П 3973
429

А. М. КОРОТКИЙ,
Л. П. КАРАУЛОВА, Т. С. ТРОИЦКАЯ

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПРИМОРЬЯ

СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

ИЗДАТЕЛЬСТВО „НАУКА“
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
Труды Института геологии и геофизики
Выпуск 429

А. М. КОРОТКИЙ, Л. П. КАРАУЛОВА, Т. С. ТРОИЦКАЯ

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПРИМОРЬЯ

СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Ответственный редактор
д-р геол.-мин. наук В. И. ГУДИНА

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1980

9/3

УДК 551.791 + 551.796 + 551.8 (571.63)

В монографии излагаются результаты комплексного изучения разрезов плейстоцена и голоцена Приморья. Рассматриваются история формирования рельефа, колебание уровня Японского моря, изменение наземной растительности и морской фауны. Четвертичные отложения рассмотрены как часть единого комплекса верхнекайнозойских отложений, соответствующего последней стадии развития рельефа Сихотэ-Алиня, Восточно-Маньчжурских гор, Раздольненско-Ханкайско-Уссурийской депрессии и прибрежной зоны шельфа Японского моря. Дается детальное расчленение континентального и морского голоцена. Результаты исследования сравнивались с материалами по сопредельным территориям (югу Хабаровского края, Северо-Восточного Китая, Сахалина, и Японских островов). Предлагается новая стратиграфическая схема расчленения плейстоценовых и голоценовых осадков. Для ее обоснования и палеогеографических реконструкций в работе приведены результаты палинологического, диатомового, макро- и микрофаунистического, радиоуглеродного (C^{14}), литолого-фациального и других методов. Выделенные стратиграфические подразделения сопоставляются с сибирской и европейской шкалами.

Книга рассчитана на геологов, геоморфологов, палеогеографов, а также преподавателей высших учебных заведений.

© Издательство "Наука", 1980.

ч $\frac{20801-718}{055(02)-80}$ 288.79.1904040000.

П96448

Центральная научная БИБЛИОТЕКА Академии наук Киргизской ССР

ПРЕДИСЛОВИЕ

В связи с проведением геолого-геоморфологических работ по изучению антропогена в Дальневосточном научном центре АН СССР, Приморском геологическом управлении, Дальморниипроекте, ДальНИИГИ и других научных и научно-производственных организациях Приморья усилился поток геологической информации. Предлагаемая работа представляет собой сводку по стратиграфии и палеогеографии антропогена Приморья, составленную преимущественно на основе исследований авторов, а также печатных и фондовых материалов 1965-1976 гг.

В работе рассмотрены четвертичные отложения Южного, Среднего и частично Северного Сихотэ-Алиня, Юго-Западного Приморья (отроги Восточно-Маньчжурских гор) и восточной, южной и центральной частей Раздольненско-Ханкайско-Уссурийской низменной равнины (в пределах территории СССР). Полученные данные сравнивались с материалами по геологии четвертичных отложений сопредельных территорий (юга Хабаровского края, Северо-Восточного Китая, Сахалина и Японских островов). Дана краткая история изученности четвертичных отложений Приморья. Это вызвано отсутствием сводок и обилием фактического материала в отчетах геологических организаций, который не всегда в должной мере проанализирован.

Четвертичные отложения рассмотрены как часть единого комплекса верхнекайнозойских отложений, соответствующего последней стадии развития рельефа Сихотэ-Алиня и сопредельных территорий. Для комплекса осадков плиоцена и плейстоцена отмечены следующие особенности: широкое площадное распространение; сравнительно малая суммарная мощность осадков (до 100 м); большая, чем в палеоген-среднем миоцене, грубообломочность разреза; меньшая тектоническая дифференциация площадей верхнекайнозойского осадконакопления в сравнении с палеоген-ранним миоценом.

Особенности верхнекайнозойского комплекса осадков позволяют считать его синхронным стадии консолидации Сихотэ-Алинского свода, когда возникла крупная сводовая морфоструктура, сопряженная с зонами крупных краевых и межгорных прогибов. Эта стадия по интенсивности и направленности движений не была однородной, что и обусловило различия в строении четвертичных и более древних толщ осадков. Значительные изменения климата в плейстоцене, выраженные в чередовании холодных и теплых фаз и сопряженные с крупными колебаниями уровня Мирового океана, отразились на формировании осадков плейстоцена.

Четвертичные отложения Южного Сихотэ-Алиня и сопредельных территорий могут рассматриваться как наиболее полная в генетическом отношении часть геологического разреза, соответствующего современному рельефу.

Естественно, что без хорошо разработанной и достаточно обоснованной стратиграфии четвертичных отложений палеогеографические реконструкции плейстоцена для этой обширной территории (около 350 тыс. км^2) будут

сильно затруднены. Поэтому нами предложена стратиграфическая схема осадков плейстоцена, разработанная на основе фактического материала, полученного в 1965–1976 гг. В основу стратиграфического расчленения положен биоклиматостратиграфический принцип деления четвертичной системы. Для расчленения верхнего плейстоцена и голоцена использованы результаты радиоуглеродного анализа (C^{14}), которые получены в лабораториях Института геологии и геофизики СО АН СССР (индекс – СО АН), Московского университета (индекс – МГУ), Северо-Восточного комплексного научно-исследовательского института ДВНЦ АН СССР (индекс – МАГ).

В соответствии с выделенными горизонтами и слоями плейстоцена и голоцена в работе описаны четвертичные отложения Сихотэ-Алиня, Восточно-Маньчжурских гор, Раздольненско-Ханкайско-Уссурийской депрессии и отдельно прибрежной зоны. Выделение прибрежной зоны, включающей береговую полосу суши и мелководный шельф, в самостоятельную подзону вызвано своеобразием геолого-геоморфологических процессов в зоне перехода от материка к океану, где слабые по интенсивности процессы тектонического погружения сочетаются с периодическими крупноамплитудными колебаниями уровня Японского моря.

