

проводилось значительной увлажненностью климата, когда в питании озер более существенную роль начинают играть атмосферные осадки. Биологическая продуктивность озерных экосистем в этот период была максимальной, что определяет значительное содержание органического вещества в донных отложениях озер и, соответственно, наибольшую скорость осадконакопления в озерах.

Поздний голоцен отличался меньшими размерами оледенения гор и сокращением доли ледникового стока в питании большинства озер, общим сокращением озерности. На фоне преобладающей аридизации климата уровни большинства озер понижались, увеличивалось число бессточных и минерализованных горных озер.

Исторические и археологические материалы свидетельствуют о том, что сухими условиями на Тянь-Шане отличалась эпоха с IV по XV в. н. э. В это время в котловинах оз. Сонкель и Иссыккуль наблюдались усыхание озер и аридизация ландшафтов (Озера Тянь-Шаня..., 1980).

В XVI—XVIII вв. н. э. на озерах Тянь-Шаня и Памира проявилась трансгрессия, связанная с увеличением увлажненности, похолоданием и активизацией ледников (стадия фернау, или «малая ледниковая эпоха»), когда уровень оз. Сонкель был на 2 м выше современного, оз. Чатыркель — на 4 м, а уровень оз. Иссыккуль — на 12 м выше, однако размеры оз. Каракуль были значительно меньше современных (Севастьянов, 1986б) вследствие большой высоты положения озера и преимущественно ледникового питания.

Состояние озер Тянь-Шаня и Памира в текущем столетии отличается преимущественной тенденцией к снижению уровней, что связано с глобальным потеплением, увеличением испарения с поверхности озер и деградацией оледенения. В некоторых районах гор, где специфика локальных условий определяет превышение стока талых вод в озеро над испарением (например, оз. Каракуль, Сарез) уровень воды в водоемах поднимается.

Г л а в а 4

АЛТАЙ¹

Алтай — горная область, расположенная на юге Западной Сибири, где высота рельефа возрастает от 450 до 4600 м над у. м. На северо-востоке Алтай соприкасается с Кузнецким Алатау и Западным Саяном, к юго-востоку от него отходит горная цепь Монгольского Алтая, а на востоке он граничит с хр. Танну-Ола и Тувинской котловиной.

Характерные черты природы Алтая — резко континентальный климат и значительное современное оледенение. Наиболее крупным горным узлом и одним из центров оледенения Алтая является погра-

¹ Н. Н. Михайлов.

ничный с Монголией и Китаем горный массив Табын-Богдо-Ола, расположенный в верховьях р. Аргут и достигающий высоты 4653 м. Наиболее высокие хребты — Катунский, Северо-Чуйский и Южно-Чуйский — расположены в центральной и юго-восточной частях Алтая, они несут современное оледенение. Высшая точка центрального Алтая — гора Белуха — имеет высоту 4506 м и расположена в Катунском хребте. Хребты северо-западной части Алтая имеют высоту в пределах 1900—2800 м и не достигают современной снеговой границы, однако содержат следы значительного древнего оледенения.

Современный складчато-глыбовый рельеф Алтая — следствие сложной геологической истории этой горной страны, подвергшейся неоднократно складкообразованию, тектоническому дроблению и оледенениям. Альпийский ландшафт Алтая представлен высоко поднятыми плоскими плато — остатками древнего пенеплена, которые подвергнуты длительному морозному выветриванию и ледниковой экзарации. Каровые лестницы, узкие извилистые гребни хребтов, глубокие троговые долины и мощные морены создают благоприятную основу для существования высокогорных озер.

Для Алтая характерны неравномерное распределение ледников и существование нескольких центров оледенения: Катунский хребет, Южно-Чуйский, Биш-Иирду, восточная часть Южного Алтая и Табын-Богдоула. Снеговая линия и верхняя граница леса на Алтае повышаются от северо-западной периферии на юго-восток, соответственно от 2300 и 1900 м в хр. Холзун до 3250 и 2400 м в хр. Чихачева. В этом же направлении усиливается континентальность климата, повышаются летние температуры воздуха и уменьшается годовое количество осадков (Окишев, 1982).

Климат горных районов Алтая в целом благоприятен для озерообразования. Летом вследствие наличия высокогорных цепей с вечными снегами и льдами, высоких холодных плато и глубоких влажных лесных долин Алтай является прохладным «островом» по сравнению с окружающими его степными равнинами: средняя температура июля в Чуйской степи -14.4°C , а в котловине оз. Маркакуль — 13.5°C , на высоте 2000 м — 8°C . Зимой в результате существующих здесь температурных инверсий горные районы остаются более теплыми, чем окружающие территории и межгорные котловины. Крупные озера оказывают отепляющее влияние на окружающие котловины. Наиболее мягкая зима на Алтае — в котловине Телецкого озера (средняя температура января — 9°C , в котловине оз. Маркакуль — 25.5°C . В распределении осадков наблюдается уменьшение их количества с запада на восток: от 1800 мм в Малой Ульбе до 200—300 мм на плато Укок и в юго-восточных хребтах Алтая; в горах и котловинах Тувы Центральный Алтай увлажнен умеренно, среднее годовое количество осадков 500—600 мм (Суслов, 1947).

Таким образом, рельеф и климат Алтая в целом способствуют поддержанию современного оледенения в горах, а также функционированию многочисленных озерных бассейнов, являющихся важным элементом горных ландшафтов.

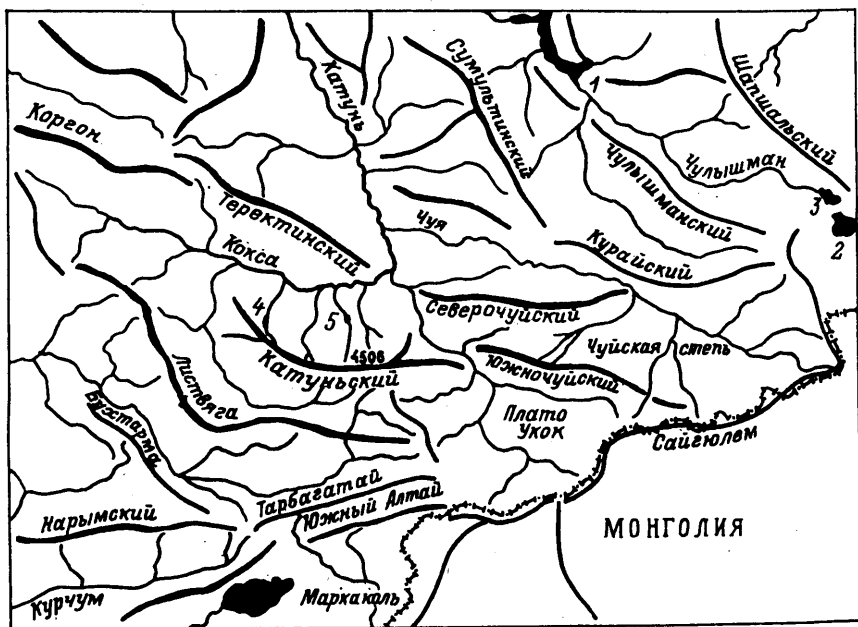


Рис. 72. Орографическая схема Алтая.

