрывается сложнопостроенный комплекс морен, отложений автокинетических потоков, флювиогляциальных, озерно-ледниковых осадков (рис. 2). В водно-ледниковых отложениях содержится множество прослоев вулканических пеплов, четыре из которых оказались маркирующими. Они были прослежены в целом ряде разрезов, что позволило расчлнить толщу и выделить в ней два основных горизонта морен, которые относятся к максимальному и постмаксимальному продвижению ледников П фазы позднеплейстоценового оледенения (Краевая и др., 1983; Краевая, Кураленко, 1983). Кроме того, в каждом горизонте выделяется несколько моренных пластов, разделенных водоледниковыми осадками, что свидетельствует о неоднократных осцилляциях ледникового края (рис. 3). Для области распространения ледниковых







Фиг.2.Строение ледниковых и водно-ледниковых отложений у западных подножий вулкана Толбачик; в бортах долины р.Пахчи, снизу вверх по течению. I-2-почвенно-пирокластический чехол: I-палевые супеси с прослоями пеплов (Q_4); 2-палевые супеси с прослоями пеплов и с мерзлотными деформациями (Q_3); 3-кислые пеплы; 4-8-водно-ледниковые осадки: 4-алевро-пелиты, 5-алевриты, мелкозернистые пески, 6-мелко- и среднезернистые пески, 7-крупнозернистые пески, гравий, 8-галечники с гравием; 9-отложения селей и оползней; 10-морены, II-осыпи.



Фиг.3. Схема соотношения ледниковых горизонтов в районе р.Пахчи.
 1 - граница распространения морены M_1 ; 2 - граница распространения морены M_2 ; 3 - направление движения водноледниковых потоков; 4 - номера разрезов, изображенных на фиг.2.

отложений характерен неправильный холмисто-западинный рельеф без выдержанных линейных форм. Изучение разрезов показывает их сложное полигенетическое происхождение. Здесь выделяются остаточные формы преддущих наступлений ледника, небольшие гряды и холмы динамического генезиса, а также камы, сформировавшиеся в зоне "мертвых" льдов ледника подножья.

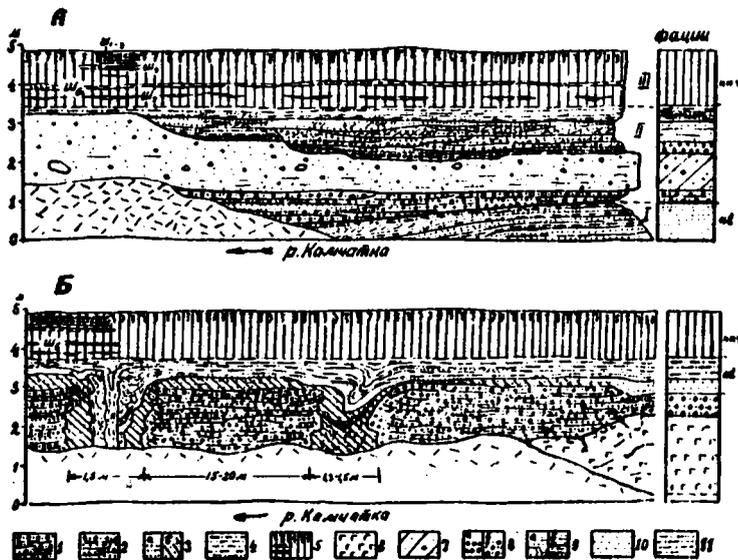
Ледниковые отложения имеют разнообразие текстуры, многие из которых уже описаны в ряде работ (Краевая, 1976, 1977; Краевая, Олюнин, 1969; Краевая, Кураленко, 1983). Наиболее широко распространены донные морены, представленные разнообломочными брекчиями с обильным песчано-алевритовым заполнителем. Крупнообломочный материал распределен беспорядочно; его содержание колеблется от 10-15 до 50%. Встречаются глыбы размером до 1-1,5-2 м. Вещественный состав морен довольно разнообразен, т.к. формировался как за счет переработки ледниками подстилающей базальтовой и андезитобазальтовой вулканокластики и лав, так и за счет выпадения свежих продуктов извержений. В нижнем горизонте M_1 , морены имеют бурый, темно-бурый цвет, что объясняется тем, что значительная часть обломочного материала представлена продуктами дробления обожженных, окисленных вулканических шлаков (от 15-20 до 50-60%). В пределах моренного пласта содержание такого окисленного материала меняется, вызывая пестроту окраски пород (Краевая, Кураленко, 1983). Высокое содержание продуктов переработки базальтовой пирокластики, неравномерное их распределение и изменчивый ее облик в разных частях моренного пласта могут свидетельствовать о наличии вулканической деятельности в области питания ледников - на Плоских сопках и вулкане Толбачик. Вместе с тем, следует отметить, что сколько-нибудь заметные количества базальтовой витрокластики, в больших количествах образующейся при подледных извержениях, здесь не обнаружены.