Рассматриваемый комплекс четвертичных отложений анализируется как синхронный современному рельефу. В связи с этим геоморфологические аспекты палеогеографии плейстоцена получили должное освещение. Для обоснования стратиграфической схемы и палеогеографических реконструкций плейстоцена в работе приведены результаты палинологического, диатомового, микро- и макрофаунистического, литолого-фациального и других анализов. Стратиграфическая схема расчленения четвертичных отложений Приморья обсуждалась и одобрена на рабочем совещании РМСК Дальнего Востока в г. Хабаровске (1976 г.). Работа будет полезна при геологической съемке территории, поисках полезных ископаемых, портовом строительстве, прогнозе развития природной среды.

Большую помощь в лабораторной обработке полевых материалов оказали сотрудники Центральной лаборатории ПТГУ г. Владивосток – Е.И.Царько, М.П.Тарышкина, В.П.Таланова и др.; Института биологии моря ДВНЦ АН СССР – Г.А.Евсеев; Биолого-почвенного института ДВНЦ АН СССР – Т.Г.Калишевич; лаборатории абсолютного возраста Института геологии и геофизики СО АН СССР – Л.В.Фирсов, В.А.Панычев; МГУ – А.И.Шлюков, О.Б.Парунин; Северо-Восточного комплексного научно-исследовательского института ДВНЦ АН СССР – А.В.Ложкин. В компоновке книги и редактировании большую помощь авторам оказали С.Л.Троицкий, А.П.Кулаков. Оформление рисунков и текста выполнено М.Е.Пономаревой, Р.Л.Розовой и Г.Д.Васильевой.

Глава 1

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ИЗУЧЕННОСТИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИМОРЬЯ

Изучение покрова рыхлых отложений Приморья началось русскими путешественниками одновременно с исследованиями природы этого района. Так, уже в путевых заметках Н.М.Пржевальского (1947) есть упоминания об особенностях наносов, слагающих низкие равнины вокруг оз. Ханка и на побережье Японского моря. Общие сведения о строении молодых отложений даны в первой геологической сводке (Д.Иванов, 1897). Знакомство с ранними работами по вопросам геологии антропогена показывает, насколько продуктивным оказался геологический подход при познании новейшей истории становления рельефа и коррелятных ему осадков. Сходство фауны в разрезах низкой прибрежной равнины и современных моллюсков Уссурийского залива позволило Д.В.Мушкетову (1910) сделать вывод о молодом возрасте рельефа и морском происхождении осадков в устьях рек Артемовки и Шкотовки. Важный палеогеографический вывод о недавнем понижении уровня Японского моря и отступании моря подтвержден геологическими материалами, не утратившими своего значения и в настоящее время.

В более поздних работах приведено лишь упоминание об особенностях рыхлых отложений (Преображенский, 1927) или дано расчленение отложений плейстоцена на основе общих представлений (Криштофович, 1932). Исключение представляет работа А.А.Анерта (1928), который в общем обзоре полезных ископаемых Дальнего Востока приводит геологическую характеристику месторождений торфа, магнетито-гематитовых и золотых россыпей.

В предвоенные годы, когда началось систематическое изучение геологического строения Приморья, вопросам четвертичной геологии уделялось еще мало внимания. Среди работ этого времени следует отметить обобщающую статью В.К.Арсеньева (1929), в которой наряду с описательной геоморфологией дан анализ строения новейших отложений в речных долинах и на побережье Японского моря. В сводной работе В.З.Скорохода (1941) впервые обобщен материал по геологии позднего кайнозоя. К этому времени относятся первые стратиграфические работы, выполненные на основе изучения спор и пыльцы (Минкина, Федорова, 1936), а также палеогеографические реконструкции (Барановская, 1934; Линдберг, 1937).

Комплексное изучение четвертичных отложений Приморья, начатое в 1937–1940 гг. экспедицией Четвертого геологического управления, дало ощутимые разультаты лишь в послевоенный период. К этому времени относится расчленение новейших отложений по генетическому принципу на аллювиальные, делювиальные, морские и озерные.

В послевоенный период большой объем работы по изучению осадков антропогена выполнен в ходе геологических съемок Всесоюзным аэрогеологическим трестом и Четвертым ГУ. К этому же времени относятся и тематические работы, выполненные сотрудниками Всесоюзного геологического института (Г.С.Ганешин, Ю.Ф.Чемеков), Совета по изучению производитель-

ных сил АН СССР (Н.А.Лебедева) и Института географии АН СССР (В.В.Никольская), заложившие основы научного изучения четвертичных отложений Приморья.

На данном этапе изучения антропогена, по степени важности и обоснованности фактическим материалом необходимо отметить следующие моменты.

1. Составлена первая стратиграфическая схема четвертичных отложений, обоснованная изучением спор и пыльцы, диатомовых водорослей и костных остатков млекопитающих (Никольская, 1951; данные И.И.Берсенева, Ю.М.Вдовина).

2. Проведено палинологическое изучение четвертичных отложений, приведшее к выделению средне- и верхнечетвертичных и современных комплексов (данные В.Ф.Морозовой, П.Н.Соколовой). На этой же основе впервые детально расчленены голоценовые отложения юга Дальнего Востока, включая Приморье (Нейштадт, 1954, 1955).

3. Поставлена проблема плиоцен-четвертичной границы и возраста покровных базальтов, излияния которых Н.А.Беляевским и Г.С.Ганешиным в 1957 г. отнесены к раннему плейстоцену, а И.И.Берсеневым и др. (1962) - к плиоцену.

4. В развитие представлений Д.В.Мушкетова (1910) о молодом возрасте низких морских равнин выдвинуто предположение о мощной голоценовой трансгрессии Японского моря и современном поднятии берегов Приморья (Власов, 1949, 1957; Буданов, 1951; Ганешин, 1957; и др.).

5. Изучен генезис четвертичных отложений и условия накопления в них полезного компонента для горных районов Приморья (Материков, 1947; Ганешин, Жамойда, 1956; Лебедева, 1957), его прибрежной зоны (Ганешин, 1957) и Уссури-Ханкайской равнины (Животовская, 1956_1, 1956_2; Ганешин, 1957).