Озера: 1 — Телецкое; 2 — Кындыктыколь; 3 — Джулуколь; 4 — Мультинское; 5 — Кочурлинские.

Территория Алтая богата горными озерами. По данным Н. Е. Шпилековой (1980), здесь насчитывается 2040 озер. Распространены они крайне неравномерно. Некоторые располагаются отдельными группами (по 5—8 озер), как например, озера Катунского хребта; другие занимают обширные выровненные участки горных плато и плоскогорий (Укок, Чулышманское). Реже встречаются отдельно лежащие озера. Есть на Алтае и районы, где озера встречаются редко (хребты северного фаса Алтая) (рис. 72).

Озерность различных районов Алтая определяется прежде всего наличием благоприятного рельефа и условиями общей увлажненности. Широкое развитие озера получили в приледниковых областях, в районах сравнительно недавно подвергшихся оледенению и на территориях развития древней и современной многолетней мерзлоты, а также во внутриворонных котловинах.

Вся Алтайская горная страна может быть разделена по степени озерности на две области — юго-восточную, где распространено большее количество озер (около 76 % всех озер Алтая) и северо-западную (24 %). Наибольшее число озер сосредоточено в восточной части Алтая, что обусловлено мощным современным и древним оледенением в бассейне рр. Чулышман, Башкаус, на плато Укок и в Чуйской котловине, где широко развиты древнеледниковые отложения и распространены преимущественно гляциогенные озера.

На северо-западе Алтая озера сосредоточены преимущественно в альпийском поясе гор. По данным Т. Н. Шипуновой (1972), наибольшей озерностью в этом районе отличаются Башелакский и Коргонский хребты, где преобладают озера гляциального генезиса, карового и моренно-подпрудного типов. На склонах северо-восточной экспозиции водоемы этого типа располагаются в интервале высот от 1660 до 1900 м, а на юго-западных склонах — от 1980 до 2180 м. Все озера имеют небольшие размеры, их площадь не превышает 0,3 км².

В центральной и юго-восточной частях Алтая количество озер существенно увеличивается в соответствии с возрастанием масштабов оледенения гор, а также повсеместным развитием эрозионно-аккумулятивных ледниковых образований, благоприятных для формирования озер. Возрастает здесь и размеры водоемов гляциального генезиса, достигающих площадей в несколько квадратных метров (Аккемское, Таймень, Акколь). Наибольшее количество озер в этой части Алтая располагается в гляциально-нивальном, альпийском и лесном поясах гор, на высотах от 1900 до 3000 м над у. м. (около 92 % всех озер). Кроме того, здесь расположены и такие крупные озера, как Телецкое, Маркаколь, Джулуколь, которые лежат в котловинах тектонического происхождения.

История озер Алтая пока не получила достаточного освещения. Внимание исследователей чаще всего было обращено к Телецкому озеру, к вопросу происхождения его котловины и самого озера (Обручев, 1916; Яковлев, 1916, 1939; Бубличенко, 1937, 1946; Сапожников, 1949; Рагозин, 1958; Бондаренко, 1971; Малолетко, 1980). Существует несколько работ о происхождении других озер (Лунгерстаузен, Раковец, 1968; Селедцов, 1963а, 1967; Попов, 1967; Малолетко и др., 1970). История озер Алтая тесно связана с историей его оледенения. Изучение истории озер играет важную роль при реконструкции природных обстановок прошлого, а также позволяет устанавливать существующие тенденции их природного развития, предвидеть ход дальнейшей эволюции водоемов и ландшафтов, что в свою очередь необходимо для разработки вариантов рационального природопользования в бассейнах озер.

Телецкое озеро (Алтынколь)

Телецкое озеро — одно из крупнейших озер Сибири. Расположено оно на северо-востоке Алтайских гор, на высоте 434 м над у. м.

Озеро имеет вытянутую руслообразную форму и состоит из двух частей: южной меридиональной, протяженностью 50 км и северной, имеющей широтное направление (28 км). Обе эти части озера разнообразны по морфологическим характеристикам, строению дна, берегов, а также по климатическим, ледово-термическим и другим особенностям режима.

Телецкое озеро окружено горами высотой 600—1300 м над у. м. в широтной части и 1700—2400 м — в меридиональной. Острова и полуострова практически отсутствуют. Берега сложены крупными

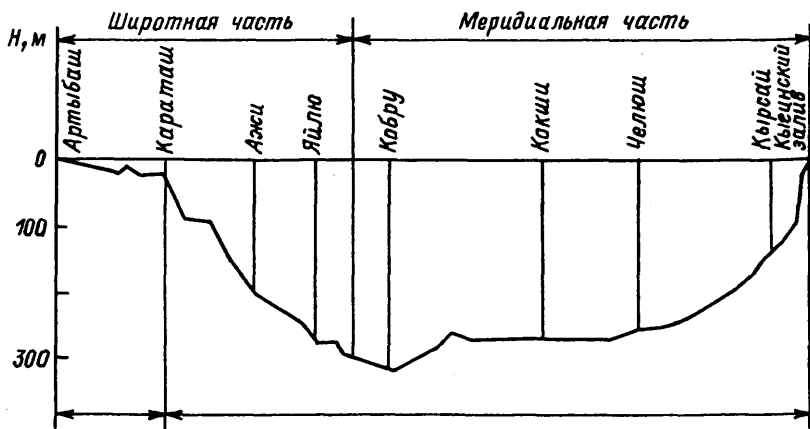


Рис. 73. Продольный профиль Телецкого озера по форватеру (по: Селегей В. В., Селегей Т. С., 1978).

валунами и обломочным материалом, часто скальные, обрывистые. Площадь зеркала 223 км². Средняя глубина 174 м, максимальная 325 м (рис. 73).

Многие особенности режима Телецкого озера определяются формой котловины, которая в основном представлена правильной трапецией. По строению дна, распределению глубин на озере можно выделить два плёса: глубоководный — с глубинами 100—325 м от устья р. Чулышман до мыса Караташ и мелководный — от м. Караташ до истока р. Бии с глубинами 10—40 м (Селегей В. В., Селегей Т. С., 1974).

Донные осадки в озере формируются под воздействием выноса твёрдого материала реками, селевыми потоками, лавинами, оползнями. Однако мощность осадков пока окончательно не оценена. Материалы электрозондирования в дельте р. Чулышман свидетельствуют о 200—400-метровой мощности рыхлых отложений. С учетом того, что дельта Чулышмана занимает только начальную часть озерной котловины, можно ожидать большей мощности осадков (до 900 м).