Для верхних серых и темно-серых морен M_2^I и M_2^K характерно более низкое содержание обломков пирокластики: 30 - 50% в мелкогалечных и гравийных и 60 - 80% в песчаных и алевритовых фракциях и достаточно равномерное их распределение в пределах моренного пласта. Примесь обожженных красных и бурных фрагментов незначительна. По-видимому, это объясняется ослаблением вулканической деятельности в области питания. Наличие в породах небольшой примеси тонкой андезитовой пирокластики связано с ее выпадением из подстилающих отложений и отчасти с выпадением ее в области питания ледника во время ценопадов.

наряду с массивными моренами с хаотическим распределением обломочного материала, в моренных пластах встречаются участники с цепочками, линзами валунов, галечников, либо галечных песков (рис. 2, т. 10). Они представляют собой, видимо, мелкие отторженцы, захваченные ледником. В ряде случаев таких отторженцев очень много, они переполняют моренную толщу, сильно деформированы и хорошо подчеркивают сложную ее складчатую и разрывную нарушения (рис. 2, т. II, 7, 9). В ряде разрезов наблюдаются также текстуры захвата, выжимания подстилающих водно-ледниковых осадков (рис. 2, т. 10), динамического воздействия ледника на сложенные ими борта ледниковой долины (рис. 2, т. I, 3 л, 5), а также текстуры деформаций и уплотнения морен и перекрывающих осадков в результате таяния ледника (рис. 2, т. 2 л, 3). В последнем случае это привело к формированию инверсионного, камового рельефа.

Наиболее характерным членом комплекса водно-ледниковых наносов являются разнообразные отложения автокинетических (лахаровых, селевых) потоков. Они переслаиваются с флювиогляциальными озерно-ледниковыми наносами. Судя по текстурным особенностям осадков, существовал весь спектр автокинетических потоков, от очень вязких, нагруженных обломочным материалом, грязекаменных, до низкоплотностных водо-каменных потоков талых вод (собственно флювиогляциальных потоков). Их отложения образуют как единичные слои, так и мощные, до 20-30 м, пакки. (см. рис. 2, т. I, I, л, 2, 5, 6). Отложения грязекаменных потоков представлены неслоистыми и несортированными песчано-гравийно-галечными накоплениями с рассеянными глыбами и валунами, мощностью от 0,1-0,5 до 3-4 м. Иногда такой грубый материал образует заметные цепочки, нечеткие линзы. Примером является мощная залежь подобных образований, залегающих среди тонкозернистых флювиогляциальных осадков в верхней части разреза яра Осинового (т. 2). Исходный поток был весьма вязким, так что до настоящего времени сохранился крутой боковой край этой залежи.

Подобные потоки видимо зарождались как во время интенсивного таяния льда, так и во время извержений и сгруживали материал в краевой зоне ледника, в понижениях между моренными холмами. Наиболее мощные потоки достигали долины р. Камчатки, и сгруживали в ее русле и на пойме (рис. 4). У края ледника, в области "мертвых" льдов при его отступании небольшие грязекаменные потоки и оплывины, видимо, были едва ли не главным фактором переотложения большого масс вытравившего обломочного материала в понижения между



Фиг.4. Строение отложений временных водотоков (Q_3^3) в 4-5 -метровой террасе р.Камчатки в районе аэропорта (А) и у п.Козмревск (В). Отложения: переслаивающиеся: 1-гравийные галечники, гравийники; 2-гравий, гравийные пески; 3-разнозернистые пески (а), слабо сцементированные песчаники (б); 4-мелкозернистые пески, алевроиты; 5-почвенно-пирокластический чехол (Q_4), (Ш); 6-лавоый поток.

