

---

**Т. Н. ДЖУРКАШЕВ**

---

**АНТРОПОГЕНОВАЯ ИСТОРИЯ**

**БАЛХАШ-**

**АЛАКОЛЬСКОЙ**

**ВПАДИНЫ**

---

---

**АЛМА-АТА-1972**

АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР  
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК ИМ. К. И. САТПАЕВА

551.8:551.79

Т. Н. ДЖУРКАШЕВ

АНТРОПОГЕНОВАЯ ИСТОРИЯ  
БАЛХАШ-АЛАКОЛЬСКОЙ  
ВПАДИНЫ

862



Издательство «НАУКА» Казахской ССР  
АЛМА-АТА · 1972



УДК 551.89 (574.3/5)

В книге рассматриваются основные вопросы антропогена Балхаш-Алакольской впадины на основе материалов геолого-геоморфологических исследований, проведенных автором (1963—1965 гг.); описаны физико-географические условия, геологическая изученность и геологическое строение впадины. Особое место в работе занимает стратиграфия мезозойских и кайнозойских осадков. Приводятся новые данные по биостратиграфии, палеолиту и неолиту. Анализируются геоморфологическое строение и новейшая тектоника.

В заключительной части монографии излагается история антропогена Балхаш-Алакольской впадины. Выявлена прямая связь между оледенениями горных хребтов и преобразованием рельефа.

Особый аспект составляют рекомендации по рациональному использованию природных ресурсов.

Работа сопровождается картами антропогенных отложений и геоморфологической, иллюстрируется фотографиями и отдельными схемами.

Книга предназначена для научных работников и специалистов-производственников — геологов, гидрогеологов, геоморфологов, географов и гидротехников.

Илл. 17, библи. 80.

#### РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

член-корр. АН КазССР, профессор Г. Ц. Медоев (ответственный редактор), кандидат геолого-минералогических наук  
А. С. Сарсеков.

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Проблема антропогенной истории Балхаш-Алакольской впадины, как известно, возникла еще в середине прошлого века. Однако, несмотря на вековую давность, она сохраняет свою остроту и по настоящее время. Более того, в связи с возросшим уровнем геологических исследований территории Казахстана эта проблема приобрела особое значение.

Было бы преувеличением полагать, что с выходом в свет монографии Т. Н. Джуркашева проблема происхождения Балхаш-Алакольской впадины получит «окончательное», однозначное решение. Взгляды специалистов на происхождение и геологическую историю этого «географического парадокса» весьма противоречивы, что особенно касается антропогенного этапа развития, которому собственно и посвящена работа. Она выполнена в качестве органической составляющей плана исследований по стратиграфии и истории антропогена, геоморфологии и неотектонике Казахстана, планомерно осуществляемых Сектором четвертичной геологии и геоморфологии ИГН им. К. И. Сатпаева АН КазССР с 1951 г.

До постановки исследований в Балхаш-Алакольской впадине автор занимался детальной геолого-геоморфологической съемкой прибрежной полосы Северного Прибалхашья, где за три полевых сезона (1960—1962 гг.) им отснято более 10 000 км<sup>2</sup>. Это явилось своего рода вступлением к последующим тематическим исследованиям всей впадины, выполненным им в три этапа.

*Первый этап:* полоса северного побережья оз. Балхаш, между заливами Бертыс и Акжайдак, — 1963 г.

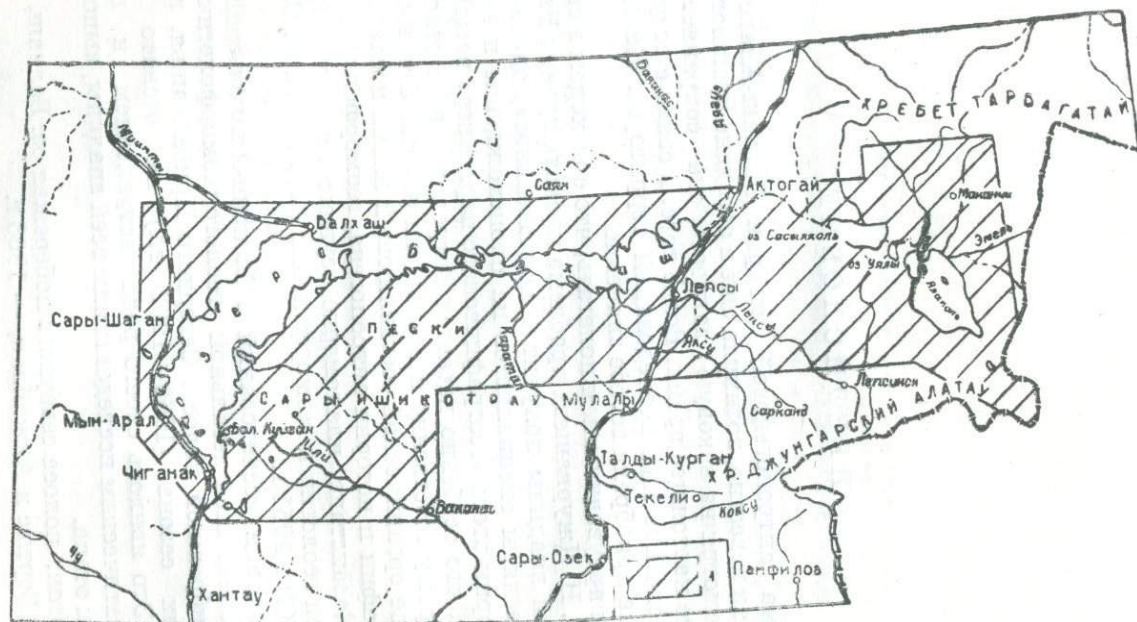


Рис. 1. Обзорная карта района. 1 — обследованная территория.

*Второй этап:* северо-западное побережье оз. Балхаш, от залива Бертыс до залива Алаколь, включая Уч-Аральскую группу островов; северное побережье оз. Балхаш, от залива Акжайдак до устья р. Аягуз, — 1964 г.

*Третий этап:* Алакольская впадина, побережья озер Сасыкколь, Алаколь, Уялы, долины рек Тентек, Жаманты, Урджар, Хатынсу, Эмель, Карасор, Ай и др.; отдельные участки по долине р. Лепсы и ее староречьям; восточное побережье оз. Балхаш между устьями рек Аягуз и Лепсы; подножия гор Арганаты — 1965 г. (рис. 1).

Основные вопросы, решение которых поставил перед собой автор, сводятся к следующему: 1) возможность связи в прошлом Балхашского и Арало-Каспийского бассейнов; 2) реальность соединения озер Алакольской впадины с озерами Джунгарской депрессии; 3) генезис Прибалхашской впадины; 4) соединение и момент отделения озер Балхаш, Сасыкколь и Алаколь; 5) климатическая причинность озерных стадий впадины; 6) проблема среднеантропогенных озерных отложений; 7) Илийское озеро и его влияние на возникновение оз. Балхаш.

В монографии получили отражение и явления, связанные с последними событиями в судьбе оз. Балхаш (сооружение Капчагайского водохранилища и т. д.). Личная точка зрения автора по этому вопросу, обоснованная скрупулезными многолетними полевыми исследованиями, представляется оригинальной и научно убедительной.

Автор монографии, Т. Н. Джуркашев (1936—1967), скончался безвременно и не успел осуществить полностью свои замыслы по работе. В книге отсутствуют палеогеографические карты антропогенных эпох впадины. Это обстоятельство не снижает научной ценности его монографии, представляющей, безусловно, шаг вперед в познании эволюции исследованной территории.

Г. Ц. Медоев

## Г Л А В А I

### РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ БАЛХАШ-АЛАКОЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ

Балхаш-Алакольская впадина еще в середине прошлого века заинтересовала первых исследователей Туркестанского края, так как в жаркой пустыне образование бессточного пресноводного озера Балхаш казалось загадочным.

П. П. Семенов-Тянь-Шанский еще в 1863 г. высказал предположение о реликтовом характере озер Балхаш-Алакольской впадины, допуская возможность существования в прошлом единого водоема. В силу недостаточной изученности территории в дальнейшем это представление трансформировалось по-разному. Одни исследователи стали считать вероятной связь между Балхашским и Арало-Каспийским бассейнами (Усов, 1885; Мушкетов, 1886). Сторонниками указанной гипотезы были Н. Н. Горностаев (1929), Н. И. Касаткин (1939) и Н. Г. Кассин (1947). Однако со временем накопились данные, опровергающие возможность такой связи. В этом смысле начало положено А. М. Никольским (1885), установившим эндемичность ихтиофауны Балхаша и ее близость к ихтиофауне Внутренней (Центральной) Азии, на основании чего он был уверен в общности Балхаш-Алакольского и Лоб-Норского бассейнов. Л. С. Берг (1904), посетивший Западное Прибалхашье в 1903 г., не обнаружил здесь арало-каспийских отложений и поддержал мнение А. М. Никольского.

Исследованиями Д. И. Яковлева в 1927—1931 гг. установлено, что Чу-Балхашский водораздел существует с позднемелового или третичного времени (1941).

Гипотеза о единстве Балхаш-Алакольского и Лоб-Норского бассейнов особенно ярко изложена в работах М. П. Русакова (1933) и В. А. Обручева (1940).

По мнению М. П. Русакова, на месте Балхаш-Алакольской впадины к началу плейстоцена сформировалась крупная речная долина с истоками в Чу-Илийских горах, которая направлялась на восток, пропиливая Джунгарские ворота. В эпоху максимального (рисского) оледенения вследствие повышенной мощности речного стока и образования тектонической преграды восточнее современного Эби-Нора возник «Древний Балхаш» (включающий нынешние экватории Балхаша, Сасыкколь, Алаколя, Эби-Нора), разливавшийся по всей Прибалхашской низменности до абсолютной отметки 450—475 м. Последовавшее межледниковье характеризовалось сокращением площади «Древнего Балхаша» и распадом Балхаш-Алакольской котловины на ряд отдельных тектонических впадин. Последнее (вюрмское) оледенение вызвало новый разлив вод до отметки около 380 м и появление «Среднего Балхаша», связь которого с Эби-Нором более чем вероятна. В голоцене уровень «Среднего Балхаша» понижался, а распад его на современные озера происходил уже в историческое время. В конечном итоге М. П. Русаков отмечает миграцию Балхаша к северу и северо-западу, объясняя ее поднятием Заилийского и Джунгарского Алатау\*.

В. А. Обручев (1940) в образовании Балхаш-Алакольской впадины в отличие от М. П. Русакова признает большую роль тектонических движений позднемиоценовой эпохи или третичного периода. В третичное время эту впадину занимало огромное озеро, затоплявшее и северные склоны Джунгарского Алатау и соединявшееся через грабен Джунгарских ворот с еще более крупным озером, расположенным восточнее. Распад третичного озера автор связывает с тектоническими движениями и относит к началу антропогенного времени. Новое увеличение «озерности» впадины, по его мнению, произошло в последнее межледниковье, когда страна обильно орошалась горными ледниковыми реками. Именно в эту эпоху озера Балхаш, Сасыкколь и Алаколь вместе с Эби-Нором и могли составлять одно целое. Последнее горное оледенение, связанное с тектоническими поднятиями и похолоданием, отличалось от предыдущего (рисского) меньшим масштабом. В этот период Балхаш-Алакольский озерный бассейн сильно сократился, но в послеледниковое время снова увеличился, однако не до прежней величины. Можно предполагать соединение Балхаша с Сасык-Алаколем, а также большие размеры Эби-Нора и Джаланаша. В. А. Обручев счи-

\* Это предположение впервые высказано еще в 1876 г. В. Д. Аленецким.

тает, что связь между Балхашом и Сасык-Алаколем существовала вплоть до средних веков.

Таким образом, в исследованиях этих двух крупнейших геологов проявились две противоположные точки зрения относительно генезиса Балхаш-Алакольской впадины и периода ее максимальной «озерности», не утратившие силы по настоящее время. Например, тезис М. П. Русакова об эрозионном происхождении Прибалхашской впадины совсем недавно поддержал и развил Б. А. Петрушевский (1954), склонный видеть antecedentное ущелье даже в Джунгарском грабене. Идея В. А. Обручева о причинной связи между разливом озер и таянием горных ледников в аридных (межледниковые) эпохи не нашла сторонников среди исследователей Балхаш-Алакольской впадины. Наоборот, в работах Н. Н. Костенко (1946), З. А. Сваричевской (1941, 1952) и К. В. Курдюкова (1952) подчеркивается синхронность максимальной озерной стадии и плювиальных эпох рисского или вюрмского оледенений\*.

Из последующих исследователей Южного Казахстана более или менее подробную палеогеографическую схему Балхаш-Алакольской впадины, увязанную с антропогеновой историей окружающих территорий, составил Н. Н. Костенко (1946). Согласно его представлениям, в антропогене район испытал три самостоятельных горных оледенений: нижне-, средне- и верхнеантропогеновое. Плювиальные фазы сменялись аридными, в течение которых сокращались озерные бассейны, формировались золые пески и лёссовый покров предгорий. В раннеантропогеновое время в Прибалхашской впадине образовалась река, стекавшая с Чу-Илийских гор, Балхаш-Иртышского водораздела и впадавшая в озеро Алакольской депрессии; в Илийской впадине тогда же появилось пресноводное озеро (Илийское). В среднем антропогене произошли крупные тектонические движения, отделившие Прибалхашскую впадину от Алакольской и способствовавшие появлению Палеобалхаша в Талды-Курганской депрессии, постепенно оттесненного к северо-западу ввиду аккумуляции дельтовых наносов и вовлечения в поднятие южных предгорий Джунгарского Алатау. К этому же времени относится спуск вод Илийского озера в Прибалхашскую впадину. В позднем антропогене Балхаш принял приблизительно современную конфигу-

\* Дискуссионность данного вопроса подчеркивается тем обстоятельством, что он с неизбежностью возникал и у исследователей Центральной Азии (Синицин, 1961; Мурзаев и Кузнецов, 1963; Селиванов, 1965).

рацию, а в историческую эпоху испытывает колебания уровня с амплитудой до 5 м.

Интересное предположение о природе Балхаша высказано М. К. Вяткиным (1948). По его мнению, воды Илийского озера спустились в вюрмское время через Капчагайское ущелье в Прибалхашскую впадину, в результате чего в конце вюрма здесь сформировался Балхаш. Им установлено также недавнее прекращение стока по сухим руслу Баканасской дельты («баканасам»), имевшее место не более 200 лет назад.

Впоследствии Д. Д. Квасов (1959) по степени минерализации вод подсчитал абсолютный возраст Балхаша, оказавшийся равным 20 000—25 000 лет. На этом основании он поддержал мнение М. К. Вяткина о поздневюрмском возрасте Балхаша, возникшего за счет спуска вод Илийского озера.

Постепенное накопление фактического материала по антропоновым отложениям и морфологии впадины позволило некоторым исследователям более детально осветить историю ее озер.

К. В. Курдюков (1952) признает факт существования объединенного Балхаш-Алакольского озерного бассейна, не соединившегося с Эби-Нором. Береговую линию этого озера он проводит по горизонтали 400 м (вершина баканасской дельты, 60-метровая терраса острова Кши-Аралтюбе), а промежуточные уровни, на его взгляд, фиксируются 30-метровой террасой, отмеченной Б. Ф. Меффертом (1912) на северо-западном берегу Балхаша, и вершиной илийской дельты (абс. отм. 370 м). Возникновение предполагаемого громадного водного бассейна автор связывает с последним пльвиалом (оледенением). В начале голоцена, в эпоху климатического оптимума, водоем сильно сократился по площади и распался на ряд отдельных мелких озер, которые в последовавшую эпоху после оптимального похолодания разлились снова и образовали объединенное Сасык-Алакольское и расширенное Балхашское озера с уровнем около абсолютной отметки 350 м. К следам Балхаша указанного периода относятся древние валы из трех серий, наблюдающиеся на северном берегу на высотах до 5,8 и 12 м.

В другой работе К. В. Курдюкова (1958) отмечается понижение древних береговых валов Балхаша к западу до исчезновения в районе полуострова Балай. Автор из этого факта заключил, что озеро в своем развитии непрерывно перемещалось на запад под влиянием прогибания западной части Прибалхашской впадины.

З. А. Сваричевская (1952) первоначально считала озера Балхаш-Алакольской впадины разновозрастными и отрицала их связь в прошлом. По ее представлениям, в Алакольской впадине в эпоху максимального (рисского) оледенения возникло крупное озеро, соединяющееся с Эби-Нором. Балхашская впадина в этот период дренировалась рекой, заканчивавшейся в Алаколь-Эбинорском бассейне. Во время последнего межледниковья это озеро сократилось по размерам, а его отложения были перевезены эоловыми процессами (пески Бийкум, Бармаккум).

На протяжении последнего вюрмского оледенения в результате прогибания Прибалхашской впадины, подвижек по Главному Джунгарскому разлому и увлажнения климата образуется озеро Балхаш, соединение которого с вновь разлившимся Алаколем сомнительно. В работах З. А. Сваричевской (1961, 1965) частично пересмотрены эти положения и признана возможность соединения Балхаша с Сасык-Алаколем, причем озерный генезис среднеантропогенных отложений в Алакольской впадине поставлен под сомнение.

Из других работ, касающихся более узких вопросов рассматриваемой проблемы, заслуживают внимания исследования Б. К. Штегмана (1952) и Р. М. Хайдарова (1960) по истории формирования долины р. Или, В. И. Коровина (1963) по выяснению связи между колебаниями современных горных ледников и уровней озер Балхаш и Алаколь и т. п.

Разбор предыдущих работ показывает, что для векового периода исследований антропогенная история раскрыта совершенно недостаточно. В решении данной проблемы не наблюдается какой-либо эволюции: старые идеи и гипотезы, высказанные в начальной стадии, в условиях ограниченных знаний о геологическом и геоморфологическом строении района, не опровергнуты и не подтверждены сколько-нибудь убедительно. Круг нерешенных вопросов не только не сократился, но и значительно увеличился.

В настоящее время основные аспекты рассматриваемой проблемы кратко могут быть сформулированы следующим образом.

1. Возможная связь в прошлом между Балхашским и Арало-Каспийским бассейнами.
2. Реальность прошлой связи озер Алакольской впадины с озерами Джунгарской депрессии.
3. Генезис Прибалхашской впадины (тектонический или эрозионный?).

4. Соединение и момент отделения озер Балхаш, Сасыкколь и Алаколь.

5. Характер климатической причинности озерных стадий впадины.

6. Степень распространенности среднеантропогенных озерных отложений.

7. Илийское озеро и его влияние на возникновение Балхаша.

Степень геологической изученности Балхаш-Алакольской впадины сейчас достигла такого уровня, что становится возможным однозначное решение большинства из перечисленных вопросов.

## Г Л А В А II

### КРАТКИЙ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Балхаш-Алакольская впадина и ее обрамление в приведенных границах входят в состав Алма-Атинской, Талды-Курганской, Джамбулской, Карагандинской и Семипалатинской областей Казахской ССР. На юго-востоке исследованная территория очерчивается государственной границей.

#### ОРОГРАФИЯ

Балхаш-Алакольская впадина состоит из Прибалхашской и Алакольской низменностей, граница между которыми приблизительно проходит по северо-восточным подножиям гор Арганаты.

Прибалхашская низменность — пологонаклонная к северу аккумулятивная равнина, минимальная абсолютная отметка которой равна 340 м, т. е. среднему многолетнему уровню озера Балхаш. На севере она отделяется южными скатами Сары-Арка, с запада и юга замыкается Чу-Балхашским водораздельным плато, с юго-востока — хребтами Джунгарского Алатау.

Южные скаты Сары-Арка — слабовсхолмленная страна, полого понижающаяся к Прибалхашской впадине. Максимальные абсолютные отметки здесь не более 700 м, относительные превышения едва достигают 100 м. Приблизительно так же устроена поверхность Чу-Балхашского водораздела, где абсолютные высоты порядка 510 м, относительные — 50 м.

Алакольская впадина — это аккумулятивная равнина, наклоненная к центральной своей части, занятой озерами Сасык-Алакольской группы. Минимальная абсолютная отметка равна 344 м — среднему многолетнему уровню озера Алаколь. Ала-

кольская впадина заключена между горными системами Западного Тарбагатай, Барлыка и Джунгарского Алатау.

Хребет Западный Тарбагатай вытянут в субширотном направлении. Средняя высота его колеблется от 2100 до 2200 м. Наивысшую отметку имеют горы Актас — 2709 м. Хребет резко асимметричен, что выражается большей крутизной южных склонов. В южных предгорьях развит холмистый рельеф адыр-ного типа.

Хребет Барлык представлен горами Арасантау с наивысшей абсолютной отметкой 1115 м, характеризующимися сглаженным рельефом и широким развитием на водораздельных пространствах лёссового покрова.

Горная система Джунгарского Алатау здесь выделяется своей северо-восточной частью, состоящей из отдельных хребтов и разделяющих их межгорных впадин. Хребты вытянуты в субширотном направлении и понижаются к западу, в сторону Прибалхашской низменности. Максимальная абсолютная отметка, равная 2923 м, наблюдается в горах Джабык. Межгорные впадины — Тункурузская и Колпаковская — также вытянуты в субширотном направлении, их абсолютная высота колеблется от 600 до 1000 м.

Джунгарский Алатау отделяется от хребта Барлык грабеном Джунгарских ворот, соединяющим Алакольскую впадину с Джунгарской, расположенной на территории Китая. Ширина Джунгарских ворот — 12—27 км, длина около 70 км, наивысшая абсолютная отметка 460 м.

#### КЛИМАТ

По климатическим условиям Прибалхашская низменность относится к зоне пустынь, Алакольская — к зоне полупустынь, которым присущи резкая континентальность и сухость. Наиболее холодными месяцами являются январь и декабрь (абсолютные минимумы температур достигают минус 40—45°C), самые теплые — июль и август (абсолютные максимумы — плюс 40—45°C). Средняя годовая температура, по многолетним данным, колеблется от +5,1°C (г. Балхаш) до +7,8°C (пос. Баканас).

Количество осадков, выпадающих на рассматриваемой территории, неравномерное. В пустынной зоне годовая их сумма не превышает 100—130 мм, в полупустынной — 200 мм (с. Уч-Арал) — 400 мм (с. Урджар); в горных областях эта величина возрастает до 500 мм/год. Наибольшее количество осадков (60—80%) выпадает в теплый период года — с апреля по

октябрь. Зимние осадки незначительны: мощность снежного покрова, устанавливающегося в конце октября и сходящего в начале апреля, изменяется от 10 до 30 см.

Засушливость климата вызывается малым количеством осадков и высокими температурами летнего периода. Среднегодовая абсолютная влажность порядка 6—7 мб, что соответствует относительной влажности в 55—60%. Большой дефицит влажности вызывает интенсивное испарение с водной поверхности озер — до 1000 мм/год.

В Прибалхашской впадине преобладают ветры северного и северо-западного направлений, обладающие наибольшей силой. Их среднегодовые скорости равны 3,0—3,3 м/сек, среднемесячные достигают 12,5 м/сек. Нередко наблюдаются ураганные ветры со скоростями, превышающими 15 м/сек. В Алакольской впадине господствуют ветры западных румбов, меняющие направление в Джунгарских воротах на юго-восточное. Характерная особенность ветрового режима — сильный ветер «Евгей», вырывающийся из Джунгарских ворот, и противоположный ему ветер «Сайкан». Наиболее силен зимний «Евгей», несущийся со скоростью 50—70 м/сек.

## ГИДРОГРАФИЯ

Гидрографическая сеть исследованной территории относится к бассейнам озер Балхаш и Сасык-Алакольской группы.

Реки бассейна оз. Балхаш имеют неодинаковое значение в его водном балансе. Реки Северного и Западного Прибалхашья, за исключением р. Аягуз, теряются в своих наносах, не доходя до Балхаша. Лишь в редкие годы, при мощных весенних паводках, только Моинты и Токрау доносят свои воды до озера. Водный баланс Балхаша в основном зависит от стока рек Южного Прибалхашья, главным образом от Или.

Или — река смешанного ледниково-снегового питания (сток в основном формируется на территории Китая, в восточных отрогах Центрального Тянь-Шаня). У нее два паводка: слабый весенний и более продолжительный летний. Многолетний среднегодовой расход у пос. Илийского составляет 469 м<sup>3</sup>/сек, в устье уменьшается до 330 м<sup>3</sup>/сек, что объясняется большими потерями на инфильтрацию, испарение и транспирацию растениями в дельте. Воды Или очень мутные (668 г/м<sup>3</sup>), и в этом отношении она уступает лишь Аму-Дарье и Сыр-Дарье.

Река Каратал также смешанного ледниково-снегового питания, накладывающего определенный отпечаток на весь ее ре-

жим. Максимальный расход приходится на июнь (268,4 м<sup>3</sup>/сек), а минимальный наблюдается в январе (28,6 м<sup>3</sup>/сек).

Река Аксу, как и реки Или и Каратал, смешанного ледниково-снегового питания и с таким же внутrigодовым режимом. Максимальные расходы — в июле-августе, минимальные — в зимний период. Среднегодовой расход воды составляет 10,9 м<sup>3</sup>/сек, или 343,7 млн. м<sup>3</sup> в год (однако около 30% уходит на орошение полей).

Река Лепсы отличается продолжительным периодом половодья, длящимся с апреля по сентябрь. Это объясняется тем, что в формировании ее стока главную роль играют талые воды вечных снегов и ледников. Средний многолетний сток порядка 36 м<sup>3</sup>/сек, или 1152,5 млн. м<sup>3</sup> в год.

Реки бассейна озер Сасык-Алакольской группы имеют более равномерно распределенный сток. Лишь реки Ай и Каракол не доносят своих вод до Сасыкколя.

Река Тентек самая водоносная, что зависит от климатических условий в высокогорной зоне, где она берет свое начало. Минимальные расходы наблюдаются в феврале (1,8%), максимальные — в мае (22,4%). Средний многолетний сток составляет 46,5 м<sup>3</sup>/сек, или 14 641 млн. м<sup>3</sup> в год.

У реки Ргайты, характеризующейся таким же режимом стока, в горной части средний многолетний расход равен 15 м<sup>3</sup>/сек. После выхода из гор водность этой реки резко уменьшается вследствие повышенной инфильтрации в собственные песчано-галечные отложения.

Основную часть стока остальных рек Алакольской впадины дают талые воды сезонных снегов (более 50%), меньшую — грунтовые (до 30%) и дождевые (до 15%), чем обусловлены большая изменчивость их годового стока и смещение периодов половодий на начало мая. Среднегодовые расходы таких рек распределяются следующим образом: р. Урджар — 3,5 м<sup>3</sup>/сек (110,7 млн. м<sup>3</sup>), р. Хатынсу — 4,6 м<sup>3</sup>/сек (145 млн. м<sup>3</sup>), р. Жаманты — 6,6 м<sup>3</sup>/сек (208 млн. м<sup>3</sup>).

### Озера Балхаш-Алакольской впадины

Озеро Балхаш занимает асимметричное положение в Прибалхашской впадине, ближе к ее северной и северо-западной окраинам, и вытянуто в субширотном направлении до 615 км при ширине от 4 до 75 км. Полуостров Сарысек разделяет Балхаш на две части — Западный и Восточный плёсы,

отличающиеся по гидрометрическим и гидрологическим особенностям. Глубина Западного плёса в центральной части равна 6—7 м, в бухте Бертыс увеличивается до 12 м, в районе полуострова Тасарал достигает 10 м\*. Донные осадки имеют значительную мощность и полностью перекрывают породы фундамента впадины. Благодаря мощному притоку пресных вод р. Или минерализация воды в этом плёсе незначительна — до 1560 мг/л.

Через пролив Узунарал излишек воды из Западного плёса попадает в Восточный, испытывающий значительный дефицит водного баланса (1,15 км<sup>3</sup>/год, по Юнусову). Нашими исследованиями установлено, что компенсационный сток совместно с ветрогонным течением сформировал восточнее пролива Узунарал подводную дельту, выделяющуюся на батиметрической карте по изобатам 1,5—2 м (Джуркашев, 1964). Дно Восточного плёса разбивается на ряд впадин с глубинами до 12, 15 и 25 м, причем максимальная глубина отмечена западнее полуострова Кентюбек. Донные осадки незначительной мощности и на отдельных участках из-под них выступают породы палеозойского фундамента.

Минерализация воды в Восточном плёсе быстро возрастает к востоку: от 1450 мг/л в проливе Узунарал до 4547 мг/л в бухте Карачеган. По типу минерализации воды Балхаша относятся к хлоридно-сульфатным.

Многолетние изменения уровня Балхаша, по вычислениям Г. Р. Юнусова (1950), характеризуются двумя минимумами (в 1885 и 1946 гг.) и одним максимумом (в 1908 г.). Сейчас уровень озера довольно высок и колеблется около абсолютной отметки 343 м. Амплитуда колебаний многолетних среднегодовых уровней равна 3,19 м. Для годового уровня Балхаша показательны главный подъем с января по март и самые резкие увеличения в апреле — июне. От июля и октября уровень озера медленно падает и достигает минимального значения в ноябре. Озеро покрывается льдом в октябре — декабре и очищается в марте — мае. Толщина льда — от 0,4 до 0,8 м.

Озера Сасык-Алакольской группы связаны между собой протоками, за исключением Алаколя.

С а с ы к о л ь имеет более или менее изометричную форму, его длина около 50 км, ширина 20 км, площадь водной поверхности 747 км<sup>2</sup>, максимальная глубина всего 4,7 м. Вода пресная, что объясняется притоком многоводной р. Тентек и

\* Глубины отнесены к среднему многолетнему уровню, равному 340 м абсолютной высоты.

проточностью озера. По ионному составу она относится к гидрокарбонатному классу.

Уялы (Кошкарколь) находится между озерами Сасыкколь и Алаколь, с которыми соединяется протоками; имеет эллипсоидную форму и достигает в длину 18 км, в ширину — 10 км, максимальная глубина 5,8 м. Уровень этого озера ниже уровня Сасыкколя приблизительно на 1 м\*. Воды его несколько повышенной минерализации — от 800 до 2000 мг/л; класс меняется от гидрокарбонатного до хлоридного.

Алаколь — бессточное озеро неправильной грушевидной формы размером 105 км в длину и 50 км в ширину. Максимальная глубина, равная 54 м, зарегистрирована юго-западнее острова Кишкене-Аралтобе. В среднем глубины не превышают 24 м. В заливе Кши-Алаколь наибольшая глубина 16,5 м. Вода озера содержит значительное количество солей — от 1100 до 10 000 мг/л, в среднем — 7000 мг/л (Курдин, Шильникова, 1965). Ионный состав ее непрерывно меняется от хлоридного до сульфатного типа. По мнению В. И. Коровина и Р. Д. Курдина (1965), многолетний режим колебаний уровня Алаколя почти не отличается от многолетнего хода уровня озера Балхаш. По данным этих авторов, средний уровень Алаколя за 1879—1963 гг. составляет около 344,6 м при амплитуде изменений около 5,5 м. Колебания уровней озер Сасыкколь и Уялы имеют меньшую амплитуду, так как они относятся к проточным бассейнам с саморегулирующимся стоком.

Ледовый режим озер Алакольской впадины неодинаков. Ледостав устанавливается сперва на озере Уялы (в первой декаде декабря) и позже всех — на озере Алаколь (в третьей декаде декабря). Максимальная мощность льда 80—100 см. Раньше всех очищается от льда озеро Джаланашколь (в конце марта), а последним — Алаколь (в конце апреля — начале мая).

## ПОЧВЕННО-РАСТИТЕЛЬНЫЙ ПОКРОВ

Балхаш-Алакольская впадина находится в зоне сероземных почв, перемежающихся с локально развитыми такыровидными, солончаковыми, болотными и другими почвами.

\* По данным П. П. Филонца (1965), уровни озер Алакольской впадины по состоянию на 3.VI 1962 г. равны: в Алаколе — 347,3 м, в Уялы — 349,3 м, в Сасыколе — 350,5 м.



Сероземы распространены на абсолютной высоте до 600 м на суглинистых и супесчаных отложениях. Растительный покров здесь представлен полынью и ковылем.

Большие площади занимают пустынные песчаные почвы, развитые в массивах полужакрепленных эоловых песков, где встречаются белый саксаул, джужгун, терескен и полынь.

Такыровидные почвы в значительной степени засолены, так как формируются в бессточных котловинах высохших озер. На них растут исключительно пустынные и солевые растения: саксаул, солянки и серая полынь.

Солончаковые почвы отличаются хлоридно-сульфатно-натриевым типом засоления, причем содержание солей достигает 30%. Они распространены на сорах и солончаках, типичными растительными ассоциациями которых являются различные солянки, лебеда, тростник и тамариск.

Луговые почвы связаны с поймами речных долин. В этих местах наблюдаются джидово-ивовые тугаи и разнотравно-луговая растительность, состоящая из вейника, тростника, пырея, солодки, чия.

Болотные почвы приурочены к низким побережьям озер, покрыты осоково-тростниковой растительностью.

В предгорьях Западного Тарбагатая и Джунгарского Алатау повсеместны каштановые почвы с полынно-злаковой растительностью.

В горной части обычны черноземовидные горно-луговые почвы с густым травянистым покровом. По долинам рек встречаются заросли тополя, ивы, боярышника, барбариса, а на крутых склонах — арчевники.

## ЭКОНОМИКА

Отличительная черта экономического развития края — увеличивающийся темп интенсивного сельскохозяйственного освоения территории и появление новых индустриальных центров.

Экономика Северного Прибалхашья основана на добыче и обработке меднорудного сырья. Здесь находятся рудники Коунрад и Саяк, а также город Балхаш, возникший на базе медеплавильного комбината. Эти промышленные центры испытывают большую потребность в воде для питьевых и технических нужд. Проблема может усложниться после строительства на р. Или Капчагайской ГЭС.

Другой важной отраслью экономики является рыболовство, основанное на богатой и разнообразной ихтиофауне Балхаша и озер Сасык-Алакольской группы. Основную часть добычи составляют интродуцированные сазан и судак, а также эндемичные маринка и балхашский окунь.

В Южном Прибалхашье развито отгонное скотоводство, в Алакольской низменности и предгорьях Тарбагатай и Джунгарского Алатау — земледелие. Расширение площади посевов зерновых культур осуществляется за счет поливных земель в низовьях рек Чиликты, Тентек, Урджар, Хатынсу и Жаманты.

## Г Л А В А П

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Балхаш-Алакольская впадина состоит из двух частей: Прибалхашской и Алакольской, развитие которых происходило в различных условиях.

Прибалхашская впадина распадается на Южно-Прибалхашскую и Преддзунгарскую, разделенные горами Ушкель, и в целом выступает как предгорный прогиб хребта Дзунгарского Алатау. Впадина рассматривается некоторыми геологами в качестве мульды, наложенной на варисскую Дзунгаро-Балхашскую геосинклинальную складчатую систему (Маркова, 1964) и заполненной мезозой-кайнозойскими отложениями, низы которых представлены верхнемеловыми континентальными осадками.

Максимальное прогибание палеозойского фундамента, достигающее 1000 м, наблюдается в центральной части Южноприбалхашской и в южной части Преддзунгарской впадин.