6. Выполнены палеогеографические реконструкции для отдельных районов Приморья (Никольская, 1952; Лебедева, 1957).

Результатом изучения четвертичных отложений в первое послевоенное десятилетие была стратиграфическая схема, утвержденная в 1958 г. Межведомственным стратиграфическим комитетом (МСК). Эта региональная схема, в значительной мере формальная, трудно сопоставлялась со стратиграфическими подразделениями четвертичных отложений сопредельных территорий, что неоднократно подчеркивалось в сводных работах по стратиграфии плейстоцена Сибири и Дальнего Востока (Марков и др., 1965; Беспалый и др., 1967).

В последующие годы резко усилился объем информации, так как геологическая съемка охватила и равнинные территории Приморья. На основании этих работ установлена общая значительная мощность осадков плейстоцена в Уссури-Ханкайской впадине (данные Ю.Г.Струве, В.К.Сохина) и впервые на территории Приморья по палинологическим данным выделены нижнечетвертичные отложения. Эти работы позволили уточнить стратиграфию четвертичных отложений Приморья (Берсенев и др., 1962; Берсенев, 1963_1).

Картирование четвертичных отложений на обширных площадях, к сожалению, не имело достаточно надежной стратиграфической основы. Отсутствие опорных разрезов было одной из причин широкого использования литологического критерия при выделении разновозрастных толщ. Слабой оставалась и генетическая обоснованность пачек отложений. Генетическая параллелизация литологически сходных отложений в разных районах Приморья привела к забвению достаточно обоснованного предположения А.И.Животовской (1956_1) об элювиальном происхождении толщи бурых глин и суглинков и возрождению гипотезы о мощных и неоднократных трансгрессиях и регрессиях оз. Ханка в плейстоцене (Берсенев и др., 1962; данные Б.И.Васильева, В.К.Сохина и др.). Более осторожны в генетической трактовке комплекса бурых глин, характерных осадков четвертичного разреза Приморья, Г.С.Ганешин (1957) и В.В.Соловьев (1961), которые считают эту толщу разновозрастной и генетически разнородной.

Для прибрежной зоны Сихотэ-Алиня и Юго-Западного Приморья на основе изучения осадков прибрежных равнин исследователи восстанавливают палеогеографическую ситуацию позднего голоцена, доказывают ингрессионный характер последней трансгрессии Японского моря (Ганешин, 1957; Соловьев, 1959_2, 1963; Денисов, 1959; и др.). Отсутствие хорошо стратифицированного опорного разреза и слабая изученность возраста и генезиса осадков на шельфе Японского моря были причиной противоречивого толкования возраста однородной по литологии морской толщи (мощностью свыше (40 м), охарактеризованной сходными по структуре спорово-пыльцевыми спектрами и комплексами диатомей, которую разные авторы относили к среднему, позднему плейстоцену и голоцену (данные Б.И. Васильева, И.И.Берсенева; Соловьев, 1963; и др.).

Предложенная на Межведомственном стратиграфическом совещании в г. Владивостоке (1965 г.) схема расчленения четвертичных отложений Приморья отразила эти недостатки в изучении разреза антропогена (Берсенев, Сохин, 1969; Решения 2-го Дальневосточного . . . , 1971).

Более прогрессивный подход к расчленению плейстоцена юга Дальнего Востока, отраженный в работах Ю.Ф.Чемекова (1959_3, 1960), не получил достаточной поддержки именно из-за отсутствия хорошо изученных опорных разрезов плейстоцена и голоцена. Разночтение генетических комплексов для Уссури-Ханкайской депрессии и прибрежной зоны Приморья явилось одной из причин плохой сопоставимости геоморфологических уровней в разных районах Приморья (Решения 2-го Дальневосточного . . . , 1971).

Изучение антропогеновых отложений Приморья в последующие годы отличалось комплексным подходом и сводилось к следующим аспектам.

1. Изучение опорных разрезов с подробным расчленением плейстоцена и голоцена континентальной и прибрежной частей Приморья (Алексеев, Голубева, 1973; Караулова, 1973, 1974; Караулова, Назаренко, 1972; Караулова и др., 1973; Короткий, Караулова, 1975; Худяков и др., 1972).

2. Сопоставление выделенных спорово-пыльцевых комплексов с планетарными климатическими ритмами и проведение на этой основе широкой межрегиональной корреляции (Караулова, 1974; Алексеев, 1975).

3. Использование для обоснования стратиграфической схемы четвертичных отложений Приморья данных макро- и микрофаунистического анализов, палеомагнитного и радиокарбонового методов (Алексеев, 1975; Алексеев, Голубева, 1972; Евсеев, 1975; Короткий, Караулова и др., 1972; Троицкая, 1974; Троицкая и др., 1971).

4. Обоснование генезиса выделенных пачек отложений на основе детального изучения разрезов с применением литолого-фациального, фаунистического и геоморфологического методов (Короткий, 1970, $1972_{1,2}$; Короткий и др., 1972; Пушкарь, Короткий, 1975; Троицкая, 1974; Троицкая и др., 1971; Худяков и др., 1972; Шахгельдян, 1973).

5. Создание на этой основе палеогеографических реконструкций, в которых с достаточной детальностью воспроизведены особенности формирования рельефа и комплекса четвертичных отложений, намечены основные особенности геологических процессов в плейстоцене (Алексеев, 1975; Короткий, Караулова, 1970; Кулаков, 1973; Худяков и др., 1972).

Таким образом, изучение четвертичных отложений Приморья шло по пути усиления комплексного подхода, усложнения стратиграфического расчленения и преемственности в развитии основных палеогеографических проблем этой территории. Это не означает полного совпадения выводов, которые менялись по мере накопления фактического материала. Борьба определенных палеогеографических и стратиграфических идей способствовала более детальному изучению четвертичных отложений Приморья.