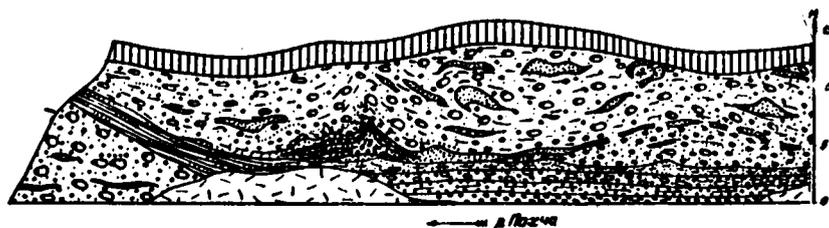
Фации: 7-древяно-песчаные осадки грязевого лахара; 8-галечные осадки русла (а) и гравийно-галечные осадки дробящихся водотоков (б); 9-песчаные осадки распластывающихся (а) и алевроитовые осадки иссякающих (б) водотоков; аллювий р.Камчатки: 10-песчано-алевритовые осадки прирусловой зоны поймы; II-алевритовые, алевро-пелитовые осадки внутренней зоны поймы.

ледниковыми останцами, моренными холмами, в западины и небольшие озера между ними. В результате там формировались своеобразные ритмичнослоистые пачки, которые состоят из темных слоев таких грубообломочных накоплений (от 0,1–0,2 до 3–4 м) и прослоев палевых мелкозернистых водно-ледниковых осадков.

Особенно эффектны разрезы таких пачек, образовавшихся в западинах и озерах между моренными холмами (т. 1л, 5). В этом случае грязекаменные потоки соскальзывали нередко в воду и их отложения поэтому обладают следующими особенностями. Во-первых, в верхних частях залежей наблюдается быстрый (на протяжении 0,05–0,2 м), но постепенный градируемый переход от песчано-галечно-валунной породы к разно- и мелкозернистому песку и алевриту, что свидетельствует о взмучивании верхней части потока и постепенном осаждении взвеси. Во-вторых, в самой залежи встречаются, часто сильно деформированные, фрагменты слоев подстилающих мелкозернистых осадков, нередко закрученные в "рулеты". Иногда наблюдается непосредственный захват таких слоев (фиг. 5). Эти данные показывают, что водонасыщенные подстилающие осадки легко пластично сминаются, затаскиваются движущимся потоком, часто не теряя сплошности. Вышележащие более светлые слои состоят из переслаивающихся прослоев гравийных и разнозернистых песков (0,01–0,2 м), массивных и с градиционной, субпараллельной слоистостью и прослоев (0,05–0,1 м) часто чередующихся слоев алевритов, алевропелитов, мелкозернистых песков (по 1–10 мм). Все эти прослои и слои достаточно хорошо выдержаны в разрезе, что свидетельствует об их осаждении небольшими мутьевыми потоками и из взвеси, импульсивно приносившейся в водоем тальми ледниковыми водами.

В ряде разрезов (т. 1, 1л, 5) наблюдается прислонение таких пачек к моренным холмам, а в местах прислонения – многочисленные мелкие трещины и разрывы с небольшими смещениями. Эти данные свидетельствуют о накоплении осадков в западинах между моренными холмами, содержащими значительные гнезда, участки нерастаявшего льда, и их последующем уплотнении. В ряде случаев такие усадки были весьма значительными, что привело к сильной деформации слоев и даже к образованию камов (инверсионного рельефа – в результате вытаивания окружающих ледяных холмов).