Алакольская впадина является межгорным прогибом, унаследованно развивающимся в области варисских и раннекиммерийских мульд на стыке каледонской Ерементау-Чингиз-Тарбагатайской и варисской Дзунгаро-Балхашской складчатых систем. От Прибалхашской впадины она отделяется Главным Дзунгарским разломом, существующим с верхнего палеозоя.

В Алакольской впадине предполагается развитие наиболее древних отложений триас-юрских континентальных толщ, аналогичных угленосным осадкам района гор Кату. Максимальное прогибание палеозойского фундамента, установленное геофизическими исследованиями близ Главного Дзунгарского разлома, достигает 1500—1600 м.

Алакольский прогиб через грабен Джунгарских ворот сообщается с Джунгарской впадиной (известной благодаря нефтяным и газовым месторождениям), ввиду чего на его территории были проведены более детальные геофизические исследования, чем в Прибалхашской впадине.

В геологическом строении Балхаш-Алакольской впадины и смежных территорий принимают участие разнообразные палеозойские и мезозой-кайнозойские образования, из которых только последние связаны с историей ее развития.

### ПАЛЕЗОЙ

Палеозойский фундамент района слагают три крупнейшие структурные единицы Восточного Казахстана — каледонские Кендыктас-Чуили-Бетпакдалинская и Ерементау-Чингиз-Тарбагатайская складчатые системы, окаймляющие с запада и востока варисскую Джунгаро-Балхашскую геосинклинальную область. Первая из них слагает Северо-Западное и Западное Прибалхашье, где выделяется Чу-Балхашский антиклинорий, сопряженный с Западно-Балхашским синклинирием.

Чу-Балхашский антиклинорий имеет очень сложное строение: узкие, сильно сжатые складки пересекаются множеством разломов преимущественно северо-западного простирания. Здесь осадочно-эффузивные толщи кембрия, ордовика, силура и девона прорваны варисскими гранитными интрузиями. Морские образования турне-визейского возраста заполняют лишь наложенную Кашкентенизскую мульду, возникшую после замыкания каледонской геосинклинали.

Ерементау-Чингиз-Тарбагатайская складчатая система в данном районе представлена Тарбагатайским антиклинорием, в ядре которого обнажаются среднеордовикские отложения, а на крыльях — среднепалеозойские, преимущественно осадочные породы. Работами В. С. Войтовича (1964) установлено, что каледонская Тарбагатайская складчатая система отделяется от варисской Джунгаро-Балхашской геосинклинали не Главным Джунгарским разломом, а Аягуз-Урджарским, смыкающимся на юго-востоке с Барлыкским разломом.

Джунгаро-Балхашская складчатая система слагает Северное Прибалхашье и хр. Джунгарский Алатау. Она состоит из ряда антиклинориев и синклинориев, сложенных эффузивно-осадочными толщами от силура до карбона.

В ядре Итмурун-Казыкского антиклинория в Северном Прибалхашье обнажаются спилито-яшмовые толщи кембрия, соз-

дающие нижний каледонский структурный этаж. Здесь же развиты ультраосновные интрузии каледонского этапа.

Барисские интрузии представлены гранитоидами, а в зоне Главного Джунгарского разлома — ультраосновными породами позднепермского возраста.

## МЕЗОЗОЙ

Мезозойские отложения в пределах Балхаш-Алакольской впадины и ее обрамления встречаются весьма редко. Известны лишь выходы триас-юрских угленосных осадков в горах Кату, верхнемеловых отложений в Западном Прибалхашье, а также образований древней коры выветривания в Северном и Западном Прибалхашье.

По данным геофизических исследований, в Алакольской впадине выделяется надпорный геоэлектрический горизонт мощностью до 700 м, отождествляемый с мезозойскими отложениями (Диссель, 1961 \*).

*Триас.* В районе гор Кату верхнетриасовый спорово-пыльцевой комплекс (мощностью до 60 м) установлен в пачке тонкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов, залегающих с размывом на коре выветривания по палеозойским породам.

*Юра.* Флористически охарактеризованные нижнеюрские отложения района гор Кату подразделяются на четыре толщи:

- 1) конгломератовую мощностью до 138 м, представленную конгломератами и песчаниками с прослоями алевролитов;
- 2) угленосную мощностью 110—120 м, сложенную песчаниками, алевролитами, углистыми аргиллитами с восемью пластами угля;
- 3) полосчатую мощностью 420 м, состоящую из переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов;
- 4) песчано-конгломератовую мощностью 412 м.

Триас-юрские отложения гор Кату приурочены к тектоническим впадинам, ограниченными разломами типа надвигов, и смяты в асимметричные синклиналильные складки с углами падения крыльев от 10—15° до вертикального.

*Юра — нижний мел.* К верхней юре — нижнему мелу Л. К. Диденко-Кислицина (1965) относит кору выветривания, развитую в Илийской впадине по среднеюрским и палеозойским породам. Не уточняя нижней границы, мы относим к этому времени образования коры выветривания Северного и Западного

\* Фондовые материалы. — Ред.

Прибалхашья, лучше всего сохранившиеся на горе Итмуруды и острове Басарал. В первом случае развиты кремнисто-лимонитовые породы (бирбириты), бронирующие нонtronитовые глины и книзу постепенно переходящие в нонtronитизированные серпентиниты. Мощность коры выветривания около 50 м. Во втором случае она представлена следующим профилем (снизу вверх):

1. Белые каолиновые глины с кварцевыми зернами, развивающиеся по кварцевым порфирам . . . . . 8 м.
2. Охристо-желтые глины с угловатыми зернами кварца, постепенно переходящие вверх по разрезу в кирпично-красные глины . . . . . до 7 м.

Доверхнемеловой возраст коры выветривания не вызывает сомнений, так как на острове Басарал и в низовьях р. Моинты она перекрыта верхнемеловыми отложениями, а на горе Итмуруды фиксирует древнюю поверхность выравнивания, поднятую на 50 м выше, чем более молодая верхнемеловая — эоценовая поверхность.

*Верхний мел.* К верхнемеловым относятся древние континентальные отложения, сохранившиеся в низовьях р. Моинты, в окрестностях г. Коунрада и на острове Басарал.

В низовьях р. Моинты сравнительно широко развиты покровные галечники, с размывом перекрывающие породы коры выветривания или палеозойский фундамент. Петрографический состав галечников преимущественно кварцитовый и очень редко представлен песчаниками, алеволитами, гранитами и другими породами. С севера на юг степень окатанности галек возрастает, а их размеры уменьшаются. Заполнителем служат разномелкий песок и суглинки с гипсом. Мощность этих отложений меняется от 0,5 до 5 м. Вариационный анализ гранулометрического состава галечников, приведенный Д. П. Позднышевой и А. С. Сарсековым (1966), показал их генетическую связь с временными водотоками южного направления.

В районе г. Коунрада аналогичные отложения сцементированы в конгломераты, внизу сменяющиеся красно-бурыми и оранжевыми песчанистыми глинами, причем суммарная мощность их увеличивается до 28 м.

На острове Басарал верхнемеловые отложения также представлены конгломератами, обогащенными валунами разномелких песчаников и мергелей. Петрографический состав галек кварцевый, яшмокварцитовый и роговиковый. Передки обломки аркозовых и кварцевых песчаников, а также окремненных серпентинитов с прожилками хризотил-асбеста. По мере продви-

жения к восточному берегу острова мощность отложений увеличивается до 7 м. В этом же направлении понижается и первичная поверхность позднемеловой аккумулятивной равнины. В свете этих фактов достаточно уверенно выделяется область сноса верхнемелового времени — это район гор Джамбул, где развиты ультраосновные интрузии.

Таким образом, все позднемеловые водотоки были направлены к Прибалхашской впадине, а следовательно, контуры ее очерчивались уже в позднемеловое время. Описываемые отложения не содержат органических остатков, и поэтому исследователями Прибалхашья они считались антропогенными осадками древнего Балхаша (Мефферт, Русаков, 1933). В 1941 г. Д. И. Яковлев отнес эти образования к верхнему мелу, параллелизуя их с фаунистически охарактеризованными верхнемеловыми отложениями ур. Карой.

## КАЙНОЗОЙ

### Палеоген

Отложения палеогеновой системы на описываемой территории распространены крайне неравномерно. Они встречаются только в ложах древних долин Северного Прибалхашья, вскрыты несколькими скважинами в Прибалхашской впадине и более широко представлены в межгорных впадинах северной части Джунгарского Алатау.

*Палеоцен.* В Колпаковской и Тункурузской впадинах, под эоценовыми глинами, Л. К. Диденко-Кислицина (1964, 1965, 1966) условно выделяет палеоценовые отложения (общей мощностью до 58 м): мелкогалечные конгломераты, розоватые песчаники и пески с прослоями красноцветных глин. Конгломераты и песчаники предположительно палеоценового возраста обнажаются также на уплощенных вершинах гор Буланбай, Бесбокан и Сарымсақты.

*Эоцен.* Отложения эоцена впервые установлены в Колпаковской впадине Л. К. Диденко-Кислициной (1964), подразделяющей их на две свиты.

Нижняя тункурузская свита, состоящая из глин различных оттенков — от светло-серого до черного (общей мощностью до 74 м), характеризуется нижнеэоценовым спорово-пыльцевым комплексом. Вышележащая колпаковская свита пятнистых темно-красных глин мощностью около 15 м на основании находок костей носорогообразного *Protchyracodon*, тапирообразного *Schlosserid* sp. (определения М. Д. Бирюкова) и хищных рыб ро-

да *Atia* (определения Г. Д. Хисаровой) относится к среднему — верхнему эоцену. Кроме того, на острове Басарал в 1964 г. нами встречены кавернозные сливные кварциты молочно-белого цвета, лежащие на поверхности верхнемеловых отложений в виде разобросанных плит толщиной 0,5—0,7 м. В одном образце под микроскопом установлено силикатное замещение первичного мергелистого материала, обычно образующего в толще верхнемеловых осадков линзы и прослой. По аналогии с подобными образованиями коры выветривания Бетпак-Далы (Никифорова, 1960) и Северного Казахстана (Корнилова, 1955) сливные кварциты острова Басарал можно считать эоценовыми.

**Олигоцен.** В Северном Прибалхашье к верхнему олигоцену относятся древнеаллювиальные отложения, заполняющие переуглубленные участки ложа древних долин Прамоинты, Пракжамши и Пратокрау. Они представлены кварцевыми песками и галечниками существенно кремнистого состава, иногда — конгломератами. Их мощность достигает 10—15 м, редко 30 м. Эти отложения перекрываются пестроцветными глинами аральской и павлодарской свит (Сарсеков, 1958).

В Прибалхашской впадине В. Б. Дриз (1958\*) выделяет олигоценовые осадки под названием тасмурунской свиты, разрез которой, по данным буровых скважин, аналогичен фаунистически охарактеризованным олигоценовым отложениям Илийской впадины. Это кирпично-красные глины, обычно с пятнами голубоватого цвета, содержащие прослой мергеля, конгломератов и песчаников, переходящих в алевриты. Мощность тасмурунской свиты колеблется от 45 до 70 м.

В северной части Джунгарского Алатау в Колпаковской и Тункурузской впадинах Л. К. Диденко-Кислицина (1966) датирует средним — верхним олигоценом пачку серых и красных глин, залегающих на пестроцветных глинах эоцена. Основанием для этого послужила находка в данных отложениях остатков черепов рода *Trionychidae*.

У юго-восточного подножия гор Аркалык в зеленовато- и голубовато-серых глинах Р. Б. Байбулатовой определен спорово-пыльцевой комплекс, характерный для нижней части олигодена.

Геофизическими исследованиями в Алакольской впадине установлено, что существует промежуточный (между антропогеновым и мезозойским) геоэлектрический горизонт с удельным сопротивлением 8—20 ом, свидетельствующий о развитии в

\* Фондовые материалы. — *Ред.*

этом прогибе палеоген-неогеновых отложений (Диссель и др., 1961 \*).

## Неоген

Отложения неогенового возраста распространены гораздо больше, чем образования олигоцена; они покрывают значительные площади в Северном Прибалхашье, отмечаются и в Западном Прибалхашье, вскрыты буровыми скважинами в Балхаш-Алакольской впадине и в межгорных впадинах Джунгарского Алатау.

*Миоцен.* Миоценовые отложения выделены В. Б. Дризом (1958\*) под названием балхашской свиты в Прибалхашской впадине. По данным бурения, эта свита представлена переслаивающимися конгломератами, песчаниками, песками и кирпично-красными глинами, имеет суммарную мощность около 40 м, залегает на олигоценовых осадках тасмурунской свиты либо на породах палеозойского фундамента. Цвет грубообломочных пород от желтовато-серого до красновато-коричневого.

Из глин балхашской свиты определен спорово-пыльцевой спектр, в котором преобладает пыльца травянистых растений: семейства *Compositae* (главным образом род *Artemisia*), *Polygonaceae* — *Atrypnaseis*, *Plumbaginaceae*; тип *Sparganiaceae* — *Potamogetonaceae*; присутствует пыльца голосеменных — *Ephedraceae*, *Pinaceae* (роды *Pinus*, *Picea*), *Eupiceae* — и покрытосеменных — *Betulaceae* (*Betula*), *Elaegnaceae*, *Anacardiaceae*.

*Верхний миоцен — средний плиоцен.* Представлен павлодарской свитой и ее аналогами — баканасской в Прибалхашской впадине и алакольской в северной части Джунгарского Алатау.

В Северном Прибалхашье к павлодарской свите относятся красно-бурые гипсоносные глины, выполняющие как древние долины Прамоинты, Пражамши, Пратокрау, Пракентерлау, так и древние шлейфы, распространенные на обширных равнинах восточнее р. Туранги, у подножий водораздельных сопок Батыкызыл, Ушозек и других.

В древних долинах глины указанного возраста с размывом перекрывают олигоценовые отложения или ложатся на породы палеозойского фундамента. Вблизи бортов они обогащены щебенкой местных коренных пород, а у подножий водораздельных сопок количество щебенки резко возрастает и красно-бурые глины выступают здесь как связывающий материал.

\* Фондовые материалы. — *Ред.*

Мощность павлодарской свиты колеблется от нескольких метров до 30 м (в устьевой части долины Токрау). В Западном Прибалхашье аналогичные отложения занимают небольшой участок около ст. Бурлюбайтал, заполняя межсочное понижение.

В Прибалхашской впадине к миоплиоцену относят баканаскую свиту, впервые выделенную В. Б. Дризом (1958\*), которая, по данным бурения, состоит из переслаивающихся глин, алевролитов и мергелей различной окраски (от голубовато-зеленой до буро-коричневой), включающих прослой серых и коричневых песчаников. Мощность свиты изменяется от 90 до 150 м. По литологическому составу она хорошо сопоставляется с миоплиоценовой толщей Илийской впадины, что и послужило основанием для ее выделения.

В Тункурузской и Колпаковской впадинах северной части Джунгарского Алатау в ярко-красных и кирпично-красных глинах алакольской свиты Л. К. Диденко-Кислицыной выделены остатки тапирообразного *Tapiridae* gen. indet., указывающие на верхнемиоценовый возраст вмещающих отложений, что позволяет сопоставить между собой павлодарскую и алакольскую свиты. Мощность алакольской свиты достигает 40 м. В Алакольской впадине к этой свите условно отнесены глины буровато-коричневого цвета, содержащие гравийно-галечные прослой. Они вскрыты скважиной (Максимов, 1961) под верхнеплиоценовыми — антропогеновыми отложениями в интервале глубин 683—814 м.

**Верхний плиоцен.** На описываемой территории имеются отложения, сопоставляемые с образованиями илийской и хоргосской свит Илийской впадины, которые охарактеризованы илийским фаунистическим комплексом (верхи среднего плиоцена — верхний плиоцен).

В древних долинах Северного Прибалхашья на глинах павлодарской свиты без видимых следов размыва лежат песчаные глины от красновато-коричневого до серо-зеленого тонов с прослоями и линзами песка, гравия, иногда — ракушечника. Они погребены под антропогеновым аллювием, в основании которого иногда лежат верхнегобийские конгломераты. Их мощность колеблется от 10 до 30 м. Эти отложения содержат остракоды — *Cyprideis* sp., *C. littoralis* (Br.), *C. punctillata* (Br.), *C. pseudoconvexa* Ziv., *Cytherissa bogathovi* (Liv.), *C. naphitatscholana*

\* Фондовые материалы. — Ред.

(L i v.), *Candona iliensis* M a n d., *C. dedectoformis* M a n d., *Candoniella* sp., *C. marcida* M a n d., *Trachyleberis dendropora* S u z., *Limnocythere luculenta* L i v., *Ilyocypris bradyi* S a r s. (сборы Д. П. Позднышевой), составляющие, по мнению изучавшей их О. Н. Кондрашкиной, микрофаунистический комплекс, характерный для илийской свиты.

На северном берегу Балхаша, в районе полуострова Кентюбек, в обрывах обнажаются кирпично-красные суглинки, сильно карбонатные, с журавчиками, пятнами и стяжениями марганца; они содержат прослой и линзы глинистых песчаников и мелкой щебенки палеозойских пород мощностью до нескольких десятков сантиметров; видимая мощность суглинков около 20 м. Эта толща с размывом залегает на глинах павлодарской свиты и перекрывается верхнеобийскими конгломератами.

Летом 1964 г. у подножия обрыва нами найдена скорлупа яиц страуса (по-видимому, илийского; определение Б. С. Кожамкуловой), косвенно подтверждающая верхнеплиоценовый возраст обнаженных отложений.

В Прибалхашской впадине с илийской свитой сопоставляется песчано-глинистая толща палеовой окраски мощностью 50—140 м, вскрытая буровыми скважинами под антропогенными отложениями на глубине от 130 до 375 м. В пробах по скважине 7 определены остракоды *Cyprideis littoralis* (В г.), *C. punctilata* (В г.), *Candoniella albicans* (В г.) (Дриз, 1958\*).

В северной части Джунгарского Алатау В. Е. Гендлер (1961\*) к илийской свите относит пески, гравийники и конгломераты с рыхлым глинистым цементом, широко распространенные в горах Текели. Они с размывом ложатся на глины алакольской свиты и перекрываются грубообломочными осадками хоргосской свиты.

Иной разрез илийской свиты наблюдается в Колпаковском грабене, где, по данным Л. К. Диденко-Кислицыной (1965), развиты бурые плотные карбонатные суглинки, приобретающие с глубиной серый оттенок; среди них встречаются линзы слабоокатанной гальки и щебенки; общая мощность толщи 160 м.

В Алакольской впадине в интервале глубин 557—685 м скважиной вскрыта пачка коричневых и бурых плотных глин с редкими прослоями песков, которую можно сравнить с илийской свитой.

Хоргосская свита распространена в северной части Джунгарского Алатау. Она отличается от подстилающей ее илийской

\* Фондовые материалы. — Ред.

свиты грубообломочным составом. Здесь галечники часто переходят в ржаво-бурые конгломераты с железисто-карбонатно-глинистым цементом мощностью порядка 30 м. Верхний возрастной предел этой свиты определяется налеганием верхнегобийских конгломератов на ее отложения.

В Алакольской впадине к хоргосской свите Е. П. Кислицин (1962\*) относит 40-метровую пачку желтовато-бурых суглинков и глин с гравийно-галечными и песчаными прослоями, залегающую на отложениях илийской свиты. Из суглинков здесь определена микрофауна в составе *Cyprideis littoralis* (B r.), *Limnocythere aff. alveolata* S u z.

### Антропоген\*\*

Антропогеновые отложения развиты весьма широко и отличаются разнообразием генетических и литологических типов.

В мелкосопочном и горном обрамлении Балхаш-Алакольской впадины преобладают элювиально-делювиальные, пролювиальные и аллювиальные отложения, максимальная мощность которых не превышает первых десятков метров. Эта впадина выполнена аллювиальными и озерными образованиями мощностью, по данным буровых скважин, 289 м в Балхашской части и 428 м в Алакольской. По находкам ископаемой фауны млекопитающих, моллюсков и остракод, по результатам исследований спор и пыльцы, а также каменного инвентаря палеолитических и неолитических (культура микролитов) стоянок, антропогеновые отложения подразделяются на четыре главные стратиграфические единицы, соответствующие «отделам» старой схемы антропогена: нижнему, среднему, верхнему и современному.

*Нижний антропоген.* К нижнему антропогену относятся а л ю в и а л ь н о - п р о л ю в и а л ь н ы е о т л о ж е н и я , с которыми в других районах сходны верхнегобийские конгломераты и флювиогляциальные образования котурбулакской свиты (Костенко, 1963).

Аналоги верхнегобийских конгломератов известны в Се-

\* Фондовые материалы. — *Ред.*

\*\* В соответствии с постановлениями Междуведомственного стратиграфического комитета АН СССР от 12 мая 1962 г. и 12 апреля 1963 г. за нижнюю границу антропогена принимается кровля хоргосской свиты верхнего плиоцена ( $N^2-3_{hr}$ ), а подразделениям антропогена не присваивается какой-либо таксономический ранг, и они индексируются римскими цифрами I, II, III, IV для отличия от отделов других геологических систем.

верном Прибалхашье, где они с размывом залегают в самых нижних частях разреза антропогенных отложений на глинах павлодарской свиты (в долине р. Токрау, у южных поднятий гор Чубартау, Итмурунды и т. д.), в ложе некоторых долин Западного Прибалхашья, в предгорьях хребта Западный Тарбагатай, а также в межгорных впадинах Джунгарского Алатау и в ряде других мест.

В Северном и Западном Прибалхашье мощность верхнегобийских конгломератов не превышает 3 м. Иногда они замещаются брекчиями (ближе к возвышенностям), гравелитами и песчаниками. Цемент известково-глинистый с примесью псаммитового материала. В Джунгарском Алатау, по данным Л. К. Диденко-Кислициной (1965), эти конгломераты большей мощности — до 30 м. Здесь они широко развиты в Колпаковской впадине, в районе гор Текели и Сайчан. В горах Арасантау такие отложения встречаются по долине р. Чогантогай и ее притокам.

В верхнегобийских конгломератах фауна отсутствует, но они условно относятся к нижней половине нижнего антропогена, так как с размывом залегают на фаунистически охарактеризованных отложениях верхнего плиоцена и в них, в свою очередь, вложены нижнеантропогеновые отложения котурбулакской свиты.

Нижнеантропогеновые отложения, аналогичные осадкам котурбулакской свиты Заилийского Алатау, заполняют Колпаковскую впадину, восточную часть Тункурузской впадины, а также вскрываются под лёссовидными суглинками южных предгорий хр. Тарбагатай. В районе пос. Держинского (Колпаковская впадина), по материалам Л. К. Диденко-Кислициной (1964, 1965), они представлены следующими породами. Под метровым слоем залегают серые суглинки с линзами мелкого галечника мощностью в несколько метров; ниже вскрывается 60-метровая толща палевых лёссовидных суглинков, обогащенных слюдой и неравномерно распространенным среднезернистым полимиктовым песком; основание толщи составляют валунно-галечники и рыхлые конгломераты на карбонатно-песчаном цементе, с размывом перекрывающие красные глины неогена.

Мощность аналогичных валунно-галечных отложений предгорий Тарбагатай не превышает 20—30 м, причем они лежат на породах палеозоя или на красноцветных глинах павлодарской свиты. Генезис этих отложений считается аллювиально-пролювиальным у подножий Тарбагатай (Твердислов и др.,

1961\*) и флювиогляциальным в пределах Джунгарского Алатау (Диденко-Кислицина, 1965). Однако их непосредственная связь с моренами весьма проблематичного древнеантропогенного оледенения нигде не установлена, в то время как образование ими древних конусов выноса подчеркивается самими сторонниками флювиогляциального происхождения (Диденко-Кислицина, 1965). Поэтому аллювиально-пролювиальный генезис данных отложений в описываемом районе больше соответствует собранному фактическому материалу. Л. К. Диденко-Кислицина параллелизует их с нижнеантропогенными отложениями котурбулакской свиты Заилийского Алатау, охарактеризованной фауной позвоночных (Костенко, 1963).

**Средний антропоген.** К среднему антропогену относится часть аллювиальных, аллювиально-пролювиальных и озерных отложений исследованного района.

Аллювиальные отложения слагают третью и четвертую надпойменные террасы рек в северо-восточной части Джунгарского Алатау. Их разрезы идентичны и в долине р. Шет-Тентек представлены следующими породами (сверху вниз):

- |  |       |
|--|-------|
| 1. Лёссовидные суглинки желтовато-серого цвета   | 20 м. |
| 2. Слоистые суглинки с включениями окатышей и линз красной глины с примесью грубозернистого песка и гравия | 8 м.  |
| 3. Хорошо окатанные валунно-галечники с грубозернистым песком  | 8 м.  |

Среднеантропогенный возраст отложений доказывается находкой костей *Bison priscus longicornis* У. Г р о т о в а в лёссовидных суглинках третьей надпойменной террасы (Диденко-Кислицина, 1966). Отложения четвертой надпойменной террасы условно относятся к нижней половине среднего антропогена, так как они прислонены к осадкам котурбулакской свиты нижнего антропогена.

К среднему антропогену относятся также аллювиальные отложения низовьев рек Ай и Каракол, образующих террасовидные площадки. Одной из скважин вскрыт неполный разрез этих отложений до глубины 78 м (сверху вниз):

- |   |       |
|---|-------|
| 1. Лёссовидные темные суглинки                      | 9 м.  |
| 2. Мелкозернистые пески с включениями мелкой гальки | 31 м. |
| 3. Глины пестрые                                    | 16 м. |
| 4. Галечные отложения с щебенкой                    | 22 м. |

Среднеантропогенный возраст аллювия устанавливается по включению в него верхнеантропогенных озерных отложений на берегу оз. Сасыкколь и по наложению лёссовидных суглинков,

\* Фондовые материалы. — Ред.

венчающих обычно среднеантропогеновые террасы рек в Джунгарском Алатау.

К аллювиально-пролювиальным относятся отложения рек, блуждавших в Предджунгарском прогибе, у западных отрогов Джунгарского Алатау. Они образуют столовую возвышенность западнее antecedentного участка р. Лепсы и равнину по периферии Саркандского веера конусов выноса. Эти отложения, представленные песчано-галечным материалом с прослоями и линзами суглинков и супесей, сформированы за два эрозионно-аккумулятивных цикла, выраженных в образовании двух толщ, вложенных одна в другую. Последние коррелируются с третьей и четвертой надпойменными террасами рек в горной части, что позволило Л. К. Диденко-Кислицыной (1960\*) подразделить их на два «яруса», относящиеся к нижней и верхней половинам среднего антропогена.

В Тункурузской впадине описываемые осадки представляют собой единую толщу и более дробно не расчленены. Они обнажаются в обрывах р. Чинжалы, слагающая иногда цоколь ее второй надпойменной террасы. Расчистка (в 27 км ниже по течению от р. Андреевки, в левом борту русла) над фаунистически охарактеризованным верхнеантропогеновым аллювием на глубине около 3 м вскрывает мелко- и среднезернистые пески и алевролиты палевого и охристо-бурого цвета, содержащие два горизонта черных илов; под ними залегают галечники с охристо-бурым разнозернистым песком; вскрытая мощность 4 м.

Илы, являющиеся погребенными почвенными горизонтами, содержат комплекс спор и пыльцы (*Hippophae rhamnoides*, *Viburnum*, *Malva*, *Athyrium filix femina* и др.), свидетельствующий, по заключению Л. Н. Чупиной, о более прохладном и влажном по сравнению с современным климате. По-видимому, описанные отложения накопились в начале эпохи максимального оледенения Джунгарского Алатау, сопоставляемого большинством исследователей с рисским оледенением и относимого ко второй половине среднего антропогена.

Озерные отложения среднеантропогенового возраста, как полагают большинство исследователей, широко распространены в Балхаш-Алакольской впадине. Однако наши сборы малакофауны, находки палеолитического кремневого инвентаря и геоморфологические наблюдения говорят о меньшей пло-

\* Фондовые материалы. — Ред.

щади их развития. Эти отложения сохранились западнее и севернее гор Арганаты под песчаными массивами Таукум, Каракум, Сарыкум, в Алакольской впадине — под эоловыми песками Бийкум и Бармаккум. В районе гор Арганаты они вскрыты буровыми скважинами Аягузской съемочной партии (Дмитриев и др., 1960—1963\*), показавшими незначительную (от 9 до 22 м) мощность и однородность литологического состава осадков. Разрез озерных отложений начинается суглинками или супесями мощностью до 4,5 м, залегающими на светло-желтых и серых мелкозернистых песках мощностью до 18 м, включающих прослой супесей и слабосцементированного песчаника. Отложения ложатся на красно-бурые глины палеоген-неогенового возраста, а в них вложен верхнечетвертичный — современный аллювий долины, заканчивающийся в соре Айнабулак.

Описываемые отложения относятся, по-видимому, к донным осадкам среднеантропогенного озера, береговая линия которого фиксируется древним береговым валом восточнее сора Айнабулак. Вал прослеживается на 12 км и сложен галечно-щебенистым материалом с примесью песка; в значительной степени он погребен под верхнеантропогенным — современным шлейфом гор Арганаты.

Под песками Каракум мощность озерных отложений увеличивается до сотни метров. Они здесь представлены песчано-галечными осадками, образующими следующий разрез по скважине Талды-Курганской ГПП Казгидротреста (Остапенко, 1962) (сверху вниз):

1. Желтый мелкозернистый кварцевый песок, глинистый . . .	4 м.
2. Серый среднезернистый песок, слюдястый . . .	15 м.
3. Темно-серый крупнозернистый песок, местами слабосцементированный известково-глинистым материалом . . .	19 м.
4. Серый среднезернистый кварцевый песок . . .	3,5 м.
5. Желтая плотная глина . . .	2 м.
6. Темно-серый среднезернистый песок . . .	4,5 м.
7. Серый мелкозернистый песок с редкими прослоями песчаника . . .	4 м.
8. Желтый мелкозернистый полимиктовый песок . . .	52 м.
Вскрытая мощность 100 м.	

Эти отложения не отличимы по литологическому составу от залегающих под ними озерных осадков, охарактеризованных верхнеплиоцен-нижнечетвертичным комплексом остракод. Граница между ними отбивается лишь по другой скважине на глубине 85 м.

\* Фондовые материалы. — *Ред.*

Севернее массива Каракум описанные отложения перекрыты 10—15-метровой толщей верхнеантропогенных озерных осадков и отличаются от последних большей степенью цементации песков. Такие отложения среднеантропогенного возраста, залегающие под песчаным массивом Бийкум (рис. 2), обнажаются в обрыве правого берега р. Хатынсу, образуя следующий разрез (сверху вниз):

1. Суглинок светло-палевого цвета с 20-сантиметровым прослоем коричневого суглинка в основании . . . . . 1,2 м.
  2. Светло-серый тонкозернистый песок, пылеватый, известковистый . . . . . 1,5 м.
  3. Серый разнозернистый полимиктовый песок . . . . . 0,3 м.
  4. Монотонные светло-серые тонкозернистые пески, пылеватые, слабоцементированные; при выветривании обнаруживают столбчатую отдельность . . . . . 7,4 м.
  5. Серые средне- и мелкозернистые пески с прослоями тонкозернистых песков мощностью 10—20 см; хорошо заметна прерывистая волнистая слоистость . . . . . 1,5 м.
  6. Желтовато-серые и серые тонкозернистые пески с прослоями разнозернистого песка; горизонт обнаруживает ясную косую слоистость захороненной ряби течения . . . . . 1,9 м.
  7. Желтовато-серые тонкозернистые глинистые пески, неясно косослоистые; горизонт местами окрашен в окристо-желтый и голубоватый цвет и содержит известково-глинистые журавчики . . . . . 3,7 м.
- Общая вскрытая мощность 17,5 м.

Горизонты 6 и 7, по данным микрофаунистического анализа (определения О. Н. Кондрашкиной), относятся к верхнему плиоцену — нижнему антропогену. Вышележащие горизонты образуют в целом горизонтально-слоистую толщу, в нижней части которой наблюдается прерывистая слоистость. Относительно происхождения последней можно сказать, что она является захороненной рябью течения. Речное ли это было течение или придонное озерное? Решить вопрос не представляется возможным. Если считать описываемые отложения озерными (согласно установленному представлению), то в равной мере их можно определить и как дельтовые.

*Верхний антропоген.* К верхнему антропогену относится ряд взаимосвязанных генетических типов отложений — аллювиальных, аллювиально-пролювиальных, озерных и аллювиально-озерных.

Аллювиальные отложения слагают первые надпойменные террасы рек, а в пределах Джунгарского Алатау — и вторые надпойменные террасы рек Чинжалы, Тентек и Джаманты.

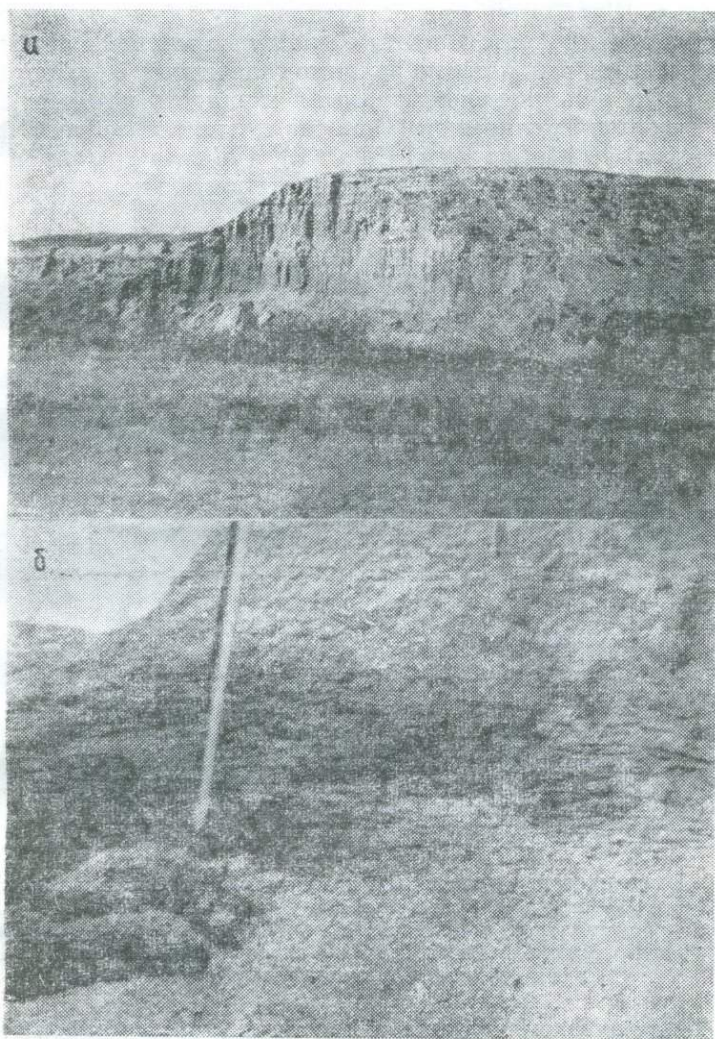


Рис. 2. Обнажение среднеантропогенных отложений проблематичного озерного генезиса по правому берегу р. Хатынсу. *а* — общий вид, заметна грубая горизонтальная слоистость; *б* — деталь обнажения, видна мелкая волнистая слоистость — захороненная рябь течения (волнения?). Фото автора.