В прибрежной зоне Телецкого озера выделяется 13 террас, которые возвышаются над озером на высоту от 60 до 250 м. Образование трех главных террас — Яйлинской, Ижонской и Белинской — В. А. Обручев (1916) и С. А. Яковлев (1916) связывают с процессами образования грабена, считая, что после возникновения провала близлежащие массы отвесных берегов соскользнули на дно озера и образовали озерные террасы. По мнению Н. Л. Бубличенко (1937), эти террасы образовались благодаря эрозионной и аккумулятивной деятельности ледника. Эти два взгляда на происхождение террас отражают две основные точки зрения на происхождение самой котловины Телецкого озера: тектоническую и ледниковую. К настоящему времени большинство исследователей Алтая пришли к заключению о тектонической природе озерной котловины, но пока единого мнения

по вопросу о механизме и времени ее образования нет. Л. А. Рагозин (1958), А. М. Малолетко (1987), поддерживая в целом тектоническую природу котловины, обращают особое внимание на влияние эрозионных и аккумулятивных процессов в ее формировании. П. Н. Бондаренко (1967) на основании моделирования рифтовых структур приходит к выводу о рифтовой природе котловины Телецкого озера.

Изучение истории Телецкого озера затруднено в связи с редкой встречаемостью рыхлых осадков и слабой их изученностью. Предполагают, что в конце плиоцена на месте современного озера существовал обширный водоем с весьма спокойными условиями осадконакопления, в котором отлагались слоистые алевриты и тонкие пески основания Белинской террасы, а в прибрежных низменных районах произрастали елово-пихтовые леса (Разрез..., 1978).

В начале плейстоцена происходит активизация тектонических движений и образование системы разломов грабена Телецкого озера; при этом началось формирование современной котловины и очертаний самого озера, но они были далеки от современных.

Главной проблемой в истории развития Телецкого озера остается роль ледников. Авторы монографии «Разрез новейших отложений Алтая» (1978) выделяют в верхней толще Белинской террасы ледниковые отложения среднеплейстоценового оледенения. Г. Я. Барышников (1992) отрицает заполнение Телецкой котловины среднеплейстоценовыми ледниками. Позднеплейстоценовое похолодание, вызвавшее последнее оледенение, привело, по его мнению, к заполнению северной оконечности озера ледниками с хр. Корбу. В южной части оконечности котловины возникал ледниково-подрудный водоем, уровень которого был на 420 м выше современного уреза озера. Деградация оледенения привела к понижению уровня, что нашло отражение в образовании озерных террас.

Однако есть одно существенное возражение последней точке зрения, согласно которому позднеплейстоценовые ледники в хребтах Алтая не опускались ниже 1000—1200 м (Ивановский, 1967; Окишев, 1982, и др.). В рассматриваемом случае ледник должен был опускаться до высоты 420—430 м.

Озеро Маркакуль (Маркаколь)

Озеро Маркакуль — самое крупное по своим размерам озеро на Алтае. Оно расположено в его юго-западной части (казахстанской) на высоте 1449 м. Озеро имеет площадь зеркала, равную 445 км², при длине 38 км, ширине 19 км и максимальной глубине 27 м.

Озеро располагается в древней тектонической впадине между хребтами Азутау на юге и Курчумским — на севере. Озерная котловина имеет овальную форму, сужающуюся к востоку. Само озеро расположено в центре котловины. Северная и восточная части его мелководны, резких перепадов в глубинах не наблюдается. У южного берега, наоборот, глубины изменяются скачкообразно. Именно здесь

наблюдаются максимальные глубины (27 м). Дно озера представляет собой волнистую равнину (Природные условия..., 1978).

Происхождение озерной котловины связано с тем, что вдоль юго-западного побережья нынешнего озера проходит Маркакульская зона сматия, по которой в альпийское время произошло, с одной стороны, поднятие хр. Азутау, а с другой стороны — опускание площади, расположенной к северу. На месте этой опущенной площади и образовалось озеро. В. П. Нехорошев (1966) считает, что Маркакуль образовался в межледниковую эпоху под воздействием экзогенных факторов. Берега современного озера заняты озерно-аллювиальной равниной, слабонаклонной к поверхности озера и возникшей в средне-верхнечетвертичное время (Селиверстов, 1960).

К отложениям этого времени относятся нерасчлененные озерные и озерно-аллювиальные образования побережья Маркакуля и нижнего течения р. Тополевки. Их видимая мощность 10 м. Однако сколько-нибудь заметных террас, свидетельствующих о более высоком состоянии уровня озера, не обнаружено.

Последний позднеплейстоценово-голоценовый этап развития котловины связан с возникновением небольших ледников в Курчумском хребте и хр. Азутау. Оледенение последнего характеризовалось распространением небольших ледниковых шапок на поверхности выравнивания. Эти ледники не выходили за пределы верхней части хребта и не спустились на его склоны.

В северной части котловины Каркакуля следы деятельности ледников встречаются с высоты 1720 м (Геоэкология..., 1992). Последнее оледенение не оказало существенного влияния на динамику уровня озера.

Озеро Джулукуль

Озеро Джулукуль расположено на Чулышманском плато на высоте 2200 м над у. м. Из него берет начало р. Чулышман. Площадь озера 33.12 км², длина 11 км, ширина 4 км, максимальная глубина 7 м.

Джулукульская котловина, в которой лежит озеро, представляет собой высоко приподнятый участок (до 2000—2500 м) реликтового (плиоценового) рельефа, обрамленный с северо-востока и юга молодыми Шапшальским хребтом и массивом Монгун-Тайга, образование которых в значительной мере обязано сбросовым явлениям. Северная часть хр. Чихачева и Чулышманский массив (водораздел Чулышмана и Богаяша), ограничивающий котловину с запада, имеют, по мнению Н. А. Ефимцева (1961), останцовый характер и являются элементами реликтового рельефа. Образование Джулукульской котловины связано в основном с интенсивными тектоническими движениями начала эоплейстоцена, «когда хребты Шапшальский, Цаган-Шибету и массив Монгун-Тайга были высоко приподняты, хотя заложение котловины, вероятно, произошло раньше» (Ефимцев, 1961, с. 126).

В плейстоцене котловина заполнялась ледниками, сливавшимися в Джулукульский ледоём (Девяткин и др., 1963; Окишев, 1982).

Мощность льда в центральных частях ледоёма достигала 400 м. Деградация его приводила к возникновению озерного режима в центральной части котловины. Вполне возможно, что озера начинали появляться еще на поверхности ледникового покрова на заключительных этапах его существования. В целом вся Джулукульская котловина благоприятна для образования озер в связи с небольшим уклоном и слабой расчлененностью рельефа. Здесь имеется большое число маленьких озер, расположенных в понижениях моренного и водно-ледникового рельефа. Кроме того, в котловине сохранились не только современные озера, но и следы их бывшего присутствия. Такие озера и их озерно-ледниковые отложения развиты в районе выхода р. Богаяш в Джулукульскую котловину.

Озера Катунского хребта Центрального Алтая

Впервые эти озера обследованы экспедицией ГГИ под руководством С. Г. Лепневой (1925—1934 гг.) при участии А. О. Алейкина (1935). Последний выделял среди озер этого хребта две группы: мелкие олиготрофные каровые озера, лежащие на больших высотах в пределах горной тундры, и моренно-подпрудные олиготрофные озера больших размеров. Они расположены, как правило, в лесном поясе.