Завершаются разрезы таких грубообломочных пачек все более маломощными слоями мелкозернистых пород: песков, алевритов, алевропелитов с субпараллельной слоистостью (т. 4л, 5 и др.), что свидетельствует о постепенном затухании автокинетического осадко-



Фиг.5. Текстуры захвата ледником водноледниковых осадков в разрезе № 10; правый борт долины р.Палчи.

накопления, сглаживании рельефа и об общем отступании ледникового языка. В верхних частях пачек встречаются прослойки вулканических пеплов, что также указывает на общее снижение скорости осадконакопления.

Флювиогляциальные отложения представляют собой осадки русел и конусов выноса потоков талых вод, вытекавших из-под ледника. Они были в разной степени нагружены обломочным материалом и поэтому среди их осадков имеются разности, переходные к собственно селевым накоплениям. Среди них выделяются осадки русел, дробящихся, распластывавшихся и иссякающих водотоков.

Осадки русел представлены линзами валунистов, несортированных песчаных галечников с валунами. Они встречаются в основании, в кровле моренных пластов и в виде отторженцев внутри них (см. т. 9, 10). Там же встречаются и осадки дробящихся водотоков, которые представлены в целом более мелкообломочными осадками: галечниками, гравийными галечниками, гравийниками, песчаными гравийниками, линзовидно переслаивающимися между собой. Гальки и гравий плохо окатаны; много угловатых обломков. В целом ряде разрезов снизу вверх наблюдается постепенная смена грубообломочных флювиогляциальных осадков все более мелкозернистыми, что, по-видимому, в целом отражает постепенное отступление, отмирание ледниковой лопаты в данном месте (т. 2, 2л, 3л, 5, 5л).

Залегающие выше осадки распластывавшихся водотоков обычно представлены переслаивающимися слоями, протяженными линзами гравийного и разнозернистого, крупно-, средне- и мелкозернистого алевритового песка. Мощность слоев и линз колеблется от 1-5 до 20-50 см. В песках иногда наблюдается мелкая косая, косоволнистая рябь течения. Последние два типа осадков широко встречаются не только в краевой зоне, но и в разрезах флювиогляциальных шлейфов вплоть до долины р. Камчатки; первичное напластование в них нередко нарушено псевдоморфозами по ледяным жилам (рис. 4). Осадки иссякающих водотоков наиболее тонкозернистые, представлены пачками тонко переслаивающихся слоев, линзочек мелко- и среднезернистых песков, алевритов, алевропелитов, мощностью от 0,5-5 см до 1-2 м. В них встречаются прослойки вулканических пеплов, обычно в различной степени переотложенных, в том числе маркирующих (III - IV), позволивших сопоставить разрозненные разрезы. В этих осадках обнаружены костные остатки черепа и зуб мамонта, радиоуглеродный возраст которых по определению Л. Д. Сулержицкого оказался около 21 тыс. лет (Краевая и др., 1983).

Вещественный состав водно-ледниковых отложений в целом отражает состав синхронных ледниковых образований. В частности, состав наиболее широко развитых водноледниковых отложений, синхронных морене M_1 , как и состав последней, заметно меняется по разрезу. Особенно заметно это проявляется в колебаниях содержания частиц определенного цвета, формы, пористости и т.д. Флювиогляциальные осадки, синхронные морене M_2 , менее богаты переротложенными и дробленными пирокластическими фрагментами и более однородны по составу.