Глава П

ОСОБЕННОСТИ СОВРЕМЕННЫХ СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВЫХ СПЕКТРОВ

Правильная интерпретация палеопалинологических данных, которые служат наиболее надежной основой палеогеографических и стратиграфических построений для позднего кайнозоя юга Дальнего Востока, невозможна без специальных работ по изучению субфоссильных (современных) спорово-пыльцевых спектров. Вопросами адекватности современных спорово-пыльцевых спектров существующей растительности занимались многие исследователи (Гричук, 1942; М.Гричук, 1959; Васьковский, 1957; Карташова, 1971; Клопотовская, 1973; Коренева, 1957; Махова, 1971; Пермяков, 1964; Федорова, 1962). Работы этих авторов показали, что по составу спорово-пыльцевых спектров можно в общих чертах восстановить растительный покров прошлых эпох. Эта закономерность, выявленная на основе большого числа методических работ, – лишь теоретическая основа для конкретных региональных построений. Она не выявляет соответствия спорово-пыльцевых спектров конкретным фитоценозам. Поэтому в каждом из регионов необходима постановка работ по изучению субфоссильных спектров.

Для территории Приморья, где подобные работы практически не проводились, расшифровка современных спектров осложняется сочетанием в растительном покрове черт широтной зональности и вертикальной поясности. Специфика распределения современного растительного покрова Приморья такова, что здесь на одной широте, но на разной высоте над уровнем моря располагаются соответственно полидоминантные широколиственные, кедрово-широколиственные, елово-кедрово-широколиственные, елово-пихтовые леса, а в вершинном поясе наиболее крупных горных массивов – подгольцовые стелющиеся леса и горные тундры. Помимо этого, с юга на север наблюдается изменение широтных признаков растительности. Все это, а также различная пыльцевая продуктивность растений и разная степень мобильности пыльцы весьма затрудняют интерпретацию спорово-пыльцевых комплексов из древних отложений. Отсюда вытекает необходимость детального изучения субфоссильных спектров именно данной территории.

При изучении субфоссильных спектров Сихотэ-Алиня и Юго-Западного Приморья оказалось необходимым следующее.

1. Выявить различия в составе спорово-пыльцевых комплексов на разных участках, отличных по общему характеру растительного покрова, и установить степень адекватности комплекса широтно-зональному типу растительности.

2. Определить степень участия в спорово-пыльцевых спектрах пыльцы растений, отсутствующих в данных фитоценозах, но отражающих существующую вертикальную поясность растительности.

3. Определить в спектрах роль пыльцы растений, типичных для локальных фитоценозов, возникновение которых вызвано изменениями в процессах рельефообразования и осадконакопления.

4. Обратить внимание на количественное соотношение и состав пыльцы древесных пород в спектрах, так как для палеогеографических реконструкций роль пыльцы последних имеет принципиально важное значение.

Отбор спорово-пыльцевых проб проведен в соответствии с физико-географическим районированием Приморья, чтобы можно было дать оценку спектрам в зависимости от изменения фитоценозов в пределах широтных поясов и вертикальных ландшафтных зон (рис. 1). Поскольку данного материала (изучено свыше 30 проб) недостаточно для широких обобщений, авторы попытались установить связь спектров с составом современной растительности для района со сложным рельефом, где в орографии сочетаются крупные межгорные впадины и хребты, вытянутые меридионально на расстояние около 1000 км с севера на юг.

Рассмотрим структуру спорово-пыльцевых спектров из проб, отобранных в устьях рек, впадающих в Японское и Охотское моря, в горных районах Сихотэ-Алиня и Ханкайской впадине.

Самая южная точка (рис. 2, пробы 13-14) находится в устьях рек Туманной и Рязановки. В современной растительности преобладают широколиственные леса из граба, липы, кленов, калопанакса с доминированием дуба монгольского и дуба зубчатого. Хвойные породы (Abies holophylea Maxim., Pinus koraiensis Sieb. et Zucc.) растут на Черных горах, в 20 км от которых взяты пробы. Соответственно в спорово-пыльцевом спектре преобладает пыльца Quercus (40,5%), встречается Juglans, Ulmus. Пыльца наиболее мобильного из хвойных растений Pinus koraiensis Sieb. et Zucc. составляет 27 и Abies – 10[1], присутствует пыльца Pinus funebris Kom. (до 10).

Устье р. Рудневки (см. рис. 2, проба 15). Проба взята в 15-20 км от хр.Ливадийского в дубовом лесу (горный рельеф – свыше 1000 м). В зависимости от высоты здесь выделены 4 растительных пояса: грабово-широколиственных с пихтой цельнолистной, широколиственно-кедровых, широколиственно-кедрово-еловых (из ели аянской) и пихтово-еловых лесов. В спорово-пыльцевом спектре, по сравнению с предыдущей пробой, уменьшается количество пыльцы широколиственных пород до 25%. Значительно увеличивается содержание пыльцы хвойных, особенно Pinus koraiensis Sieb. et Zucc. (до 45) и Picea (до 18).

Устье р. Милоградовки (см. рис. 2, проба 16). Проба взята в зоне широколиственного леса, в котором преобладает дуб монгольский с участием широколиственных (липа, клен мелколистный) и хвойных (кедр корейский). Непосредственно в бассейне р. Милоградовки преобладающие площади занимают кедрово-широколиственные, елово-пихтово-широколиственные, пихтово-еловые леса. В верхнем поясе гор встречаются горные тундры. В спорово-пыльцевом спектре, в целом отражающем структуру растительности на восточном склоне Сихотэ-Алиня, преобладает пыльца Pinus koraiensis Sieb. et Zucc. (до 75), Picea (16), но резко сокращается доля пыльцы широколиственных пород.

Устье р. Опричники (см. рис. 2, проба 17). Проба взята в прибрежной части Среднего Сихотэ-Алиня, где наблюдается сужение площади кедрово-широколиственных лесов. На близлежащих хребтах представлены елово-пихтовые, лиственничные и елово-лиственничные леса, сокращена площадь кедрово-широколиственных лесов. В спорово-пыльцевом спектре, как и в предыдущем, преобладает пыльца Pinus koraiensis Sieb. et Zucc. (до 69), увеличивается содержание Picea, широколиственные представлены единичными зернами. Спектр отличается присутствием пыльцы Betula

[1] Цифры после латинских названий спор и пыльцы означают процентное содержание.