В Колпаковской впадине аллювий второй надпойменной террасы р. Шет-Тентек представлен сверху 1,5-метровым слоем суглинка грязно-желтого цвета с примесью мелкой гальки, гравия и щебенки, лежащих на валунно-галечниках с суглинистым и песчаным заполнителем, видимая мощность которых 2,5 м. Л. К. Диденко-Кислицыной (1966) из суглинков собрана фауна моллюсков — *Eulota rubens* (M a r t.), *Vallonia costata* M ü l l., не дающих определенных указаний относительно возраста вмещающих пород.



Рис. 3. Обнажение в устье второй надпойменной террасы р. Чинжалы (левый борт, Тункурузская впадина). 1 — среднеантропогеновые аллювиально-пролювиальные отложения; 2 — отложения второй надпойменной террасы р. Чинжалы (низы верхнего антропогена); 3 — место находки остатков *Equus caballus*. Фото автора.

В Тункурузской впадине отложения второй надпойменной террасы р. Чинжалы состоят из мелкозернистых охристо-серых песков, переслаивающихся со светло-серыми иловатыми глинами, общей мощностью около 3 м. Они отделены от нижележащих среднеантропогеновых осадков погребенным почвенным горизонтом. Из самого нижнего слоя иловатых глин нами обна-

ружены обломки нижней челюсти и лопатки *Equus caballus* (определение Б. С. Кожамкуловой), а с интервала 1,65—3 м — раковины моллюсков *Planorbis planorbis* L., *Succinea* cf. *pfeifferi* R o s s m., *Cochlicopa lubrica* M ü l l. (определение А. В. Посевой), указывающие на верхнеантропогенный возраст вмещающих отложений. По данным спорово-пыльцевого анализа, проведенного Л. А. Чупиной, в этих отложениях преобладает пыльца ксерофитной растительности — *Chenopodiaceae*, *Artemisia*, *Ephedra*, *Compositae*, *Gramineae*, свидетельствующая о жарком и сухом климате времени их накопления. Это позволяет связывать отложения второй надпойменной террасы р. Чинжалы с последним межледниковьем, т. е. с первой половиной верхнего антропогена (рис. 3).

К отложениям второй надпойменной террасы р. Эмель мы относим тонкопесчаные и алевролитоглинистые осадки, распространенные между горами Аркарлы и Арасантау. Ранее они считались среднеантропогенными озерными образованиями (Твердислов и др., 1962\*). Разрез этих осадков по расчисткам следующей (сверху вниз):

1. Под лёссовидными супесями делювиально-золотого генезиса (?) мощностью 3 м залегают светло-серые и голубовато-серые алевролиты с охристо-бурыми пятнами, местами неяснослоистые, с редкими прослоями средне- и мелкозернистого песка мощностью 1—3 см. На глубине 5,0—5,5 м четко выделяется мелкая волнистая слоистость — захороненная рябь течения . . . . . 4 м.
2. Переслаивающиеся глины и глинистые алевролиты серого, голубовато-серого и коричневого цвета; мощность прослоев от 0,1 до 0,4 м. Видимая мощность . . . . . 1,5 м.  
Общая вскрытая мощность 5,5 м.

О. Н. Кондрашкиной в образцах из второго горизонта определены остракоды — *Eucypris* aff. *affinis* (F i s c h.), *E. crassa* (M ü l l.), *E. cf. convexa* K a z m., *Glyocypris bradyi* Sars., *Limnocythere* aff. *fontinalis* Sch., *Limnocythere* sp., *Candoniella albicans* (B r.), *C. marcida* M a n d., *Candona iliensis* M a n d., *C. kirgizica* M a n d., *Candona* sp., *Cypris pubera* M ü l l., *Cypriopsis slaviankaensis* M a n d. et K a z m., обычно встречающиеся в нижне- и среднеантропогенных отложениях Туркмении, Западного Прикаспия и Северного Казахстана. Однако в этих осадках заключена фауна моллюсков *Radix ovata* D r a p., *Gyraulus gredleri* (B i c h l z.) G r e d l., *G. cf. laevis* A l d e r, *Valvata* sp., *Galba* sp., *Limnaea* sp., *Bithynia tentaculata* L., *Armiger*

\* Фондовые материалы. — Ред.

*crista* L. var. *inermis* Lindh., *Anisus (Bathyomphalus) contortus* L., *Succinea pfeifferi* Ross m., из которых три последних вида по возрасту не древнее верхнего антропогена (определение А. В. Лосевой). По-видимому, микрофауна частично перетолжена из более древних антропогеновых отложений и не может быть использована для определения возраста осадков. А так как во вторую надпойменную террасу р. Эмель вложена первая, отложения которой также содержат позднеантропогеново-современную фауну моллюсков, то мы вправе сопоставлять образования вторых надпойменных террас рек Джунгарского Алатау и р. Эмель, относя их к первой половине верхнего антропогена.

Мнение об озерном генезисе описываемых отложений подверглось ревизии по следующим причинам. Они слагают по правому борту долины 5—6-метровую террасу с четко выраженным тыловым швом, выше которого круто поднимается уступ высотой 10—15 м, срезающий шлейф гор Аркарлы. Площадка террасы испещрена сухими руслами, свидетельствующими о ее речном происхождении. Волнистая слоистость, наблюдающаяся в отложениях, характерна не только для озерных осадков, но и для речных — она является погребенной рябью течений.

Отложения первых надпойменных террас рек горной части района, отличающиеся от аналогичных образований равнинной части района более грубообломочным составом, представлены валунно-галечным материалом, переслаиваемым щебенкой, грубозернистым песком и суглинками. Известны находки моллюсков: *Eulota rubens* (Mart.), *Subzebrinus decalinus* Mart., *Vallonia pulchella* Müll., *Planorbis planorbis* L., *Sewertzowia retrodens* Mart.

На равнинных пространствах преобладают суглинки и разнотернистые пески, замещающиеся вниз по течению глинами, илами, алевролитами и тонкозернистыми песками. Галечники слагают лишь нижние части разрезов. Здесь мощность осадков не менее 5 м.

В отложениях первых надпойменных террас рек Эмель, Хатынсу, Урджар и Лепсы нами собрана обильная фауна моллюсков, среди которых установлены *Succinea pfeifferi* Ross m., *Galba palustris* (Müll.), *Armiger crista* L. var. *inermis* Lindh., *Acroloxus lacustris* (Müll.), *Anisus (Bathyomphalus) contortus* L., являющиеся руководящими для позднеантропогеново-современного времени (определение А. В. Лосевой). В долинах рек Чинжалы и Эмель эти осадки вложены в

породы второй надпойменной террасы, сформированные в начале позднего антропогена, и поэтому, вполне вероятно, относятся к верхам верхнего антропогена. Во всяком случае, данные отложения древнее культуры микролитов (IV—III тысячелетия до н. э.), кремневый инвентарь которой обнаружен нами на площадке первой надпойменной террасы р. Урджар, в районе гор Корпебай.

Аллювиально-пролювиальные отложения развиты в Северном Прибалхашье, по северной окраине Алакольской и в Преддзунгарской впадине. Это осадки рек с непостоянным стоком, иногда полностью прерывающимся, или же постоянных рек, блуждающих по равнине и теряющихся в своих наносах. Они слагают конус выноса р. Ацциозек, сухую долину в низовьях р. Туранга, обширные аккумулятивные равнины северной части Алакольской впадины и восточной половины Преддзунгарского прогиба.

В Северном Прибалхашье преобладают слабоокатанные галечники и щебенка с супесчаным заполнителем, во впадинах — хорошо сортированные гравийно-галечники, замещающиеся вдали от гор песками и суглинками (мощность меняется от первого десятка метров до 140 м в Преддзунгарском прогибе). Осадки здесь вложены в пролювиальные или озерные накопления среднеантропогенного возраста, а в них, в свою очередь, вложены породы первых надпойменных террас рек Урджар, Хатынсу, Лепсы и Аксу. По геоморфологической позиции все эти отложения сопоставимы с осадками вторых надпойменных террас рек Дзунгарского Алатау и, по-видимому, одновозрастны.

Пролувиальные отложения галечно-щебенчатого состава выделены П. Ф. Кандауровым (1965\*) у северных подножий гор Чубартау, где они сочленяются с верхнеантропогенными аллювиально-пролювиальными осадками сухой дельты р. Баканас.

Озерные отложения верхнеантропогенного возраста слагают вторые террасы озер Балхаш, Сасык и Алаколь, объединяющиеся под названием «древнебалхашская терраса», а также равнину, окаймляющую оз. Сасыкколь и протягивающуюся до восточного побережья Балхаша. По геоморфологическому положению и литологическому составу эти осадки подразделяются на два генетических комплекса: субакваль-

\* Фондовые материалы. — Ред.

ный (донный), образующий главным образом равнины, и субаэральный, формирующийся выше уреза воды и представленный береговыми валами. К первым относятся пылеватые разнотерристые пески, перемежающиеся с прослоями супесей и суглинков общей мощностью до 25 м, развитые на больших площадях северного и южного побережий оз. Сасыкколь. Они залегают на более или менее сцементированных песках среднеантропогенного возраста, а на берегу в них местами вложены современные отложения первой озерной террасы.

Осадки охарактеризованы фаунистически очень слабо, имеются лишь единичные находки моллюсков и остракод, собранных К. В. Курдюковым между озерами Алаколь и Уялы с глубины 14 м (гастроподы *Valvata piscinalis* Müll., остракоды *Candona albicans* (Br.), *Candoniella* sp. и другие новые виды), которые не позволяют уверенно судить о возрасте вмещающих пород.

Древние береговые валы встречены автором на западном, северном и восточном берегах Балхаша, северном берегу солончака Клы и всех островах озер Алаколь и Сасыкколь (рис. 4). Литологический состав их однообразен и представлен хорошо окатанным галечником, пересыпанным гравием и разнотерристым песком, в основании которых иногда развиты конгломераты, гравелиты и песчаники на карбонатно-глинистом цементе. На северном берегу Балхаша, в участке от развалин Тулепшапкан до полуострова Коржун, описываемые отложения (мощностью 2—12 м) перекрывают желтовато-серые и зеленовато-серые илы лагунного происхождения.

В древних валах на берегах Балхаша мы собрали обильную фауну моллюсков — *Gyraulus laevis* Alder., *G. cf. laevis* Alder., *G. albus* Müll., *G. cf. albus* Müll., *G. gredleri* (Bielz) Gredl., *Radix* sp., *R. ovata* Drap., *R. cf. ovata* Drap., *Valvata piscinalis* Müll., *Unio* sp., *Pisidium* sp., *Corbicula fluminalis* Müll., *Dreissensia polymorpha* (Pall) (определения А. В. Лосевой), из них последние два вида отсутствуют в современных валах.

Для древнебалхашских валов наиболее характерны такие виды остракод: *Candona iliensis* Mand., *C. fabaeformis* (Fisch.), *C. aff. fabaeformis* (Fisch.), *Candoniella marcida* Mand., *C. aff. suzini* Sch n., *Cyprinotus salinus* (Br.), *C. inaequalis* Bronst., *Cyprideis* sp., *Cyprideis* juv., *Thrachyleberis* sp., *Glyocypris gibba* (Ramd.), *Limnocythere glasioidea* Neg. (определения О. Н. Кондрашкиной). Кроме того, в отложениях

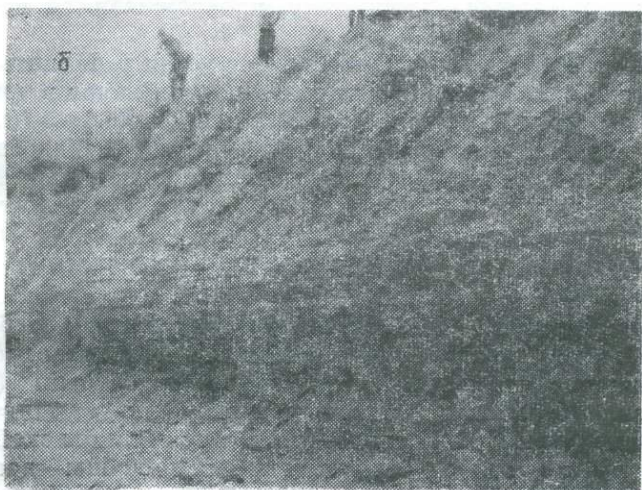
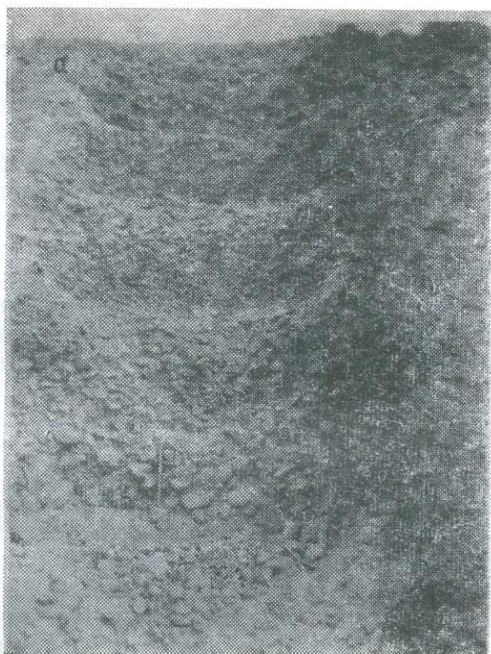


Рис. 4. Отложения древнебалхашской террасы. *а* — галечники полуострова Балайтубек (северное побережье Балхаша); *б* — галечники с конгломерат-песчаниками в основании (остров Малый Аралтубе на озере Сасыккөль).

*Фото автора.*

береговых валов древнего залива Балхаша Ексора собраны позвонки полуископаемой рыбы — по-видимому, представителя сем. *Cyprinidae*, существующего с позднего антропогена и поныне (определение Г. Д. Хисаровой).

Приведенная фауна моллюсков и остракод не может служить основанием для определения относительного возраста вмещающих отложений. Тем не менее их возраст верхнеантропогеновый. В пользу этого можно привести следующие доводы.

1. Древнебалхашская терраса на северном берегу Балхаша сливается с первой надпойменной террасой р. Ортасу, прислоняется к ниже-среднеантропогеновым пролювиальным отложениям и в то же время прорезается современным руслом. Древние валы также перекрывают устья позднеантропоген-современных долин, но прорываются современными руслами, что можно объяснить формированием валов в условиях сухого и жаркого климата начала верхнего антропогена, когда речной сток в Северном Прибалхашье сильно уменьшился; последовавшее увлажнение в конце позднего антропогена подготовило почву для прорыва древних валов речными руслами.

2. В средне-позднеантропогеновой дельте р. Токрау с озерными глинами переслаивается лишь верхняя пачка песчано-галечного аллювия, а нижние горизонты аллювия, условно относимые к среднему антропогену, прослеживаются под дном озера дальше к югу.

3. На северном берегу Балхаша, от устья р. Моинты до полуострова Кентюбек, с поверхности древних валов в тринадцати местах собран палеолитический и неолитический (микролиты) кремневый инвентарь. По заключению А. Г. Медоева, в его составе три комплекса: а) поздний или финальный мустьерский, заглаженный и окатанный, изредка неокатанный; б) позднепалеолитический, неокатанный, в редких случаях слабоокатанный; в) микролитический, совершенно свежий, неокатанный.

Таким образом, геолого-геоморфологические особенности древних валов Балхаша подтверждают их верхнеантропогеновый возраст, согласующийся с данными археологии (Костенко, Ранов, 1966). К верхнему антропогену следует отнести также древние береговые валы островов озер Алакольской впадины, так как по степени сохранности они подобны древнебалхашским. На острове Улькен-Аралтобе на этих отложениях залегает палеолитический каменный инвентарь, составляющий два резко отличных комплекса: а) древний, домустьерский или раннемустьерский (отщепы и орудия типа чоппер), окатанный

и сильно патинизированный; б) позднепалеолитический, неокатанный и непатинизированный.

Согласно приведенным данным, древнебалхашские валы могли формироваться в течение всего позднего антропогена, тогда как древнеалакольские образовывались лишь в начале позднего антропогена.

В свете этих данных следует признать ошибочным укоренившееся мнение о том, что образование объединенного Балхаш-Алакольского озера связано с последним горным оледенением (Сваричевская, 1941, 1952; Курдюков, 1952, 1958). Синхронность начала возникновения этого огромного озерного бассейна с последним межледниковьем объясняется спуском во впадину колоссального количества воды, законсервированной в ледниках предшествовавшего максимального оледенения Джунгарского Алатау и Западного Тарбагатая.

Аллювиально-озерные отложения развиты в дельтах рек Урджар, Хатынсу, по периферии конусов выноса рек Тентек, Тасты и в низовьях р. Аягуз. Они занимают промежуточное положение между аллювиальными и озерными осадками верхнеантропогенного возраста, сочленяясь как с теми, так и с другими.

По данным буровых скважин (Крюков, 1958; Мухамеджанов, 1961), в дельтах рек Урджар и Хатынсу эти осадки представлены сверху желтовато-серыми пылеватыми суглинками с прослойками глины, гравия и гальки мощностью от 6 до 20 м, ниже залегают серые мелкозернистые пески с включениями гравия и редкой гальки с прослоями глины. Общая мощность отложений, залегающих на желтых и темно-бурых глинах неогена, колеблется от 50 до 82 м и выше.

На восточном берегу оз. Алаколь одной из скважин (Афанасьев, 1936\*) вскрыт 193-метровый разрез мергелистых глин, частично песчаных, переслаивающихся с песками и гравийно-галечными горизонтами. В верхней двухметровой пачке таких глин определены диатомовые водоросли *Melozira aranaea*, *Sinedra ulnav biceps* Ktr., *Cocconeis placeptula* v. *lineata* E. и др., которые дополняются сборами З. А. Сваричевской (1941) с северного берега Алаколя: *Navicula oblonga* Ktr., *Gomphonema angustatus* Ktr., *G. intficatum* var. *dichotoma* Ktr., *Cymbella cistula* Hempr. & Red., *Amphora ovalis* Ktr., *A. var. Libyca* E., *A. var. pediculus* Ktr. — обитателей озерных водоемов с незначительной минерализацией. Из этих осадков в ни-

\* Фондовые материалы. — Ред.

зовьях рек Эмель и Хатынсу известны пресноводные и наземные моллюски (Сваричевская, 1941): *Radix ovata* Drap., *Limnaea stagkalis* L., *Galba palustris* (Müll.), *G. palustris fusca* G. Pfeiff., *Planorbis planorbis* L., *Bithynia tentaculata* L., *Gyraulus gredleri* (Bielz.) Gredl., *Cochlicopa lubrica* Müll.

Смешанный, пресноводный и наземный комплекс малакофауны и диатомовых водорослей указывает на дельтовую обстановку накопления описанных отложений, а присутствие *Cochlicopa lubrica* Müll. косвенно подтверждает их верхнеантропогенный возраст.

Современные отложения приурочены к долинам рек и бережьям озер. Среди них выделяются следующие генетические типы: аллювиальный, аллювиально-пролювиальный, озерный, озерно-аллювиальный, озерно-болотный, эоловый и хемогенный.

Аллювиальные отложения слагают пойменные террасы и выстилают русла постоянно действующих рек. Пойменный и русловый аллювий равнинных и горных областей отличается литологическим составом и степенью распространения. В горных районах такие осадки развиты гораздо меньше и состоят из валунно-галечного материала, пересыпанного разнотернистым песком.

На равнинах, вниз по течению рек, галечно-песчаные отложения быстро сменяются песчаными, суглинистыми и глинистыми образованиями, хорошо сортированными. Здесь обычны две пойменные террасы с отложениями мощностью 3 м.

В осадках высокой поймы р. Эмель с глубины 1,6 м собрана фауна моллюсков — *Valvata piscinalis* Müll., *Gyraulus gredleri* (Bielz.) Gredl., *G. cf. laevis* Alder., *Bithynia cf. tentaculata* L., *Radix* sp., *Sphaerium* sp., *Anisus Bithyomphalus contortus* L., *Armiger crista* L. var. *inermis* Lind., из которых последние два вида, по заключению А. В. Лосевой, появились в верхнем антропогене, но исключительная свежесть их говорит о современном возрасте. Кроме того, найденные в них кости позвоночных определены Б. С. Кожамкуловой как современные.

Аллювиально-пролювиальные отложения также образуют пойменные террасы и заполняют русла периодически действующих рек; они развиты преимущественно в Северном и Западном Прибалхашье, где аридизация климата в голоцене происходила раньше и интенсивнее, чем в других районах. Менее всего они распространены в Алакольской впадине, у подножий гор Арасантау. Состав этих отложений отли-

чается от аллювия постоянных рек значительной примесью щебенки, дресвы и слабоокатанной гальки; мощность их не превышает 2 м.

Озерные отложения современного возраста узкой полосой окаймляют побережья озер Балхаш, Алаколь, Сасыкколь, Джаланаш и северо-западного продолжения высохшего озера Сасыкколь. К ним относятся осадки, слагающие озерную террасу, серии современных валов, косы, пересыпи, днища сухих и обводненных лагун.

Первые озерные террасы в отличие от второй, единой для всех озер Балхаш-Алакольской впадины, распространены локально и замыкают каждое озеро в отдельности. Как правило, они сложены тонко-мелкозернистыми, пылеватыми песками желтовато- и охристо-серого цвета, часто слюдистыми, а сверху обычно прикрыты супесями мощностью около 0,5 м. Видимая мощность осадков не более 3 м.

Современные серии береговых валов, косы, пересыпи и реймы слагаются песчано-галечным материалом с примесью гравия. Иногда в значительном количестве присутствуют щебенка и валуны. Местами отложения сцементированы в довольно крепкие песчаники и конгломераты, покрывающие пляж и береговой склон дна. Зачастую некоторые исследователи ошибочно принимают их за верхнегобийские конгломераты. Из этих отложений на берегах Балхаша собраны моллюски *Bithynia cf. caerulans* West., *B. tentaculata* L., *B. caerulans* West., *Valvata cristata* Müll., *V. piscinalis* Müll. var. *antiqua* Sow., *Planorbis planorbis* L., *Anisus Bathyomphalus contortus* L., *Succinea cf. pfeifferi* Rossm., *Eulota* sp., *Radix auricularia* L., *Limnaea stagnalis* L., *Gyraulus cf. albus* Alder, отсутствующие в отложениях древних береговых валов.

Лагунные отложения, представленные зеленовато-серыми и желтыми глинами, залегают позади современных пересыпей, а иногда и под ними. Западнее г. Балхаша нами в них найдена I фаланга кулана (*Equus hemionus* L.), вымершего к настоящему времени, а на берегу залива Чимиек — челюсть волка (*Canis lupus*). На западном и северном берегах оз. Сасыкколь мы обнаружили две стоянки открытого (наземного) типа культуры микролитов эпохи неолита (IV—III тысячелетия до н. э.), приуроченные к площадке первой озерной террасы. По-видимому, отложения этой террасы сформировались в первой половине голоцена.

Озерно-болотные отложения занимают большие площади по берегам мелководного Сасыкколя, в дельте

р. Тентек, между оз. Джаланаш и заливом Кши-Алакуль. По данным К. В. Курдюкова (1958), они представлены тяжелыми глинами, суглинками и реже — мелкозернистыми иловатыми песками; преобладают сизовато-серый, зеленоватый и коричневого цвета. Глины сильно карбонатны, содержат остатки корневич тростника. Их мощность около речки Джаман-Уткуль достигает 3 м.

Аллювиально-озерные отложения слагают современные дельты рек Или, Каратала, Лепсы и Тентека. Это преимущественно песчано-глинистые осадки, вложенные в верхнеантропогенные дельтовые или озерные отложения. В дельте р. Тентек они имеют следующее строение (сверху вниз):

1. Суглинок тяжелый, желтовато-серый	1,3 м.
2. Глина жирная, буровато-серая	4 м.
3. Песок тонкозернистый, желтовато-серый, слабослюдястый, глинистый	7 м.
4. Глина коричневатая-серая, с тонкими прожилками голубовато-серого цвета	3 м.
5. Песок тонкозернистый, желтовато-серый, глинистый	5 м.
6. Песок среднезернистый, полимиктовый	1 м.
Вскрытая мощность 21 м.	

К озерно-аллювиальным относятся и отложения, считавшиеся аллювием первой надпойменной террасы р. Тентек, развитые по ее левому борту в низовьях (Гендлер и др., 1961\*). По литологическому составу они ничем не отличаются от описываемых отложений, но занимают по отношению к ним более высокое гипсометрическое положение и хорошо увязываются с первой террасой оз. Сасыкколь, датируемой нижней половиной голоцена.

Эоловые образования, как правило, приурочены к берегам озера Балхаш. Они формируются за счет ветровой переработки песчаных пляжей, образуя прибрежный дюнный рельеф. В основном здесь мелкозернистые кварц-полевошпатовые пески, незначительно обогащенные минералами тяжелой фракции. Их мощность не превышает 2—3 м, а площадь весьма незначительна.

Хемогенные осадки заполняют днища сорово-дефляционных впадин или высохших озер и заливов. Из них практический интерес представляют соляные залежи озерков, «отшнуровавшихся» от Балхаша. В озере Кашкантиз (Западное

\* Фондовые материалы. — Ред.

Прибалхашье) такие осадки на площади 7 км<sup>2</sup> представлены следующим разрезом (Посохов, 1955):

1. Новосадка галита	1—5 см.
2. Старосадка галита	2—3 см.
3. Гранатка — рыхлая крупнокристаллическая соль с примесью ила	5—10 см.
4. Тенардит с включением мирабилита	23 см.
5. Ил	60 см.
Общая мощность до солей 40 см.	

На северном берегу Балхаша значительные накопления тенардит-мирабилитовых солей наблюдаются в группе остаточных озер Тектурмас-Майкамыс. По данным Е. В. Посохова (1955), они сложены такими породами (сверху вниз):

1. Тенардит, местами прикрытый тонкой сульфатно-хлоридной коркой ила или слоем ила	50 см.
2. Тенардит с зернами мирабилита	15 см.
3. Слой ила	5 см.
4. Мирабилит, состоящий из рыхлых чистых кристаллов	80 см.
5. Ил плотный	50 см.
Суммарная мощность до 200 см.	

Хемогенные осадки сорово-дефляционных впадин, не связанных с озером Балхаш, представлены корками магниезиальных и калийных сульфатов мощностью всего несколько сантиметров. Образование их связано с аридизацией климата в голоцене.

**Нерасчлененные антропогенные отложения.** В Балхаш-Алакольской впадине и на смежных с ней территориях в силу недостаточной палеонтологической изученности выделяется комплекс нерасчлененных антропогенных отложений различного генезиса.

*Верхний плиоцен — нижний антропоген.* Предположение о наличии в Алакольской впадине верхнеплиоценовых и нижнеантропогенных озерных отложений возникает в связи с результатами микрофаунистических анализов kernового материала глубоких скважин. Так, одной из скважин (Дмитриев, 1963\*) вскрыты темно-серые разнозернистые пески с прослоями светло-палевых и светло-коричневых суглинков и глин, с линзами песчаников, охарактеризованных, начиная с глубины 86 м, комплексами остракод и харовых водорослей, которые, по заключению В. П. Нижегородовой и В. В. Савицкой, наибо-

\* Фондовые материалы. — *Ред.*

лее характерны для позднего плиоцена — древнего антропогена. Эти отложения перекрываются среднеантропогеновыми озерными осадками, причем те и другие образования почти не отличимы по литологическому составу и залегают на неогеновых глинах, подсеченных на глубине 267 м. Очевидно, они являются озерной фациальной разновидностью отложений илийской, хоргосской и котурбулакской свит, развитых поблизости — в горах Текели и Сайкан.

*Нижний — средний антропоген.* К осадкам указанного возраста относятся пролювиальные отложения слившихся конусов выноса, развитых южнее гор Итмурунды и Чубартау, а также аллювиально-пролювиальные осадки внутридолинных расширений рек Джамбаш, Туранга, Кызыл-Кайнар.

Данные отложения формируют обширные аккумулятивные равнины, в которые врезаны позднеантропоген-современные долины, а на северном берегу Балхаша к ним прислоняются позднеантропогеновые береговые валы. Состав и мощность их выдерживаются на больших площадях. Они представлены песчано-галечным материалом, обогащенным щебенкой палеозойских пород с прослоями суглинков и супесей; в основании описываемых осадков обычно залегают конгломераты, брекчии и гравелит-песчаники, в которых можно видеть аналоги верхнегобийских конгломератов. Мощность отложений колеблется от 3 до 7 м.

Как правило, осадки нижнего — среднего антропогена с размывом залегают на красноцветных глинах павлодарской свиты, местами — на аналогах илийской свиты, а также на породах палеозойского фундамента.

*Средний — верхний антропоген.* Аллювиально-пролювиальные отложения слившихся первых и вторых надпойменных террас рек Моинты, Мыншукур, Жамбаш и Токрау образуют сравнительно плоские днища долин, сложены разнозернистыми гравелистыми песками, содержащими прослой и линзы суглинков, мелкозернистых песков, галечников мощностью до 0,7 м. Суммарная мощность их колеблется от 7 до 20 м, а в дельте р. Токрау возрастает до 60 м. Эти отложения с размывом ложатся на верхнегобийские конгломераты, красноцветные осадки павлодарской и илийской свит, тогда как в них самих вложены пойменные и русловые породы.

Делювиально-пролювиальные отложения заполняют долинообразные понижения, открывающиеся в уполнятые выше речные долины. Они представлены гравий-

но-песчаным материалом с суглинками и супесями, включающими редкую щебенку. Мощность не превышает 3 м. Судя по сочленению со средне-верхнеантропогенными речными отложениями, их возраст также можно считать средне-верхнеантропогенным.

Пролювиальные отложения южных предгорий хр. Барлык, развитые в северо-восточной части Джунгарских ворот, условно датированы нами средним — верхним антропогеном. К ним относятся щебенистые образования с песчаным и супесчаным заполнителем, которые формируют слившиеся конусы выноса сухих, с периодическим стоком мелких рек хр. Барлык. По данным бурения (Куршанова, 1959\*), мощность их в районе ст. Дружба достигает 98 м. Здесь они залегают на желтых неогеновых глинах. На этих отложениях выработана абразионно-аккумулятивная терраса Древнего Балхаша, позднеантропогенный возраст которой доказан выше. Следовательно, часть пролювиальных отложений сформирована до этого момента, предположительно в среднем антропогене — в эпоху значительного увлажнения климата и оживления рек, стекавших с хр. Барлык. В позднем антропогене процесс аккумуляции у его подножий был сильно ослаблен в результате аридизации климата, что и способствовало выработке абразионно-аккумулятивной террасы Древнего Балхаша и ее хорошей сохранности.

Озерные отложения средне-верхнеантропогенного возраста мы условно выделяем на берегу залива Балхаша Бурлютобе: от безымянной сопки к югу отходит древняя коса, постепенно снижающаяся по высоте и скрывающаяся под верхнеантропогенными прибрежно-донными отложениями Древнего Балхаша. Коса сложена гравийно-галечным материалом, включающим фауну моллюсков — *Cochlicopa lubrica* Müll., *Pupilla muscorum* L., *Vallonia pulchella* Müll., *Corbicula fruminalis* Müll., *Theodoxus nalivkini* Mart. (определения М. В. Бажановой). По-видимому, эта коса формировалась одновременно с Айнабулакским береговым валом (описан выше) в акватории среднеантропогенного озера, а в условиях расширенного позднеантропогенного Древнего Балхаша она была затоплена и частично погребена под более молодыми осадками. Но тем не менее не исключается ее частичное наращивание при временных понижениях уровня позднеантропогенного озера.

\* Фондовые материалы. — Ред.

Эоловые отложения представлены лёссовидными супесями и суглинками, широкая полоса которых прослеживается вдоль южного подножия хр. Тарбагатай и гор Кызыл-Бельдеу, а также по западным склонам и вершинам гор Арасантау.

Лёссовидные суглинки и супеси совершенно однородны. Это пористые породы характерного палево-желтого цвета, вскипающие с соляной кислотой. По данным С. Н. Гольщева (1961\*), содержание карбоната кальция в них колеблется от 7 до 25%. Нерастворимый остаток состоит на 50—90% из глинистых частиц, на 10—50% — из пылеватых частиц; минералогический состав пород преимущественно кварцевый, в подчиненных количествах присутствуют полевые шпаты, биотит, мусковит, роговая обманка, пироксен и другие минералы. Мощность отложений в районе с. Урджар порядка 100 м, а в горах Арасантау не превышает 50 м.

Образование эоловых лёссовидных толщ связывается с эпохой регионального развевания, установленной впервые В. Ф. Федоровичем для Средней Азии и относимой к среднему и верхнему антропогену. Во всяком случае, среднеантропогеновый возраст нижней части толщ подтверждается по находке костных остатков *Bison priscus longicornis* в аналогичных образованиях покровной пачки третьей надпойменной террасы (Диденко-Кислицина, 1965).

*Средний — современный антропоген.* К этому времени относятся эоловые отложения песчаных массивов Южного Прибалхашья и Алакольской впадины, детально изученные П. Ф. Кандауровым (1961—1965\*), В. Е. Гендлером (1961\*) и другими исследователями.

Эоловые пески хорошо сортированы, главную их массу составляет мелкозернистая фракция 0,05—0,25 мм (в среднем 88%). Минералогический состав их однороден и представлен главным образом полевыми шпатами и кварцем; в подчиненных количествах присутствуют эпидот, амфиболы, гранаты, сфен, турмалин, мусковит. Мощность осадков колеблется от первых метров до 35 м; по данным различных авторов, глубина развевания равна 10—15 м.

По представлению П. Ф. Кандаурова (1965\*), формирование эоловых песков связано с аридизацией климата во второй половине среднего антропогена, которая в совокупности с текто-

\* Фондовые материалы. — Ред.

ническими движениями положительного знака вызывала сокращение озерных бассейнов и разведение мелкозернистых озеро-аллювиальных отложений Прибалхашской впадины. Это подтверждается налеганием верхнеантропогенных отложений баканасской дельты на золотые пески Южного Прибалхашья, отмеченным еще М. К. Вяткиным (1948).

*Верхний — современный антропоген.* К нерасчлененным отложениям верхнего и современного антропогена относятся аллювиально-пролювиальные, озерные, аллювиально-озерные и золотые образования.

А л л ю в и а л ь н о - п р о л ю в и а л ь н ы е о т л о ж е н и я, заполняющие долины плоскостного стока Северного Прибалхашья, характеризуются двучленным строением. Сверху залегают суглинки и супеси с прослоями глин (мощностью не более 2—3 м); цвет пачки желтовато-серый. Это отложения временных потоков плоскостного характера, сравнимые с пойменной фацией постоянно действующих рек. Ниже находятся песчано-галечные отложения с примесью слабоокатанной щебенки и гравия, с маломощными линзами и прослоями суглинка и супеси (мощностью до 5—7 м). Суммарная мощность аллювиально-пролювиальных пород в долине Ащизек достигает 10 м.

Описываемые отложения с размывом залегают на глинах павлодарской свиты или на породах палеозойского ложа долин, а в среднем течении р. Туранга прислонены ко второй надпойменной террасе среднеантропогенного возраста.