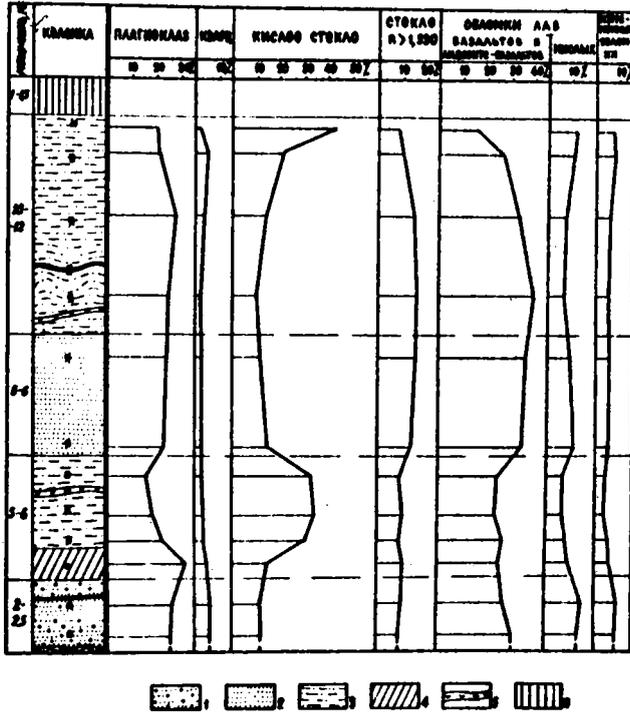
Грубообломочные селевые (лахаровые) накопления аналогичны по вещественному составу слагающего их материала ледниковым отложениям. Валунно-галечные и галечные пачки сложены в основном в разной степени окатанными обломками лав (собственно вулканотерригенный материал). Мелкогалечные и гравийные прослой и линзы состоят из оглаженных и угловатых фрагментов лав (40 - 50%) и пирокластики, представленной вулканическими шлаками (до 50-60%). Мелкозернистые песчаные и алевропелитовые осадки распластывающихся и иссякающих водотоков состоят уже преимущественно (на 60-80%) из дробленой и переротложенной базальтовой пирокластики и близки по составу к соответствующим фракциям ледниковых накоплений. Вместе с тем в них постоянно присутствует значительная примесь синхронно-переротложенной кислой пирокластики: осколки кислого стекла (10-30%), зерна плагиоклаза, пироксенов, роговой обманки (10-25% тяж. фракции) в оболочке такого же стекла. В слоях, непосредственно перекрывающих прослой вулканических пеплов, примесь такой переротложенной пирокластики еще выше. Прослой вулканических пеплов заметно отличаются от вмещающих осадков по своему цвету и гранулометрии. Детально их состав описан в статье (Кравая, Кураленко, 1983). Среди них базальтовые пеплы маломощны и, судя по составу, обр. звались при извержениях вулкано-стромболианского и вулканического типов, которые дают ограниченное количество пеплов, распространяющихся на ограниченной площади. Прослой андезитовых пеплов наиболее многочисленны и связаны с извержениями вулкана Шивелуч. Кроме них встречаются также прослой витрокластических пеплов, связанных с извержениями вулканов Восточной Камчатки. Два мощных прослоя кислых пеплов (P_1 и P_2) видимо широко распространены и могут использоваться для различных корреляций. В частности, сходные пеплы известны в "покровных супесях" Центрально-Камчатской депрессии, синхронных времени позднеледникового оледенения.

Завершают разрезы седиментационных циклов обычно пачки (2—4 м) пылевых алевропелитов, массивных с тонкими слоями, присипками вулканических пеллов, подчеркивающих первичную субпараллельную слоистость пачек, нарушенную интенсивными солюфлюкционными смещениями. На разрезах в т. 1л, 2, 5, 5л эти пачки показаны редкой вертикальной штриховкой. По происхождению эти пачки являются отложениями погребенных почвенно-пирокластических чехлов, формировавшихся уже после отмирания водно-ледниковых потоков.

Обилие рыхлого пирокластического материала, покрывавшего и предохранявшего лед от таяния, видимо являлось одной из причин широкого распространения ледников в вулканических районах. Так ледники, спускавшиеся с вулканов Ключевской группы и Шивелуча нередко сливались между собой, перегораживая долину р. Камчатки. Причем, перегораживал ее ледник, спускавшийся с Шивелуча, где было особенно много рыхлой вулканокластики. Об этом говорит наличие морен, сложенных обломками андезитовой пирокластики, на правобережье реки, в окрестностях г. Ключи.