Позднее В. С. Ревякин и В. И. Булатов (1971) выделили среди моренно-подпрудных озер еще два типа (по видам запруд): конечно-моренные и запруженные береговыми валами. Кроме этого, в Катунском хребте можно выделить еще один тип озер — термокарстовые. Эти озера занимают межморенные понижения, часто имеют смешанное происхождение.

Всего в Катунском хребте насчитывается более 400 озер. Наиболее крупными из них являются Кочурлинское, Аккемское, Среднее и Нижнее Мультигинские озера и оз. Тайменье.

В долине р. Кочурла насчитывается 43 озера, большая часть которых сосредоточена в верховьях рек левых притоков. Это преимущественно моренные, каровые и ригельные озера.

Практически весь бассейн реки, за исключением нижнего участка, подвергался воздействию позднеплейстоценового оледенения. Ледники боковых долин р. Кочурлы во время максимальных стадий, выходя в главную долину, образовывали ледниково-подпрудные приледниковые бассейны. Одна из стадийных морен долинного ледника в главной долине образовала Большое и Малое Кочурлинские озера. Они расположены на высоте 1786 и 1760 м соответственно (рис. 74). Оба озера имеют ледниковое происхождение и подпружены мощным конечно-моренным комплексом, основание которого лежит на высоте 1630—1640 м. К. Г. Тюменцев (1936) отмечал наибольшую продолжительность этой стадии оледенения и выделил две подстадии, маркированные двумя моренами, одна из которых отделяет верхнее озеро от нижнего. Верхний, отделяющий Большое озеро от Малого, лежит в левой части долины и является частью конечно-моренного комплекса левого бокового притока, высота его подножья 1760 м.

Сама плотина озер представляет собой мощную морену, прорезанную в левой части рекой; ниже ее истока из оз. Малого левый берег

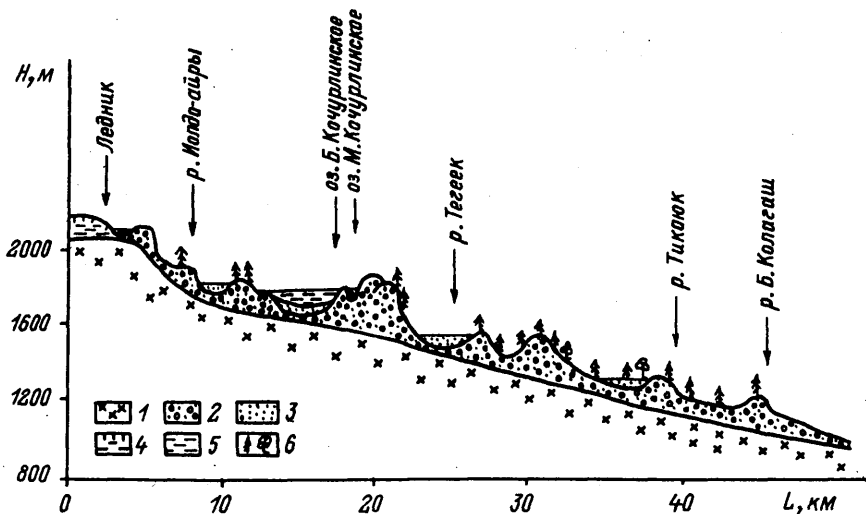


Рис. 74. Продольный профиль озерной системы долины р. Кочурлы.

1 — коренные породы ложа долины; 2 — морены и флювиогляциальные отложения; 3 — аллювиальные и озерно-аллювиальные отложения; 4 — ледник; 5 — озера; 6 — растительность.

представлен коренным склоном долины. Основная часть моренного комплекса располагается на правом берегу. Весь комплекс плотины отличается необычными размерами. Высота морены над уровнем Большого Кочурлинского озера около 100 м, а превышение над подножием — 200—220 м. Плотина-морена состоит из двух валов. Наиболее молодой из них является наиболее мощным за счет напользания на более древний вал. Ледник во время этих двух стадий имел приблизительно одинаковые размеры. Высота подножия древнего комплекса морены 1640 м, более молодого 1720 м (Михайлов, Севастьянов, 1994).

Выше Большого Кочурлинского озера располагается Верхнее озеро, имеющее небольшие размеры и глубину около 2 м. Оно лежит на высоте 1795 м. Почти сразу за ним, на высоте 1820—1830 м фиксируется еще одно озеровидное расширение, которое в период сезонного максимального таяния льдов и снега превращается в озерный разлив. Здесь недавно располагалось озеро, имевшее глубину около 6—9 м и длину около 2 км. Днище этой озерной котловины сложено в основном песчано-галечными осадками, а в прибрежных частях — болотными. Северная часть котловины по-прежнему представляет разлив р. Кочурлы, а южная занята задром. Причиной возникновения в недавнем прошлом озерного бассейна является стадийный конечно-моренный комплекс Кочурлинского ледника, хорошо сохранившийся на высоте 1810—1820 м. Река разрушила центральную часть морены, и озеро было спущено.

На дистальном склоне левой части конечно-моренного комплекса хорошо сохранились озерные осадки древнего озера, возвышающиеся над современным уровнем реки на 5 м и вскрытые разрезом, представленным на рис. 75. Состав и строение озерных осадков характеризуют

историю развития водоема в позднем голоцене. В верхней части озерных отложений на глубине 1.4—1.6 м от поверхности обнаружен ствол дерева, лежащий почти горизонтально. Возраст образца древесины, полученный радиоуглеродным методом, составил 990 ± 40 лет (ЛУ-2191). В нижней части разреза на глубине 4.2—4.4 м был отобран прослой органических остатков озерного происхождения, возраст которого оказался равным 2300 ± 220 лет (ЛУ-2192). На спорово-пыльцевой диаграмме (рис. 75) палинологом Г. М. Черновой выделено четыре зоны.

Первая зона фиксируется на глубине 4.0—5.0 м и характеризуется абсолютным господством споровых растений (64—78 %), среди которых значительное место занимают споры папоротников (19—23 %), плаунов (31—43 %), сфагнума (19—15 %) и гроздовника (до 16 %). Пыльца древесных пород и трав встречается единично. Среди древесных отмечена пыльца сосны обыкновенной, кедра, ели и березы; травянистые растения представлены пылью полыней, маревых, эфедры и злаков. В средней части рассмотренного интервала, на глубине 4.6 м, отмечается резкое увеличение содержания пыльцы древесных (до 77 %) за счет появления большого количества пыльцы кедра (60 %), а также пыльцы лиственницы и пихты (соответственно 12 и 7 %).

В целом спорово-пыльцевые спектры первой палинозоны отражают развитие растительности в условиях холодного, скорее всего приледникового, климата. В этот период, около 2.0—2.5 тыс. л. н., ледник долины р. Кочурлы доходил до слияния рр. Мушту-Айры и Кони-Айры (абс. в. 1840 м), возможно, спускаясь к самому озеру. Изменения в составе споровых растений свидетельствуют о колебаниях климатических условий: в начале рассматриваемого периода климат был более влажным, что способствовало господству сфагновых мхов; затем, после кратковременного потепления климат становится суше, что приводит к сокращению площадей, занятых заболоченными сфагновыми участками, развитию папоротников и остепненных субальпийских лугов.