О з е р н ы е о т л о ж е н и я нерасчлененного верхнеантропогенного и современного возраста широко развиты на южном побережье Балхаша, где представлены глинами и песчанистыми илами, слабо засоленными. Эти осадки прибрежного мелководья внедряются в сушу по межрядовым понижениям золотого рельефа, что свидетельствует о их молодости по сравнению с возрастом песчаных массивов Южного Прибалхашья. По-видимому, они начали откладываться в заливах верхнеантропогенного Балхаша, высокое стояние которого вызвало ингрессию в золотый песчаный рельеф Южного Прибалхашья. При современных периодических повышении уровня Балхаш частично затопливает южное побережье, в результате чего здесь продолжается накопление озерных отложений. На карте антропогенных образований (там, где не позволял масштаб) объединены осадки второй и первой озерных террас, обозначенные как нерасчлененные верхнеантропогенно-современные.

Аллювиально-озерные отложения верхнего современного антропогена слагают отмершую баканасскую дельту. Они представлены разнородными гравелистыми песками, сменяющимися по направлению к Балхашу иловатыми тонкозернистыми песками, илами и глинами. Эти осадки перекрывают среднеантропогеновые золотые пески, иногда выступающие из-под них в виде гряд высотой до 7—10 м.

На южном берегу Балхаша выделяются лопастные дельты сухих русел — «баканасов», сложенные в основном зеленовато-серыми тонкозернистыми илистыми песками мощностью до 10 м. Отложения здесь фаунистически не охарактеризованы, поэтому условно приняты как верхнеантропогеново-современные. Однако наращивание баканасской дельты в историческое время (ввиду недавних открытий сети оросительных каналов и городищ) не подлежит сомнению.

Золотые образования — это песчаные массивы низовий рек Жамши и Токрау. Мелкозернистые кварц-полевошпатовые пески, не отличающиеся от золотых песков Южного Прибалхашья, налегают здесь на среднеантропогеновый аллювий указанных рек. Мощность их колеблется от 1—2 м в межрядовых понижениях и ячейках выдувания до 5—7 м в бугристых и грядовых формах рельефа. В дельте р. Токрау в межрядовых понижениях золотого рельефа вложены балхашские осадки исторического времени.

Среди нерасчлененных антропогеновых отложений имеются такие разности, которые из-за отсутствия данных не могут быть отнесены к тому или иному отделу. Они представлены тремя генетическими типами: аллювиально-делювиальными, коллювиальными и делювиально-пролювиальными.

Аллювиально-делювиальные образования широко развиты в области выходов коренных пород палеозойского фундамента — на скульптурных денудационных равнинах, в мелкосопочниках и горных районах. Это — супеси и суглинки желтовато-серого цвета, незначительной мощности (не более 0,5—1 м), смешанные со щебенкой и дресвой палеозойских пород.

Коллювиальные образования встречаются на крутых склонах горных областей со скальными выходами коренных пород. Здесь глыбово-щебенистые накопления курумов (осыпей) совершенно не сортированы и очень подвижны, образовались они при выветривании палеозойских пород. В горах Тарбагатай такие осыпи развиваются в результате разрушения

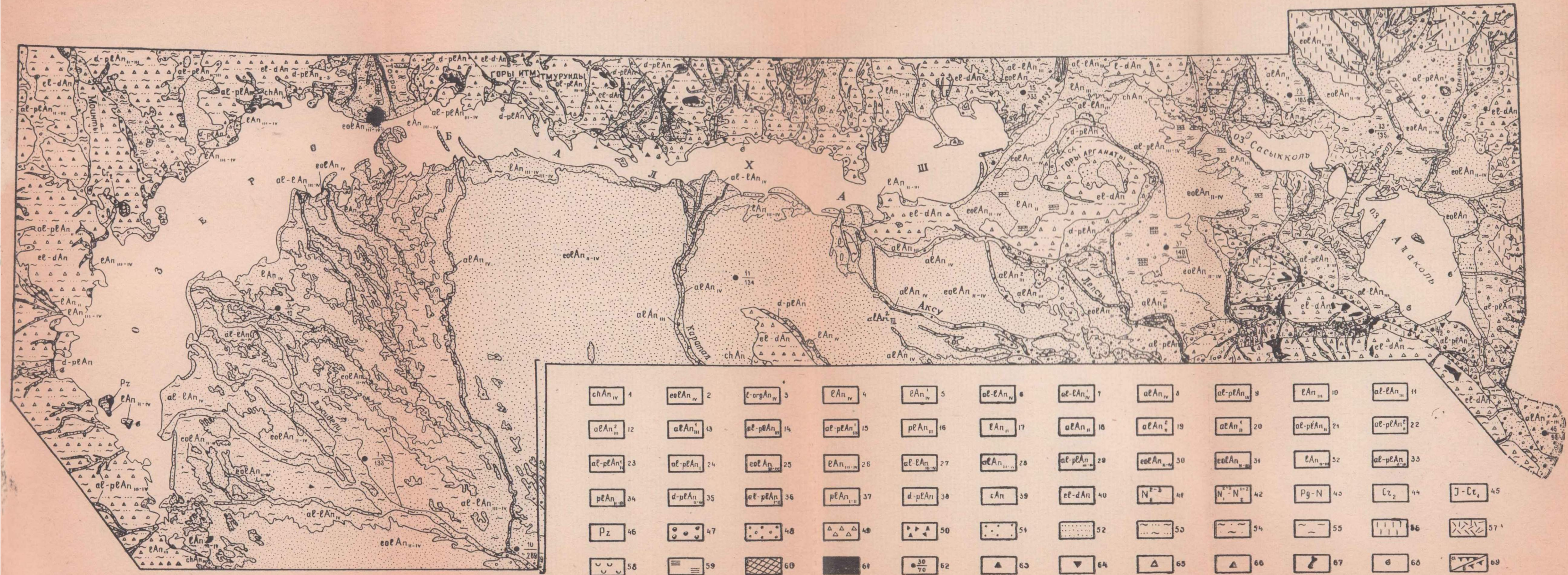


Рис. 16. Карта антропогенных отложений Балхаш-Алакольской впадины. Составил Т. Н. Джуркашев. Современные: 1 — хемогенные отложения высохших озер, лагун, соров и солончаков (мирабилит, галенит и другие соли); 2 — золотые отложения (мелкозернистые пески); 3 — озерно-болотные отложения (сапропелевые илы, торф); 4 — озерные отложения (пески, галечники и конгломераты пляжевых береговых валов); 5 — озерные отложения (суглинки, илстые пески и глины первой озерной террасы); 6 — аллювиально-озерные отложения (пески, илстые пески и глины); 7 — аллювиально-озерные осадки дельты рек Тентек (илватые суглинки и илы); 8 — аллювиальные отложения русел и пойм постоянно действующих рек (валунники, галечники, гравелистые пески и суглинки); 9 — аллювиально-пролювиальные отложения русел и конусов выноса периодически действующих рек (галечники, пески и суглинки). Верхнеантропогенные: 10 — озерные отложения (разнозернистые пески, галечники, конгломераты, песчаники, суглинки и глины); 11 — аллювиально-озерные отложения (гравелистые пески, супеси, суглинки и илы); 12 — аллювиально-озерные отложения (валунники, галечники, гравелистые пески и суглинки); 13 — аллювиальные отложения второй надпойменной террасы (галечники, гравелистые пески и суглинки); 14 — аллювиально-пролювиальные отложения (галечники, щебенчатые пески, суглинки); 15 — аллювиально-пролювиальные отложения (галечники и пески с редкими валунами, суглинками); 16 — пролювиальные отложения (щебенка, галечники, пески, супеси и суглинки). Среднеантропогенные: 17 — озерные отложения (пески, песчаники, глина). Среднеантропогенные: 18 — аллювиальные отложения (гравелистые пески, супеси, суглинки и глины); 19 — аллювиальные отложения (песчано-галечные образования третьей надпойменной террасы р. Чинжалы); 20 — аллювиальные отложения (песчано-галечные и валунные образования четвертой надпойменной террасы рек Лепсы и Чинжалы); 21 — аллювиально-пролювиальные отложения (пески и галечники с редкими валунами, с прослоями суглинков); 22 — аллювиально-пролювиальные отложения (песчано-галечные накопления с линзами и прослоями супесей и суглинков); 23 — аллювиально-пролювиальные отложения (песчано-галечно-валунные накопления с прослоями суглинков). Нижнеантропогенные: 24 — аллювиально-пролювиальные отложения (песчано-галечно-валунные образования с прослоями и покровом лёссовидных суглинков). Верхнеантропогенные: 25 — золотые отложения (мелко-среднезернистые пески); 26 — озерные отложения (пески, галечники, редко песчаники и конгломераты, илы, илстые пески и глины); 27 — аллювиально-озерные отложения (пески с редким галечником, суглинки, илы — глины); 28 — аллювиальные отложения первой надпойменной террасы, поймы и русла (песчано-галечные осадки с прослоями суглинков, илов); 29 — аллювиально-пролювиальные отложения долин плоскостного стока (суглинки, супеси, щебенка и галечники). Среднеантропогенные — современные: 30 — золотые отложения (пески мелкозернистые). Средневерхнеантропогенные: 31 — золотые осадки (лёсс, лёссовидные суглинки и глины); 32 — озерные отложения (сверху — переслаивающиеся пески и галечники, внизу — лагунные илы и илстые пески); 33 — аллювиально-пролювиальные отложения (песчано-галечные образования с примесью щебенки, редко — валунники, суглинки); 34 — пролювиальные отложения (щебенка и галечник с песчаным заполнителем, суглинки); 35 — делювиально-

пролювиальные отложения (щебенка с песчаным и супесчаным заполнителем, суглинки). Нижне-среднеантропогенные: 36 — аллювиально-пролювиальные отложения (конгломераты, щебенчатые и мелкогалечные пески, суглинки); 37 — пролювиальные отложения (конгломерат-брекчии, гравелиты, щебенчатые суглинки и супеси). Антропогенные: 38 — делювиально-пролювиальные отложения (щебенчатые пески и суглинки); 39 — коллювиальные отложения (глыбы и щебенка палеозойских пород); 40 — элювиально-делювиальные отложения (щебенка и дресва с суглинками). Доантропогенные: 41 — отложения среднего-верхнего плиоцена (илийская и хорроская свиты); 42 — отложения среднего-верхнего миоцена и нижнего-среднего плиоцена (павлодарская свита и ее аналоги); 43 — нерасчлененные палеоген-неогеновые отложения; 44 — верхнемеловые отложения; 45 — юрская нижнемеловая кора химического выветривания; 46 — палеозойские породы. Литология: 47 — валуны; 48 — галечники; 49 — щебенка; 50 — дресва; 51 — гравий; 52 — пески; 53 — супеси; 54 — суглинки; 55 — глины и илы; 56 — лёс и лёссовидные суглинки; 57 — торфяники; 58 — соль; 59 — знак цементации; 60 — коры химического выветривания; 61 — палеозойские породы. Отдельные знаки: 62 — буровые скважины (в числе — номер скважины, в знаменателе — мощность антропогенных отложений, м); 63 — стоянки и стоянки-мастерские палеолитические; 64 — единичные находки палеолитические; 65 — стоянки эпохи культуры микролитов; 66 — смешанные стоянки палеолитические и микролитические; 67 — места находок фауны позвоночных; 68 — места находок мелкофауны; 69 — неотектонические разрывные нарушения (а — установленные, б — предполагаемые).

пролювиальные отложения (щебенка с песчаным и супесчаным заполнителем, суглинки). Нижне-среднеантропогенные: 36 — аллювиально-пролювиальные отложения (конгломераты, щебенчатые и мелкогалечные пески, суглинки); 37 — пролювиальные отложения (конгломерат-брекчии, гравелиты, щебенчатые суглинки и супеси). Антропогенные: 38 — делювиально-пролювиальные отложения (щебенчатые пески и суглинки); 39 — коллювиальные отложения (глыбы и щебенка палеозойских пород); 40 — элювиально-делювиальные отложения (щебенка и дресва с суглинками). Доантропогенные: 41 — отложения среднего-верхнего плиоцена (илийская и хорроская свиты); 42 — отложения среднего-верхнего миоцена и нижнего-среднего плиоцена (павлодарская свита и ее аналоги); 43 — нерасчлененные палеоген-неогеновые отложения; 44 — верхнемеловые отложения; 45 — юрская нижнемеловая кора химического выветривания; 46 — палеозойские породы. Литология: 47 — валуны; 48 — галечники; 49 — щебенка; 50 — дресва; 51 — гравий; 52 — пески; 53 — супеси; 54 — суглинки; 55 — глины и илы; 56 — лёс и лёссовидные суглинки; 57 — торфяники; 58 — соль; 59 — знак цементации; 60 — коры химического выветривания; 61 — палеозойские породы. Отдельные знаки: 62 — буровые скважины (в числе — номер скважины, в знаменателе — мощность антропогенных отложений, м); 63 — стоянки и стоянки-мастерские палеолитические; 64 — единичные находки палеолитические; 65 — стоянки эпохи культуры микролитов; 66 — смешанные стоянки палеолитические и микролитические; 67 — места находок фауны позвоночных; 68 — места находок мелкофауны; 69 — неотектонические разрывные нарушения (а — установленные, б — предполагаемые).

цирков максимального оледенения, находящихся на абсолютной высоте около 1800 м.

Делювиально-пролювиальные отложения — рыхлые накопления шлейфов конусов выноса у подножий мелкопочных и некоторых низкогорных массивов. Они представляют собой щебеночный материал, пересыпанный разнозернистым песком и супесью, с редкими прослоями и линзами желтовато-серого суглинка. По мере удаления от возвышенностей размер и количество щебенки уменьшаются и начинают преобладать супеси и суглинки. Мощность отложений варьирует от нескольких метров в Северном Прибалхашье до 26 м в Алакольской впадине (горы Аркарлы).

## Г Л А В А IV

### ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Многообразный и сложный характер устройства поверхности исследованной территории определяется наличием различных геоморфологических районов, имеющих только им свойственные особенности истории развития и проявления неотектонических движений. Таких районов четыре: Северное Прибалхашье, Западное Прибалхашье, горные системы Западного Тарбагатай и Джунгарского Алатау, Балхаш-Алакольская впадина.

#### СЕВЕРНОЕ ПРИБАЛХАШЬЕ

Северное Прибалхашье относится к южной периферической части Сары-Арки (Центральный Казахстан), испытывающей после замыкания Джунгаро-Балхашской геосинклинали (начиная с середины перми) длительный этап платформенного развития.

Довольно глубокий денудационный срез уничтожил варисские горные сооружения и местами вскрывает каледонские структуры — Кызыкский и Итмурундинский антиклинории. Мезозой-кайнозойские отложения распространены неравномерно и приурочены, как правило, к древней и современной гидро-сети, а также к опущенным блокам палеозойского фундамента.

Рельеф Северного Прибалхашья заметно снижается к югу, от 700 м абсолютной высоты (горы Айгыржал) до 340 м (средний многолетний уровень Балхаша). Он состоит из следующих морфогенетических групп ландшафта: водораздельного денудационно-эрозионного мелкосопочника, приречного или приозерного эрозионного мелкосопочника, тектонически-эрозионно-

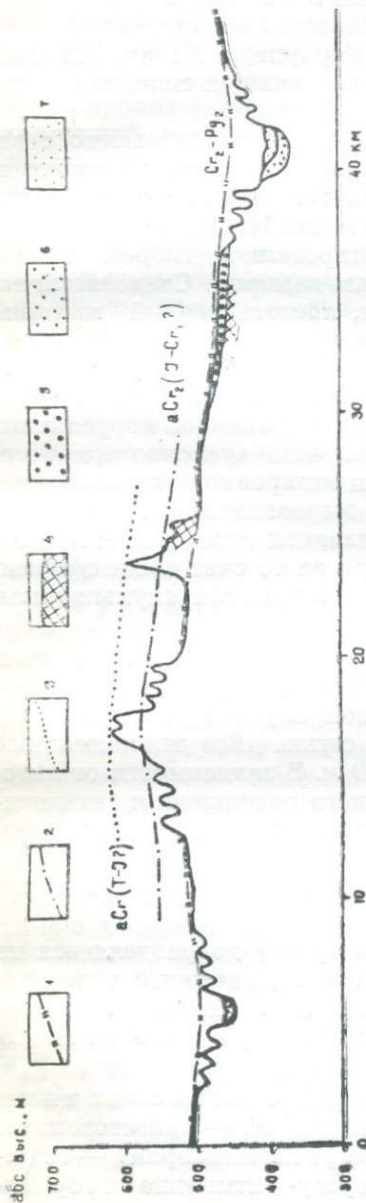


Рис. 5. Схема взаимоотношения поверхностей выравнивания Северного Прибалхашья. Поверхности выравнивания: 1 — верхнемеловая-эоценовая; 2 — юрская-нижнемеловая (?); 3 — триас-юрская (?); 4 — образования доверхнемеловой коры выветривания; 5 — верхнемеловые отложения; 6 — олигоцен-неогеновый аллювий; 7 — антропогенный аллювий.

го мелкосопочника, денудационной скульптурной равнины и аккумулятивных равнин (рис. 5).

Водораздельный мелкосопочник является наиболее заметной частью рельефа, так как возвышается над выровненными водораздельными пространствами в виде единичных и сгруппированных сопок останцевого облика с относительными превышениями от 20 до 100 м. Эти сопки приурочены к яшмо-кварцитам, кремнистым сланцам кембрия и вторичным кварцитам девона. Они характеризуются крутыми склонами (до 30—40°), на которых нередки скальные обнажения коренных пород. Вершины представляют собой гривы (горы Сусызкара, Карашат, Итбас и др.), реже встречаются более уплотненные формы: гряды, увалы (горы Итмуруды, район пос. Саяк) и купола (горы Таргыл, Коунрад, Тесиктас и др.).

Вершины водораздельных сопок образуют два яруса, поднимающихся над денудационной равниной на 20—50 и 55—100 м. Верхний ярус создают сопки Таргыл, Коунрад, Итбас, Караунгур, Тесиктас, Карашат, Ушозек и наиболее высокие горы Сусызкара, абсолютные отметки которых

варьируют от 455 до 642 м. Нижний ярус (горы Итмуруды, Батыкзыл и др.) образует как бы пьедестал верхнего яруса, что особенно заметно у гор Тесиктас, Караунгур, Итбас, Ушозек: здесь подножия крутых и сильно расчлененных склонов неожиданно переходят в уплощенные низкие гряды.

Два яруса водораздельного мелкосопочника, очевидно, соответствуют двум древним поверхностям выравнивания, к настоящему времени почти полностью уничтоженных. Такое предположение подтверждается на примере сопки Итмуруды, целиком сложенной железистой силицифицированной корой выветривания по ультраосновным породам кембрия. Следовательно, возраст поверхности выравнивания, представленной нижним ярусом водораздельного мелкосопочника, соответствует возрасту коры выветривания, принятому как доверхнемеловой (предположительно юрской — нижнемеловой). Возраст самой высокой поверхности выравнивания, не фиксированной коррелятивными образованиями, также позднемеловой (условно триас-юрский). Расчленение этой поверхности синхронно возникновению более низкой ступени поверхности выравнивания с корой выветривания. Время расчленения последней относится к позднемеловому — эоценовому этапу, когда за ее счет была сформирована более низкая молодая денудационная скульптурная равнина, сохранившаяся до наших дней.

Эрозионный мелкосопочник окаймляет речные долины и часть побережья Балхаша. Создавался он в результате расчленения денудационной скульптурной равнины боковыми притоками и ложковой сетью. Его относительные превышения колеблются от 15 до 40 м. В зависимости от литологии субстрата и степени эрозионного расчленения положительные формы представлены увалами, грядами и куполовидными сопками. Склоны сопок сравнительно пологие — от 7 до 25°, в нижних частях почти со сплошным делювиальным покровом.

Эрозионный мелкосопочник по возрасту подразделяется на более древний (олигоцен-антропогеновый), развитый вдоль долины Моинты, Мыншукур и Жамши, и молодой, образование которого связано с формированием антропогеновой гидро-сети.

Тектонически-эрозионный мелкосопочник приурочен к участкам новейших поднятий — односторонним горстам в районе г. Балхаша, в междуречье Кентарлау — Ащизек и горах Карашат, а также к горсту-антиклинали гор Чу-

бартау. Возникновение его связано с интенсивным эрозионным расчленением приразломных участков отмеченных неотектонических структур, деформирующих исходную поздне меловую — эоценовую поверхность — денудационную скульптурную равнину. Глубина расчленения мелкосопочника предопределена амплитудой новейших поднятий и колеблется от 15 до 70 м. Склоны крутые (30—40°), с многочисленными обнажениями коренных пород и щебенистыми осыпями. Вершины сопок вблизи сбросов преимущественно узкие (гривы) и острые (конические), но по мере удаления от них начинают преобладать увалистые и грядовые формы, постепенно сливавшиеся с исходной выровненной поверхностью.

В горах Чубартау выделяется цепочка вершин, находящихся значительно выше современной водораздельной линии, но параллельных ей. По-видимому, они тяготеют к оси свода, испытавшей максимальное поднятие, и обозначают первичную водораздельную линию, преодоленную регрессивно развивающейся эрозией.

Возраст тектонически-эрозионного мелкосопочника соответствует времени проявления новейших тектонических движений, т. е. антропогену.

Денудационная скульптурная равнина занимает в Северном Прибалхашье обширные площади, образуя водораздельную поверхность, четко ограничивающую сравнительно молодой приречный мелкосопочник от более древнего водораздельного мелкосопочника. Ее поверхность имеет общий уклон к югу и уклоны местного значения — в сторону крупных долин; повышения заметны при приближении к подножиям водораздельных сопок.

Денудационная равнина выработана на самых различных породах палеозойского фундамента, среди которых остаются отпрепарированными такие устойчивые к физическому выветриванию геологические тела, как дайки порфиринов, кварцевые жилы, пласты кремнистых сланцев и яшмокварцитов. Благодаря этому ее поверхность имеет слабоволнистое строение. Относительные превышения форм (не более 10—15 м) скрадываются очень пологими склонами — порядка 1—5°. Вблизи речных долин равнина слабо расчленена неглубокими логами, в целом не нарушающими выровненный характер рельефа.

В низовьях рек Моинты и Мыншукур денудационная равнина постепенно сливается с плоской поздне меловой аккумулятивной равниной, образуя с ней единую полигенетическую по-

верхность выравнивания, возраст которой, судя по врезанию олигоцен-неогеновой гидросети, следует считать позднемеловым — эоценовым. Однако наращивание данной поверхности, как и ее расчленение, продолжалось и в последующее время. Об этом свидетельствуют неогеновые и антропогеновые шлейфы у подножий водораздельных форм, являющиеся в сущности такими же коррелятными образованиями, как и верхнемеловые отложения. Кроме того, наклоненные площадки, окружающие подножия водораздельных сопок (педименты), могли возникать в течение олигоцен-антропогенового времени, что подтверждают следующие данные. Инструментальной нивелировкой, проведенной автором в 1962 г. в районе горы Итмуруды, установлено эрозионное отступление новейшего тектонического уступа параллельно самому себе на 120 м, причем линия сброса отделяется от отступившего склона наклонной площадкой. Эта педиментная площадка выработана в антропогеновый период на самых крепчайших яшмах, в связи с чем олигоцен-антропогеновый возраст педиментов Северного Прибалхашья более чем вероятен.

Аккумулятивные равнины Северного Прибалхашья занимают пониженные участки рельефа — расширения долин, грабены и побережье озера Балхаш. В генетическом отношении они подразделяются на делювиально-пролювиальные, пролювиальные, аллювиально-пролювиальные и эоловые.

Делювиально-пролювиальные равнины встречаются в западной части территории. Почти по всему периметру они обычно замкнуты пологими коренными склонами, из продуктов разрушения которых формируются. Поверхности таких равнин слабогнутые, с пятнами такыров и солончаков в центральных частях. Согласно возрасту слагающих отложений, возраст равнин антропогеновый.

Пролувиальные равнины пространственно связаны с опущенными крыльями молодых сбросов района гор Итмуруды и Чубартау. Они являются результатом аккумуляции грубообломочных отложений, выносимых временными водотоками при эрозионном расчленении поднимающихся блоков. Их поверхности имеют наклон к югу и на берегу оз. Балхаш резко обрываются клифами высотой от 4 до 20 м. Возраст описываемых равнин древне-среднеантропогеновый, за исключением участка, расположенного севернее гор Чубартау, где пролювиальные отложения сочленяются с аллювиальными осадками верхнеантропогенового возраста.

Аллювиально-пролювиальные равнины более или менее связаны с областями неотектонических опусканий, образуют поверхность дельтовой части р. Токрау, оконтуренной с севера сбросом, широко развиты в низовьях рек Джамбаш и Туранга, где они пересекают грабен-синклинальные структуры. Средне-позднеантропогенная дельта р. Токрау дугообразно выступает в озеро Балхаш и в поперечном сечении имеет выпуклый профиль. Ранне-среднеантропогенная равнина низовий Джамбаш и Туранга прорезается долинами плоскостного стока, иногда разделяющими ее на ряд столовых останцев. Они характеризуются заметным понижением к югу и юго-западу.

Эоловые равнины развиты на побережье Балхаша против устьев рек Токрау и Жамши. Они представляют собой полузакрепленные песчаные массивы с бугристыми и грядовыми положительными формами, перемежающимися с котловинами выдувания. Относительная высота бугров и гряд на берегу достигает 5—7 м и постепенно уменьшается в сторону суши. Гряды песчаного массива низовья р. Токрау ориентированы в северо-северо-западном направлении, как и песчаные гряды Прибалхашской низменности. Формирование эолового рельефа относится к верхнему антропогену и современной эпохе.

Гидросеть Северного Прибалхашья, несмотря на отсутствие постоянно действующих водотоков, хорошо разработана и является реликтом более древних плювиальных эпох. Здесь имеются как древние долины, сформировавшиеся в олигоцене, так и молодые (антропогенные).

Древняя гидросеть развита в западной части Северного Прибалхашья, где заложены антропогенные долины рек Моинты, Мыншукур, Жамши, Токрау, Кентерлау и Ащизек. В ложах этих долин под антропогенными отложениями залегают делювиальные и аллювиальные осадки олигоцена и неогена.

Олигоценные пески и галечники с прослоями конгломератов заполняют лишь переуглубленные участки палеозойского ложа долин. Их мощность достигает 10—15 м, иногда 30 м. Более широко распространены отложения неогена, представленные павлодарской и кеншагырской свитами. Павлодарская свита сложена красноцветными щебенистыми глинами делювиального происхождения, кеншагырская — пестроцветными песчанистыми глинами аллювиального генезиса. Смена фаций объясняется, по-видимому, прекращением речного стока в конце миоцена и начале плиоцена в результате подвижек по Жас-

скому разлому, пересекающих древние долины севернее описываемой территории.

По мнению Г. Ц. Медоева (1956), глубокий врез древних долин в поверхность денудационной скульптуры (до 50—60 м в рассматриваемой части Северного Прибалхашья и до 120 м в долине р. Кусак) и грубообломочный состав олигоценового аллювия свидетельствуют об интенсивной эрозии в начальный период формирования древней гидросети, сменившейся аккумуляцией в неогене. Вероятно, древняя гидросеть образовалась при общем поднятии Северного Прибалхашья, сопряженном с опусканием Прибалхашской впадины.

Антропогенная гидросеть в подавляющем большинстве случаев относится к области стока Прибалхашской впадины, и лишь незначительное число долин заканчивается в местных сорово-дефляционных котловинах. Здесь преимущественно развиты сухие долины, по которым направлен периодический плоскостной и линейный сток.

Реки Мыншукур, Жамши, Кентерлау и отдельные участки долин рек Токрау, Ащюзек, Туранга, Кызылкайнар имеют долины плоскостного стока, характеризующиеся слиянием поверхностей первой надпойменной террасы и поймы. Отсутствие русел приводит к тому, что весной кратковременный плоскостной сток распределяется по всей ширине днищ долин. С плоскими днищами долин рек Мыншукур и Жамши сливаются и вторые надпойменные террасы. Долины подобного типа отличаются значительной шириной (7—10 км). За исключением Кызылкайнара, все они достигают озера Балхаш, но дельты не образуют. Наоборот, озеро внедряется в сушу, затопляя их устья, что особенно ярко проявляется в долинах Мыншукур и Жамши.

Долина р. Кызылкайнар заканчивается в замкнутой сорово-дефляционной котловине Актастынтуз. В ранне-среднеантропогенное время она располагалась гораздо дальше к югу и совместно с долиной р. Туранга составляла обширную аллювиально-пролювиальную равнину. По мнению П. Ф. Кандаурова (1961\*), это связано с подвижками положительного знака по Главному Джунгарскому разлому в конце среднего антропогена, результатом которых явились отделение низовий р. Кызылкайнар от ее верховий и ограничение водосборной площади горами Чубартау.

\* Фондовые материалы. — *Ред.*

Долины рек Моинты, Токрау, Ациозек, Джамбаш, Туранга и большая часть мелких долин и логов в области мелкосопочного рельефа характеризуются периодическим линейным стоком: сухие русла их заполняются водой лишь весной.

По данным А. С. Сарсекова (1958), в долине р. Моинты наблюдаются фрагменты третьей надпойменной террасы, приклоненные к коренным склонам. Они сложены глинами павлодарской свиты, а в низовьях выработаны на палеозойском основании. По всей длине этой долины прослеживаются вторая и первая надпойменные террасы, ограниченные невысокими уступами (1,5—2 м), а также пойменная терраса высотой до 2,5 м. Две надпойменные террасы выделяются и в долине р. Туранга, а в долинах других рек развиты лишь первая надпойменная терраса и русло.

Рекой с постоянным водотоком в Северном Прибалхашье является только Аягуз, в низовьях которой отмечается широкая пойма с меандрирующим руслом, врезанным на глубину до 2 м.

#### ЗАПАДНОЕ ПРИБАЛХАШЬЕ

Западное Прибалхашье, занимающее участок побережья от залива Сарышаган до залива Чимпек, относится к северо-восточному скату Чу-Балхашского водораздельного плато. Здесь денудационная скульптурная поверхность в значительной степени эродирована и представляет собой резко расчлененный низкий приозерный мелкосопочник с относительными превышениями порядка 20—40 м. В юго-восточной части района с ней граничит более низкая денудационная поверхность, сливающаяся вблизи озера Балхаш (около пос. Бурлю-Байтал) с аккумулятивной поверхностью красно-бурых глин павлодарской свиты. Эта сравнительно молодая полигенетическая поверхность выравнивания, в свою очередь расчлененная вдоль речных долин до состояния низкого мелкосопочника с относительными превышениями не более 15—20 м (рис. 6).

О возрасте наиболее высокой поверхности Западного Прибалхашья можно судить на том основании, что на острове Басарал сохранились континентальные отложения верхнего мела, частично бронированные сливными кварцитами эоцена. Аккумулятивная верхнемеловая — эоценовая поверхность точно совпадает с эродированной древней денудационной поверхностью и образует с ней одновозрастную полигенетическую поверхность выравнивания. Выработка более молодой поверхно-

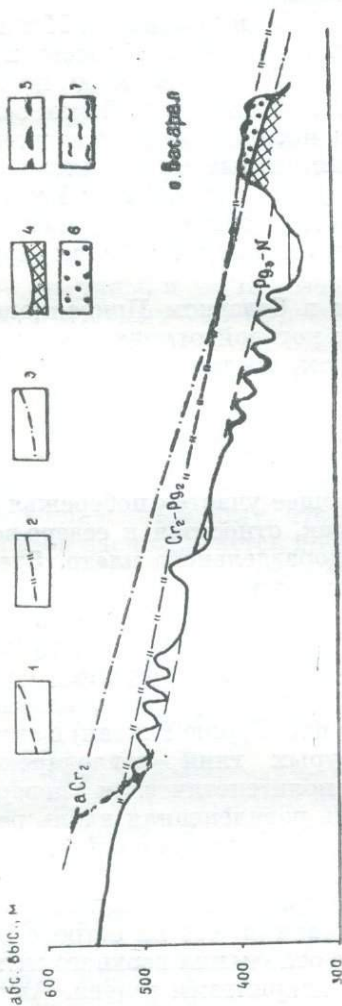


Рис. 6. Схема взаимоотношения поверхностей выравнивания Западного Прибалхашья. Поверхности выравнивания: 1 — олигоцен-неогеновая; 2 — верхнемеловая-эоценовая; 3 — доверхнемеловая (J—C<sub>1</sub> ?). Образование коры выветривания; 4 — доверхнемелового возраста; 5 — эоценового возраста; 6 — верхнемеловые отложения; 7 — неогеновые отложения.

сти, очевидно, приурочена к олигоцен-неогеновому этапу рельефообразования, установленному для Северного Прибалхашья. Кроме того, кора выветривания почти полного профиля, обнажающаяся под верхнемеловыми отложениями острова Басарал, указывает на присутствие погребенной доверхнемеловой поверхности выравнивания. Ее захоронение под верхнемеловыми отложениями в Прибалхашской впадине и выход на Чу-Балхашском водоразделе являются несомненными доказательствами того, что Прибалхашская впадина заложилась в позднемеловое время.

Гидросеть Западного Прибалхашья развита довольно интенсивно. Выделяются речные артерии двух типов: широкие долины плоскостного стока и узкие долины, лога линейного периодического стока. Первые приурочены к району, граничащему с Северным Прибалхашьем, и им присущи все черты крупных долин Северного Прибалхашья: плоские широкие днища, состоящие из слившихся первой и второй надпойменных террас; отсутствие русел. Долины второго типа выделяются незначительной шириной (порядка десятков метров) и

длиной (до 35 км), наличием сухих русел, по которым периодически проходят талые и дождевые воды, а также интенсивным присклоновым расчленением. Каких-либо перестроек гидросети не наблюдается. Только в долине Жантын образовались среднеантропогенное русло, открытое в залив Кашкентениз, и позднеантропогенно-современное, направленное к заливу Карамыс.

#### ГОРНЫЕ СИСТЕМЫ ХРЕБТОВ ЗАПАДНЫЙ ТАРБАГАТАЙ, БАРЛЫК И ДЖУНГАРСКИЙ АЛАТАУ

Территория исследований охватывает южные склоны Западного Тарбагатай, западные склоны Барлыка и северную часть Джунгарского Алатау, обрамляющих с трех сторон Алакольскую впадину. Характерной особенностью этих горных сооружений является складчато-глыбовое строение позднеплиоцен-антропогенного возраста.

#### Западный Тарбагатай

Хребет Западный Тарбагатай в геоморфологическом отношении недостаточно изучен\*, а следовательно, может быть охарактеризован лишь в общих чертах. Он вытянут в субширотном направлении и разделяет Алакольскую и Зайсанскую впадины. Его южные склоны круче северных и резко обрываются интенсивно расчлененным новейшим тектоническим уступом. Здесь отчетливо выделяются резко и умеренно расчлененное среднегорье, низкое горье и предгорный адырный рельеф.