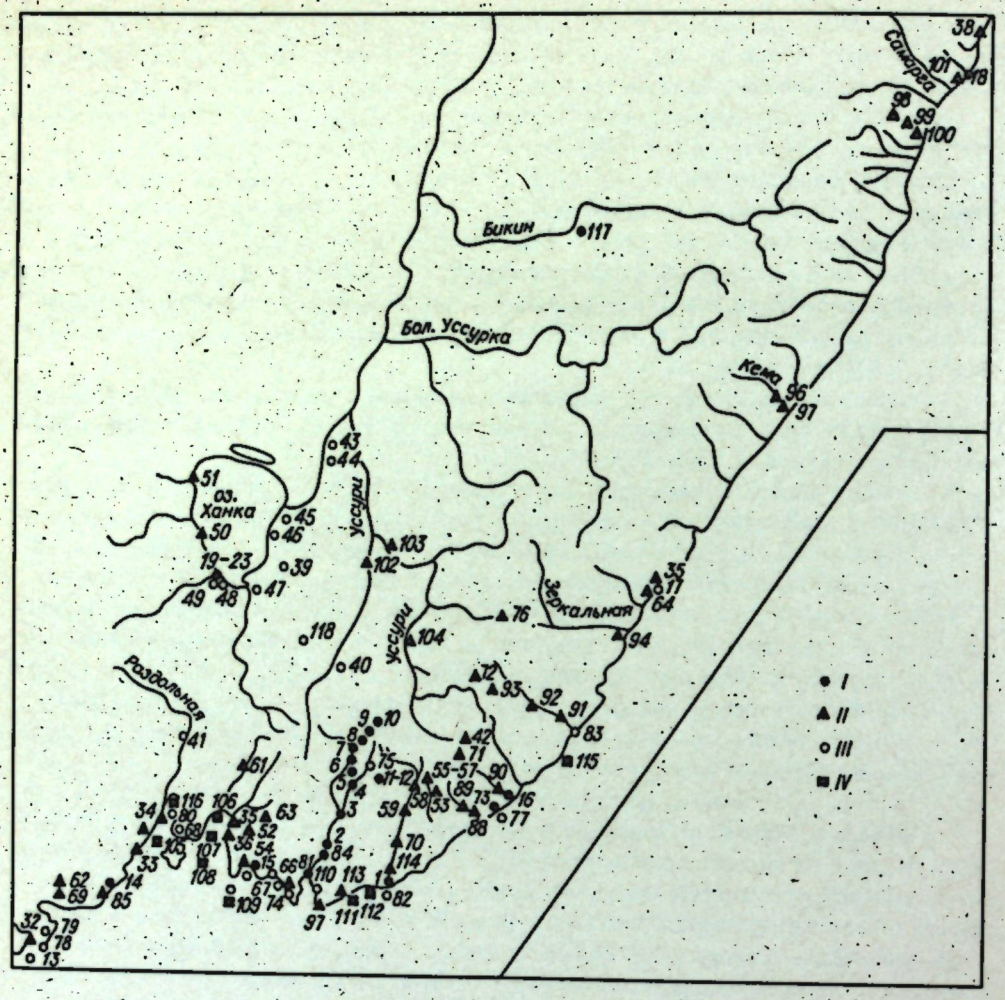


Рис. 1. Схема местонахождений исследованных разрезов.

I – места отбора современных проб; II – естественные обнажения; III – скважины; IУ – грунтовые трубки. Современные спорово-пыльцевые спектры: 1-12 – вертикально-ландшафтный профиль (бассейн р. Партизанской); 13 – р. Туманная; 14 – р. Рязановка; 15 – р. Рудневка; 16 – р. Милоградовка; 17 – р. Опричнинка; 18 – р. Желтая; 19-23 – устье р. Мельгуновки; плиоценовые разрезы: 32 – Хасанская мульда; 33 – бухта Перевозная; 34 – п-ов Песчаный; 35 – устье р. Шкотовки; 36 – мыс Теляковского; 37 – мыс Поворотный; 38 – бухта Киприйная и Тохтинский грабен; 39 – Спасовская мульда; 40 – Арсеньевская впадина; 41 – Раздольненская впадина (р. Кедровка); 42 – Верхнеуссурийская впадина.