Вторая палинозона выделяется с глубины 3.2—2.8 м. Она характеризуется резким увеличением содержания пыльцы древесных: пыльца кедра составляет в спектрах до 82 %, около 5 % — пыльца ели и пихты, т. е. восстанавливаются условия, благоприятные для развития лесной растительности в средневысотном поясе гор. Территория вблизи моренно-запрудного озера была занята субальпийскими лугами, по щебнистым склонам распространялись заросли эфедры. Данный комплекс иллюстрирует следующий этап в эволюции приледниковой растительности в условиях деградации оледенения.

Третья палинозона выделена выше по разрезу, на глубине 2.8—1.6 м. Эта зона характеризуется господством пыльцы древесных пород (70—78 %), в составе которой преобладает пыльца сосны обыкновенной (более 50 %), много пыльцы кедра (до 40 %), увеличивается процентное содержание пихты (до 15 %), появляется пыльца лиственницы (3—5 %). Среди травянистых доминирует пыльца полыней, много маревых (10—17 %), пыльца злаковых, осоковых и лютиковых — в пределах 10—15 %. При этом резко сокращается участие пыльцы эфедры, астровых, исчезают споры.

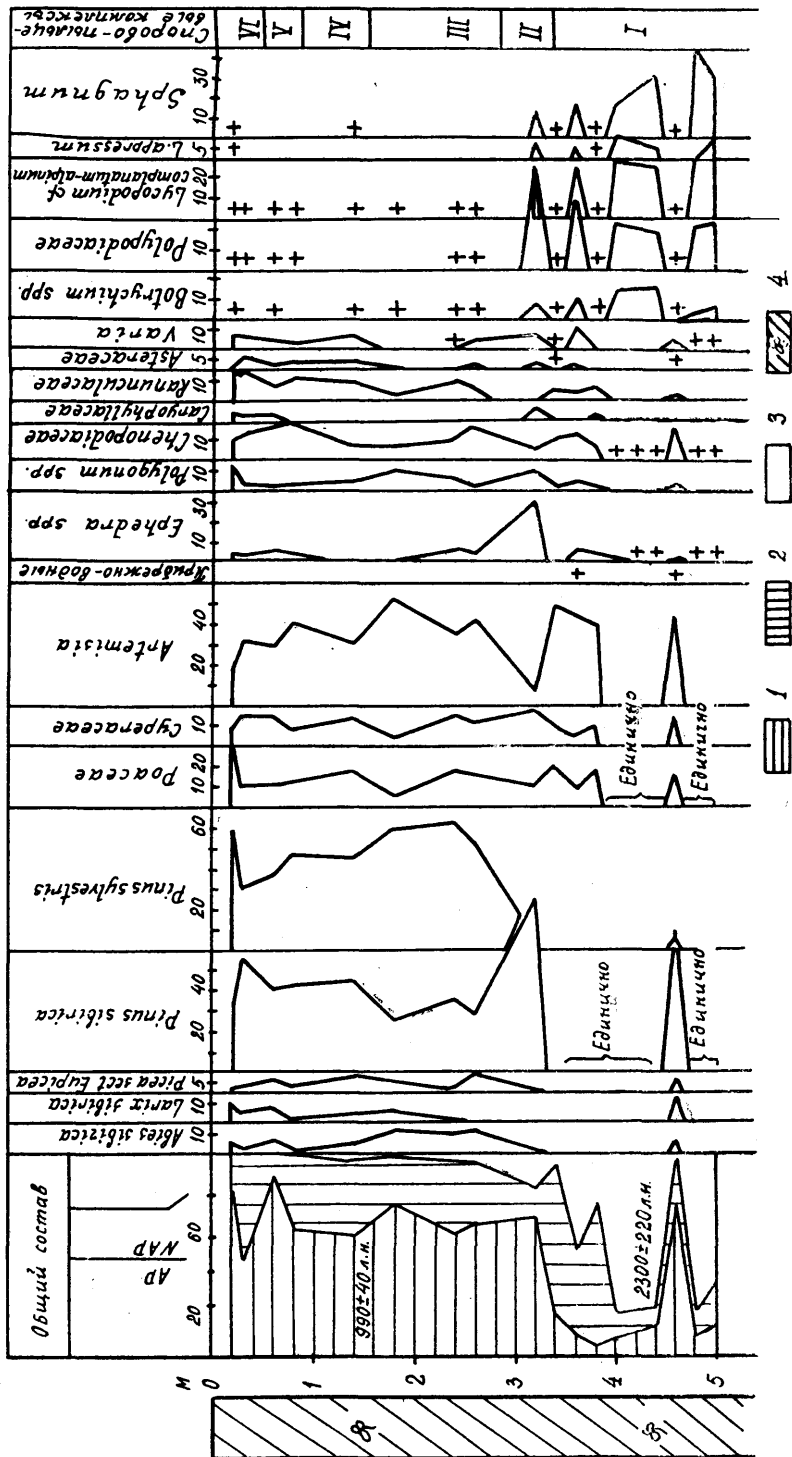


Рис. 75. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза озерных отложений в долине р. Кочурлы (абс. выс. 1820 м).

1 — пыльца деревьев и кустарников; 2 — пыльца трав и кустарников; 3 — споры; 4 — озерный суглинок с растительными остатками и датировки по 14С.

Преобладающее содержание пыли древесных пород в спектрах этого комплекса свидетельствует о подъеме верхней границы леса и формировании лесного пояса в данном районе, что сказалось на увеличении накопления пыли древесных в озерных суглинках. Отступление Кочурлинского ледника и увеличение ледникового стока способствовало повышению уровня озера и накоплению более тонкозернистых озерных осадков, чем в лежащих ниже слоях. Значительное участие в спектрах пыли сосны обыкновенной и кедра является характерной чертой спорово-пыльцевых комплексов редкостойных лесов и остепненных редколесий. Очевидно, на данном этапе на склонах вблизи озера были распространены разреженные сосново-кедровые, лиственнично-кедровые леса и редколесья с остепненным травянистым покровом, а по долинам рек вверх начала продвигаться ель.

Четвёртая палинозона, выделенная на глубине 1.6—0.7 м, представлена спектрами образцов, фиксирующими сокращение доли древесных пород (до 60 %) в общем составе. Падает процент участия в спектрах пихты, лиственницы и ели, появляется пыльца березы круглолистной, увеличивается количество заносной пыли. На этом этапе, по-видимому, в бассейне озера преобладали лиственнично-кедровые редколесья с березой круглолистной. Нижняя граница анализируемого комплекса имеет радиоуглеродную датировку 990 ± 40 лет (ЛУ-2191).

Пятая палинозона выделена в верхней части разреза. Спорово-пыльцевой комплекс с глубины 0.6 м характеризуется значительным увеличением содержания пыли древесных (до 88 %), некоторым увеличением пыли ели, лиственницы и пихты. Среди трав доминирует мезофильное разнотравье, по составу близкое к современному.