Резко расчлененное среднегорье приурочено к водораздельной части хребта с абсолютными отметками до 2400—2700 м. Этому типу рельефа присущи глубокие ущелья, разделяющие гребни хребтов второго порядка с относительной высотой до 700 м. На склонах грив, изобилующих скальными выходами палеозойских пород, часто развиваются осыпи. В резко расчлененном среднегорье, на абсолютной высоте от 1800 до 2200 м, имеются кары, возникновение которых исследователи связывают с эпохой максимального оледенения. В настоящее время снеговая граница расположена гораздо выше, и древние горы разрушаются под влиянием физического выветривания,

---

\* Список литературы ограничивается работами М. С. Калецкой, Г. А. Авсюк, С. Н. Матвеева (1945) и Л. К. Шупарской (1966).

о чем свидетельствуют свежие осыпи в нижних частях их склонов.

Умеренно расчлененное среднегорье располагается, как правило, на абсолютных высотах 1800—1950 м и характеризуется грядовыми и увалистыми положительными формами, разделенными речными долинами глубиной до 500—600 м и крутизной склонов не более 30—40°. Границы между этими формами вырисовываются четкими перегибами склонов. Вершины гряд значительно уплощены и местами сливаются, образуя выровненные поверхности, аналогичные педиментам северной части Джунгарского Алатау, описанным Л. К. Диденко-Кислицыной (1965). С юга среднегорный рельеф ограничен тектоническим уступом высотой до 500 м, у подножия которого развит низкогорный и предгорный адырный рельеф.

Низкогорный рельеф ограничен тектоническими уступами, отделяющими его от расположенного выше среднегорья и от находящихся ниже предгорных адыров. Максимальные абсолютные высоты низкогорья Кызыл-Бельдеу не превышают 1170 м, а относительные высоты достигают всего лишь 300—450 м. Склоны незначительной крутизны (20—30°), их нижние части близ адырных предгорий завуалированы эоловыми лёссовидными накоплениями.

Положительные формы рельефа представлены главным образом грядами, уплощенные вершины которых образуют общую выровненную водораздельную поверхность. За пределами описываемого района на этой поверхности сохранились глины павлодарской свиты, что свидетельствует о постмиоценовом возрасте горного рельефа Западного Тарбагатая.

Предгорный адырный рельеф развит у южных подножий Западного Тарбагатая, где представляет собой слаборасчлененный холмистый ландшафт, выработанный на рыхлых отложениях ниже-среднеантропогенных конусов выноса. Преимущественно распространены гряды, реже — увалы с относительной высотой 50—70 м. Обычно они ориентированы в субширотном направлении и протягиваются до одного и более километров; ширина гряд по верху достигает 200—300 м, а крутизна склонов — 20°. Некоторые исследователи отмечают на лёссовом покрове субстрата такие микроформы, как суффозионные просадки (воронки) и блюдца.

## Хребет Барлык

В описываемом районе располагается только западная часть хребта — горы Арасантау. Это грядовое низкогорье с максимальной абсолютной отметкой 1112 м, относительной высотой 700 м, где почти повсеместно развиты эоловые лёссовидные суглинки, перекрывающие вершины гряд, что придает им мягкий спокойный облик. Гряды возвышаются над днищами слабовыраженных ложбин не более чем на 15—20 м.

Слабое развитие гидросети в горах Арасантау объясняется их незначительной высотой, малым количеством атмосферных осадков, а также тем, что в предыдущие эпохи оледенения сюда не доходила снеговая граница. Низкогорье постепенно снижается в сторону Алакольской впадины и незаметно переходит в грядово-увалистое адырное предгорье.

## Джунгарский Алатау

Северная часть Джунгарского Алатау, как и вся данная горная система, представляет собой совокупность горных хребтов и межгорных впадин, вытянутых в субширотном направлении. Со стороны Алакольской впадины она резко обрывается диагональным по отношению к ней главным Джунгарским разломом. Горные хребты имеют максимальные абсолютные отметки вблизи этого разлома; к западу они постепенно снижаются и исчезают на границе с Преджунгарской впадиной.

Межгорные впадины — Тункурузская и Колпаковская — заключены между тремя хребтами, состоящими из отдельных горных массивов. Это система гор Баласайкан, Улькен и Текели (с абсолютными отметками от 618 до 1273 м), ограничивающих с севера Тункурузскую впадину, которая с юга отделяется от Колпаковской впадины цепочкой гор Чибынды и Булыбай (абс. выс. 1461—2384 м). Южнее Колпаковской впадины тянется хребет, состоящий из гор Тамчылы, Сарымсакты и Джабык с абсолютной высотой от 1067 до 2922 м.

В описываемой части Джунгарского Алатау выделяются следующие типы рельефа: резко и умеренно расчлененное среднегорье, низкогорье, внутригорные адыры и аккумулятивно-денудационные равнины.

Резко расчлененное среднегорье, находящееся в горах Сарымсакты, Джабык, Аксай и Кендырсакал, отличается наибольшими абсолютными высотами — от 2132 до 2922 м. На водоразделах здесь сохранились фрагменты древней поверхности выравнивания, возраст которой считается «допа-

леогеновым» (Диденко-Кислицина, 1966). В горах, окаймляющих Колпаковскую впадину, эти фрагменты наклонены вниз и к центру, что позволяет считать ее грабен-синклинальной структурой.

Среднегорный рельеф интенсивно расчленен глубокими (до 700 м) ущельями, по днищам которых идут крупные речные артерии северной части Джунгарского Алатау — Тентек с притоками, Джаманты и Ргайты. Склоны этих речных долин дополнительно изрезаны боковыми притоками, в результате чего образуются поперечные грибовидные водораздельные вершины, усеянные скальными обнажениями палеозойских пород. В таких местах широко развиты осыпные конусы, непрерывно пополняющиеся за счет физического выветривания коренных склонов.

Умеренно расчлененное среднегорье характерно для западных частей рассматриваемых хребтов, где абсолютные отметки не превышают 1200—1500 м. На водораздельных выровненных пространствах, по свидетельству Л. К. Диденко-Кислициной (1966), сохранились палеоценовые и нижнеантропогеновые отложения, указывающие на возраст древней поверхности выравнивания (допалеогеновой) и время образования горного рельефа (последривнеантропогеновый). Склоны расчленены сравнительно неглубокими ложбинами (до 200—300 м), являющимися границами грядовых и увалистых местных водоразделов. Их крутизна значительно колеблется — от 20 до 40°.

Сравнительная молодость данного типа среднегорного рельефа подчеркивается тем обстоятельством, что вершины ложбин зачастую не достигают водоразделов и заканчиваются на склонах водосборными воронками.

Низкогорный рельеф наблюдается на западных окончаниях указанных хребтов, погружающихся в сторону Предджунгарской впадины. К нему относятся горы Тамчилы, Кеттыбай, Бурлы-Бала и Улькен-Сайкан с абсолютными высотами от 800 до 1000 м. Специфичны для этих гор широкие и сравнительно плоские водоразделы, разделенные лишь по периферии — вдоль новейших тектонических уступов.

Сравнительно слабое эрозионное расчленение обусловило развитие грядовых, реже увалистых положительных форм с относительной высотой не более 50 м. Крутизна склонов изменяется от 10 до 25°, редко достигая 35°. Местами водораздельные пространства незаметно переходят в аккумулятивно-

денудационные равнины, выработанные на рыхлом верхнеплиоцен-нижеантропогенном субстрате, что говорит о последревнеантропогенном возрасте низкогорного рельефа.

На склонах среднегорного и низкогорного рельефа Л. К. Диденко-Кислицыной (1965) установлены три яруса педиментов: на высоте 240, 520 и 820 м над поверхностью впадины. Педименты имеют вид горизонтальных и слабонаклонных площадок или обозначены перегибами склонов. Формирование их связывается с периодами остановок при неравномерном поднятии гор. Количество педиментов уменьшается в западном направлении до двух, а затем до одного, что свидетельствует о более раннем возникновении горного рельефа восточной части района.

Адырный рельеф приурочен к Тункурузской и Колпаковской межгорным впадинам и представляет собой холмистый ландшафт, в котором с грядовыми и увалистыми положительными формами сочетаются сравнительно неглубокие, но в большинстве своем широкие ложбины. Относительные превышения здесь не более 30—50 м, крутизна склонов 10—25°, редко 35—40°.

В Колпаковской впадине рельеф усложнен оползневыми явлениями, приведшими к образованию целого ряда псевдотеррас и котловин, занятых мелкими озерами (Диденко-Кислицына, 1965). Этот рельеф создавался на нижеантропогенных отложениях котурбулакской свиты в результате вовлечения межгорных впадин в общее поднятие северной части Джунгарского Алатау в среднем и верхнем антропогене.

Рельеф типа «Бедленд» по морфологии аналогичен адырному, но выработан на палеогеновых и неогеновых глинах Колпаковской впадины, обнажающихся в районе с. Держинского. Как известно, «бедленд» характерен для аридных областей, и в данном случае основанием для его выделения послужила лишь литология субстрата.

Аккумулятивно-денудационные равнины, являющиеся показателем областей поднятий, широко распространены в Джунгарском Алатау. Они установлены нами в районе гор Сайкан и Текели. Первично-аккумулятивная поверхность позднеплиоценовых и древне-среднеантропогенных равнин, приподнятых неотектоническими движениями, здесь подвергается вторичной моделировке агентами денудации. Вследствие этого частично размыты верхние слои аллювиально-пролювиальных отложений и возникли рывтины, переходящие в плоскодонные слабовыраженные ложбины. Постепенно сло-

жилась слабоволнистая аккумулятивная равнина, наклоненная от подножий гор к речным долинам на  $2^{\circ}$ . Относительные превышения ее не более 3—5 м, крутизна склонов ложбин 5—7°.

Гидросеть северной части Джунгарского Алатау в основных чертах сформировалась в течение среднеантропогенного периода. Главные речные долины — Лепсы и Тентек — пересекают горные хребты, образуя antecedентные ущелья глубиной до 400 м. В межгорных впадинах форма речных долин корытообразная, а на участках выходов палеозойских пород — каньонообразная (р. Джаманты).

В долинах рек северной части Джунгарского Алатау развиты четыре надпойменные террасы, аккумулятивно-скульптурные в межгорных впадинах и преимущественно скульптурные в antecedентных участках. Рассмотрим их строение на примере р. Шет-Тентек. По данным Л. К. Диденко-Кислицыной (1965), в Колпаковской впадине первая надпойменная терраса прослеживается с небольшими перерывами, имеет высоту около 3—4 м, ширину от 10 до 300 м. Фрагментарное развитие также характерно и для второй надпойменной террасы высотой 6—10 м и шириной до 200 м. Еще реже встречаются фрагменты третьей и четвертой надпойменных террас высотой соответственно 40—50 и 100 м. Все террасы аккумулятивно-скульптурные, их цоколями являются палеоген-неогеновые отложения.

В antecedентном участке р. Тентек также наблюдаются обрывки четырех скульптурных террас, высоты которых здесь возрастают приблизительно в два раза. В каньоне р. Джаманты прослеживаются три верхние скульптурные террасы на уровне 60, 200 и 280 м над тальвегом. Как уже говорилось, возраст отложений первой и второй надпойменных террас считается верхнеантропогенным, а третьей и четвертой — среднеантропогенным.

### БАЛХАШ-АЛАКОЛЬСКАЯ ВПАДИНА

Балхаш-Алакольская впадина состоит из двух депрессий — Прибалхашской и Алакольской, различных по геологическому строению и геоморфологическим особенностям.

### ПРИБАЛХАШСКАЯ ВПАДИНА

Прибалхашская впадина ограничена с севера южными скалами Центрально-Казахстанской эпиварисской плиты, с запада и юго-запада — Чу-Илийскими горами, с юга — плато Жарой, с востока — хребтами Джунгарского Алатау. Она протягивается

в субширотном направлении на 500 км, суживаясь на меридиане гор Ушколь до 75 км. Ее поверхность наклонена с юга на север, благодаря чему озеро Балхаш занимает резко асимметричное положение.

В рельефе Прибалхашской впадины доминируют эоловые песчаные массивы, почти вплотную подступающие к предгорьям Джунгарского Алатау и к Чу-Илийским горам. Они прерываются лишь речными долинами и их дельтами, а на берегах Балхаша окаймляются озерной равниной.

Эоловый песчаный рельеф, по П. Ф. Кандаурову (1961\*), представляет собой совокупность длинных гряд и межгрядовых понижений, осложняемых вблизи предгорий Джунгарского Алатау неправильной формы буграми и ячеями выдувания. Пески образуют строго выдержанную систему параллельных друг другу гряд северо-западной ориентировки. Относительные высоты колеблются от 3 до 10 м, иногда — 20—25 м. Гряды всюду асимметричны: юго-западные склоны пологие (10—15°), северо-восточные крутые (до 27°). Ширина их по основанию достигает 300 м.

Склоны и вершины гряд обычно закреплены редким травянистым покровом и кустарником; обнаженные гряды, покрытые мелкой песчаной рябью, встречаются редко. Как отмечает П. Ф. Кандауров, направление песчаных гряд совпадает с равнодействующей сильных западных и северо-восточных ветров. Происхождение бугристо-ячеистых форм обязано завихрению и отклонению основных направлений ветров у преград (горы или мелкосопочные возвышенности). Начало формирования эолового песчаного рельефа автор связывает с концом среднеантропогенного времени.

Аллювиально-озерные равнины развиты в пределах дельт рек Или, Каратал, Аксу и Лепсы. Среди них особо выделяется дельта сухих протоков р. Или — «баканасов». Это суглинистая равнина с преимущественно такыровидной поверхностью, осложненной местами мелкими западинами, занятыми солончаками. Дельта прорезается «баканасами» глубиной до 2—5 м и оживляется многочисленными островами саксаульных лесов. Нередко встречаются отдельные песчаные гряды и грядовые массивы.

Дельты остальных рек сложены илистыми песками, на которых развиты солончаки и соры, а вблизи Балхаша — соле-

\* Фондовые материалы. — *Ред.*

ные озерки. Здесь встречаются беспорядочно расположенные древние грядовые массивы эоловых песков с относительными высотами от 1 до 6 м и более молодые бугристо-ячеистые пески, образовавшиеся за счет развевания отложений сухих протоков.

Озерная равнина занимает плоское и низменное пространство между возвышенным грядовым эоловым рельефом и южной береговой линией Балхаша. Ее ширина колеблется от 3 до 20 км, высота над уровнем озера 2—3 м. В периоды повышения уровня озера почти вся равнина заливается водой, а затем здесь остается множество соленых озерков, солончаков и соров. Местами возвышаются останцевого облика эоловые песчаные гряды высотой до 3—5 м, вытянутые в северо-западном направлении согласно с простираем гряд Южного Прибалхашья.

**Гидросеть.** Реки Прибалхашской впадины имеют транзитный характер. Их истоки находятся за ее пределами, в хребте Джунгарский Алатау, а р. Или берет свое начало в Центральном Тянь-Шане. Доносят свои воды до Балхаша реки Или, Каратал, Аксу и Лепсы.

Долина реки Или ниже пос. Баканас до вершины дельты хорошо разработана, местами имеет ширину до 10 км. Русло реки в ширину достигает нескольких сотен метров, но разделено островами и отмелями на рукава. В этой части долины выделяется пойменная терраса с несколькими ступенями высотой от 0,5 до 1,5 м. Ее ширина изменяется от нескольких сотен метров до 1 км, а поверхность испещрена многочисленными следами меандрирования русла.

Пойма вложена в баканасскую дельту, возвышающуюся над ней на 1—8 м. В дельтовой части русло Или разделяется на три основных рукава — Джиделинский, Илийский и Топарский. Каждый из них разбивается на ряд мелких протоков, перемежающихся с озерками, солончаками и болотистыми пространствами с густыми тростниковыми зарослями. Дельтовые протоки обрамлены прирусловыми валами относительной высоты до 5—8 м. В большие паводки валы нередко оказываются прорванными, и тогда половодье заливает все, образуя мелководные озера и болота.

Сухие русла баканасской дельты относятся к системе дельтовых рукавов р. Или, отмерших в историческое время.

У пос. Баканас от долины р. Или вправо отходит русло Баканас шириной 150—600 м, глубиной 4—5 м, с обрывистыми

берегами, заполненное песчано-галечными отложениями. Примерно в 50 км от начала оно разветвляется на три русла — Нарын, Орта-Баканас и Чит-Баканас. Из них Чит-Баканас производит впечатление наиболее молодого русла: глубина извилистого рва к низовью уменьшается от 5—6 до 1 м, а ширина колеблется от 40 до 60 м. Это русло огибает массивы эоловых песков или же прорезает их. От него влево отходит русло Орта-су, хорошо сохранившееся и образующее крупную лопастную дельту, почти перегородившую озеро Балхаш. Несколько древнее выглядит Нарын и Орта-Баканас, в некоторых участках засыпанные эоловыми песками и также образующие лопастные дельты, в значительной степени абрадированные и подтопленные озером. Все это свидетельствует о том, что «баканасы» «действовали» последовательно в следующей очередности: Нарын, Орта-Баканас, Чит-Баканас.

Долина р. Каратал в Прибалхашской впадине имеет ширину до 8 км и занята высокой и низкой пойменными террасами высотой до 1 и 3 м соответственно. Первая надпойменная терраса подвергнута значительной эоловой переработке и не отличается от окружающего грядового песчаного рельефа. Река Каратал в районе дельты разветвляется на несколько протоков, однако в настоящее время речной сток осуществляется по самому западному из них. По-видимому, отмирание восточных рукавов объясняется тектоническим движением положительного знака в этой части дельты, находящейся на юго-восточном продолжении поднятого крыла сброса полуострова Баллай.

Долина р. Лепсы при выходе из антецедентного ущелья в горах Кеттыбай-Бурулы разбивается на ряд рукавов, из которых лишь один достигает озера Балхаш. В горной части имеются четыре надпойменные террасы, а в Преддзунгарской впадине — лишь первая надпойменная терраса и пойма. Первая надпойменная терраса прослеживается с перерывами до самой дельты (высота вниз по течению уменьшается с перерывами от 4—5 до 2—3 м), вложена в позднеантропогенную аллювиально-пролювиальную и в грядово-бугристую эоловую равнину. В низовьях ее поверхность подвергалась эоловой переработке.

Около с. Марьи от долины р. Лепсы к северу отходит мертвая долина Жолдыбек, которая огибает горы Аркарлы и исчезает на озерной равнине между Балхашом и сором Жлы. К. В. Курдюков (1956) и В. В. Галицкий (1957) установили раз-

рывные нарушения, пересекающие это русло, и объяснили прекращение стока по Жолдыбеку неотектоническими причинами.

Инструментальная нивелировка, проведенная нами, показала бóльший обратный уклон русла р. Лепсы (0,00037), чем предполагал В. В. Галицкий (от 0,00014 до 0,00024). Такой уклон, вызванный тектоническим перекосом поднятого крыла сброса, привел к прекращению стока по руслу Жолдыбек и прорыву р. Лепсы через массив золотых песков к подножиям гор Кыскач.

### Морфология побережий озера Балхаш

Асимметричное положение Балхаша предопределяет и динамико-морфологические различия строения его побережий, а именно:

- 1) северное побережье — абразионно-аккумулятивное, умеренно расчлененное, бухтовое;
- 2) западное побережье — преимущественно абразионное, сильно расчлененное, ингрессионное;

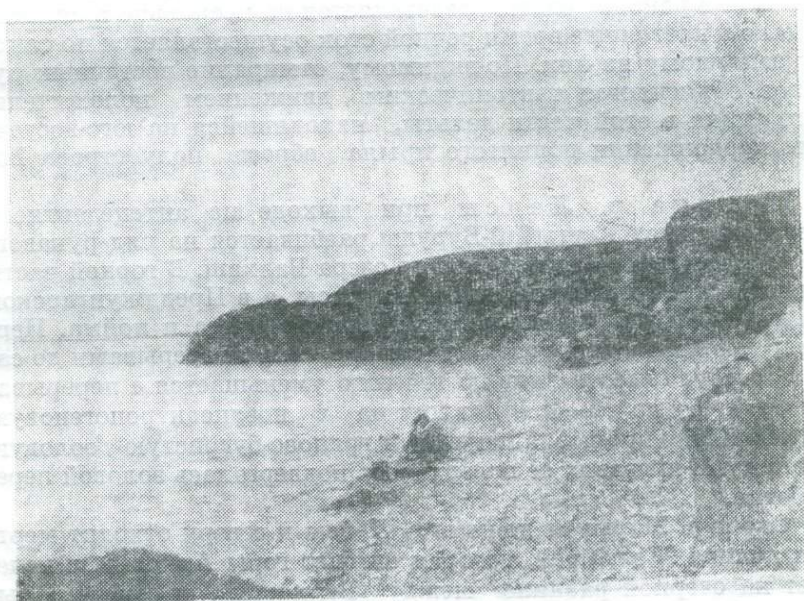


Рис. 7. Абразионный участок северного побережья оз. Балхаш (район Рыбтреста у г. Балхаша). Фото автора.

3) южное побережье — аккумулятивное, с растущими и отмершими дельтами, участками ингрессионного «аральского» типа.

Северное побережье протягивается от устья р. Монины на западе до устья р. Аягуз на востоке (по морфодинамическим особенностям с ним сходен и восточный участок побережья от устья р. Аягуз до залива Карачиган), характеризуется перемежаемостью абразионных и аккумулятивных участков, в расположении которых наблюдается выдержанная закономерность (рис. 7 и 8).

Аккумулятивные берега приурочены к устьям сухих долин и логов, абразионные — к водораздельным возвышенностям. Таким же образом распределяются бухты и разделяющие их мысы лопастного вида. Исключения составляют лишь устья долин очень крупных рек, конусы выноса которых не затоплены озером, а дугообразно выдвинуты в акваторию (реки Токрау и Ащизек).

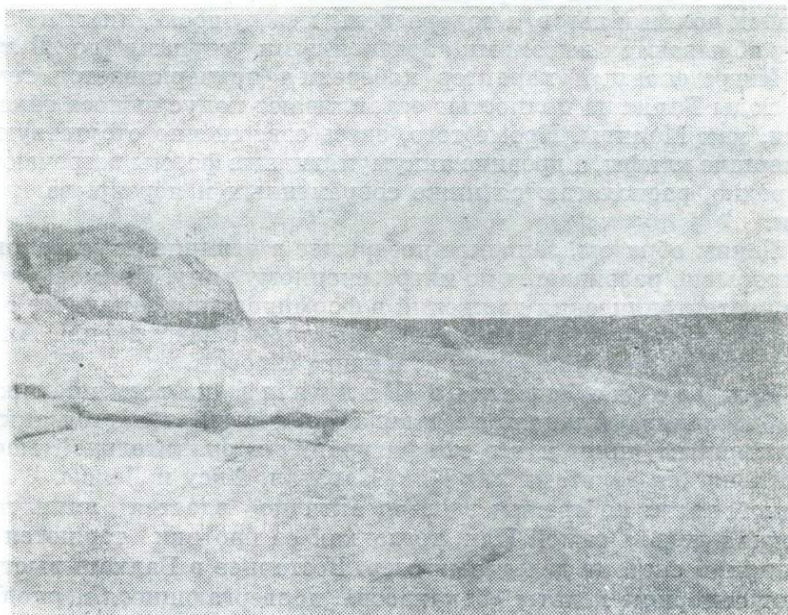


Рис. 8. Древнебалхашская абразионная терраса (высота 3 м) на одном из островов группы Шайтан-Арал. Фото автора.

Другой отличительной особенностью северного побережья можно считать широкое развитие древних аккумулятивных и абразионных форм, находящихся выше молодых и представленных соответственно пересыпями (валами), переймами, косами и отмершими клифами.

Таким образом, выявляется противоречивый характер данного побережья, заключающийся в наличии трансгрессивных и регрессивных черт. В формировании его заметную роль сыграли неотектонические движения по разломам. Полуостров Байгабыл представляет собой горст, ограниченный новейшими тектоническими уступами; западный берег полуострова Балай и обрывистый берег западнее переймы Кентюбек также контролируются новейшими сбросами.

Западное побережье протягивается от устья р. Моинты на севере до залива Алаколь на юге и совпадает с подножием Чу-Балхашского водораздельного плато. Оно имеет резко выраженный ингрессионный облик благодаря многочисленным узким заливам, глубоко вдающимся в сушу (до 12 км), и массе скалистых островов. Заливы внедряются по устьям речных долин и логов, а водоразделы между последними на берегу обрываются высокими абразионными уступами (до 20 м).

Ингрессионный характер побережья подчеркивается тем, что воды Балхаша полностью затапливают конус выноса такой реки, как Моинты. Кроме того, здесь совершенно отсутствуют отмершие клифы, а древние аккумулятивные формы встречаются редко, располагаются ниже современных и перекрываются ими.

Таким образом, западное побережье в отличие от северного непрерывно развивается по ингрессионному типу. Прямое участие неотектонических движений в формировании западного побережья устанавливается на юго-западном берегу залива Алаколь, где он подчеркивается новейшим сбросом.

Южное побережье Балхаша на всем протяжении, от залива Алаколь до залива Карачаган, является аккумулятивным, причем его конфигурация в значительной мере определяется дельтами рек Или, Каратаг, Аксу и Лепсы. В западной части побережья в озеро активно вдаются лишь лопастная дельта самой Или, тогда как ее протоки теряются в обширной системе дельтовых озер. Восточнее в Балхаш выступают отмершие дельты «баканасов», подвергающиеся периодическому затоплению и разрушению: здесь широко развиты песчаные пересыпи и косы, перекрывающие сухие русла.

Низменный характер южного побережья Балхаша обуславливает глубокое внедрение озерных вод в углубления между дельтовыми рукавами и межрядовые понижения эолового рельефа, что приводит к образованию резко расчлененного берега «аральского» типа. Дельты рек Каратал, Аксу и Лепсы незначительно вдаются в озеро вследствие маломощного речного стока. Перед устьями этих рек образуются подводные бары, препятствующие судоходству. Древние аккумулятивные формы на южном побережье отсутствуют, так как погребены современными озерными осадками и эоловыми песками.

**Террасы оз. Балхаш** представлены преимущественно субаэральными отложениями береговых валов (пересыпей), кос, перейм и в этом отношении аналогов почти не имеют. Многолетние исследования позволяют нам выделить две террасы: древнебалхашскую и новобалхашскую (рис. 9).

Древнебалхашская терраса состоит из трех серий древних береговых валов\*, расположенных на различной высоте и особенно широко развитых на восточном и северном побережьях, где они ступенчато опускаются к современной береговой линии. Высота первой (наиболее высокой) серии валов колеблется от 9,7 до 13,5 м, второй — от 8,5 до 9,7 м, третьей — от 4,5 до 6 м\*\*. Количество валов в каждой серии обычно не превышает 1—2, редко достигает 3—4. Как правило, все серии встречаются совместно и легко опознаются. Они слагают полуостров Коржунтюбе, Кентюбе, Коктюбе и мощные пересыпи полуострова Чаукар. Эти валы прислонены к нижне-среднеантропогенным пролювиальным отложениям, запирают устья верхнеантропогенных долин и, в свою очередь, прорываются современными сухими руслами Туранги, Джамбаша и других рек. На западном берегу полуострова Балай береговые валы первой серии исчезают, и древнебалхашская терраса резко понижается. Высота второй серии изменяется от 3,2 до 5,7 м, третьей — от 1,2 до 3,2 м. Деформация террасы обусловлена тектоническими движениями по новейшему сбросу, четко выраженному на побережье уступом.

Следующая деформация древнебалхашской террасы наблюдается в районе залива Шубартубек. Она также связана с но-

---

\* Все аккумулятивные формы, образующиеся выше уреза воды (пересыпи, косы, переймы), будут именоваться «береговыми валами», так как этот термин давно применяется исследователями оз. Балхаш.

\*\* Здесь и дальше приводятся данные инструментальной нивелировки, отнесенные к среднегодовому уровню оз. Балхаш за 1964 г.

вейшим сбросом, являющимся, по геофизическим данным, одним из виргадий обновленного Южно-Джунгарского регионального разлома. Здесь высота второй серии валов понижается до 1,5—3,5 м, а третьей серии — до 0—1,5 м. Таким образом, на всем протяжении Западного и Северо-Западного Прибалхашья древнебалхашская терраса встречается лишь местами, так как перекрыта современными озерными осадками.

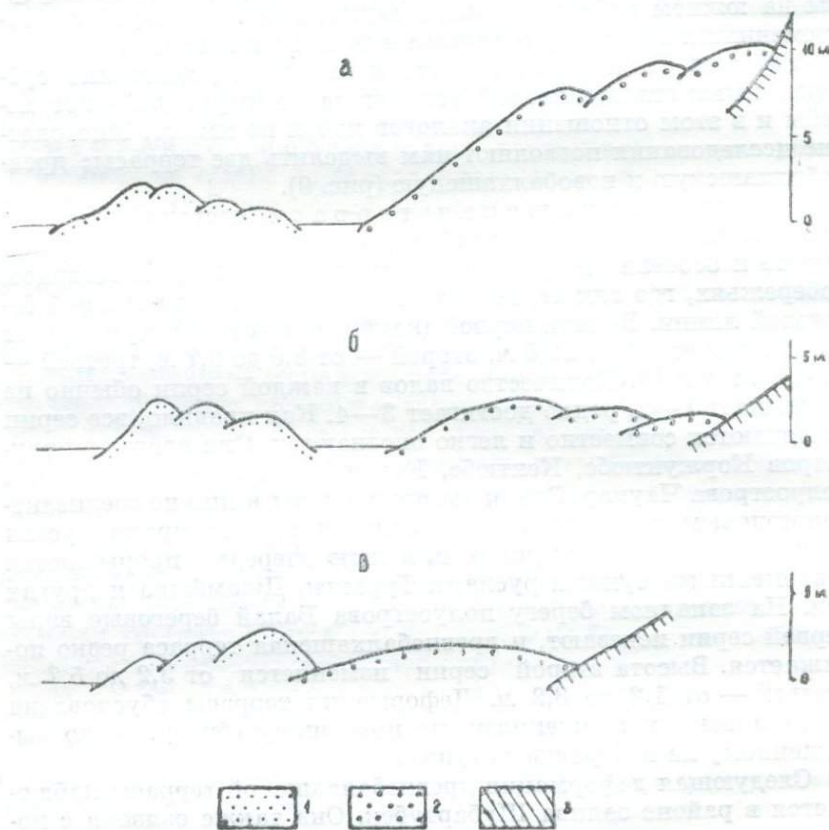


Рис. 9. Взаимоотношения новобалхашской и древнебалхашской террас. а — в восточной части Северного Прибалхашья; б — в Северо-Западном Прибалхашье; в — в Западном Прибалхашье. 1 — новобалхашская терраса; 2 — древнебалхашская терраса; 3 — коренной склон.

В нескольких участках, между мысами Косагаш и Карагач, на высоте всего лишь 1—1,7 м, встречены фрагменты валов первой серии, частично перекрытые валом второй серии.

Древнебалхашская терраса окаймляет отчленившиеся от Балхаша заливы Ексор и Кашкантиз, где ее высота над дном современных соленых озер достигает 10—15 м, но в отсчете от уровня Балхаша соответствует низким древним береговым валам. На берегу залива Алаколь эта терраса приурочена к поднятому крылу новейшего сброса, отчего ее высота увеличивается до 5—6,5 м.

Итак, серии береговых валов, слагающих древнебалхашскую террасу, деформированы неотектоническими разрывными нарушениями незначительной амплитуды, в результате чего в продольном профиле наблюдаются ступенчатые переломы, снижающиеся в западном направлении. Одновременно с этим регрессивная серия валов северного побережья в районе залива Шубартубек сменяется трансгрессивной серией, характерной для западного и северо-западного побережий. Следовательно, древнебалхашская терраса формировалась в своеобразной тектонической обстановке, когда Западное Прибалхашье медленно погружалось в противовес поднимавшейся восточной части озерной котловины, что и подтверждается морфологическими особенностями побережий.

Как было доказано в геологической части монографии, возраст древнебалхашской террасы позднеантропогенный. Расчленить ее согласно количеству серий валов на три террасы не представляется оправданным, так как она составляет единое геологическое и геоморфологическое образование, характеризующееся одними и теми же комплексами малакофауны и палеолитических индустрий, а также незначительными перепадами высот между валами, трудно уловимыми визуально.

Новобалхашскую террасу слагают серии современных береговых валов, весьма широко распространенных на северном и западном побережьях озера. Количество их колеблется от трех до пяти, редко достигая семи. Как правило, они приурочены к вогнутым участкам берега, где создаются особо благоприятные условия для аккумуляции наносов продольных (вдоль береговых) потоков. Высота валов варьирует в широких пределах — от 0,7 до 5 м, в результате чего поверхность террасы имеет четко выраженное грядовое строение. Разница в высоте соседних валов не превышает 1 м.

В поперечном профиле поверхность террасы представляется волнистой линией, постепенно понижающейся к уровню Балхаша или, наоборот, повышающейся; нередко она понижается как к урезу воды, так и к тыловому шву.

Обращает на себя внимание совпадение количества современных валов и стадиальных морен отступающих ледников последнего оледенения Джунгарского и Заилийского Алатау. Как известно, в этих районах четко выражены 5—6 стадиальных морен отступавшего юрмского ледника, максимальное число которых равно восьми (Казанли, 1947; Максимов, 1961 и др.). Эти морены хорошо увязываются с 1850-летними ритмами увлажнения материка (Шнитников, 1963). Стало быть, возникает вопрос о связи современных береговых валов с такими ритмами, отразившимися, несомненно, на уровне Балхаша. В узких и длинных заливах озера, где не бывает сильных волнений, береговые валы не формируются. Поэтому новобалхашская терраса развита здесь фрагментарно и сложена прибрежно-донными осадками (илами, илистыми песками). Высота ее равна 1,3—1,5 м, ширина плоской площадки не превышает 50 м, возраст современный.

#### АЛАКОЛЬСКАЯ ВПАДИНА

Алакольская впадина отделяется от Прибалхашской Главным Джунгарским разломом, выраженным в рельефе лишь северо-восточным уступом гор Арганаты. Через долину р. Эмель и грабен Джунгарских ворот она соединяется с Джунгарской впадиной.

Рельеф Алакольской впадины отличается большим разнообразием, обусловленным прежде всего активностью неотектонических движений. Над аккумулятивными равнинами здесь резко выделяются мелкосопочные массивы Корпобай и Аркарлы, ограниченные тектоническими уступами; установлены пликативные и дизъюнктивные нарушения антропогенных отложений.

Наиболее пониженную часть впадины занимают озера Саяськ-Алакольской группы, окаймляемые озерными и дельтовыми равнинами, к периферии сменяющимися аллювиальными и пролювиальными. Эоловый песчаный рельеф имеет сравнительно малое площадное развитие.

Эрозивно-тектонический мелкосопочник пространственно связан с областью неглубокого залегания па-

леозойского фундамента, занимающей северо-восточную часть Алакольской впадины. Тектонические движения сравнительно небольшой амплитуды (до 100 м) вывели здесь на поверхность отдельные блоки, которые, подвергаясь эрозионной моделировке, образовали мелкосопочный рельеф. К ним относятся сопка Корпобай с относительной высотой до 140 м и мелкосопочный массив Аркарлы с относительными превышениями от 30 до 100 м. Сбросы, ограничивающие эти горстовые блоки, нарушают красноцветные неогеновые осадки, а в районе горы Корпобай — верхнеантропогеновые отложения, ввиду чего антропогеновый возраст мелкосопочного рельефа не вызывает сомнений. О молодости эрозионно-тектонического мелкосопочника свидетельствуют остатки денудационной равнины, прекрасно сохранившиеся на значительных площадях.