В южной части Центрально-Камчатской депрессии за пределами вулканических районов во время позднелейстоценового оледенения существовали обширные флювиогляциальные конуса выноса, сливавшиеся между собой. Разрезы их периферических частей вскрываются в ряде разрезов в боргах современной долины р. Камчатки (Врайцева и др., 1968; и др.). Примером является разрез яра Большого (рис. 6). Отложения времени оледенения, так называемые "покровные супеси", слагают мощную (до 20—30 м) пачку в верхней части разреза и представлены тонкозернистыми осадками: желто-пылевыми алевритами, алевро-пелитами, песчаными алевритами с прослоями и линзами мелкозернистых и разномзернистых песков, с многочисленными прослоями вулканических пеллов разного, преимущественно кислого состава, подчеркивающими общую первичную горизонтальную слоистость пачки и сильную последующую нарушенность ее солюфлюкционными процессами. Изучение состава этих пеллов позволяет коррелировать некоторые разрезы "покровных" отложений.

По составу обломочного материала эти осадки смешанные; в них присутствуют обломки плагиоклазов (20—30%), андезито-базальтовых, базальтовых лав (30—40%) и стекол (10—20%), кислых лав (3—10%) и стекол (10—15%), различных измененных пород (около 10%), кварца (3—5%), присипки пироксенов, роговой обманки. Такой состав мог образоваться в результате смешивания вулканотерригенного матери-



Фиг.6. Состав покровных отложений в яре Большом. 1-переслаивающиеся мелко- и сред- зернистые пески; 2-разнозернистые алевриты горизонтально-, волнистослоистые; 3-але- риты пылеватые горизонтально-, неяснослоистые; 4-але- риты, алевропелиты неяс- нослоистые, пылеватые; 5-прослой вулканических пеплов; 6-голоценовый почвенно-пирокластический чехол - алевропелиты легкие, пылеватые, неслоистые.

ала базальтового и андезитового состава и пирокластического материала от базальтового до кислого состава.

Все эти данные свидетельствуют о том, что "покровные супеси" являются, по-существу, полигенетическим образованием и формировались 1) за счет выноса водными потоками продуктов измельчения древних вулканогенно-осадочных пород (от 20 до 80% по разным слоям), 2) энергичного переотложения (в условиях разреженного растительного покрова) вулканических пеплов разного состава, выпадающих из воздуха, и 3) захоронения многочисленных прослоев пеплов без заметного переотложения. Следует подчеркнуть, что такие непереотложенные пеплы во время оледенения сохранялись от размыва лишь в благоприятной обстановке — в периферических частях конусов выноса, в западинах рельефа и озерах. На склонах, даже незначительных, пеплы не сохранились, т.к. легко переотлагались в результате склонового смыва и солифлюкции. Ярким примером такого переотложения является погребенный почвенно-пирокластический чехол, обладающий в борту долины р.Пахчи в яре Двойном (рис. 2 т. Iл; чехол показан рядкой вертикальной штриховкой). В нем отчетливо видно, что снизу вверх по склону его мощность быстро уменьшается от 3—4 м до нуля. Интенсивные солифлюкционные дислокации, оплывание осадка подчеркиваются белым прослоем кислого вулканического пепла. По контрасту с этим погребенным чехлом, голоценовый почвенно-пирокластический чехол, хорошо закрепленный растительностью, облекает здесь неровности рельефа практически не изменяя мощности.

х х х

В заключение отметим следующее. Сравнительное изучение разрезов верхнеплейстоценовых и голоценовых отложений вулканических р-нов Камчатки позволило прийти к следующим выводам об особенностях обстановок и динамики их формирования.

1. Во время межледниковья и в голоцене здесь формировались главным образом аллювиальные и озерно-болотные отложения, во многом сходные с осадками невулканических районов.

2. Во время I и II фаз позднеплейстоценового оледенения ситуация резко изменилась. Скорости осадконакопления резко возросли. Стали формироваться мощные толщи морен и связанных с ними отложений антропогенетических, водноледниковых почков.

3. Во время каждой фазы оледенения формировалось несколько

горизонтов морен, имеющих локальное распространение в связи с эпизодическим воздействием вулканизма: излиянием лав, пирокластических потоков, вулканическими взрывами, уничтожавшими часть ледников.

4. Взаимодействие больших масс раскаленных вулканических продуктов и льда, приводило к частому возникновению мощных лахаровых потоков, что обусловило образование парагенеза^{морен} и отложений автокинетических потоков, вызывавших локальные геолого-палеологические катастрофы.