Таким образом, результаты палинологического анализа дают возможность проследить развитие природных условий за период формирования отложений, вскрытых в разрезе донных осадков древнего приледникового озера в долине р. Кочурлы. Озеро появилось как приледниковое, моренно-запрудное, после отступления Кочурлинского ледника от морены, отложенной на высоте 1810—1820 м, вероятно, около 3500—4000 л. н. Растительность приледниковой зоны в то время характеризовалась господством сфагновых мхов, соответствующих влажному и холодному климату. Затем происходит развитие растительности субальпийских лугов, проникновение растительности среднего яруса гор, представленной кедром, лиственницей, пихтой при резком сокращении площадей сфагновых заболоченных участков, расширяются заросли папоротников и субальпийские луга. В течение последних 2 тыс. лет в исследованном районе устанавливается растительность лесо-лугово-степного пояса, получают развитие сосново-кедровые, а позднее лиственнично-кедровые леса с примесью пихты и остепненные луга. Еловые леса встречаются только по долинам рек.

Исчезновение озера, по нашим расчетам, произошло около 100—150 л. н. в результате вреза реки в подпруживающую озеро моренную запруду и спуска озерных вод в Бол. Кочурлинское озеро. Полученные радиоуглеродные датировки позволили оценить среднюю скорость седиментации в озере. Она составляла 1.8 мм/год в период

от 2.5 до 1 тыс. л. н. В последнее тысячелетие скорость озерного осадконакопления сократилась до 1.6 мм/год, что согласуется с величинами скоростей накопления осадков в горных озерах в позднем голоцене. Е. В. Максимов (1972а) определяет скорость седиментации в оз. Яшинкуль на Памиро-Алае в 1.9 мм/год. Д. В. Севастьянов (1983, 1986а) отмечает, что в горных озерах Тянь-Шаня этот параметр в течение голоцена имел тенденцию к сокращению от 2.6 до 0.5 мм/год в связи со значительным уменьшением размеров ледников и сокращением количества взвешенных наносов в ледниковом стоке.

Мощность вскрытой толщи осадков рассматриваемого озера — более 5.5 м; это дает основание уверенно считать, что озеро существовало уже 3.5—4.0 тыс. л. н. как приледниковое, моренно-запрудное, имевшее глубину более 15 м.

В другом крупном речном бассейне северного склона Катунского хребта — бассейне р. Мульты — насчитывается 42 озера. Среди них выделяются Верхнее, Среднее и Нижнее Мультинские озера. Верхнее озеро расположено в цирке северо-западной экспозиции, образовавшемся у гребня одного из отрогов главного хребта на высоте 1860 м. С северной стороны оно подпружено плотиной моренного происхождения. Для озерной котловины характерно значительное углубление верхней (южной) части, достигающей здесь максимальной глубины 47 м. Северная часть более пологая и неглубокая (10 м).

Среднее Мультинское озеро находится в 5—6 км севернее Верхнего на высоте 1634 м, а в 150 м от него на высоте 1627 м располагается Нижнее озеро. Оба озера возникли в результате образования моренной подпруды. Нижнее озеро образовано мощной мореной, сформированной во время начала голоценовой деградации ледников. Этот моренный комплекс образован тремя сливавшимися ледниками, спускавшимися по рр. Мульта, Проездная Мульта и Крепкая. Среднее Мультинское озеро также подпирается моренной плотиной. Конечно-моренный вал хорошо сохранился в правой части. На поверхности левой части плотины отмечены крупные угловатые глыбы, которые свидетельствуют об обвальном происхождении части плотины. В тыловой ее части прослеживаются следы более высокого стояния вод озера, превышающего современный на 2 м. Здесь видна озерная терраса, сложенная сверху мелкой окатанной галькой, а ниже — озерными песками и суглинками.

Аккемские озера также имеют ледниковое происхождение. Самое большое из них Нижнее Аккемское озеро имеет длину 1350 м, ширину 610 м, площадь зеркала 1 км² и глубину 15 м. Оно лежит на высоте 2050 м и образовано одной из молодых стадийных морен. Верхнее Аккемское озеро, имеющее небольшие размеры, находится вблизи языка Аккемского ледника и образовано наиболее молодой голоценовой мореной.

Единственное крупное озеро южного склона Катунского хребта — Таймень располагается обособленно. Оно относится к моренно-запрудным и образовалось во время одной из наиболее ранних стадий распада последнего оледенения. Озеро лежит в 8—10 км от осевого гребня Катунского хребта на высоте 1570 м. Длина его 5420 м, ширина 1080 м, площадь зеркала 3.8 км², максимальная глубина около 40 м.

Другие озера Катунского хребта, как правило, имеют очень не-

большие размеры и сосредотачиваются в бассейне р. Кураган (70 озер), где они приурочены к верхним частям долин и являются либо моренно-подпрудными, либо ригельно-тектоническими; в бассейне р. Коксу (южный склон) — 55 озер. Иногда встречаются небольшие приледниковые озера, находящиеся внутри современных конечных морен, например озера у ледника Братьев Троновых (Муштуайры). Такое же озеро существовало еще недавно внутри современной морены Большого Берельского ледника (Михайлов, 1987).

Крупные озера (Кочурлинское, Тайменье, Мультигинские) располагаются на более низких гипсометрических уровнях и имеют больший возраст и устойчивость.

Озера Северо-Чуйского и Южно-Чуйского хребтов Центрального Алтая

Чуйские хребты являются одним из крупных центров оледенения Алтая, поэтому с ними связано существование значительного количества озер. В Северо-Чуйском хребте насчитывается 220 озер (108 — на северном склоне, 112 — на южном). В Южно-Чуйском хребте 197 озер (из них 96 — на северном склоне, 101 — на южном).

Наиболее крупными озерами являются Акколь (в бассейне р. Чаган), Маашей (р. Машаюл), Шавлинское. Большинство озер этого района представляют небольшие моренно-подпрудные и каровые водоемы, площадь которых не превышает 1 км². Многие из них сосредоточены в верхних частях долин и появились во время последних стадий деградации позднеплейстоценового оледенения. В Северо-Чуйском хребте озера распространены в интервале высот 1600—3050 м. На северном склоне хребта их количество на высоте 2100—2200 м максимально (около 40 % озер северного склона). На южном склоне такого четкого максимума не отмечается. В целом наиболее известные озера располагаются в долине р. Шавла, дренирующей северные и северо-западные склоны Северо-Чуйского хребта. Это преимущественно моренно-подпрудные водоемы. Так, Верхнее Шавлинское озеро располагается у одноименного ледника на высоте 2170 м. Озеро подпружено современной конечной мореной. Ниже него на высоте 1890 м располагается Нижнее Шавлинское озеро, имеющее длину 800 м, ширину — до 500—600 м. Здесь отмечаются обширные отмели, поросшие осокой. Это озеро также имеет моренно-подпрудное происхождение.