Пролувиальные равнины развиты в северо-восточной половине Джунгарских ворот, где окаймляют подножия гор Барлык. Их поверхность наклонена на юго-запад, причем перепад высот достигает 300 м на расстоянии 8—10 км. Генетически они связаны с периодическими действующими мелкими речными долинами и логами хребта Барлык, выносящими в Джунгарские ворота щебенистый и мелкоземистый материал. Прерывистым характером аккумуляции объясняется также возможность формирования в пределах пролувиальных равнин абразионно-аккумулятивной террасы Древнего Балхаша, отсутствующей на конусах выноса постоянно действующих рек Джунгарского Алатау (р. Ргайты и др.). Возраст равнин среднепозднеантропогеновый.

Аллювиальная равнина развита в дельтовой части рек Ай и Каракол. Ее субстрат сложен среднеантропогеновыми песчано-галечными отложениями, частично переработанными эоловыми процессами с образованием небольших бугров высотой 1—2 м. Сравнительно плоская поверхность этой равнины на юге почти незаметно сливается с озерной равниной, окаймляющей озеро Сасыкколь.

В низовьях р. Каракол рельеф аккумулятивно-денудационной равнины нарушается сбросом широтного простирания. На приподнятом южном крыле наблюдаются частичный размыв верхних слоев аллювия и образование широких увалов, разделенных ложбинами шириной в несколько сотен метров и глубиной до 3 м. Отчетливо выраженная денудационная моделировка первично-аккумулятивного рельефа происходила в позднеантропогеновое время и продолжается в современную эпоху

Возраст равнины следует считать среднеантропогенным — современным.

Аллювиально-пролювиальные равнины широко распространены у подножий гор Западного Тарбагатая, Барлыка и Джунгарского Алатау и по возрасту разделяются на средне-позднеантропогенные и позднеантропогенные.

Средне-позднеантропогенные равнины состоят из слившихся или отдельных громадных конусов выноса рек Тентек, Джаманты, Ргайты, Тасты и других. Поэтому у них наблюдается четкий радиальный наклон, идущий от устьев рек, величина которого значительно уменьшается в направлении периферических частей конусов выноса, а в зоне застойно-водной фации практически равна нулю.

Позднеантропогенная равнина образована аллювиальными отложениями рек, стекавших с южных склонов хр. Тарбагатай и блуждавших в северной части Алакольской впадины. Ее поверхность слабо поката к югу и испещрена неясно выраженными сухими руслами. В районе горстового поднятия гор Корпобай грунтовые воды аллювиально-пролювиальных отложений в результате тектонического подпруживания местами выходят на поверхность, вследствие чего здесь образуются участки, перемежаемые с солончакками.

Аллювиально-озерные равнины пространственно связаны с дельтами рек Урджар, Хатынсу, Тентек, Аягуз и др. По возрасту они подразделяются на позднеантропогенные и современные.

Позднеантропогенные равнины занимают сравнительно большие площади в низовьях рек Урджар, Хатынсу, Аягуз, сухого русла Жолдыбек и по краю конусов выноса р. Тентек. В целом для них характерна лопастная форма в плане. Внешние (озерные) края дельт имеют сложные фестончатые очертания благодаря множеству выступов мелких протоков. Сухие в настоящее время протоки хорошо сохранились в дельте р. Хатынсу, несколько хуже — по периферии конуса выноса р. Тентек. Лопастные дельты отдельных протоков р. Тентек переработаны озером Алаколь в крупные косы Кандыаралкум и Каракум.

Дельта р. Жолдыбек подверглась неглубокой эоловой переработке, причем древние русла превратились в цепочки бугристо-ячеистых песков. Современную дельту имеет только р. Тентек. Она представляет собой ряд мелких дельт-протоков длиной до 25 км, шириной до 10 км. В ней наблюдается множество

сильно меандрирующих сухих русел, пересекаемых действующими протоками.

Озерные равнины позднеантропогенного возраста слагают обширные пространства вокруг озера Сасыкколь, а также между озером Балхаш и сором Клы. Их поверхности почти предельно выровнены и незначительно наклонены в сторону озера Сасыкколь. Границы с древними песчаными массивами Каракум и Сарыкум очень неровные, с длинными «заливами» в глубь эолового рельефа. Здесь поверхность равнины осложняется невысокими буграми (до 2 м) эоловых песков. Весьма характерно широкое развитие такыровидных площадок, вблизи озера сменяющихся солончаковыми западинами.

Между озерами Уялы и Алаколь вследствие тектонического поднятия озерная равнина видоизменена современными денудационными процессами и приобрела слабоволнистый вид. Поэтому генезис ее в этом участке считается аккумулятивно-денудационным, а возраст — позднеантропогенно-современным.

Озерно-болотные равнины приурочены к низким берегам озер Сасыкколь и Алаколь. Они представляют собой заболоченные пространства с густыми тростниковыми зарослями, затапливаемыми озерами при периодических повышениях уровней. Здесь наблюдается масса мелких озерков, непрерывно изменяющих свои очертания.

Особое внимание вызывает озерно-болотистая равнина, расположенная в краевой части конуса выноса р. Тентек, вытянутая в северо-западном направлении и прерывающая древние протоки Тентека. Равнина эта находится на продолжении одной из виргаций Главного Джунгарского разлома и, по-видимому, указывает на существование надразломной синклинали.

Эоловые равнины в Алакольской впадине занимают не столь большие площади, как в Прибалхашской. Однако и тут отмечаются такие сравнительно крупные песчаные массивы, как Каракум, Сарыкум, Бийкум, Бармаккум. Главным образом они представлены грядовыми формами, довольно длинными (иногда до 10 км), высотой от 2 до 10 м, ориентированными в северо-восточном направлении (пески Каракум) или северо-западном (пески Бийкум и Бармаккум). В песках Бийкум преобладают бугристые формы высотой до 3 м, разделенные ячейками выдувания, в которых часто обнажаются озерные или дельтовые отложения среднеантропогенного возраста.

Начало формирования эолового песчаного рельефа Алакольской впадины многие исследователи относят к среднему антропо-

погену, отмечая непрерывное развитие вплоть до настоящего времени.

**Гидросеть** Алакольской впадины состоит из речных долин, резко отличающихся по морфологическим особенностям. Среди них можно выделить четыре основные группы, также различающиеся областями питания.

1. Долины рек Ай и Каракол, берущих начало в западных и северо-западных отрогах хр. Тарбагатай, характеризуются отсутствием речного стока в низовьях. Это объясняется тем, что данные реки питаются исключительно за счет атмосферных осадков, выпадающих в их бассейнах в незначительном количестве.

Кратковременный сток рек, наблюдающийся весной, редко достигает озера Сасыкколь. В низовьях их развита широкая пойма с малозаметными сухими руслами, в которых иногда сохраняются небольшие плёсы, высыхающие к концу лета.

Река Каракол в низовьях разбивается на несколько русел, из которых два пропиливают приподнятый неотектоническими движениями участок дельты, а одно отклоняется к востоку, огибая сбросовый уступ, и выходит на побережье Сасыккола, где формирует конус выноса.

2. Долины рек Урджар, Хатынсу и Эмель начинаются в водораздельной части хр. Тарбагатай, где выпадает большое количество атмосферных осадков. Реки здесь с постоянным стоком. На всем протяжении этих долин почти непрерывно прослеживается первая надпойменная терраса, высота которой изменяется от 3 м в низовьях до 7 м у подножия гор, а ширина достигает несколько сотен метров. Терраса аккумулятивная и, как правило, вложена в аллювиально-пролювиальную равнину (рис. 10).

В долине р. Эмель встречаются фрагменты второй надпойменной террасы высотой до 8 м, приуроченной к участку между горами Аркарлы и Арасантау. В ширину она достигает 3 км и ограничена с тыловой стороны эрозионным уступом, срезающим шлейф гор Аркарлы. Пойменные террасы двух уровней развиты повсеместно. Их высота около 1—2 м.

Русла указанных рек меандрируют по всем долинам. В ширину они едва достигают первых десятков метров. От русла р. Хатынсу в вершине ее дельты вправо отходит несколько сухих рукавов хорошей сохранности, в которые, очевидно, недавно сбрасывалась часть воды при больших половодьях. В низовьях первые надпойменные террасы сливаются с поверх-

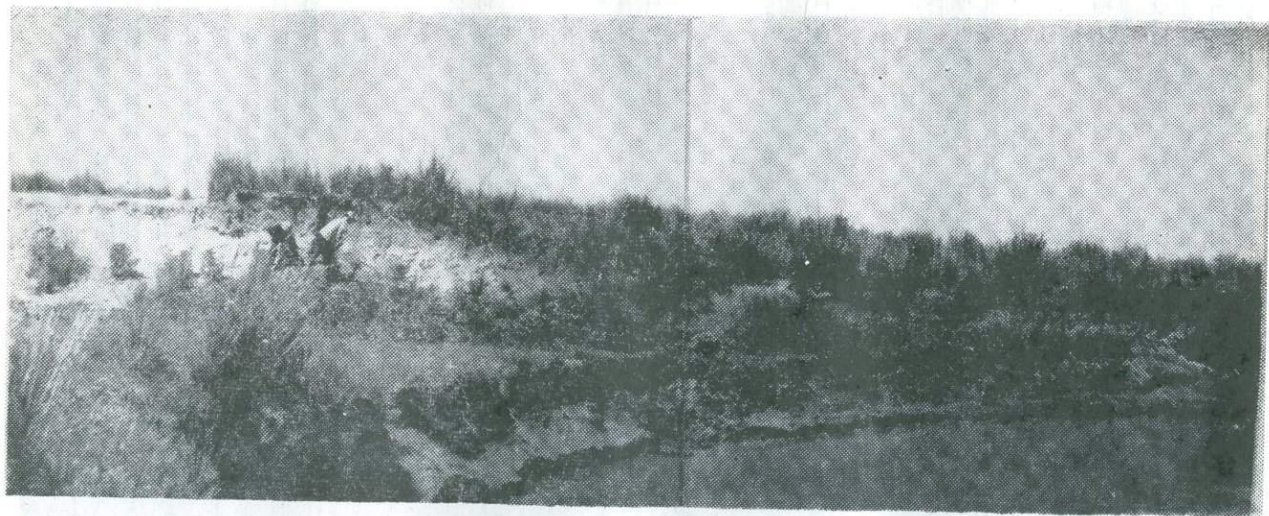


Рис. 10. Характер взаимоотношения пойменной и первой надпойменной террас р. Урджар на широте с. Елтай.  
*Фото автора.*

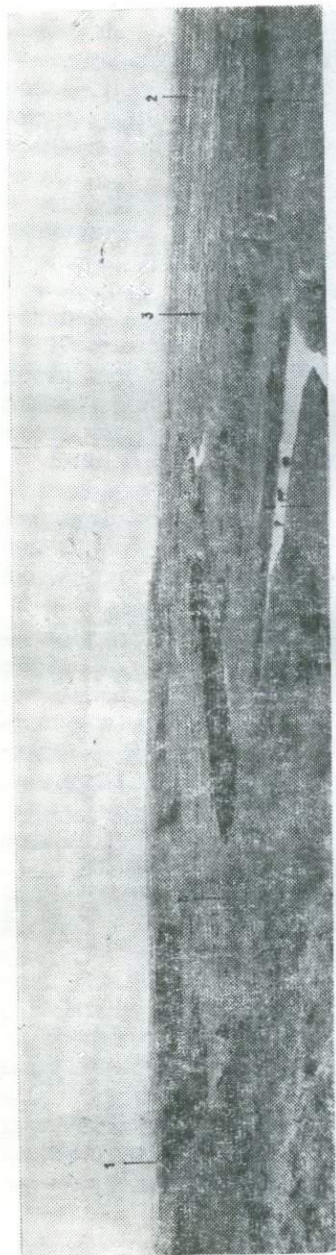


Рис. 11. Долина р. Хатынсу перед выходом на дельтовую равнину (вид с юга). 1 — слабопереваянная среднеантропогенная озерная равнина (пески Бийкум); 2 — аллювиально-пролювиальная равнина; 3 — первая надпойменная терраса; 4 — пойменная терраса; 5 — русловая отмель. Фото автора.

ностью дельтовых равнин, а на побережье Алаколя пойменные террасы соединяются с озерной поймой (рис. 11).

3. Долины рек, стекающих с хребта Барлык, остаются большую часть года сухими и представлены лишь руслами. Они врезаны в свои конусы выноса на глубину до 3 м, в ширину — 50 м. Днища русел заполнены песчано-галечными отложениями. На восточном побережье озера Алаколь русла плохо выражены и зачастую заболочены.

4. Долины рек Тентек, Жаманты, Ргайты, берущих начало в Джунгарском Алатау, отличаются постоянным речным стоком. Они также глубоко врезаны в собственные конусы выноса и образуют каньоны вблизи выхода из гор. Глубина вреза р. Тентек достигает 25 м, р. Жаманты — 50 м, р. Ргайты — 60 м. Здесь же наблюдается до трех надпойменных террас, ниже сливающихся с периферическими частями конусов выноса.

В устьях долин рек Жаманты и Ргайты образуются молодые конусы выноса, тогда как многоводная р. Тентек формирует обширную дельту, разбиваясь на ряд протоков.

Особенно следует отметить р. Уялы — это проток, сбрасывающий воды из озера Уялы (Кочкорколь) в озеро Алаколь. Река заложена по линии левого сдвига, нарушающего верхнеантропогенные озерные отложения. Ее русло (шириной до 10 м) окаймляется узкой пойменной террасой высотой около 1,4 м. По цепи небольших озерков р. Уялы впадает в р. Урджар в 3 км севернее пос. Рыбачьего.

### Морфология побережий озер Алакольской впадины

Озера Алакольской впадины в недавнем геологическом прошлом составляли единый бассейн; сейчас они соединяются системами протоков, вследствие чего конечным бессточным озером является лишь Алаколь.

Озеро Сасыкколь имеет неправильную трапециевидную форму в плане с размерами 50 км в длину и 15 км в ширину и вытянуто длинной осью в северо-западном направлении. Берега его сложены верхнеантропогенными и современными озерными отложениями и подразделяются по генетическим признакам на абразионный и аккумулятивный типы.

Абразионный тип берегов присущ только юго-западному и частично западному побережьям. Здесь встречаются активные клифы высотой до 8—10 м (у пос. Жарсуат), выработанные в верхнеантропогенных песчано-глинистых отложениях. Уступы высотой 2—3 м, образованные в современных осадках первой озерной террасы, со стороны озера окаймляются песчаным пляжем шириной 5—12 м. На западном берегу такой уступ становится пассивным в результате расширения пляжевой полосы и значительно выполаживается (до 30°).

Аккумулятивные северный и восточный берега характеризуются широким развитием песчаных кос. При нынешнем высоком уровне озера косы частично затоплены и покрыты тростниковыми зарослями. Последние особенно распространены на восточном мелководном побережье.

На низменных аккумулятивных берегах первая озерная терраса без какого-либо уступа постепенно снижается к береговой линии или озерной пойме. Она сложена прибрежно-донными песчано-илистыми осадками, имеет ширину до 2 км и высоту до 3—4 м над урезом воды, вложена в позднеантропогенную озерную равнину, причем тыловой шов не всегда выражен четко. Терраса окаймляет северный, западный и юго-западный берега Сасыкколя (рис. 12). На двух участках обнаружены стоянки культуры микролитов эпохи неолита, свидетельствующие

о том, что эта терраса сформировалась до IV—III тысячелетия до н. э.

Вторая озерная терраса установлена лишь на островах Аралтюбе и Малый Аралтюбе. Как и древнебалхашская, она сложена древними береговыми валами высотой до 8 м над уровнем



Рис. 12. Абразионный берег оз. Саыкколь около пос. Жарсуат, выработанный на верхнеантропогенных озерных отложениях. Фото автора.

воды, а по высоте соответствует верхнеантропогенной озерной равнине и древнебалхашской террасе и, по-видимому, образовалась одновременно с ними в объединенном Балхаш-Алакольском озерном бассейне (рис. 13).

К северо-западу от оз. Саыкколь протягивается высохшая озерная котловина, заканчивающаяся южнее гор Колдар сором Кылы, который с юго-запада ограничивается прямолинейным уступом от золотого песчаного массива. Песчаные гряды и бугры не создают каких-либо выступов в сторону сора, так же как и сор не образует «заливов» в межгрядовые понижения. Это обстоятельство, а также то, что в районе дельты р. Ай уступ переходит на противоположный (северо-восточный) берег котло-

вины, свидетельствуют о проявлении молодой дизъюнктивной дислокации шарнирного характера, весьма обычного в Алаккольской впадине.

Северный берег сора Клы выработан на породах палеозойского фундамента. Здесь хорошо сохранились древние клифы с



Рис. 13. Остров Улькен-Аралтубе, юго-западный берег. Видны две абразионные площадки, соответствующие древнебалхашской террасе. Фото автора.

волноприбойными нишами и древние береговые валы. Они расположены на абсолютных отметках 350 м и по гипсометрическому положению сопоставимы с древнебалхашской террасой восточного побережья озера Балхаш. Первая озерная терраса отсутствует, но ей, по-видимому, соответствует дно котловины, покрытое соляной коркой. Фрагменты террасы установлены в районе дельты р. Ай, где нами обнаружены многочисленные кремневые орудия эпохи микролитов. Поэтому, можно считать, сасыккольская терраса распространяется и на берега данной, ныне сухой озерной котловины.

Озеро Уялы (Кочкорколь) отделяется от Сасыкколя болотистым перешейком, не препятствующим водообмену между ними, имеет овальную форму в плане с максимальными размерами 17 км в длину и 10 км в ширину. Длинная ось озера вытянута в северо-северо-восточном направлении. Овальность

его формы объясняется тем, что оно почти со всех сторон замыкается береговыми валами, которые, по данным аэрофотосъемок, широко развиты в основании болотистого перешейка между Сасыкколем и Уялы.

На восточном берегу озера Уялы установлена первая озерная терраса высотой до 3 м, сложенная из трех-четырех береговых валов. Она прислоняется к прямолинейному сбросовому уступу, отделяющему ее от озерной равнины верхнеантропогенного возраста, расположенной гораздо выше. Терраса деформируется левым сдвигом, по линии которого заложен проток Уялы, что четко устанавливается по перемещению тылового шва на 600 м, наблюдаемому на противоположных берегах этого протока.

Далее к северо-востоку терраса прослеживается за пределами озера Уялы; по-видимому, она образовалась в объединенном Сасыкколь-Уялинском озерном бассейне одновременно с первой террасой озера Сасыкколь. В пользу такого предположения говорит и совпадение абсолютных высот террас. Поэтому целесообразно было бы объединить их в единую «сасыккольскую», подчеркивая тем самым возникновение ее до отшнуривания озера Уялы.

Озеро Алаколь отделено от озера Уялы перешейком тектонического происхождения, но в гидрологическом отношении связано с ним протоком Уялы. Как было показано, проток заложен по линии левого сдвига, сильно нарушающего отложения сасыккольской террасы. Следовательно, Алаколь получает часть стока р. Тентек по этому протоку лишь после образования сасыккольской террасы, т. е. не более 5—6 тысяч лет.

Озеро имеет в плане неправильную овальную форму и по длинной оси вытянуто в северо-западном направлении. Его длина около 72 км, а с заливом Кши-Алаколь достигает 92 км, максимальная ширина порядка 50 км.

Подробная морфологическая классификация берегов Алаколя дана в работе Е. А. Казанской (1965). Не вдаваясь в детальный разбор морфологии побережий, отметим некоторые ее особенности, не попавшие в поле зрения указанного автора.

Абразионный уступ, выработанный в фронтальной части конуса выноса р. Жаманты, обнаруживает отчетливую связь с новейшим тектоническим сбросом, который отходит от Главного Джунгарского регионального разлома в районе Джаланашколь, — там, где наблюдаются его перелом и отклонение от северо-северо-западного направления к западно-северо-западно-

му. Описываемый сброс продолжается по прежнему направлению Главного Джунгарского разлома. В конусе выноса р. Ргайты в рельефе он не выделяется, но четко выражен в виде 8-метрового абразионно-тектонического уступа во фронтальной части конуса выноса р. Жаманты и надразломной синклинали в районе дельты р. Тентек.

Первичное сбросовое тектоническое происхождение имеет также абразионный уступ, развитый севернее Кюши-Алакольских кос, на северо-западном продолжении прекрасно выраженного в рельефе правого сбросо-сдвига, что прослеживается непрерывно от гор Катугу до побережья озера Алаколь.

При современном высоком уровне озера абразионные процессы протекают весьма интенсивно, чему способствует и слабая устойчивость берегов, сложенных рыхлыми или незначительно сцементированными антропогенными отложениями. На юго-западном берегу клиф срезает несколько курганов эпохи ранних кочевников (I тысячелетие до н. э.), что свидетельствует о сравнительно недавнем наступлении озера.

Первая озерная терраса, называемая нами «алакольской», распространена на северо-западном берегу и на берегах залива Кюши-Алаколь. Ее высота над уровнем воды летом 1965 г. достигала всего 1,5 м. Она сложена прибрежно-донными современными осадками, иногда осложняемыми береговыми валами (южный берег залива Кюши-Алаколь). На северо-западном берегу террасы со стороны озера обрывается низким активным клифом (высотой всего лишь 1 м). Здесь она прислонена к поздне-антропогенной озерной равнине, отделяемой от нее пологим склоном.

На островах Улькен и Кишкине-Аралтубе наблюдается до четырех ступеней береговых валов и абразионных площадок, относимых нами к древнебалхашской террасе.

На северо-восточном берегу острова Улькен-Аралтубе развиты три серии древних береговых валов на высоте 3, 10 и 20 м от уреза воды, из которых трехметровая на отдельных участках выпадает из поперечного профиля.

На юго-западном берегу четко выражены абразионные площадки, расположенные на высоте до 20 и 70 м, причем та из них, которая соответствует трехметровому валу, выражена хуже.

Центральную часть острова венчает денудационная равнина, выработанная на породах палеозойского фундамента. Некоторыми исследователями она сопоставляется с 60-метровой

абразионной террасой острова Кишкене-Аралтюбе (Казанская, 1965; Сваричевская, 1941). Кроме соответствия относительной их высоты, оснований для этого нет. Интенсивная расчлененность поверхности острова Улькен-Аралтюбе и отсутствие каких-либо следов волноприбойной деятельности позволяют нам отрицать ее абразионное происхождение.



Рис. 14. Остров Киш-Аралтюбе (озеро Алаколь, вид с северо-востока). Фото автора.

На северном берегу острова Кишкене-Аралтюбе отчетливо выражены древние береговые валы с относительной высотой 7 и 20 м, ступенчато расположенные под уступом 60-метровой скульптурной террасы. Абразионное происхождение террасы не вызывает сомнений, так как на ее поверхности Е. А. Казанской (1965), а впоследствии и нами обнаружена россыпь галек размером 1—8 см и редкие валуны величиной до 30 см (рис. 14 и 15).

Останцы денудационной равнины, аналогичной вершинной части острова Улькен-Аралтюбе, находятся здесь значительно выше — приблизительно на 100 м выше уреза воды.

Таким образом, при совпадении количества террас на островах наблюдается несоответствие их высот, что объясняется, по видимому, различной амплитудой поднятий самих островов. Это подчеркивает тектоническое происхождение всех островов озер Алакольской впадины, на что еще в 1957 г. обращал внимание исследователей В. В. Галицкий (1957).

О позднеантропогеновом возрасте всех трех террас озера Алаколь сказано в геологической части. Отметим еще раз лишь

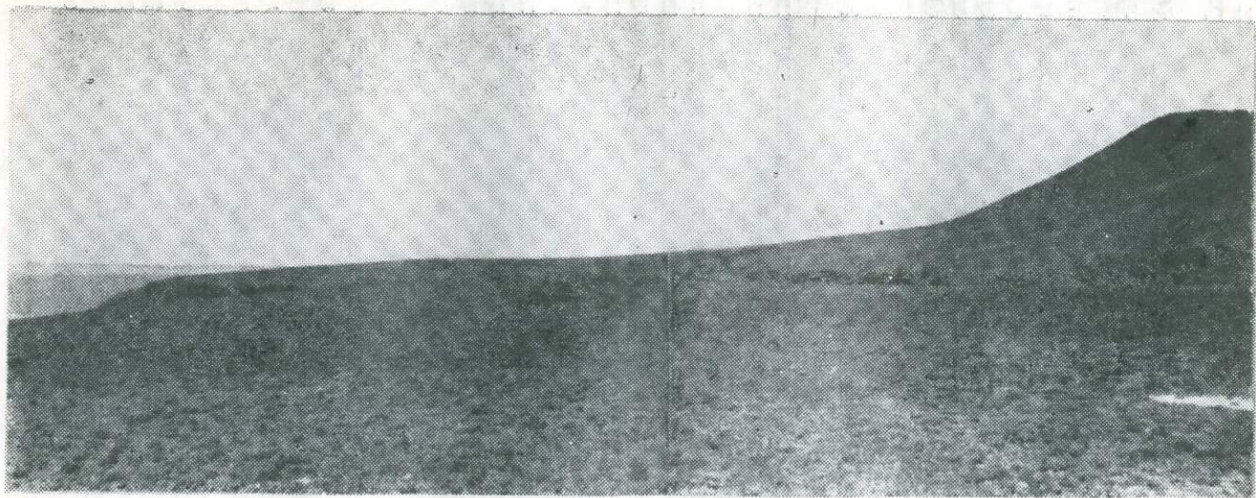


Рис. 15. Шестидесятиметровая абразионная древнебалхашская терраса острова Кши-Аралтюбе. Слева — бровка уступа, справа — тыловой шов террасы. *Фото автора.*

соответствие их количеству серий древнебалхашских валов, что, по-видимому, не случайно и свидетельствует о трех уровнях Древнего Балхаша.

Озеро Джаланашколь находится в грабене Джунгарских ворот. Его размеры не превышают 8 км в длину и 5 км в ширину. Северо-восточный и юго-западный берега — абразионные, другие участки — аккумулятивные. Активные клифы высотой до 4 м выработаны на рыхлых отложениях средне-верхнеантропогенных конусов выноса рек, стекающих с хребтов Джунгарского Алатау и Барлыка. С северо-западной стороны озеро окаймляется песчано-галечной пересыпью шириной до 100 м. Пересыпь пересекается посередине прорвой шириной до 6 м, через которую ветронагонные воды озера периодически стекают в сторону залива Кши-Алаколь. На южном берегу Джаланашколя развита первая озерная терраса высотой до 2 м над уровнем озера.

В районе озера Джаланашколь есть также и древнебалхашская абразионно-аккумулятивная терраса, прослеживаемая по аэрофотоснимкам до конуса выноса р. Токты. Она выработана на пролювиальных средне-верхнеантропогенных отложениях конусов выноса рек хребта Барлык. Ее площадка шириной от 1 до 5 км наклонена в сторону от подножий гор и в нескольких местах осложнена древними береговыми валами; тыловой шов террасы выражен подножием абразионного уступа высотой около 1—2 м, абсолютная высота которого увеличивается в юго-восточном направлении от 400 до 420 м. Эта терраса не достигает водораздела между озерами Джаланашколь и Эби-Нор, имеющего абсолютную отметку 460 м. Следовательно, слияние Древнего Балхаша и Эби-Нора в прошлом исключается, что подтверждается также сведениями о морфологии побережий озера Эби-Нор.

Эби-Нор занимает очень низкое гипсометрическое положение — отметки его уровня колеблются около 190 м абсолютной высоты. В. А. Обручев (1940) отмечает на северном берегу развитие двух абразионных террас на высоте 20 и 50 м над уровнем озера. На северо-западном берегу им соответствуют древние береговые валы, отстоящие от озера на 2 и 5 км. Полуинструментальная съемка, проведенная Н. Т. Кузнецовым (1964) на западном берегу, показала наличие трех террас: первой, аккумулятивной, состоящей из серии береговых валов высотой 3—4 м; второй, абразионной, на высоте до 15 м и третьей, также абразионной, на высоте 28 м. Первой озерной террасе на северо-

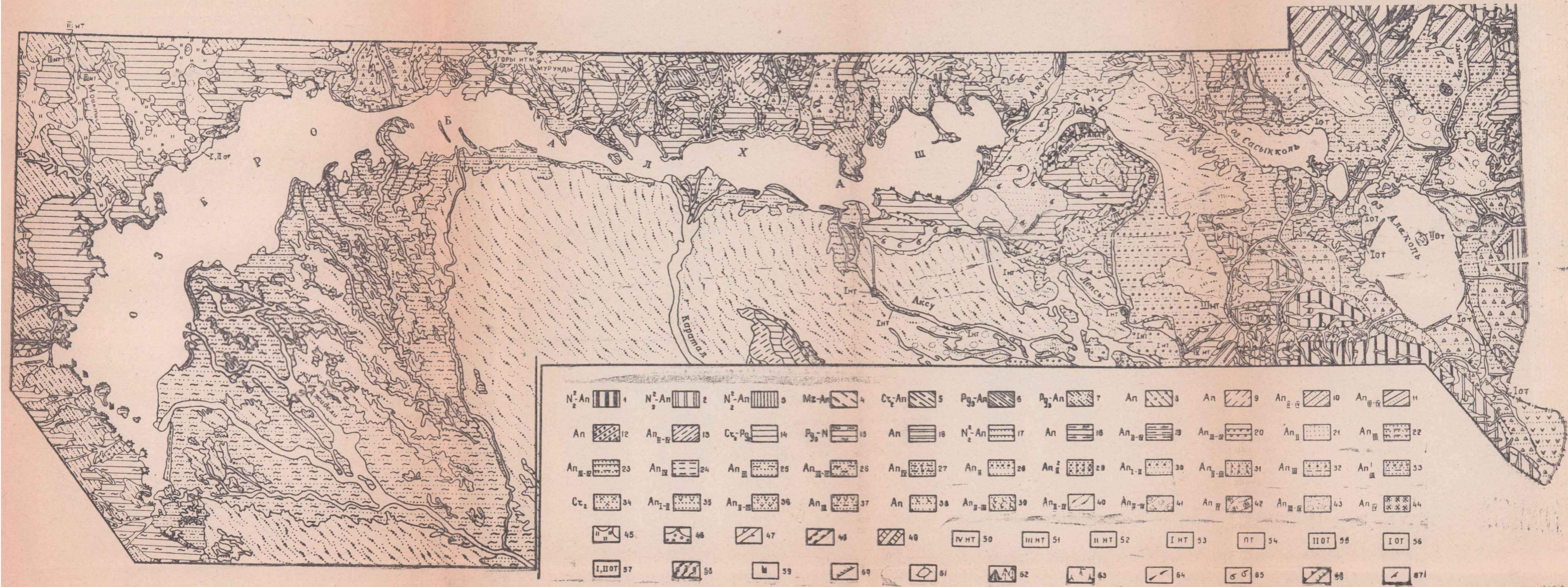


Рис. 17. Геоморфологическая карта Балхаш-Алакольской впадины. Составил Т. Н. Джуркашев. Горы тектонически-эрозионные: 1—резко расчлененное высокогорье; 2—резко расчлененное среднегорье; 3—умеренно расчлененное среднегорье. Мелкосопочник денудационно-эрозионный; 4—высокий водораздельный; 5, 6—средний и низкий водораздельный; 7, 8—низкий склоновый (приречный, приозерный); тектонически-эрозионный: 9—средний и низкий; 10, 11—внутригорные и предгорные адыры; 12, 13—бэдленд («дурные земли»). Равнины денудационные: 14, 15—слабоволнистые цокольные; 16—плоские пластовые; аккумулятивно-денудационные: 17, 18, 19, 20—слабоволнистые, на рыхлом верхнеплиоцен-антропогенном субстрате; аккумулятивные: 21, 22, 23—озерные плоские и покатые; 24—озерно-болотные плоские;

25, 26, 27—аллювиально-озерные покатые; 28, 29—аллювиальные покатые; 30, 31, 32, 33—аллювиально-пролювиальные наклонные и покатые; 34, 35, 36, 37—пролювиальные покатые и наклонные; 38, 39—делювиально-пролювиальные наклонные и вогнутые; аккумулятивные эоловые с полужакрепленным эоловым рельефом: 40—с грядовым рельефом; 41, 42—с грядово-бугристым рельефом; 43, 44—с бугристым рельефом. Формы и элементы рельефа, созданные речной деятельностью: 45—долины плоскостного стока со слившимися первой и второй надпойменными террасами; 46—долины плоскостного стока со слившимися первой надпойменной террасой и поймой; 47—нерасчлененные первая надпойменная терраса и пойма; 48—антецедентные участки долин; 49—каньонобразные участки долин; 50—четвертая надпойменная терраса; 51, 52, 53—третья,

вторая и первая надпойменные террасы; 54—пойменная терраса. Формы рельефа, созданные озерной деятельностью: 55—вторая озерная терраса; 56—первая озерная терраса; 57—нерасчлененные первая и вторая озерные террасы; 58—береговые валы: а—среднечетвертичные, б—древнебалхашские, в—пляжевые (современные); 59—абразионные останцы (кекуры); 60—абразионные уступы. Прочие знаки: 61—эрозионные останцы; 62—конусы выноса; 63—солончаковые и соровые котловины; 64—сухие речные русла плохой сохранности; 65—знак частичной эоловой переработки; 66—тектонические и эрозионные уступы; 67—направление наклона цокольной равнины.

западном берегу, по-видимому, соответствует береговой вал, отстоящий, по В. А. Обручеву (1940), на 400 м от озера.

Таким образом, озеро Эби-Нор со стороны Джунгарских ворот опоясывается тремя террасами, максимальная абсолютная высота которых не превышает 240 м. В Джунгарских воротах выше отметки 240 м имеются столовые возвышенности, сложенные третичными отложениями с покровом верхнегобийских конгломератов (Обручев, 1940).

Приведенные факты свидетельствуют о невозможности какой-либо связи между Древним Балхашом и Эби-Нором, развившихся самостоятельно с самого начала их возникновения.

## Г Л А В А V

### НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА

Основные черты современного рельефа Балхаш-Алакольской впадины и окружающих территорий созданы тектоническими движениями, продолжающимися с олигоцена и поныне — в течение новейшего этапа альпийского тектогенеза.

На описываемой территории выделяются четыре неотектонические структуры первого порядка, совпадающие с геоморфологическими районами:

1. Эпиварисская плита Северного Прибалхашья с постоянной тенденцией к общему поднятию.

2. Чу-Балхашское горст-антиклинальное суборогенное поднятие.

3. Орогенные складчато-глыбовые поднятия Западного Тарбагатай, Барлык и Джунгарского Алатау.

4. Балхаш-Алакольская впадина.

#### ЭПИВАРИССКАЯ ПЛИТА СЕВЕРНОГО ПРИБАЛХАШЬЯ

Эта область характеризуется постоянной тенденцией к общему поднятию прерывисто-непрерывного характера, в результате чего здесь до олигоцена сформировались три яруса разновозрастных поверхностей выравнивания.