Четвертичные отложения: 43 – скв.7; 44 – скв.45; 45 – скв.177; 46 – скв.4; 47 – скв.13; 48 – скв.3-ю; 49 – скв.2-ю; 50 – Камень-Рыболов; 51 – утес Белоглиняный; 52 – р. Теляковка; 53 – р. Киевка (дер. Старая Каменка, точка наблюдения – т.н. 129); 54 – бухта Опасная (т.н.1004); 55 – р.Киевка (ур. Батюково, т.н. 650); 56 – р. Киевка (ур. Батюково, т.н. 128); 57 – р. Киевка (ур. Батюково, т.н. 124); 58 – р. Киевка (дер. Лазо, т.н. 647, 648); 59 – р. Киевка (р. Парамоновский, т.н. 913, 1014); 60 – р. Партизанская (дер. Молчановка, т.н. 630); 61 – р. Артемовка(т.н.1008); 62 – р. Виноградная (т.н. 580); 63 – р.Суходол (дер. Новонежино, т.н. 812); 64 – р. Опричнинка (устье, т.н. 985); 65 – руч. Болотный (п-ов Трудный, т.н. 116, 117, 617); 66 – р. Душкина (устье, скв. 5); 67 – зал. Восток (ст. 557, скв. 2А, 4); 68 – бухта Золотой Рог (скв. 1005); 69 – р. Виноградная (т.н. 575); 70 – р. Киевка (ур. Звездочка, т.н.984); 71 – р. Милоградовка (руч. Угольный, т.н. 217, 219, 220, 863); 72 – р. Извилинка (Красная речка, т.н. 468, 470, 472); 73 – руч. Овражный (бухта Белая Скала, т.н. 667, 673, 872); 74 – р. Козина (п-ов Трудный, т.н. 1846); 75 – р. Прямая (Стариков ключ, т.н. 636); 76 – р. Павловка (дер. Верхние Лужки, т.н. 429, 988); 77 – бухта Неприметная; 78 – устье р. Туманной (скв. 25); 79 – оз. Карасик; 80 – Амурский залив (скв. 2, 3); 81 – устье р. Партизанской; 82 – устье р.Киевки (скв. 5, 26); 83 – устье р. Аввакумовки; 84 – р. Партизанская (с. Перетино, т.н. 619, 620, 500, 929); 85 – р. Рязановка (т.н. 585); 86 – р. Барабашевка (Приморская, т.н. 594); 87 – р. Амба (устье, т.н. 598); 88 – р.Черная (нижнее течение, т.н. 1827, 248, 657, 955); 89 – р. Черная (дер. Черноручье, т.н. 653); 90 – р. Милоградовка (устье, т.н. 1634); 91 – р. Аввакумовка (дер. Пермская, т.н. 1651); 92 – р. Аввакумовка (дер. Михайловка, т.н. 695); 93 – р. Аввакумовка (руч. Перевальный, т.н. 489); 94 – р. Зеркальная (устье, т.н. 1711); 95 – р. Опричнинка (т.н. 976); 96 – р. Кема (ур. Желтый Яр, т.н. 1217); 97 – р. Кема (руч. Дальний, т.н. 1220); 98 – р. Ванюковка (устье р. Павлицинского, т.н. 1309); 99 – р. Ванюковка (устье р. Акулинина, т.н. 1282); 100 – р. Ванюковка (нижнее течение, т.н. 1280); 101 – р. Желтая (устье, т.н. 1232); 102 – р. Арсеньевка (устье руч. Шибановского); 103 – р. Уссури (с. Марьяновка); 104 – р. Уссури (с. Чугуевка); 105 – ст. 188; 106 – ст. 750; 107 – ст. 727; 108 – ст. 723; 109 – ст. 6572; 110 – устье р. Глинки (скв. 931); 111 – ст. 510; 112 – ст. 515, скв. 26; 113 – бухта Краковка (т.н. 884); 114 – устье р. Киевки (т.н. 950); 115 – ст. 1183; 116 – ст. 113; 117 – Среднебикинская депрессия (скв. 104, 105); 118 – Арсеньевская впадина (бассейн р. Уральского).

exilis Sukacz. и Alnaster, свидетельствующей об изменении растительного покрова по широтной зональности.

Устье р. Желтой (см. рис. 2, проба 18). Проба отобрана в северной части Сихотэ-Алиня, где в прибрежной зоне развиты кедрово-елово-широколиственные леса. В субфоссильном спектре, по сравнению с пробой 17, отмечается уменьшение пыльцы Pinus koraiensis и появление Pinus pumila (Pall.) Rgl.

Результаты анализа субфоссильных проб из прибрежной зоны восточного склона Сихотэ-Алиня показали, что изменению состава растительного покрова соответствуют следующие изменения спорово-пыльцевых спектров.

1. Постепенное уменьшение в пробах с юга на север количества пыльцы широколиственных растений – с 40% в устье р. Рязановки, где развиты широколиственные полидоминантные леса, до 2% в устье р. Милоградовки, в бассейне которой широколиственные леса занимают наиболее низкие части рельефа.

2. Отражение в спектрах не только растительности близлежашей территории, но и горных хребтов, на значительном расстоянии от которых взяты пробы.

3. Аллохтонная пыльца в спектрах прибрежной зоны представлена главным образом пыльцой Pinus koraiensis Sieb. et Zucc. (40-70) и в меньшей мере ели, хотя еловые леса имеют широкое распространение, особенно в Среднем Сихотэ-Алине (бассейн рек Милоградовки и Опричнинки).

4. Сокращение во всех пробах (по сравнению с пыльцой современного растительного покрова) количества и изменение разнообразия пыльцы широколиственных растений, а также исключительно малое содержание пыльцы травянистых растений и спор.