В бассейне р. Шавла отмечено много небольших озер. Особенно выделяются правые притоки, где в верховьях образованы выровненные поверхности на высотах 2000—2200 м. Почти все эти плоские поверхности заболочены и характеризуются системами взаимосвязанных озер термокарстового происхождения (долины рр. Ештыкол, Баксара). В верховьях левых притоков р. Шавлы распространены каровые озера.

К востоку от верховий р. Шавлы располагается долина р. Маашей, где лежит одноименное озеро. Оно находится в 6—7 км от ледников

на высоте 1984 м, имеет длину 1.5 км и ширину 0.4 км. В 1960 г. глубина озера достигала в некоторых местах 3—3.5 м, но, как отмечал Л. Н. Ивановский (1961), оно постепенно мелеет, заполняясь аллювиальными осадками. Причиной возникновения озера в этой части долины является группа моренных гряд, одна из которых подпирает озеро. У правого борта данный моренный комплекс раньше прорезала р. Маашей, однако в результате обвала в этом районе сток реки был перекрыт и возникло озеро. О недавнем времени его образования свидетельствует затопленный стоячий лес в озерной котловине, представленный сухими лиственницами. Ранее, в 1930 г., В. В. Тророва и М. В. Троров отмечали, что уровень озера поднялся на несколько метров со времени его последнего посещения. До этого озера почти не существовало, была залита водой лишь площадка перед мореной. Проводник экспедиции М. В. Тророва В. Кумашев отмечал, что лет 40 тому назад никакого озера в верховьях р. Маашей не было (1949). В путешествиях В. В. Сапожникова (1949) 1898 г. об озере не упоминается. Л. Н. Ивановский (1961) сообщал, что в начале 60-х годов уровень озера был более или менее постоянен. По устному сообщению Н. И. Быкова в 1991 г., котловина озера была практически сухой. Таким образом, оз. Маашей — очень молодое и недолговечное образование.

К северо-востоку от оз. Маашей, вблизи долины р. Чуи располагается небольшая заболоченная котловина, называемая Ештыкель, где лежит несколько мелких озер. Одно из них оз. Джангысколь. Оно находится на высоте 1670 м, имеет овальную форму и наибольшую длину около 1400 м. Озеро образовалось в результате термокарстовых процессов в озерных отложениях более древнего приледникового водоёма. Его озерные осадки сохранились на южной периферии озерной котловины и имеют мощность 3—3 м. Их поверхность расчленена мелкими формами термокарста. Уже на глубине 1—1.5 м осадки скованы вечной мерзлотой, а в основании залегают линзы инъекционных льдов (Окишев, 1982; Михайлов и др., 1989). П. А. Окишев пишет, что «озерные осадки лежат на грубообломочной морене, свидетельствующей о распространении сюда прежде краевой части ледникового языка Корумду» (1982, с. 127).

Подпруда озера в настоящее время в долине р. Корумду отсутствует, поэтому П. А. Окишев предполагает, что причиной образования и существования озера был лед, заполнявший долину р. Корумду ниже устья Ештыкеля. Максимальный возраст озерных осадков, изученных В. А. Панычевым, охарактеризован датой $10\ 960 \pm 550$ лет (СОАН-1665). Однако озерный режим в восточной части котловины сохранялся до 7 тыс. л. н. (Михайлов и др., 1989). Но и позднее озеро имело ббльшие размеры, чем в настоящее время. Поэтому кроме ледниковой плотины на ранних этапах существования озера должна была существовать и моренная подпруда в виде боковой морены, позднее, очевидно, разрушенная.

Озера Южно-Чуйского хребта на северном склоне сосредоточены в основном в бассейнах р. Чаган (21 озеро), Елангаш (35 озер), Кокузек (16 озер). На южном склоне озера располагаются в долинах

рр. Карасу (13), Бара (22), Тюнь (12), Тархара (20). Озера в этом хребте расположены в интервале высот от 2000 до 3200 м. Для северного склона характерны постепенное нарастание количества озер до высотного уровня 2700 м и затем уменьшение их числа. На южном склоне кроме абсолютного максимума распространения озер на высоте 2700—2800 м отмечаются еще два небольших максимума на высоте 2000 и 2400 м. Безусловной связи между стадияльными конечными моренами и расположением озер не намечается, хотя отдельные примеры существуют. Таковой является упомянутая выше система озер в долине р. Акколь (Михайлов, Севастьянов, 1994).

Ниже оз. Акколь в долине р. Чаган существовало еще несколько озер моренного происхождения, от которых остались плоские поверхности, сложенные светло-серыми и пепельными алевритами с прослойками глин. В нижней части долины р. Чаган и в долине р. Чаган-Узун широко известны отложения обширного водоема, занимавшего в среднем и позднем плейстоцене Чуйскую котловину.

Озера плато Укок в Юго-Восточном Алтае в большинстве своем имеют ледниковое происхождение, так как практически все плато в плейстоцене покрывалось ледниками, а в отдельные периоды здесь образовывался ледоём. Многочисленные озера Укока разбросаны среди моренных валов и холмов преимущественно позднего плейстоцена в долинах рр. Акалаха, Карабулак, Кальджин, Калгуты, Муздыбулак, Аргамджи. Большинство этих озер появилось после деградации позднеплейстоценового оледенения. К ним относятся озера на левобережье рр. Акалаха, Муздыбулак, Калгуты. Это, как правило, небольшие западные водоемы, размеры которых в диаметре не превышают 200—300 м.

Наиболее крупными озерами плато Укок являются озера Кальджинкуль-Бас, Кальджинкуль, Укок, Белое. Это моренно-подпрудные водоемы, расположенные на западе плато. Первые два озера находятся на приподнятом над долиной р. Акалаха выравненном участке плато (2400—2500 м) и соединены протокой. К западу и северу от них на водораздельном участке хребта, между долинами рр. Чиндагатуй (приток р. Бухтармы) и Кальджин (приток р. Акалахи) отмечается широкий сглаженный трог, который был занят ледниками, опускавшимися с массива с отметкой 3119 м, расположенного к северу от озер Кальджин. От верхнего участка р. Акалахи этот участок отделен береговыми моренами. Днище долины здесь лежит на высоте 2200—2250 м.

На берегах водоемов в долине р. Акалахи фиксируются толщи озерно-ледниковых отложений мощностью 11—12 м. Нижняя часть разрезов находится в мерзлом состоянии (с глубины 8.6 м). Здесь встречаются слои, насыщенные растительными остатками, что свидетельствует об изменении климата на плато Укок в голоцене то в сторону потепления, то в сторону похолодания.

В соседней с р. Акалахой к востоку от долины р. Муздыбулак находится озеро, имеющее характерную треугольную форму. Оно возникло у подножия мощной морены Акалахинского ледника. Сток р. Муздыбулак был перекрыт в результате формирования здесь ко-

нечно-моренного комплекса (максимальная стадия последнего позднеплейстоценового оледенения) одного из языков ледника массива Табын-Богдо-Ола (Аргамджи-3).