Новейший этап тектогенеза отличается большей дифференциацией движений, усиливающейся в антропогене. В олигоцене максимальное поднятие испытала западная часть Северного Прибалхашья, где амплитуды положительных движений достигали 50 и более метров. К востоку движения затухают, и восточнее меридиана р. Ащюзек располагается стабильная область, возможно, испытывавшая незначительные опускания. Здесь на

больших пространствах развиты осадки павлодарской свиты мощностью до 10 м.

На границе плиоцена и древнего антропогена проявились только дифференцированные, преимущественно разрывные движения. Этот импульс создал антиклинальный свод гор Чубартау, осложненный на южном крыле сбросом. Амплитуда поднятия гор достигла 100 м, к востоку уменьшилась до 50 м. Кроме того, образовались односторонний горст урочища Калмакжаткан-Карашат, ограниченный с юго-запада сбросом с амплитудой до 30 м; клинообразный в плане двусторонний горст гор Итмуруды с амплитудой поднятия до 25 м; грабен-синклинальная структура в низовьях рек Туранга и Джамбаш с амплитудой прогибания до 30 м; грабен-брахисинклинальная структура в дельтовой части р. Токрау с амплитудой прогибания до 70 м. В урочище Калмакжаткан-Карашат наблюдаются шарнирные сбросы, а также их виргации. Между средним и поздним антропогеном возникли тектонические разломы, нарушившие среднеантропогеновые отложения в ур. Сарыкамыс, западнее р. Кызылкайнар и в районе полуострова Кентюбек. Амплитуда сбросов порядка 5—10 м. Возраст сбросовых нарушений точно устанавливается западнее полуострова Кентюбек, где тектонические трещины в неогеновых глинах заполнены галечником древнебалхашской террасы.

Деформация древнебалхашской террасы указывает на продолжающиеся в позднем и современном антропогене тектонические движения. Они связаны с разломами Джунгарского Алатау, пересекающими Прибалхашскую впадину и достигающими Северного Прибалхашья. Уменьшение высоты террасы от 9,7 до 5,7 м на западном берегу полуострова Балай вызвано Северо-Джунгарским сбросом. Другая деформация древнебалхашской террасы, сказывающаяся в снижении высоты ее от 3,2 до 1,5 м в районе полуострова Чубартюбек, приурочена к северо-западному окончанию Южно-Джунгарского сброса. Тектонические движения антропогенового времени привели к усилению контрастности рельефа Северного Прибалхашья, но не отразились сколько-нибудь значительно на его общем гипсометрическом положении.

#### ЧУ-БАЛХАШСКОЕ ГОРСТ-АНТИКЛИНАЛЬНОЕ СУБОРОГЕННОЕ ПОДНЯТИЕ

Данная область представлена северо-восточным крылом, полого снижающимся к Прибалхашской впадине. В олигоцене она испытала общее сводовое поднятие, устанавливаемое в южной

части по развитию олигоцен-неогеновой поверхности выравнивания. Амплитуда поднятия, судя по разнице высот между олигоцен-неогеновой и верхнемеловой-эоценовой поверхностями, не превышала 80—100 м.

В антропогене район снова был вовлечен в общее поднятие Чу-Балхашского водораздела, что привело к эрозионному расчленению олигоцен-неогеновой поверхности. Глубина расчленения не более 20 м и, по-видимому, соответствует амплитуде поднятия. Таким образом, суммарная амплитуда поднятий северо-восточного крыла Чу-Балхашской суборогенной области за новейший этап времени достигла 100—120 м.

Разрывные дислокации в Западном Прибалхашье не имеют широкого развития. В районе залива Каракамьс установлен сброс широтного простирания, по которому амплитуда перемещений равна 25—30 м. На поднятом северном крыле сохранилась верхнемеловая-эоценовая поверхность выравнивания, перекрытая в опущенном южном крыле антропогеновыми аллювиально-пролювиальными отложениями.

Относительно времени заложения сброса трудно высказать определенное мнение, однако сравнительно хорошая сохранность тектонического уступа позволяет предположить его молодой (антропогеновый) возраст.

На берегу залива Алаколь северо-восточное крыло Чу-Балхашского свода обрывается сбросом, по которому с ним сочленяется Прибалхашская впадина. Тетконический уступ высотой от 10 до 20 м прослеживается с перерывами на расстоянии около 40 км. Древнебалхашская терраса, приуроченная к поднятому крылу сброса, возвышается на 6 м над уровнем озера, тогда как ее обычная высота не превышает 1—1,5 м, что свидетельствует о продолжающихся в современное время движениях по данному разлому. Вероятно, сброс возник в антропогене.

#### ОРОГЕННЫЕ СКЛАДЧАТО-ГЛЫБОВЫЕ ПОДНЯТИЯ ЗАПАДНОГО ТАРБАГАТАЯ, БАРЛЫКА И ДЖУНГАРСКОГО АЛАТАУ

Эти горные системы первоначально возникли в результате сводовых поднятий, имевших место еще в олигоцене, однако максимальные поднятия они испытали в позднеплиоцен-антропогеновом этапе, когда проявились мощные движения складчато-глыбового характера.

Хребет Западный Тарбагатай представляет собой горст-антиклинорий первого порядка, состоящий из ряда

горст-антиклиналей и грабен-синклиналей второго порядка. На юго-западном склоне хребта выделяются горст-антиклинали гор Кызыл-Бельдеу и центрального хребта Западного Тарбагатая, разделенные Некрасовской грабен-синклиналью. В сводовых частях горст-антиклиналей сохранились фрагменты верхнемеловой — эоценовой поверхности выравнивания, расположенные на абсолютной высоте от 1100 до 2400 м. Южное крыло центрального хребта осложнено педиментом, распространенным на абсолютной высоте от 1300 до 1700 м и венчающим вершины среднегорного рельефа. Это обстоятельство указывает на два этапа поднятия, разделенных тектонически спокойным промежутком времени.

Амплитуда первого этапа поднятий центрального хребта, происшедших, по-видимому, в позднем плиocene — древнем антропогене, достигает 700 м, в среднем антропогене — 700—800 м. В общей сложности за позднеплиоцен-антропогеновое время свод центрального хребта испытал поднятие с амплитудой до 1500 м, а горст-антиклиналь Кызыл-Бельдеу — до 400 м.

Хребет Барлык представлен брахиантиклинальной структурой гор Арасантау, усложняемой новейшим сбросом по обновленному Барлыкскому разлому. На склонах и вершинах здесь сохранились фрагменты древней поверхности выравнивания, вероятно, верхнемелового — эоценового возраста, ясно обрисовывающие куполообразное сводовое поднятие высотой до 600 м. Вершина свода разбита сбросовым нарушением, выраженным в рельефе тектоническим уступом высотой до 100 м. Северное крыло сброса поднято. Сочленение брахиантиклинали Арасантау с Алакольской впадиной спокойное, без участия разрывных нарушений.

Джунгарский Алатау — это горст-антиклинорий, состоящий из широтно-ориентированных горст-антиклиналей и грабен-синклиналей второго порядка. В северной части хребта выделяются Тункурузская и Колпаковская грабен-синклинали и разделяющие их горст-антиклинали, выраженные в рельефе горами Чибынды, Буланбай и Тамчилы, Сарымсакты, Джабык.

Новейшие структуры Джунгарского Алатау наследуют широтное простираие палеозойских складок, причем наблюдается погружение осей структур к западу. На всех горст-антиклиналях сохранились фрагменты сводов, являющиеся остатками верхнемеловой поверхности выравнивания. Углы падения крыльев складок основания порядка 5—7°, оборваны сбросами с

амплитудой от 500 до 1000 м и осложняются тремя педиментными площадками. По мнению Л. К. Диденко-Кислицыной (1965), последние фиксируют периоды относительного покоя между тектоническими фазами. Количество их убывает к западу, что говорит о более поздних поднятиях западных частей горст-антиклиналей. Суммарная амплитуда поднятий колеблется от 350 до 1600 м.

Лучше других изучена Колпаковская впадина, сопряженная с окружающими горст-антиклиналями посредством сбросовых нарушений. В районе сел Дзержинского и Глиновки имеются поперечные поднятия до 300—400 м. Эти структуры более низкого, третьего порядка.

Отложения палеогенового и неогенового возраста, сохранившиеся во впадинах, дислоцированы с образованием складок течения или флексур. Пласты падают под углом от 5 до 45°, а иногда до 80°. Они часто разорваны разломами, по которым амплитуды перемещений незначительны — до первого десятка метров.

Сопряжение Джунгарского Алатау с Алакольской впадиной происходит по Главному Джунгарскому глубинному разлому, существующему с верхнего палеозоя. Этот разлом протягивается на 500 км от Пограничной Джунгарии до Восточного Прибалхашья и сопровождается многочисленными оперяющими разломами, обновленными в новейшем этапе тектогенеза. Кроме сбросовых нарушений по нему происходили правые сдвиговые перемещения. По данным В. С. Войтовича (1965), амплитуда новейших сдвигов в Джунгарских воротах колеблется от первых десятков метров до 2 км.

Так как Главный Джунгарский разлом дислоцирует верхнеантропогеновые отложения, то очевидно, что подвижки по нему происходят и в современную эпоху. Амплитуда сбросовых движений за позднеплиоцен-антропогеновое время достигала 1800 м, а на протяжении всего новейшего этапа — 2000 м.

С Прибалхашской впадиной Джунгарский Алатау также сопрягается посредством разломов, из которых к описываемой территории относятся Мулалинская и Алтайская ветви Северо-Джунгарского разлома, окаймляющие горы Ушколь и Кеттыбай-Бурлы. Размах сбросовых перемещений по ним не превышает 300—500 м.

В северной части Джунгарского Алатау проявились четыре фазы новейших движений, имевшие место в олигоцене, в начале позднего плиоцена, перед средним антропогеном и на грани-

це среднего и позднего антропогена. Амплитуды поднятий по фазам приблизительно распределяются следующим образом: до 200, 800, 500 и 200 м.

### БАЛХАШ-АЛАКОЛЬСКАЯ ВПАДИНА

Балхаш-Алакольская впадина состоит из предгорного Прибалхашского и межгорного Алакольского прогибов, являющихся структурами первого порядка.

Прибалхашский прогиб включает Южно-Прибалхашскую и Преддзунгарскую депрессии второго порядка, разделенные горами Ушколь и продолжением Северо-Дзунгарского разлома, установленным геофизическими исследованиями в его ложе.

Южно-Прибалхашский прогиб отличается асимметричным строением: спокойное пологое погружение северного крыла и более крутое южного осложнено сбросовыми нарушениями. Максимальное прогибание (до 1000 м) обнаружено восточнее вершины Баканасской дельты. В описываемом районе глубина погружения палеозойского фундамента не превышает 500 м.

Южно-Прибалхашскую впадину в северо-западном направлении пересекают Северо- и Южно-Дзунгарские разломы, дислоцирующие на северном берегу озера Балхаш верхнеантропогеновые отложения. В рельефе они не выражены вследствие широкого развития подвижных эоловых песков.

Преддзунгарский прогиб заключен между Северо-Дзунгарским и Лепсинским сбросами. Устройство впадины также асимметричное: максимальное погружение палеозойского фундамента (до 1000 м) смещено ближе к Северо-Дзунгарскому сбросу, средняя глубина порядка 200—300 м. Палеозойский фундамент впадины разбит на ряд отдельных грабенов продолжениями разломов, ярко выраженных в блоковой структуре хребта Дзунгарский Алатау.

В целом Прибалхашская впадина выступает как предгорный прогиб с максимальными опусканиями вблизи предгорий Дзунгарского Алатау, заложившийся в позднемеловое время, но окончательно оформившийся в течение новейшего этапа альпийских движений.

Алакольская впадина, заложённая между складчато-глыбовыми орогенными структурами Западного Тарбагатай, Барлыка и Дзунгарского Алатау, представляет собой межгорный прогиб первого порядка, осложнённый более мелкими

грабен-синклиналями и горст-антиклинальными структурами второго и третьего порядков.

В северо-восточной части Алакольской впадины располагается область неглубокого погружения палеозойского фундамента, примыкающая к Западному Тарбагатаю. Глубина погружения 100—150 м, в среднем равна 40—60 м. Эта область носит черты субплатформенного развития. Она осложняется горстовыми структурами третьего порядка, представленными в рельефе горами Корпобай и Аркарлы. Амплитуда поднятий горстов достигает 200 м. Разломы, оконтуривающие горсты, часто имеют шарнирный характер, выражающийся в смене по простиранию поднятых и опущенных крыльев.

В районе северного побережья озера Алаколь геофизическими исследованиями выявлена так называемая Эмельская депрессия глубиной до 1000 м, вытянутая в северо-западном направлении от предгорий Арасантау до дельты р. Урджар. Северо-восточные и юго-западные крылья нарушаются сбросами.

Юго-западнее указанной грабен-синклинальной структуры находится горст-антиклинальное поднятие, продольная ось которого проходит по островам Алаколя. Сводовая часть его скрыта под 200-метровой толщей кайнозойских отложений, но выходит на поверхность на островах Улькен и Кишкене-Аралтобе вследствие ундуляции шарнира складки. Крылья полого погружаются к северо-востоку и юго-западу и на глубине около 500 м обрываются сбросовыми нарушениями. Между этим поднятием и Главным Джунгарским разломом располагается наиболее глубокая депрессия. Она прослеживается от Джунгарских ворот до Восточного Прибалхашья. Максимальное прогибание фундамента, равное 1500 м, приурочено к междуречью Тентек — Жаманты. В остальных местах глубина прогиба не превышает 300—600 м. В этой депрессии выявлены разрывные нарушения, одно из которых отражается в рельефе периферической части конуса выноса реки Тентек. Надразломные опускания привели к прогибанию поверхности дельты, вследствие чего образовалась озерно-болотная равнина современного возраста. Кроме того, установлены разрывные нарушения верхнеантропогенных озерных отложений, опознаваемые по прямолинейным уступам высотой до 3 м (в районе пос. Жарсуат и на водоразделе между озерами Уялы и Алаколь).

Сбросо-сдвиговые нарушения, дислоцирующие верхнеантропогенные осадки, проявились на северо-восточном берегу зали-

ва Кши-Алаколь. Амплитуда сброса до 10 м, величина правого сдвига до 3 км.

Сдвиговая дислокация установлена также на южном берегу полуострова Аралтобе (оз. Сасыкколь) по поперечному смещению тальвегов логов, достигающих нескольких метров. Продольное смещение сдвига на перешейке между озерами Уялы и Сасыкколь перемещает тыловой шов сасыккольской террасы на расстояние около 600 м, причем левый сдвиг проявлен весьма ярко.

Алакольская впадина соединяется с Джунгарской через грабен Джунгарских ворот, разделяющих орогенные структуры первого порядка — Джунгарский Алатау и горные системы Барлыка и Майлы. Грабен ограничен Главными Джунгарским, Кши-Алакольским и Сарыбулакским разломами, по которым отмечаются сбросо-сдвиговые нарушения антропогенных отложений; по первым двум разломам сдвиги правые.

На восточном берегу оз. Джаланашколь четко фиксируются левые сдвиги по оперяющим трещинам Сарыбулакского разлома с амплитудой 100—1500 м.

Глубина залегания палеозойского фундамента в грабене Джунгарских ворот увеличивается в стороны Алакольской и Джунгарской впадин до 800 м, тогда как в центральной части она не более 300 м. Ссылаясь на данные геофизических исследований, В. С. Войтович (1964) допускает развитие в грабене юрских отложений. Неогеновые глинистые породы вскрыты скважинами около ст. Дружба на глубине 100 м под антропогенными молассами. Джунгарские ворота образовались при более поздних тектонических движениях новейшего этапа — не ранее позднего плиоцена.

## Г Л А В А VI

### ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ БАЛХАШ-АЛАКОЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ

Рассмотрение геологического и геоморфологического строения района приводит к выводу, что антропогенный этап является последним в цепи закономерно сменяющих друг друга более древних этапов рельефообразования. Поэтому целесообразно кратко охарактеризовать их для лучшего уяснения роли антропогенного периода в геологической истории Балхаш-Алакольской впадины.

#### ДОПОЗДНЕМЕЛОВОЙ ЭТАП

В допозднемеловой этап развития рельефа описываемой территории происходили медленные прерывисто-непрерывные поднятия консолидированной плиты, образовавшейся на месте замкнувшихся каледонских и варисских геосинклиналей. На фоне таких эпейрогенетических движений в восточной части района, примыкающей к Центрально-Азиатской зоне нижнемезозойского угленакопления, проявились более дифференцированные раннекиммерийские дислокации, приведшие к образованию мульд, выполненных континентальными терригенно-осадочными угленосными отложениями. Климат этого времени, судя по ископаемой флоре Алакольского угольного месторождения (район гор Катугу), был жарким и гумидным, способствующим распространению хвойно-гингковых лесов с папоротниковым подлеском (Белянкин, 1960). По данным В. М. Сеницына (1966), количество атмосферных осадков достигало 1000—2000 мм/год.

Рельеф развивался по нисходящему типу, и, по-видимому, процесс закончился выработкой пенеплена, остатки которого

предположительно фиксируют вершины верхнего яруса водораздельного мелкосопочника Северного Прибалхашья.

В позднеюрское время начиналась аридизация климата, в результате чего менялся тип растительности — господствовало ксерофильное редколесье из цикадофитов и хвойных. В апт-альбе появлялись покрытосеменные (магнолия, платан, эвкалипт, дуб), и ландшафт страны представлял собой современную саванну. К концу нижнемелового времени количество атмосферных осадков уменьшилось до 500—1000 мм/год (Синицын, 1966). Процессы рельефообразования этого периода заключались в разделении пенеплена, вовлеченного в общее поднятие эпиварисской плиты Центрального Казахстана. Нижнемезозойская поверхность была расчленена и постепенно замещена более молодой денудационной поверхностью, увенчанной на выходах крепких пород палеозойского фундамента останцами исходной поверхности. Амплитуда поднятия, по-видимому, не превышала 50—100 м, о чем свидетельствуют небольшие перепады высот между ниже- и среднемезозойскими поверхностями.

Допозднемеловой этап завершился формированием мощной коры выветривания, фиксирующей сейчас нижний ярус водораздельного мелкосопочника Северного Прибалхашья. Профиль коры выветривания отражает смену гумидного климата аридным: на острове Басарал белые каолиновые глины кверху переходят в красноцветные глины, а на горе Итмурунды нонтроитовые образования сверху бронированы кремнисто-железистыми породами («бирбиритами»). Предполагается, что в это время наметились контуры Алакольской впадины, окруженной невысокими возвышенностями на месте современных хребтов Западного Тарбагатая и Джунгарского Алатау. Прибалхашской впадины тогда еще не существовало.

#### ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ — ЭОЦЕНОВЫЙ ЭТАП

Дифференцированные тектонические движения, проявившиеся в начале позднемелового времени, предпослали в общих чертах современный орографический план территории — возникло сводовое поднятие Чу-Балхашского водораздела, разделившее Чуйский и Прибалхашский прогибы, поднялись также нынешнее Северное Прибалхашье и возвышенности на месте современного Джунгарского Алатау.

В областях поднятий преобладали денудационно-эрозионные процессы, обусловившие почти полный размыв коры вывет-

ривания, продукты которой были переотложены в Балхаш-Алакольской впадине в виде красноцветных и пестроцветных терригенно-осадочных толщ.

Область аккумуляции захватывала окраинные части современного Джунгарского Алатау. Здесь к концу этапа сформировалась новая поверхность выравнивания, увенчанная уже двумя ярусами водораздельного мелкосопочника — остатками более древних поверхностей выравнивания. Ее образование, по-видимому, шло по типу педиленизации, о чем свидетельствуют ярко выраженные педименты у подножий водораздельных сопок.

Климат этого периода отличался прогрессирующей аридизацией. По В. М. Сеницыну (1966), количество атмосферных осадков за данный этап уменьшалось от 800 до 500 мм/год, что подтверждается развитием сливных кварцитовидных песчаников на острове Басарал, подобных образованиям эоценового возраста Ветпак-Далы и Северного Казахстана.

Растительность территории была представлена ксерофильным редколесьем из хвойных и широколиственных пород (платана) и вечнозелеными растениями.

#### ОЛИГОЦЕН-НЕОГЕНОВЫЙ ЭТАП

Тектонические движения, проявлявшиеся в олигоцене, имели более дифференцированный характер. Прогибание Прибалхашской и Алакольской впадин сопровождалось общими поднятиями Чу-Балхашского водораздела, Северного Прибалхашья и возвышенностей на месте современных хребтов Западного Тарбагатая и Джунгарского Алатау. По размерам впадины были больше современных, о чем свидетельствуют сравнительно мощные олигоцен-неогеновые осадки, сохранившиеся в северной части Джунгарского Алатау. В областях поднятий закладывалась и древняя гидросеть, врезанная в верхнемеловую — эоценовую поверхность до 40—50 м.

Более энергично расчленялись Чу-Балхашское водораздельное плато и смежная с ним западная часть Северного Прибалхашья, где максимальные амплитуды положительных движений достигали 70 м. Склоны древних долин преобразовывались в мелкосопочник, а на юге Западного Прибалхашья эрозионные процессы даже приводили к возникновению пенеплена, распространяющегося по долинам в глубь водораздела.

Восточная половина Северного Прибалхашья, по-видимому, не испытывала поднятий. Здесь отсутствуют какие-либо следы

олигоцен-неогеновой гидросети, но зато широким площадным развитием выделяются красноцветные осадки павлодарской свиты.

Суммарная амплитуда прогибания Балхаш-Алакольской впадины порядка 300 м. Она частично компенсируется седиментацией аллювиальных и озерных отложений баканасской и алакольской свит.

Климату олигоцен-неогенового этапа были присущи нарастающее похолодание и континентальность, общие для всей Евразии (Синицын, 1965). В олигоцене климатические условия характеризовались следующими данными: среднемесячная температура января 0, +2°, июля +25°, годовая сумма осадков 600—800 мм (Синицын, 1965). Растительность разделялась на две экологические формации: леса долин (таксодиум, бук, гикори) и редколесье междуречных пространств с лаврами, циннамомумиями, фисташками и другими ксерофильными деревьями и кустарниками. Перед поздним плиоценом атмосферные осадки не превышали 500 мм/год, среднемесячные температуры января —0°, июля +20, +25°. Соответственным образом изменялся и ландшафт, приобретая саванно-степной характер.

#### ПОЗДНЕПЛИОЦЕН-АНТРОПОГЕНОВЫЙ ЭТАП\*

Мощные тектонические движения, проявившиеся в конце среднего плиоцена, знаменуют начало качественно нового этапа в развитии территории, в течение которого возникли и окончательно сформировались горные системы Тарбагатая, Барлыка и Джунгарского Алатау.

Поздний плиоцен. Сбросовые движения по Главному Джунгарскому разлому и оперяющим трещинам привели к заложению Колпаковской и Тункурузской впадин и разделяющих их хребтов. Оживление эрозионных процессов вызвало накопление илийской и хоргосской свит мощностью до 160 м. Амплитуда поднятий хребтов достигла 500—600 м. Одновременно с этим возникли горы Западного Тарбагатая и Барлыка, состоящие из горст-антиклиналей и грабен-синклиналей.

Орогенные движения распространялись от центральных хребтов горных систем, захватывая краевые части Балхаш-Алакольской впадины, в результате чего последняя сузилась на

---

\* Выделение этого этапа как самостоятельного основано на анализе истории развития рельефа территории, что подчеркивает дискуссионность вопроса о нижней границе антропогена.

юго-востоке и востоке. В Прибалхашской и Алакольской впадинах происходила аккумуляция озерных и аллювиальных отложений, мощность которых составляла 100 м. Контуры озерных бассейнов (ввиду недостаточности буровых скважин) нельзя восстановить; можно лишь предполагать существование разобценных озер, мигрировавших в пространстве и во времени.

В Северном и Западном Прибалхашье амплитуда положительных тектонических движений была незначительной, однако они вызвали размыв отложений павлодарской свиты и аккумуляцию продуктов размыва в древних долинах. На фоне общего воздымания выделилось сводовое поднятие гор Чубартау, у южного подножия которого накопились кирпично-красные глины с примесью щебня и дресвы палеозойских пород.

В позднем плиоцене продолжаются похолодание и усиление континентальности климата. Однако региональное распространение бореальных степей не затронуло описываемого района, климат которого был подобен климату сухих или опустыненных субтропиков с жарким летом и безморозной зимой. Это подтверждают горизонты известковистых журавчиков в отложениях данного времени, развитых в районе полуострова Кентюбек (из них к тому же известны находки скорлупы яиц илийского страуса — обитателя саванно-степного ландшафта).

Древний антропоген. Начало древнего антропогена явилось переломным моментом в эволюции климата, растительности и животного мира рассматриваемой территории. В результате резкого похолодания и усиления континентальности климата саванно-степной ландшафт сменился сухими бореальными степями со злаковым и полынно-лебедовым травянистым покровом. Соответственно изменился и животный мир — илийский фаунистический комплекс уступил место кошкурганскому, более приспособленному к новым экологическим условиям.

В начале древнего антропогена проявились тектонические движения, относимые Н. Н. Костенко (1963) к койбынской фазе альпийского тектогенеза. В Северном Прибалхашье они привели к образованию горстов и грабенных, усилив контрастность в общем слабохолмистого ландшафта. Горсты подвергались эрозионному расчленению и приобретали черты мелкосопочного рельефа. У подножий их накапливались пролювиальные грубообломочные отложения, цементируемые карбонатным и глинисто-карбонатным материалом, — это так называемые «верхнегобийские конгломераты». И в древних долинах одновременно размывались глинистые осадки павлодарской и илий-

ской свит, а также накапливались в них верхнегобийские конгломераты аллювиально-пролювиального генезиса.

В горных районах койбынская фаза неотектонических движений устанавливается на том основании, что верхнегобийские конгломераты с размывом, а в ряде участков с угловым несогласием залегают на отложениях хоргосской свиты (горы Текели). Широкое развитие плохоокатанных и слабосортированных отложений, сцементированных карбонатным веществом, указывает на сухой климат с жарким летом в первой половине древнего антропогена. В Балхаш-Алакольской впадине в это время сокращались реликтовые озера (с позднего плиоцена).

Похолодание и некоторое увлажнение климата во второй половине древнего антропогена вызвали понижение снеговой границы. Центральная часть Джунгарского Алатау, испытавшая наибольшие поднятия в койбынскую фазу орогенеза, подверглась первому оледенению полупокровного характера. В горах, где не было оледенения, происходило энергичное эрозионное расчленение, чему способствовало увеличение атмосферных осадков. В предгорьях и межгорных впадинах откладывались валунно-галечные отложения котурбулакской свиты, свидетельствующие о многоводности горных рек. Однако на равнинах, в том числе в Северном и Западном Прибалхашье, осадки были обильны не в такой степени, чтобы периодический речной сток сменился постоянным. Стало быть, можно предполагать, что большинство речных долин заканчивались конусами выноса, не достигая остаточных озер, существовавших в Балхаш-Алакольской впадине. Эти озера, по-видимому, несколько расширились в результате увеличения водности рек, стекающих с горных хребтов.

Средний антропоген. В горных областях в начале среднего антропогена происходили тектонические движения бакинской фазы новейшего этапа. В северной части Джунгарского Алатау поднятия горстовых блоков распространились на запад, в результате чего отложения котурбулакской свиты оказались на вершинах гор Чибынды, Буланбай и других. В поднятия были вовлечены и грабены, однако по темпу движений они отставали от горстов и сохранились в рельефе как впадины. Амплитуда поднятий снижается к западу от Главного Джунгарского разлома от 500 до 200 м.

Поднимавшиеся горстовые блоки пропиливались реками Лепсы и Тентек и образовывались antecedентные ущелья в горах Буланбай и Кеттыбай-Бурлы. Реки Ргайты, Жаманты и

Тентек пересекали тектонический уступ Главного Джунгарского разлома и создавали узкие каньоны глубиной до 200 м.

Западный Тарбагатай изучен мало. Не известно, как проявилась здесь бакинская фаза орогенеза. Но тем не менее можно думать, что формирование умеренно расчлененного среднегорного рельефа, на вершинах которого сохранились остатки позднеплиоцен-древнеантропогенного педимента, связано именно с поднятиями этой фазы. Данное предположение подтверждается тем, что верхний комплекс надпойменных террас рек, расчленяющих педимент, имеет среднеантропогенный возраст.

Незначительные тектонические подвижки характера общих поднятий происходили в бассейнах рек Моинты, Туранга и Кызылкайнар Северного Прибалхашья. Ими обусловлено врезание реки в свои наносы и образование второй надпойменной террасы, вложенной в третью.

В Балхаш-Алакольской впадине, сопряженной с горными поднятиями по разломам, произошли опускания, максимальные амплитуды которых приурочены к западному и северо-восточному окончаниям хребтов Джунгарского Алатау. Климатические условия в первой половине среднего антропогена отличались аридностью при сохранении прежней континентальности. Ледники полупокровного оледенения Джунгарского Алатау значительно сокращались по площади, а возможно, и полностью исчезали. Талые воды отступавших ледников значительно расчленяли выровненные вершины хребтов. К этому времени относится накопление отложений четвертых надпойменных террас рек горных областей.

Водность рек Северного и Западного Прибалхашья, питающихся исключительно за счет атмосферных осадков, резко уменьшалась. В долинах слаборазработанной гидрографической сети преобладала аккумуляция пролювиальных и делювиальных отложений. В Балхаш-Алакольской впадине сокращались размеры озер, зависящих по-прежнему от речного стока горных областей. В это время начиналось региональное развевание аллювиальных и озерных отложений и формировался грядовый и бугристо-ячеистый золотой рельеф. Пыль, выносимая из впадины, оседала в предгорьях Джунгарского Алатау, Тарбагатая, в горах Барлык и Майли, образуя лёссовые породы, венчающие разрезы котурбулакской свиты и верхних комплексов речных террас.

Наступавшие во второй половине среднего антропогена увлажнение и похолодание климата привели к развитию лед-

ников в центральных хребтах Джунгарского Алатау и в Западном Тарбагатае. Вследствие того, что хребты были подняты предшествующими тектоническими движениями на большую высоту, второе оледенение по своим масштабам намного превосходило первое. Значительная расчлененность рельефа обусловила горно-долинный тип оледенения, глетчеры которого достигали в длину, например в долине р. Лепсы, 75 км (Черкасов, 1957). Плювиальные условия эпохи отражены в спорово-пыльцевом спектре среднеантропогеновых отложений Тункурусской впадины, содержащих споры и пыльцу влаголюбивых растений *Hippophaerhamnoides*, *Viburnum*, *Malva*, *Athyrium filix femina*, *Dryopteris telipteris*, *Licopodium clavatum* (определения Л. Н. Чупиной). К этому же времени изменился состав фауны млекопитающих, о чем свидетельствует находка костей древнего длиннорогого бизона — типичного представителя хазарского фаунистического комплекса — в отложениях третьей надпойменной террасы р. Шет-Тентек.

Плювиальный режим конца среднего антропогена обусловил оживление эрозионных процессов в Северном и Западном Прибалхашье и формирование в основных чертах современной гидросети. Резко возростала водность речных артерий, сток многих рек (Джамши, Туранги, Кызылкайнара) не вмещался в ранее выработанные узкие русла, вследствие чего они часто меняли направление, разветвлялись и откладывали аллювиально-пролювиальные наносы на довольно больших пространствах (рис. 16).

В Балхаш-Алакольской впадине размывались остаточные озера и сливались некоторые из них. Так возникло сравнительно крупное пресноводное озеро, приуроченное к Эмельской котловине. Питали его реки, стекающие с хребта Западный Тарбагатай, а также р. Эмель. Эти реки формировали крупные дельты, песчано-глинистые осадки которых впоследствии были частично перевеяны с образованием эоловых песчаных массивов Бийкум и Бармаккум. В другой депрессии Алакольской впадины, вытянутой вдоль Главного Джунгарского разлома, также образовалось озеро, осадки которого ныне залегают под эоловыми песками Каракум и Сарыкум. В водном балансе озера огромное значение имел сток рек Джунгарского Алатау при меньшем участии стока рек Аягуз, Ай и Каракол. В восточной части Прибалхашской впадины существовало другое озеро, осадки которого сейчас слагают аккумулятивную равнину западнее гор Арганаты. Береговая линия его фиксируется древ-

ним береговым валом, находящимся восточнее сора Айнабулак. В акваторию озера входил район залива Бурлютобе, где от каменистого острова к югу стала наращиваться коса.

В среднем антропогене, по данным Н. Н. Костенко (1963), р. Или пропилила Капчагайское ущелье, в результате чего так называемое Илийское озеро, расположенное в районе г. Панфилова, стало проточным. В Южном Прибалхашье началось накопление в аллювиально-озерных условиях мелкозернистых песков и супесей. Область аккумуляции осадков постепенно перемещалась в северо-западном направлении. Озера Балхаш в современных границах тогда еще не было, и реки Северного и Западного Прибалхашья, вступая в Прибалхашскую низменность, формировали обширные конусы выноса.

Поздний антропоген. В начале позднего антропогена происходит заметная аридизация климата, последствия которой сказались в глубоких изменениях ландшафта территории. В горных районах начинают сокращаться ледники максимального (второго) оледенения. Темп стаивания был очень высоким, и огромные массы воды, заключенные в ледниках, в сравнительно короткий срок спускались в Балхаш-Алакольскую впадину. Горные реки являлись исключительно многоводными, что подтверждают наблюдающиеся в трогах максимального оледенения эрозионные врезы глубиной до 500 м (образовались в эпоху последнего межледниковья).

Интенсивности эрозионных процессов способствовали поднятия джунгарской фазы новейшего тектогенеза, имевшие особенно большой размах благодаря освобождению гор от массы ледников. В северной части Джунгарского Алатау амплитуды поднятий, в которые вовлекались и межгорные впадины, были наиболее значительными (до 200 м) вблизи Главного Джунгарского разлома. К западу они уменьшались до 50 м. Поднятие Западного Тарбагатая небольшое, о чем свидетельствуют цирки максимального оледенения, сохранившиеся на абсолютной отметке всего 1700 м. В горных областях накапливались отложения вторых надпойменных террас рек Чинжалы, Тентек с притоками, Жаманты и др. В Северном Прибалхашье тектонические движения джунгарской фазы проявлялись по разломам, причем сбросовым нарушениям подверглись ниже-среднеантропогенные отложения.

В ур. Сарыкамыс, в междуречье Туранга — Кызылкайнар и южнее гор Чубартау амплитуда сбросовых перемещений изменяется от нескольких до 10 м. В позднем антропогене начинает-

ся формирование отложений первых надпойменных террас рек Моинты, Жамши, Токрау, Ортасу, Ащиозек и других. Речной сток резко сократился в результате уменьшения осадков, чему соответствует низкий коэффициент сортировки верхнеантропогенного аллювия, содержащего преимущественно солоноватоводную малакофауну (Ключкин, 1964). По-видимому, речной сток приобретал периодический характер и не во всех случаях воды рек достигали Прибалхашской впадины. В летнее время вода сохранялась лишь в отдельных плёсах, становясь соленой.