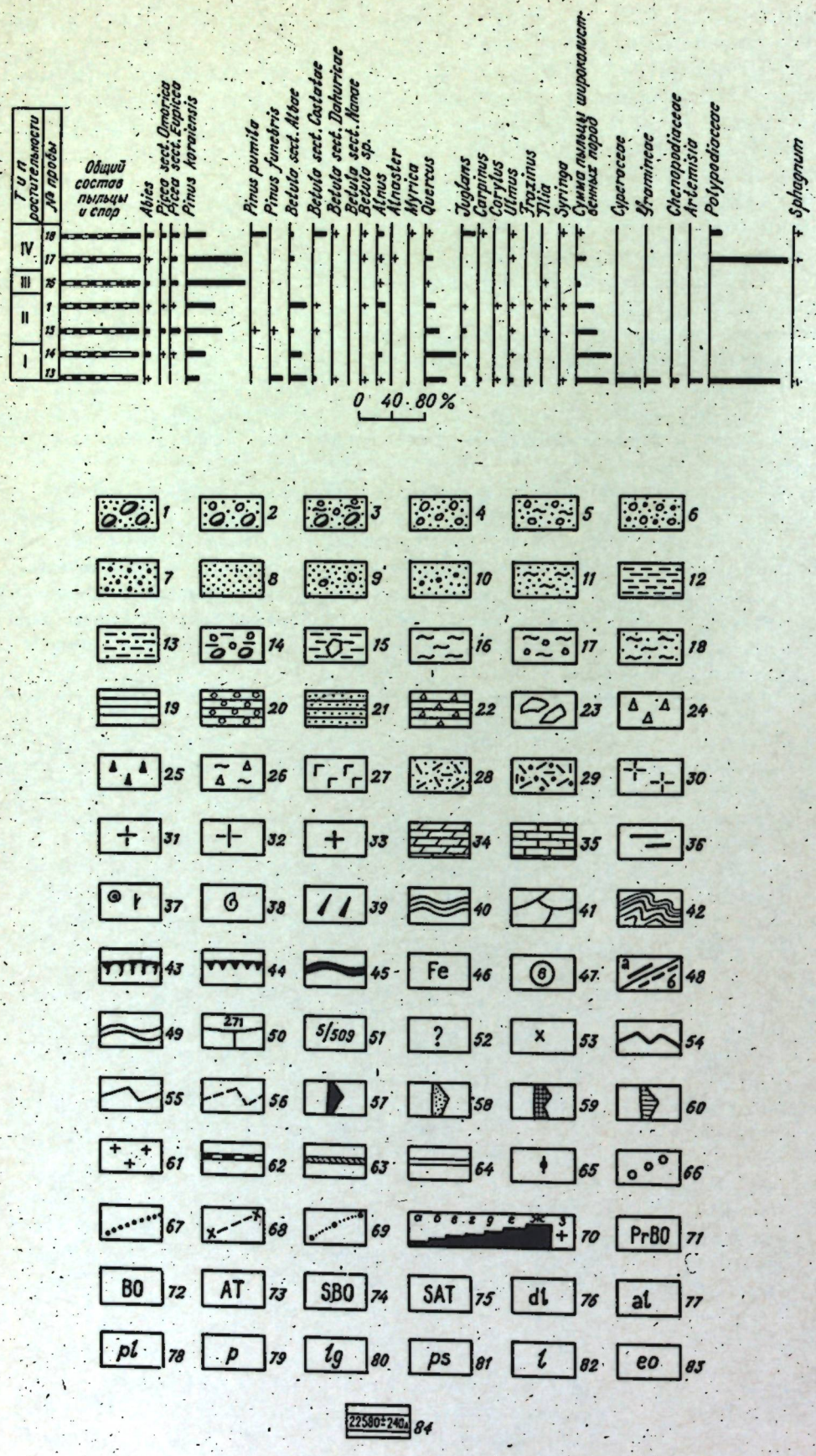


Рис. 2. Содержание пыльцы и спор в современных спорово-пыльцевых спектрах прибрежной зоны Японского моря (северо-западный сектор).

I – широколиственные полидоминантные леса; II – широколиственные леса с преобладанием дуба монгольского; III – кедрово-широколиственные леса; IУ – кедрово-елово-широколиственные леса. Условные обозначения к рис. 2, 4–56, 62.

1 – валуны с песком; 2 – валуны и галька с песком; 3 – валуны и галька с глинистым песком; 4 – галька с песком; 5 – галька с глинистым песком; 6 – галька с гравием и песком; 7 – гравий с песком; 8 – песок; 9 – песок с галькой; 10 – песок с гравием; 11 – глинистый песок; 12 – алеврит; 13 – алеврит песчаный; 14 – валуны и галька с алевритом; 15 – алеврит со щебнем; 16 – суглинок; 17 – суглинок с галькой; 18 – суглинок песчанистый; 19 – глина; 20 – глина с галькой; 21 – глина песчаная; 22 – глина со щебнем; 23 – глыбы; 24 – щебень; 25 – дресва; 26 – суглинок со щебнем; 27 – базальты; 28 – туффиты; 29 – туфогенные пески; 30–33 – коренные породы: 30 – сильно выветрелые, 31 – умеренно выветрелые, 32 – слабовыветрелые, 33 – невыветрелые; 34 – торф; 35 – торфянистый алеврит; 36 – столб воды; 37 – растительные остатки; 38 – макрофауна; 39 – обломки раковин; 40 – горизонтально-волнистая слоистость; 41 – косая слоистость; 42 – криотурбации; 43 – почва; 44 – морозобойные трещины; 45 – ожелезненный слой; 46 – точечное ожелезнение; 47 – вивианит; 48 – характер контактов: а – четко установленные, б – предполагаемые; 49 – перерыв в разрезе; 50 – скважина; 51 – номер пробы; 52 – предполагаемый возраст; 53 – места отбора проб; палинограммы: 54 – сумма пыльцы древесных и кустарниковых пород; 55 – сумма пыльцы трав и кустарников; 56 – споры; 57 – древесные породы; 58 – травы и споровые растения; 59 – Polypodiaceae; 60 – экзотические растения; 61 – единичные зерна пыльцы.

Современные спорово-пыльцевые диаграммы: 62 – сумма пыльцы древесных и кустарниковых пород; 63 – споры; 64 – сумма пыльцы трав и кустарничков; 65 – пихта; 66 – ель; 67 – кедр корейский; 68 – орех маньчжурский; 69 – дуб монгольский; 70 – количественные характеристики микрофауны, %: а – менее 1, б – 1–5, в – 6–10, г – 11–25, д – 26–50, е – 50–75, ж – 76–100, з – наличие без подсчета.

Периоды схемы Блитта-Сернандера: 71 – пребореальный; 72 – бореальный; 73 – атлантический; 74 – суббореальный; 75 – субатлантический. Фации: 76 – делювиальные; 77 – аллювиальные; 78 – пролювиальные; 79 – пляжевые; 80 – лагунные; 81 – подводно-склоновые; 82 – озерные; 83 – эоловые; 84 – абсолютные даты (C^{14}).

Интересный объект с точки зрения современных спорово-пыльцевых спектров представляет собой окруженная горами Приханкайская равнина со свойственной ей лесостепной и степной растительностью (Куренцова, 1962). Пробы отобраны в устье р. Мельгуновки (рис. 3, пробы 19–23) в непосредственной близости от вейниковых, осоково-вейниксвых и разнотравно-злаковых лугов с низинными осоковыми болотами. Холмисто-увалистый рельеф покрыт черноберезово-дубовым редколесьем с остепненным травяным покровом. На горных хребтах с абсолютными высстами около 1000 м (Восточный Синий), на расстоянии 70–75 км от которых взяты пробы, выделяются следующие растительные зоны: широколиственных, широколиственно-кедровых и кедровых, широколиственно-кедрово-еловых и елово-пихтовых лесов.