5. Особая активизация автокинетического осадконакопления происходила во время периодических вспышек вулканической активности. Наиболее хорошо изучены две последние такие вспышки. Первая из них, позднеплейстоценовая, имела место в интервале от 45-40 до 30-25 тыс. лет назад, а вторая, более короткая, голоценовая - в интервале 9,5-7 тыс. лет назад (Мелекесцев и др., 1988, 1990). При этом в каждом конкретном районе она имела свои особенности.

Литература

- Братцева О.А., Мелекесцев И.В., Евтеева И.С., Лупкина Е.Г. Стратиграфия четвертичных отложений и оледенения Камчатки. М.: Наука, 1968, 227 с.
- Гептнер А.Р., Кураленко Н.П. О формировании состава рыхлых отложений у подножья активных вулканов. //Литология и полезные ископаем., 1979, № 5, с.30-44.
- Краевая Т.С. Генетические типы грубообломочных отложений стратовулканов. М., Недра, 1977, 126 с.
- Краевая Т.С., Лупкина Е.Г., Егорова И.А., Кураленко Н.П., Сулержицкий Л.Д. Возраст последнего позднеплейстоценового оледенения Камчатки //Известия АН СССР, серия географ., 1983, № 1, с. 90-94.
- Краевая Т.С., Кураленко Н.П. Верхнеплейстоценовые ледниковые образования подножий активных вулканов Камчатки. //Вулканолог. и сейсмолог., 1983, № 2, с. 25-35.
- Кураленко Н.П. Отложения подножий вулканов различных климатических обстановок. М.: Наука, 1966, 110 с.
- Кураленко Н.П. Влияние вулканизма на формирование вещественного состава аллювия р.Камчатки и ее притоков. //Литология и полезн. ископаемье, 1969, № 3, с. 27-38.
- Малеев Е.Ф. Вулканыты. М.: Недра, 1980, 240 с.

- Мелекесцев И.В., Краева Т.С., Братцева О.А. Рельеф и отложения молодых вулканических районов Камчатки. М.: Наука, 1970, 102 с.
- Мелекесцев И.В., Братцева О.А., Сулержицкий Л.Д. Катастрофические взрывные извержения вулканов Курило-Камчатской области в конце плейстоцена - начале голоцена. // Доклады АН СССР, т.300, № I, 1988, с.175-181.
- Мелекесцев И.В., Братцева О.А., Пономарева В.В., Сулержицкий Л.Д. Возраст и динамика формирования действующих вулканов Курило-Камчатской области. // Известия АН СССР, Серия геологич., № 4, 1990, с.17-31.

Contents

Introduction	5
1. Yu.A.Lavrushin. Different types of geological - paleo-ecological situations for the Quaternary.	7
2. M.N.Alekseev, A.A.Arkhangelov, L.V.Golubeva, L.D.Sulerzhitsky. Paleocological correlation of the Quaternary Events on the shelf and intracontinental areas of eastern Siberia.	18
3. Yu.A.Lavrushin. Manifestation of the Pleistocene "Autokinetic" Terrestrial sedimentation as the criteria for reconstructions of paleocological events.	36
4. I.M.Khoreva, V.P.Vasiljev, Yu.A.Lavrushin. Paleocology of the Mikulin Sea in the northern part of European USSR.	57
5. Yu.A.Lavrushin, V.P.Vasiljev, O.G.Epstein. Specific features of the sedimentary build-up on the shallow water glacial shelves.	68
6. Yu.A.Lavrushin, E.A.Spiridonova, L.D.Sulerzhitsky. Geological - paleocological events of the last 10,000 years in the northern Arid Zone.	87
7. A.L.Chepalyga, L.F.Kirike, T.A.Sadchikova. Paleocology and sedimentation in the Holocene Limans on the North - Western coastal areas of the Black Sea.	105
8. N.P.Kuralenko. The Geology and Paleocology of the Late Pleistocene in Kamchatka.	117

Содержание:

Предисловие	5
1. Д.А.Лаврушин. Типы геолого-палеоэкологических ситуаций четвертичного периода	7
2. М.Н.Алексеев, А.А.Архангелов, Д.В.Голубева, Л.Д.Сулержицкий. Палеоэкологическая корреляция четвертичных событий на шельфе и во внутриконтинентальной зоне в Восточной Сибири	18
3. Д.А.Лаврушин. Проявления автокинетического осадконакопления в континентальном плейстоцене и его значение для реконструкции палеоэкологических обстановок	39
4. И.М.Хорева, В.П.Васильев, Д.А.Лаврушин. Палеоэкология миккулинского моря на севере Европейской части СССР	57
5. Д.А.Лаврушин, В.П.Васильев, О.Г.Эпштейн. Специфические особенности строения отложений мелководного гляциального шельфа	68
6. Д.А.Лаврушин, Е.А.Спиридонова, Л.Д.Сулержицкий. Геолого-палеоэкологические события севера аридной зоны в последние 10 000 лет	87
7. А.Д.Чепалыга, Л.Ф.Кирик, Т.А.Садчикова. Палеоэкология и условия седиментации в голоценовых лиманах северо-западного Причерноморья	105
8. И.П.Кураленко. Геолого-палеоэкологические ситуации доледного плейстоцена Камчатки	117

ПОТАНРИНТ ГИНа

В печать 28.06.91г. Заказ № 254

Тираж 200 экз.

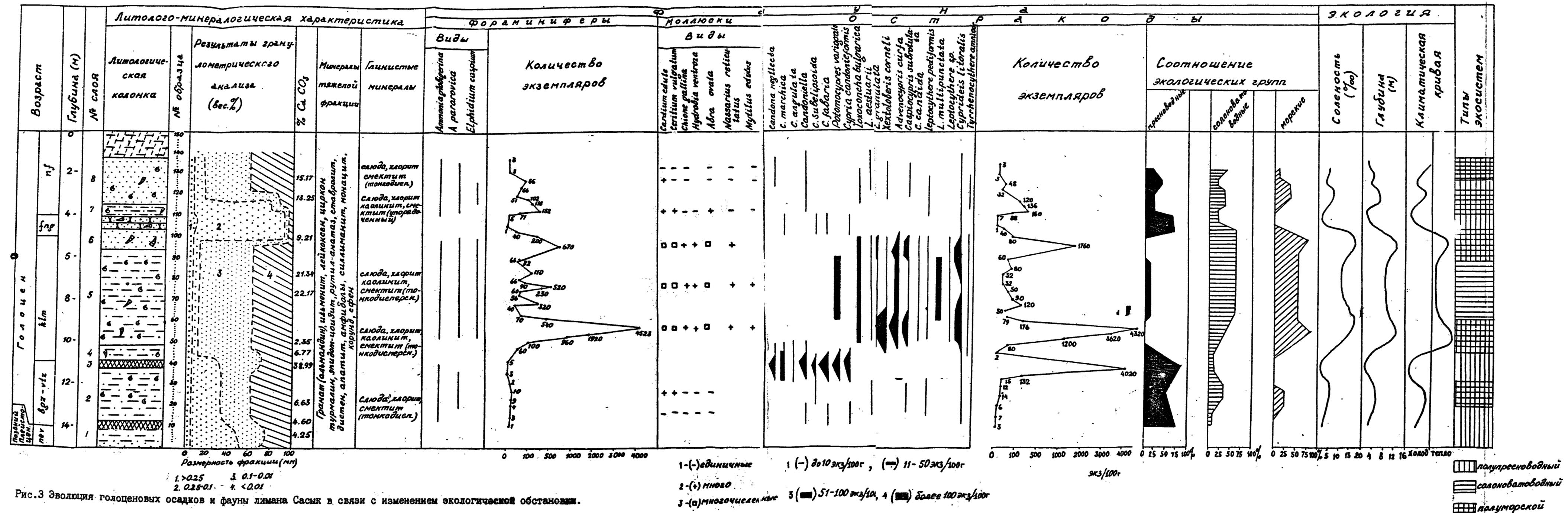


Рис. 3 Эволюция голоценовых осадков и фауны лимана Сасык в связи с изменением экологической обстановки.