Ввиду активного таяния ледников Джунгарского Алатау и Тарбагатайские прежние озера разливались и сливались в Балхаш-Алакольской впадине в громадное Древнебалхашское озеро. Оно заливало перешеек между озерами Балхаш и Сасыкколь, омывая пески Каракум и Сарыкум, включало современные озера Сасык-Алакольской группы и вторгалось узким заливом в Джунгарские ворота.

Соединению Древнего Балхаша с одновременно расширившимся Эби-Нором препятствовали конусы выноса рек, стекавших с хребтов Джунгарского Алатау и Майли. Проход Джунгарских ворот был полностью перекрыт ими еще в плювиальную эпоху конца среднего антропогена. Высота водораздела между этими озерами составляла около 40 м над уровнем Древнего Балхаша и приблизительно 200 м над уровнем Древнего Эби-Нора.

Сток рек, стекающих с хребта Барлык, не подвергшегося максимальному оледенению, почти прекратился в межледниковую эпоху. Вследствие этого Древний Балхаш выработал в Джунгарских воротах абразионно-аккумулятивную террасу, врезанную в отложения конусов выноса указанных рек.

Реки, стекавшие с Джунгарского Алатау, напротив, были многоводными и активно наращивали свои конусы выноса, в результате чего в юго-западной части Джунгарских ворот не могли образоваться, а тем более сохраниться какие-либо озерные террасы.

Многоводностью горных рек обусловлено и формирование обширных аллювиально-пролювиальных равнин в Предджунгарской и Алакольской впадинах. Река Или после выхода из Капчагайского ущелья формирует Акдалинскую дельту, которая, интенсивно наращиваясь, оттесняет Древнебалхашское озеро к северо-западу. К началу позднего антропогена исчезло Илийское озеро, так как его воды спустились в Прибалхашскую

впадину в результате заполнения осадками озерной котловины и переуглубления нижнего отрезка русла Или.

Таким образом, в эпоху последнего межледниковья в Древнебалхашское озеро входили акватории современных озер Балхаша, Сасыкколь, Алаколь и Джаланашколь. Его площадь превышала площадь нынешних озер приблизительно в полтора раза. Если допустить, что климатические условия последнего межледниковья аналогичны современным, то выходит, что возникновение и существование Древнего Балхаша было возможно при стоке горных рек, превышающем современный даже в полтора раза. Вероятность такого приращения стока не подлежит сомнению в свете исследований Н. Т. Кузнецова (1964), установившего, что при деградации ледников последнего оледенения, значительно меньшего по масштабам, чем максимальное, сток горных рек увеличивался до 20% по сравнению с нынешним. Доказательством этого тезиса служит также бифуркация долины Жолдыбек севернее пос. Марьи. Сама долина Жолдыбек по морфологии и размерам не отличается от долины р. Лепсы, что свидетельствует об одинаковом объеме речного стока в том и другом случае. Кроме того, часть воды сбрасывалась по безымянному рукаву к горам Кыскач. Рукав по размерам и морфологической выраженности уступает р. Лепсы и сухому руслу Жолдыбек. Следовательно, объем излишка воды был меньше современного стока р. Лепсы, приблизительно составляя не более половины последнего.

Во второй половине позднего антропогена наступило похолодание, что привело к последнему горному оледенению. Климатические изменения были неглубокими, а поэтому размеры оледенения — сравнительно незначительными. Участие ледников в питании горных рек резко уменьшилось, но оно компенсировалось увеличением количества атмосферных осадков, что явилось главным условием сохранения Древнего Балхаша в прежних границах, так как при незначительном увлажнении более низких территорий речной сток Северного и Западного Прибалхашья возрос не намного. Характерна в этом отношении приуроченность стоянок каменного века к речным долинам и побережьям Древнего Балхаша. Окатанные и неокатанные кремневые орудия и отходы каменной индустрии мустьерской и позднепалеолитической культур в массовом количестве встречаются на древних береговых валах северо-западного и северного побережий, на островах Басарал и Улькен-Аралтюбе. В Алакольской впадине остров Улькен-Аралтюбе привлекал позд-

непалеолитических обитателей прежде всего как источник сырья для изготовления орудий, вследствие чего здесь найдены лишь различные отщепы, неудачные заготовки и отбойники.

В указанное время формировались первые надпойменные террасы рек в Прибалхашской и Алакольской впадинах. Река Пралепсы ниже пос. Марьи разделялась на два рукава, один из которых, огибая с северо-востока горы Арганаты, впадал в Древний Балхаш, создавая крупную многолопастную дельту, а другой направлялся к западу, проходил у южных подножий гор Кыскач и Керегетас, соединяясь с озером в районе современной дельты р. Лепсы. К этому же периоду относится и начало становления баканаской дельты р. Или, наращивавшейся очень быстро и оттеснявшей озеро далее к северо-западу.

Из рек Северного Прибалхашья наиболее многоводными были Токрау и Ащиозек, образующие дельты на побережье. Остальные реки существовали лишь периодически, в результате чего их устья оказались перегороженными береговыми валами.

В течение позднеантропогенного времени западная часть Прибалхашской впадины непрерывно опускалась, вызывая ингрессию Древнего Балхаша. В отличие от других его побережий древние береговые валы здесь намечались один выше другого, что возможно лишь при непрерывном повышении уровня озера.

Современный антропоген. В начале современной эпохи произошли подвижные алма-атинские фазы новейшего тектогенеза и наметилась аридизация климата, продолжающаяся и ныне. Тектонические движения проявлялись в области, ограниченной горными сооружениями и Алакольской межгорной впадиной. Характер их был исключительно разрывной — возникали сбросы, надвиги и сдвиги (рис. 17). В Тункурузской впадине произошел надвиг эоценовых осадков на отложения первой надпойменной террасы р. Шет-Тентек (в окрестности села Дзержинского). По Главному Джунгарскому разлому были сбросовые и сдвиговые нарушения, захватывающие и часть оперяющих его трещин. Результат движений выразился в тектонических уступах, наблюдающихся в вершинах конусов выноса рек Токты и Жаманты, в горизонтальных смещениях тальвегов логов в Джунгарских воротах. Сбросо-сдвиговым нарушениям подвергались также конусы выноса рек, стекающих с хребтов Майлы и Барлык. Амплитуды перемещений не превышали десятка метров. Подвижки, по-видимому, вызывались

общим воздыманием окружающих гор и опусканием фундамента Алакольской впадины. В поднятие вовлекались краевые части впадины, в результате размеры Древнего Балхаша сократились. Быстро прогрессирующая аридизация климата ускорила этот процесс, и в самом начале современной эпохи Древний Балхаш распался на отдельные озера — Балхаш и Сасыкколь, простиравшиеся на северо-запад до соров Клы, Алаколь и Джаланашколь. Разделение Сасыкколя и Алаколя вызвано тектоническим поднятием в районе современного перешейка, причем разрядка напряжений произошла по сбросу, опущенное крыло которого обращено к оз. Сасыкколь. Озеро Алаколь сместилось к югу в результате опускания этой части впадины по сбросу, ответвляющемуся от Главного Джунгарского разлома в районе озера Джаланашколь.

В начале позднего антропогена водность горных рек была значительной за счет таяния льдов последнего оледенения и обеспечивала сравнительно высокий уровень Сасыкколя, Алаколя и Джаланашколя. В этих условиях формировались первые террасы озер.

Постоянное прогибание западной части Прибалхашской впадины вызывает трансгрессию Балхаша на западном побережье, в результате чего современные береговые валы здесь перекрывают древние. Реки Западного и Северного Прибалхашья обычно пересыхают, но в редкие годы при весенних половодьях доносят свои воды до Балхаша. Роль их в водном балансе незначительна, и питание озера с севера и запада осуществляется лишь подземным стоком.

В настоящее время уровень Балхаша зависит от стока рек, берущих начало в Джунгарском Алатау, главным образом от р. Или, являющейся наиболее мощной в районе. В низовьях она разветвляется и продолжает наращивать обширную бака-насскую дельту. На остальной площади Прибалхашской впадины речной сток сосредоточивается в долинах рек Каратал и Аксу, и в междуречьях интенсивно развиваются эоловые процессы.

По руслу Жолдыбек р. Лепсы направляется к северу, огибает горы Арганаты, а в районе своей позднеантропогенной дельты разбивается на ряд рукавов и теряется на освобожденной из-под Древнего Балхаша озерной равнине. Не исключено соединение части ее притоков с рукавами р. Тансык, впадающими в озерную котловину озера Клы. Отходящее к западу от русла Жолдыбек (около пос. Марьи) староречье отмирает из-за

уменьшения стока р. Лепсы. Дальнейшее усиление аридизации климата обусловило размещение стоянок культуры микролита у родников, рек с постоянным стоком и по бережьям озер. Стоянки открытого типа обычно приурочены к площадкам первых озерных и надпойменных речных террас.

Когда стаяли основные запасы льда последнего оледенения, уменьшилась водность горных рек, а это вызвало дальнейшее сокращение озер, особенно значительное в Алакольской впадине. Постепенно осушилась котловина сора Кылы, и озеро Сасыкколь приняло приблизительно современную конфигурацию. Тогда же сформировались уступы первых террас озер Алакольской впадины.

Приблизительно пять тысяч лет назад, в эпоху бронзы, русло Жолдыбек пересекалось Лепсинским сбросом, причем поднятое южное крыло приобрело обратный наклон. Река Лепсы вторглась по межгрядовым понижениям в эоловый песчаный массив и возвратилась в старое русло, огибающее подножия гор Кыскач и Керегетас до района современной дельты. Русло Жолдыбек отмерло и подверглось частичной переработке эоловыми процессами.

Эоловые процессы в течение современного антропогена протекали энергично, в результате чего увеличивалась площадь песчаных массивов в Балхаш-Алакольской впадине. Поверхность осушенных озерных равнин, отмершие дельты, староречья и площадки первых надпойменных террас, как правило, осложнялись эоловыми песчаными буграми и грядами.

В Северном и Западном Прибалхашье создавались дефляционные котловины, наследующие высохшие заливы Балхаша (Кашкан-Тениз, Ексор, Майкамыс) или отдельные понижения, являющиеся местными базисами эрозии (Актастынтуз и др.). Начавшееся соленакопление в этих котловинах продолжается и поныне.

В течение современного антропогена климат периодически увлажнялся, несмотря на продолжающуюся аридизацию. Об этом свидетельствуют стадияльные морены отступающих вюрмских ледников: количество их не превышает семи и точно совпадает с числом 1850-летних ритмов общей увлажненности Евразии (Шнитников, 1963). Количество современных береговых валов Балхаша также не более семи, поэтому мы вправе предполагать прямую связь между колебаниями уровня озер Балхаш-Алакольской впадины и указанными климатическими ритмами. По данным Е. В. Максимова (1961), первое увлажне-

ние климата было 10 000—11 400 лет тому назад, а последнее — 100—300. В промежутках между пльвиальными фазами площадь озер значительно сокращалась, но при увлажнении климата восстанавливалась приблизительно в прежних масштабах.

Особенно сильно повлияла на конфигурацию Балхаша аридная фаза, предшествовавшая последнему увлажнению. В то время его уровень значительно снизился (Джуркашев, 1964), и озеро разделилось на два водоема, занимавших котловины западного и восточного плёсов. Особенно сильно деградировал западный плёс, перешедший в озерно-болотную стадию развития. Этот процесс усугублялся тем обстоятельством, что потери воды р. Или в громадной баканасской дельте оказались чрезвычайно высокими. Обводненность «баканасов» того времени подтверждают «калмыцкие» поселения и оросительные каналы, связанные непосредственно с ними. В качестве доказательства можно привести известную карту Рената, на которой показаны и р. Или, и один из «баканасов» (Макшеев, 1888).

С 1733 по 1785 г. «баканасы» отмирали и речной сток сосредоточился в русле р. Или. В условиях повышенной увлажненности климата формировалась илийская дельта, быстро повышались уровни водоемов в котловинах западного и восточного плёсов, и Балхаш восстановился в современных границах. Предположительно это происходило не раньше чем 180 лет тому назад. С тех пор Балхаш испытывает колебания уровня от  $\pm 1,25$  до  $\pm 2,00$  м, зависящие от более мелких ритмом климатической изменчивости.

После трансгрессивного периода, начавшегося с 1946 г., озера Балхаш-Алакольской впадины имеют высокий уровень.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Антропогенную историю Балхаш-Алакольской впадины следует рассматривать в несколько расширенном объеме, включая сюда позднеплиоценовое время, когда были заложены основные черты современного рельефа этой впадины и окружающих горных сооружений.

Анализ геологического и геоморфологического строения рассматриваемой территории позволяет ответить на ряд дискуссионных вопросов, возникших при разборе взглядов предыдущих исследователей.

Балхаш-Алакольская впадина имеет тектоническое происхождение и состоит из Прибалхашского предгорного и Алакольского межгорного прогибов. Они осложнены структурами более низких порядков, типа грабен-синклиналей и горст-антиклиналей. Сочленение их с горными сооружениями происходит по разломам.

Заложение Алакольской впадины произошло в триасовую или раннеюрскую эпоху, тогда как Прибалхашская впадина возникла значительно позже — в позднемеловое время. С самого начала своего существования последняя была отделена от Арало-Каспийского бассейна Чу-Балхашским водоразделом, который постоянно испытывал поднятие, все более нарастающее по амплитуде.

Алакольская впадина на протяжении всей своей истории была тесно связана с Чугучакской и Джунгарской депрессиями. В настоящее время эта связь осуществляется через Эмельскую депрессию и грабен Джунгарских ворот.

Тектонические движения олигоценовой эпохи более резко оформили контуры Балхаш-Алакольской впадины, несколько

сглаженные впоследствии (в неогене) опусканием южной части Чу-Илийского водораздела и восточной половины Северного Прибалхашья.

Позднеплиоцен-антропогеновая история Балхаш-Алакольской впадины заключается в неоднократной смене процессов обводнения и осушения, происходящих на фоне сложных тектонических движений как самой впадины, так и сопредельных территорий. Такие явления были тесно связаны с изменениями климата всей Евразии и мощными орогенными движениями в Джунгарском Алатау, Западном Тарбагатае и Барлыке. В позднем плиоцене продолжают похолодание и усиление континентальности климата, наметившиеся еще в олигоцене. Однако увеличение количества атмосферных осадков в горных областях, еще сравнительно низких, было недостаточным для пополнения водности горных рек в такой мере, чтобы в бессточной Балхаш-Алакольской впадине могли образоваться крупные озера. Это было время существования мелких озер, образующихся в низовьях наиболее крупных рек.

Резкая аридизация климата, наступившая в начале позднего антропогена, подавляла тенденцию увеличения водности горных рек с возрастанием абсолютной высоты гор. Наступало время сокращения остаточных позднеплиоценовых озер.

Климат второй половины древнего антропогена характеризовался значительным похолоданием, в результате чего снеговая граница опустилась ниже вершин центральных хребтов Джунгарского Алатау и там развилось первое полупокровное оледенение. Увеличение расхода воды в реках приводило к разливу прежних озер и появлению новых. Однако процесс был приостановлен новой фазой аридизации в первой половине среднего антропогена. Последствия данного климатического ритма выражались в исчезновении горных ледников, сокращении озерных бассейнов и в золотой переработке песчано-глинистых отложений Балхаш-Алакольской впадины.

Увлажнение и похолодание климата в конце среднего антропогена вызвали второе максимальное оледенение в горных системах Джунгарского Алатау и Тарбагатая, а также обильный речной сток в горных областях, Северном и Западном Прибалхашье. В таких условиях в Балхаш-Алакольской низменности широко разливаются прежде существовавшие озера и возникают новые (осадки их установлены в Эмельской депрессии, северо-восточнее уступа Главного Джунгарского разлома, западнее гор Араганаты). По существу это и означает первую озерную стадию Балхаш-Алакольской впадины.

Аридные климатические условия знаменуют начало позднего антропогена. Происходили глубокая деградация ледников предыдущего оледенения и резкий спад расходов рек Северного и Западного Прибалхашья. Наоборот, реки, стекавшие с хребтов Джунгарского Алатау и Тарбагатай, имели наибольшие расходы в связи с быстрым таянием ледников. Огромная масса воды, законсервированная в ледниках максимального оледенения, в сравнительно короткий срок заполнила Балхаш-Алакольскую впадину. Отдельные озерные бассейны, возникшие в течение первой озерной стадии, широко развивались вплоть до слияния друг с другом, в результате чего образовалось громадное по размерам Древнебалхашское озеро. В акваторию его входили современные озера Балхаш, Сасыкколь, Алаколь и Джаланашколь. Площадь этого огромного резервуара превышала суммарную площадь перечисленных озер в полтора раза.

Древний Балхаш не соединялся с Эби-Нором, разлившимся одновременно с ним, так как к этому времени проход Джунгарских ворот был перекрыт мощными отложениями конусов выноса горных рек.

Похолодание и некоторое увлажнение климата во второй половине позднего антропогена, вызвавшие последнее (третье по счету) оледенение в Джунгарском Алатау, способствовали сохранению Древнего Балхаша в прежних размерах. Таким образом, к позднему антропогену приурочена максимальная обводненность Балхаш-Алакольской впадины, отвечающая второй озерной стадии развития. Причины, вызвавшие ее, коренятся в гидрологических особенностях горных рек, в стоке которых заметную роль играют талые воды ледников. В жаркие межледниковые эпохи расходы их намного возрастали и, как отмечалось, превышали расходы современных рек в полтора раза.

Синхронность максимальной озерной стадии Балхаш-Алакольской впадины и последнего межледниковья в горных областях, несомненно, закономерна и для Центральной Азии. Это своеобразное явление, честь открытия которого принадлежит В. А. Обручеву, мы предлагаем назвать «феноменом Обручева».

Распад Древнебалхашского озера на Балхаш, Сасыкколь (включавшего сор Кылы и оз. Уялы), Алаколь и Джаланашколь произошел в самом начале современной эпохи в результате аридизации климата и тектонических поднятий по Главному Джунгарскому разлому и в районе нынешнего перешейка между озерами Уялы и Алаколь. С аридизацией климата также

связаны отступление вюрмских ледников в Джунгарском Алатау и дальнейшее сокращение Сасыкколя, покинувшего котловину сора Кылы. Некоторое увеличение стока рек с ледниковым питанием не могло компенсировать возросшие потери воды на испарение с поверхности озера, и распад древнего Балхаша был неизбежен. В дальнейшем водный баланс озера находился в прямой зависимости от мелких (1850-летних) ритмов колебания климата. В частности, об этом свидетельствует совпадение количества современных береговых валов оз. Балхаш с числом климатических ритмов, соответствующих семи. Уровни озер периодически понижались и повышались, причем изменения конфигурации их могли быть значительными. Например, при последней регрессивной фазе, окончившейся приблизительно 180 лет тому назад, Балхаш разделился на два водоема — западный и восточный плёсы. Западный плёс представлял собой болото с рассеянными мелкими озерами.

В настоящее время уровни озер Балхаш-Алакольской впадины более или менее стабилизировались. Будущность этих озер зависит в основном от хозяйственной деятельности человека, роль которого в преобразовании природы все увеличивается.

В условиях сильной засушливости Южного Казахстана растет интерес к водным ресурсам Балхаш-Алакольской впадины. Еще в 1960 г. Н. С. Калачевым был предложен проект Или-Чу-Балхашского водохозяйственного комплекса, предусматривающий отвод рек бассейна озера Алаколь в Прибалхашскую низменность и переброску вод р. Или в Чуйскую впадину. Проект преследует цель обводнить земельные массивы Прибалхашья и низовьев р. Чу, пригодные для орошаемого земледелия. Однако при этом водный баланс Балхаша был бы нарушен коренным образом, что резко сократило бы площадь озера. Глубина восточного плёса в таком случае уменьшится на 11,5 м, а западного — на 6 м, т. е. в указанной части озеро практически исчезнет. В восточном плёсе вода сохранится лишь в наиболее глубоких котловинах, расположенных в районе полуостровов Чаукар и Кентюбек.

Проект Н. С. Калачева таит опасность многих осложнений. Прежде всего ставятся под угрозу ондатровое хозяйство в дельте р. Или и рыбные промыслы на озере. Кроме того, крупнейшие промышленные центры — Балхашский медеплавильный комбинат и Саякский рудник — лишатся источника воды для технических нужд. Другой недостаток проекта заключается в

том, что высохшая котловина Балхаша подвергнется интенсивной дефляции со всеми вытекающими последствиями: пыльными и солевыми бурями, наступлением песков. Иначе говоря, район станет еще более пустынным.

По нашему мнению, любые гидротехнические проекты, касающиеся рассматриваемой территории, должны разрабатываться с учетом всех возможных неблагоприятных последствий, способных нанести значительный ущерб народному хозяйству. В основу преобразования природы Прибалхашья должен быть положен принцип, не допускающий освоения пустынь в одних районах за счет уничтожения оазисов в других.

В ближайшее время на р. Или завершится строительство Капчагайской ГЭС, годовая выработка электроэнергии которой составит свыше 1 млрд. *квт·ч*. Создаваемое водохранилище (проектная емкость 28 *км<sup>3</sup>*, площадь 182 тыс. *га*) позволит освоить более 400 тыс. *га* пригодных для орошения земель в низовьях этой реки. В перспективе здесь будет один из основных районов рисосеяния, развитого животноводства, производства картофеля, овощей и бахчевых культур.

Сооружение такого гиганта с огромным водохранилищем органически связано с дальнейшей судьбой озера Балхаш. В условиях зарегулирования стока р. Или будущность этого озера всецело зависит от режима наполнения водоема, попусков в нижний бьеф и развития ирригации. Поэтому продолжительность наполнения водохранилища, по нашим расчетам, должна составить не менее 12 лет, в течение которых следует постоянно поддерживать уровень озера не ниже абсолютной отметки 341 м. В противном случае повысится минерализация его вод и возникнут затруднения с водоснабжением промышленных объектов, не говоря уже о других последствиях, могущих принести ущерб народному хозяйству.

---

## ЛИТЕРАТУРА

Аленицын В. Д. SO—NW поднятий в Арало-Каспийской стране. Тр. Сиб. об-ва испытателей природы, т. 7, 1876.

Афоничев Н. А. Новейшая тектоника и рельеф северного склона Джунгарского Алатау. В кн.: «Вопросы географии Казахстана», вып. 7, 1960.

Берг Л. С. Предварительный отчет об исследовании оз. Балхаш летом 1903 г. «Изв. РГО», 1904, т. 40, вып. 4.

Войтович В. С. Тектоника грабена Джунгарских ворот и перспективы его угленефтеносности. В сб.: «Материалы по региональной тектонике СССР». М., «Недра», 1964.

Войтович В. С. Природа Джунгарского глубинного разлома. Автореферат. М., 1965.

Вяткин М. К. О геоморфологии и некоторых моментах новейшей геологической истории Южного Прибалхашья. «Вестн. АН КазССР», 1948, № 8.

Галицкий В. В. Палеогидрография и неотектоника Восточного Прибалхашья. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1957, вып. 3(28).

Геология и металлогения Джунгарского Алатау. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1966.

Горностаев Н. Н. Четвертичные отложения у северных подножий Джунгарского Алатау. «Изв. Зап.-Сиб. отд. Геолкома», 1929, т. 9, вып. 1.

Джуркашев Т. Н. Пролит Узунарал и некоторые вопросы новейшей истории озера Балхаш. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1964, вып. 4.

Диденко-Кислицина Л. К. Новые данные по стратиграфии кайнозоя и новейшей тектонике Джунгарского Алатау. В сб.: «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 2(27). Алма-Ата, 1964.

Диденко-Кислицина Л. К. О количестве и возрасте оледенений Джунгарского Алатау. В сб.: «Гляциологические исследования в Казахстане», вып. 5. Алма-Ата, 1965.

Диденко-Кислицина Л. К. Геоморфология, стратиграфия кайнозоя и новейшая тектоника северо-восточной части Джунгарского Алатау. В сб.: «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 3(28). Алма-Ата, 1965.

Домрачев П. Ф. Балхаш и Прибалхашье. Алма-Ата, Казахст. краевед. изд-во, 1935.

Елисеев В. И. О пролювии Алакольской впадины. В сб.: «Литология и полезные ископаемые», № 2. М., «Наука», 1964.

Елисеев В. И. Пролувиальный предгорной аридной зоны. В сб.: «Генезис и литология континентальных антропогенных отложений». М., «Наука», 1965.

Казанли Д. Н. Новые данные о юрмском оледенении в Заилийском и Кунгей Алатау. «Вестн. АН КазССР», 1947, № 6(27).

Казанская Е. А. Морфология и динамика берегов озера Алаколь. В сб.: «Алакольская впадина и ее озера». Алма-Ата, «Наука», КазССР, 1965.

Калачев Н. С. Или-Чу-Балхашский водохозяйственный комплекс. В сб.: «Проблемы водообеспечения Центрального Казахстана». Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.

Калесник С. В. Геологические и геоморфологические наблюдения на северном склоне Джунгарского Алатау. «Изв. ВГО», 1933, т. 65, вып. 3.

Калецкая М. С., Авсюк Г. А., Матвеев С. Н. Горы Юго-Восточного Казахстана. Алма-Ата, 1945.

Касаткин Н. И. Некоторые соображения по поводу Балхаша. «Проблемы физической географии», 1939, т. 7.

Кассин Н. Г. Материалы по палеогеографии Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1947.

Квасов Д. Д. Возможные причины геологической молодости озера Балхаш. «Изв. ВГО», 1959, т. 91, вып. 6.

Ключкин В. В. Стратиграфия четвертичных отложений Моинты-Жаман-Сарысуйского водораздела. «Вестн. ЛГУ», 1964, № 18.

Корнилова В. С. Палеоботаническая характеристика горизонта сливных песчаников палеогена в Казахстане. В сб.: «Материалы по истории фауны и флоры Казахстана», т. 1. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1955.

Коровин В. И., Кудрин Р. Д. Уровенный режим Алакских озер. В сб.: «Вопросы географии Казахстана», вып. 12, 1965.

Костенко Н. Н. Основы стратиграфии антропогена Казахстана. Алма-Ата, 1963.

Костенко Н. Н. К истории Балхаша. «Изв. КазФАН СССР, серия геол.», 1946, вып. 8 (26).

Костенко Н. П., Ранов В. А. Покровная толща среднелейстоценовых террас и вопросы геологического возраста мустье в Средней Азии. «Изв. Отд. общественных наук АН ТаджССР», 1966, № 1 (43).

Кузнецов Н. Т., Мурзаев Э. М. Озерные стадии развития Центральной Азии в четвертичное время. В сб.: «Озера полуаридной зоны». М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963.

Кузнецов Н. Т. Проблемы гидрологии Центральной Азии. «Изв. АН СССР, серия географ.», 1964, № 1.

Кудрин Р. Д., Шильниковская Л. С. Гидрохимический режим Алакольских озер. В сб.: «Вопросы географии Казахстана», вып. 12, 1965.

Курдюков К. В. Древние озерные бассейны Юго-Восточного Казахстана и климатические условия времен их существования. «Изв. АН СССР, серия географ.», 1952, № 2.

Курдюков К. В. Лепсинский взброс — современное смещение земной коры в Восточном Прибалхашье. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1956, № 5.

Курдюков К. В. К геологическому развитию Прибалхашья в позднем кайнозое. «ВМОИП, новая серия, отд. геол.», 1958, т. 33, вып. 3.

Максимов Е. В. К вопросу о древних оледенениях в Джунгарском Алатау. «Изв. ВГО», 1958, т. 90, вып. 1.

Максимов Е. В. Стадиальный характер отступления юрмских ледников в Джунгарском Алатау и в некоторых других горных системах Азии. «Докл. АН СССР», 1961, т. 136, № 1.

Макшеев А. И. Карта Джунгарии, составленная шведом Ренатом во время плена у калмыков с 1716 по 1733 г. «Записки РГО по общей географии», 1888, т. 11.

Маркова Н. Г. Закономерности размещения разновозрастных складчатых зон на примере Центрального Казахстана. В сб.: «Складчатые области Евразии». М., 1964.

Медоев Г. Ц. Погребенные долины Сары-Арка (Центральный Казахстан). «Изв. ВГО», 1956, т. 88, № 2.

Мурзаев Э. М. Центральная Азия в кайнозое. В сб.: «Идеи акад. В. А. Обручева о геологическом строении Северной и Центральной Азии и их дальнейшее развитие». М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963.

Мефферт В. Ф. Очерк Северного Прибалхашья и побережий Западного Балхаша. «Изв. РГО», 1912, т. 48, вып. 1—5.

Мушкетов И. В. Туркестан. Географическое и орографическое описание по данным, собранным во время путешествий с 1874 по 1880 г., т. 1. СПб., 1886.

Никифорова К. В. Кайнозой Голодной степи Центрального Казахстана. Тр. Ин-та геол. АН СССР, вып. 45, 1960.

Никольский А. М. Путешествие на оз. Балхаш и в Семиреченскую область. «Записки Зап.-Сиб. отд. РГО», 1885, кн. 7, вып. 1.

Никольский А. М. К истории оз. Балхаш. «Записки Одесского общества естествоиспытателей», 1928, т. 44.

Обручев В. А. Пограничная Джунгария. Отчет о путешествиях, совершенных в 1905, 1906 и 1909 гг., т. 3, вып. 2. М.—Л., 1940.

Петрушевский Б. А. Мезозой-кайнозойская структура Казахского нагорья. В сб.: «Вопросы геологии Азии», вып. 1, 1954.

Позднышева Д. П., Сарсеков А. С. О генезисе верхнемеловых галечников Северо-Западного Прибалхашья. «Вестн. АН КазССР», 1966, вып. 1.

Посохов Е. В. Соляные озера Казахстана. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Русаков М. П. Геологический очерк Прибалхашья и озера Балхаш, полезные ископаемые района. М.—Л., Цветметиздат, 1933.

Рыбин Н. Г. Сухие русла древней реки Или — баканасы. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1955, вып. 19.

Сапожников В. В. Очерки Семиречья. «Изв. Томского университета», кн. XXVI. Томск, 1905.

Сапожников Д. Г. Современные осадки и геология оз. Балхаш. Тр. Ин-та геол. АН СССР, вып. 132 (53), 1951.

Сапожников Д. Г. Оз. Балхаш и его донные осадки. «Природа», 1954, № 2.

Сарсеков А. С. Проявление новейшей тектоники в бассейне реки Мойнты. «Вестн. АН КазССР», 1953, № 3.

Сарсеков А. С. Устройство поверхности бассейна реки Мойнты и основные этапы ее развития. «Вестн. АН КазССР», 1958, № 4.

Сваричевская З. А. Очерки по геоморфологии Казахстана. Л., 1941.

- Сваричевская З. А. К истории Балхаш-Алакольской впадины. «Вестн. ЛГУ, серия биол., геогр., геол.», 1952, № 7.
- Сваричевская З. А. Геоморфология Казахстана и Средней Азии. Л., Изд-во ЛГУ, 1965.
- Селевин В. А. О колебаниях уровня оз. Балхаш. «Природа», 1933, № 7.
- Селиванов Е. И. Геоморфология Джунгарии. М., «Недра», 1965.
- Семенов-Тянь-Шанский П. П. Географо-статистический словарь Российской империи, т. 1. СПб., 1863.
- Синицын В. М. Древние климаты Евразии, ч. 1. Палеоген и неоген. Л., Изд-во ЛГУ, 1965.
- Синицын В. М. Древние климаты Евразии. Мезозой. Л., Изд-во ЛГУ, 1966.
- Тарасов М. Н. По поводу сообщения Д. Д. Квасова «Возможные причины геологической молодости оз. Балхаш». «Изв. ВГО», 1961, т. 93, вып. 3.
- Терлецкий Б. К. Балхаш-Алакольская впадина. Тр. Гл. геолого-развед. упр., вып. 105. М.—Л., 1931.
- Усов П. С. Русская Джунгария. В сб.: «Живописная Россия», т. 10. СПб., 1885.
- Федорович Б. А. Вопросы палеогеографии равнин Средней Азии. Тр. Ин-та географии АН СССР, вып. 37, 1946.
- Филоненко П. П. Морфометрия Алакольских озер. В сб.: «Вопросы географии Казахстана», вып. 12. Алма-Ата, 1965.
- Хайдаров Р. М. О динамике русловых процессов в дельте реки Или. Тр. Всесоюз. ин-та «Гидропроект», сб. 4, 1960.
- Черкасов П. А. К вопросу о древнем оледенении Джунгарского Алатау на примере бассейна р. Лепсы. В сб.: «Вопросы географии Казахстана», вып. 2. Алма-Ата, 1957.
- Шнитников А. В. Элементы водного и солевого баланса оз. Балхаш. В сб.: «Балхаш и соляные озера его бассейна», вып. XI. Л., 1936.
- Шнитников А. В. Озера Западной Азии — индикаторы колебаний общей увлажненности их бассейнов. Тр. лаборатории озероведения АН СССР, т. 15, 1963.
- Штегман Б. К. К истории формирования дельты реки Или. В сб.: «Геоморфология и палеонтология». М.—Л., 1951.
- Шупарская Л. К. Геоморфология Западного Тарбагатай. В сб.: «Вопросы географии Казахстана», вып. 13. Алма-Ата, 1966.
- Юнусов Г. Р. Водный баланс озера Балхаш. В сб.: «Проблемы водохозяйственного использования р. Или». Алма-Ата, 1950.
- Юнусов Г. Р. Гидрологический режим озера Балхаш. Тр. Третьего Всесоюзного гидрогеологического съезда, т. 4, 1959.
- Яковлев Д. И. Голодная степь Казахстана. М.—Л., 1941.
-

---

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . .	3
<i>Глава</i> I. РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ БАЛХАШ-АЛАКОЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ . . . . .	6
<i>Глава</i> II. КРАТКИЙ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК . . . . .	12
<i>Глава</i> III. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ . . . . .	20
Палеозой . . . . .	21
Мезозой . . . . .	22
Кайнозой . . . . .	24
<i>Глава</i> IV. ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ . . . . .	54
<i>Глава</i> V. НОВЕЙШАЯ ТЕКТНИКА . . . . .	94
<i>Глава</i> VI. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ БАЛХАШ- АЛАКОЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ . . . . .	10
Заключение . . . . .	11
Литература . . . . .	1

---

**Джуркашев Тулеген Нуртаевич**

**АНТРОПОГЕНОВАЯ ИСТОРИЯ  
БАЛХАШ-АЛАКОЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ**

*Утверждено к печати Ученым советом Ордена Трудового Красного Знамени  
Института геологических наук им. К. И. Сатпаева  
Академии наук Казахской ССР*

Редактор *Е. А. Короткова*  
Худож. редактор *А. Б. Мальцев*  
Техн. редактор *Л. И. Шашкова*  
Корректор *Д. Е. Ульянцева*

\* \* \*

Сдано в набор 17/II 1972 г. Подписано к печати 28/IV 1972 г.  
Формат 60×84<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага № 1. Усл. печ. л. 8 (2 вкл.). Уч.-изд. л. 8,5.  
Тираж 750. УГ01149. Цена 1 р. 7 к.

\* \* \*

Типография изд-ва «Наука» Казахской ССР, г. Алма-Ата, ул. Шевченко, 28.  
Зак. 36.

862