К озерам Северо-Западного и Северо-Восточного Алтая относятся — Башелакские, Кольванское, Белое, Теньгинское, Айское, Куратинские, Кумалырские, Каракольские, Манжерок и др. Преимущественное развитие в хребтах Северного Алтая получили небольшие по размерам, но часто достаточно глубокие каровые, карово-моренные и моренные озера. Примером могут служить озера, расположенные в приводораздельной части Башелакского хребта. Здесь зафиксировано 12 озер, имеющих глубину от 23 м (оз. Зеркальное) до 73 м (оз. Большое) и очень малые размеры (Шпилекова, 1972; Поползин, Шипунова, 1972).

Иное происхождение имеют озера, лежащие на более низких гипсометрических отметках, например оз. Тенгинское, расположенное во впадине на юго-восточных склонах Семинского хребта. Оно лежит на высоте 1106 м, длина 1650 м, ширина 1300 м. Котловина его имеет тектоническое происхождение. По мнению Н. Г. Селедцова (1963), возникновение котловины связано со сбросовыми процессами. Берега озера заболочены, особенно долина р. Теньга, вытекающей из него. Очевидно, определенную роль в подпруживании стока из Тенгинского озера играет небольшая скальная перемычка, расположенная в 1 км от истока реки и прослеживающаяся на дне долины. Глубина озера в восточной части 1—1.5 м, в западной — около 5 м. Измеренная мощность донных отложений составила 3.5 м, предполагаемая — более 6 м.

В тектонических котловинах располагаются Кольванское и Белое озера, лежащие в отрогах Кольванского хребта.

Таким образом, высотное расположение озер Алтая, их приуроченность к гляциально-нивальному, альпийскому и лесному поясу — пример формирования горных озер преимущественно в результате эрозионной и аккумулятивной деятельности ледников. Закономерности распада последнего горного оледенения и особенности современной климатической фазы обуславливают направленность процессов современного озераобразования и ход их эволюционного развития. Гляциальная геоморфология горных районов дает богатый материал для палеолимнологических реконструкций. Например, характер распространения моренных образований в трогах и большое количество лимногляциальных отложений позволяют рассматривать эволюцию высокогорных ландшафтов с позиций ритмичности природных процессов. Так, большое число горных водоемов располагается на днищах троговых долин в виде «цепочек», связанных между собой протоками. Существование подобных «цепочек» моренно-запрудных озер в трогах Алтая обусловлено хорошо выраженной здесь стадийностью распада последнего оледенения. Стадиальные конечные морены, перегораживающие трюги, являющиеся естественными плотинами, подпруживающими сток рек, берущих начало с ледников. Л. А. Варданянц (1938), исследуя особенности отступления последнего оледенения в горах Алтая, присвоил конечным моренам, залегающим в трогах, местные

Стадиальные конечные морены эпохи последнего горного оледенения
Алтая
(по: Л. А. Варданянц, 1938; П. А. Окишев, 1982)

Номер морены от ледника	Название морены	Хронология стадий распада оледенения (по А.В. Шнитникову, 1957)
1	XVII—XIX вв.	100—300 л. н.
2	Историческая	Около начала н. э.
3	Аккемская	Около 1900 л. до н. э.
4	Кочурлинская	3700—3900 л. до н. э.
5	Мультинская	5600—5800 л. до н. э.
6	Огневская	7400—7600 л. до н. э.
7	Первая	9200—9400 л. до н. э.
8	Вюрм	11 000—11 300 л. до н. э.

названия (табл. 19), которые закрепились в последующих публикациях и используются многими авторами — исследователями Алтая (Попов, 1967; Лунгерсгаузен, Раковец, 1968; Ивановский, 1967, 1981; Окишев, 1982, и др.). Зная высотное положение моренно-запрудного озера, можно определить относительный возраст формирования данного водоема в горной долине, а в ряде случаев и его абсолютный возраст (Севастьянов, 1980; Максимов, 1992).

Хорошим примером связи стадиальных морен и озер является долина р. Акколь (левый приток р. Чаган). В верховьях долины располагается крупный Софийский ледник, современная морена которого представляет систему внутривековых моренных валов, отражающих последнюю крупную стадиальную подвижку ледников. Наиболее древняя морена этой стадии представляет собой вал высотой 30—40 м, перегораживающий долину на высоте 2675 м. Между языком ледника и этой мореной лежит небольшое приледниковое озеро.

Ниже современной морены фиксируется серия стадиальных конечных морен (Окишев, 1982); одна из них в долине р. Акколь является плотиной оз. Аккуль, расположенного на высоте 2370 м и имеющего длину 1600 м, ширину около 400 м. Его подпруживает поперечная гряда «курчавых» скал и конечно-моренный вал высотой до 10 м. Озеро Аккуль является реликтом более древнего и обширного приледникового водоема, отложения которого прослеживаются выше озерной плотины на обеих сторонах долины, заходя на 5—7 км выше по течению и поднимаясь на 30 м над современным уровнем озера (Свиточ и др., 1972).

Из этих осадков с глубины 2 м была получена радиоуглеродная датировка 3200 ± 600 лет (МГУ-ИГАН-137). Накопление озерно-ледниковых осадков здесь продолжалось около 1500 лет, а началось их отложение около 5 тыс. л. н., когда территория, где формировался водный бассейн, была освобождена ото льда. По мнению П. А. Окишева (1982), время формирования морены-плотины 5.6—5.7 тыс. л. н., что совпадает с представлениями А. В. Шнитникова (1957) и Е. В. Макси-

мова (1972) об одной из голоценовых стадий наступания ледников в горах северного полушария. Если учесть скорости осадконакопления, известные для озер подобного типа, то осадки выше датированного слоя накапливались около 1000 лет и озеро было спущено до современного его состояния около 2 тыс. л. н.

Итак, подавляющее число озер горных хребтов Алтая имеет ледниковое происхождение. Их эволюционное развитие связано с динамикой ледников в позднем плейстоцене и голоцене. Это преимущественно каровые и моренно-подпрудные водоемы. В районах отложенных крупных древних подпрудных озер, характеризующихся развитием многолетней мерзлоты, распространены термокарстовые озера. Реже встречаются котловинно-тектонические озера, которые отличаются большими размерами (Телецкое, Джулукуль, Маркаколь, Кольванское) и завальные (Чейбекколь). Последний тип вообще не характерен для Алтая и встречается очень редко, что связано с особенностями рельефа, характером вертикальных неотектонических движений и относительно спокойной сейсмической структурой горной страны.

Большая часть горных озер Алтая в настоящее время находится в периоде юности: накопление вещества, заиление, зарастание их проходят начальную стадию. Лишь некоторые перешли в стадию зрелости или даже старения (Кольванское, Манжерок, отдельные озера высокогорий). Они зарастают и заносятся ледниковыми осадками.

Часть моренно-подпрудных озер, заносимых ледниковыми наносами, исчезают. Кое-где встречаются следы катастрофических прорывов озер, хотя в более отдаленном прошлом, при более значительном развитии ледников, такие прорывы происходили весьма часто, на что указывают многочисленные следы древних ледниковых селей (Ивановский, 1981).