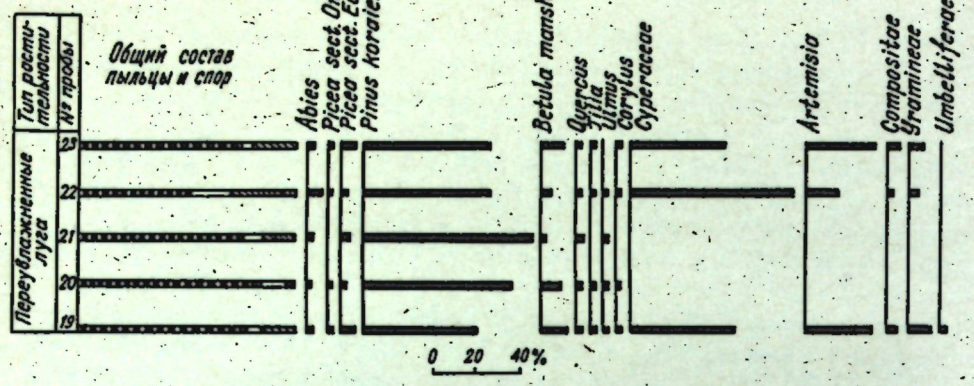


Рис. 3. Содержание пыльцы и спор в современных спорово-пыльцевых спектрах Ханкайской котловины (устье р. Мельгуновки). Усл. обозн. см. на рис. 2.

В спорово-пыльцевых спектрах преобладает пыльца кедра корейского (42-77%) и в меньшей мере темнохвойных пород. Сумма пыльцы широколиственных не превышает 10% (Corylus, Quercus, Tilia, Ulmus, Acer), а среди мелколиственных в основном представлена Betula manshurica (Rgl.) Nakai. В сумме пыльца древесных пород составляет 70% и более, а травянистых и кустарниковых растений редко превышает 20% (с преобладанием представителей семейства Cyperaceae, реже Artemisia).

Субфоссильные спектры центральной части Ханкайской равнины отражают лесной тип растительности, т.е. не столько растительности самой равнины, сколько окружающих ее гор. По приведенным данным трудно судить о растительности самой Ханкайской равнины, но можно восстановить растительность западных склонов Сихотэ-Алиня и его вертикальную поясность, Полученные результаты помогают объяснить преобладание пыльцы древесных пород в плейстоценовых отложениях этого района.

Для выяснения степени адекватности субфоссильных спектров растительности современных вертикальных поясов изучены поверхностные пробы, отобранные начиная от уровня моря (устья рек Партизанской и Киевки) до максимальных высот на хр. Алексеевский. Пробы 1-10 (рис. 4) отобраны из русловых, старичных и пойменных отложений (преимущественно наилок последнего паводка), а на водоразделе - из кровли современной почвы и озерных осадков. В зонах низкогорья и среднегорья пробы брали с интервалом в 100 м по высоте. Соответственно опробованы все ландшафтно-климатические пояса (Колесников, 1961) в бассейне рек Партизанской и Киевки.

Проба 1 отобрана в устье р. Киевки (см. рис. 4) в поясе, где развиты широколиственные леса, состоящие из дуба монгольского, клена псевдозибольдиевого, ясеня носолистного. В спорово-пыльцевом спектре преобладает пыльца Pinus koraiensis Sieb. et Zucc., присутствует пыльца темнохвойных (4%), а также мелколиственных пород, особенно Betula manshurica (Rgl.) Nakai. Разнообразно и достаточно обильно представлена пыльца широколиственных пород (Quercus - 13,6; Juglans - 1,2; Ulmus - 1,2; Corylus - 1,2; Tilia - 2,4; Fraxinus - 0,8; Syringa - 0,8).

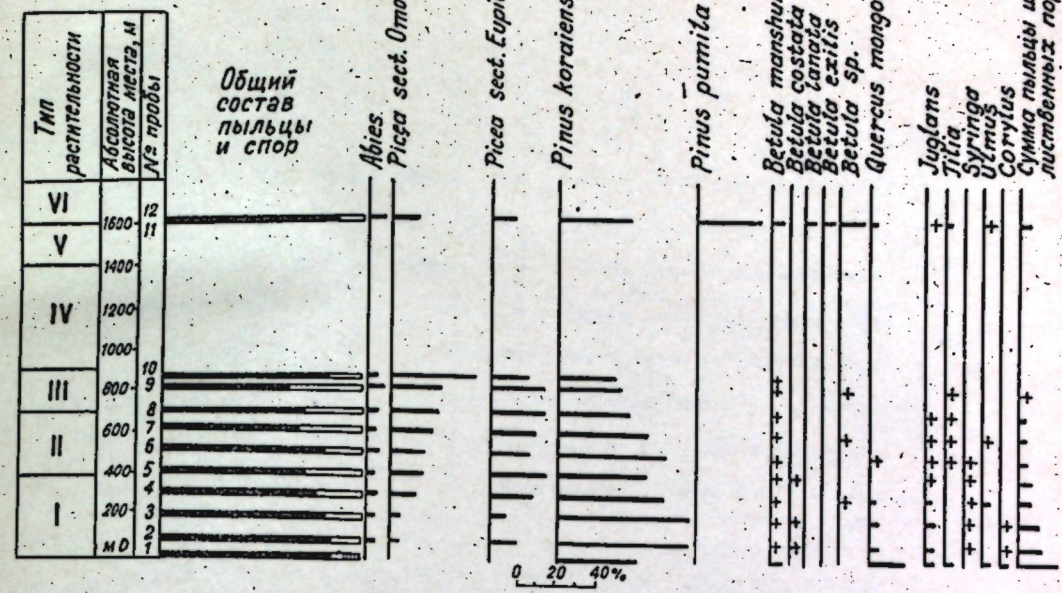


Рис. 4. Содержание пыльцы и спор в современных спорово-пыльцевых комплексах в различных вертикальных растительно-ландшафтных зонах южного Приморья (бассейн. р. Партизанской).

I - широколиственные леса (а - до 600 м; б - до 800 м); II - кедрово-широколиственные леса; III - елово-кедрово-широколиственные леса; IУ - елово-пихтовые леса; У - подгольцовые стелющиеся леса; УI - горные тундры. Усл. обозн. см. на рис. 2.

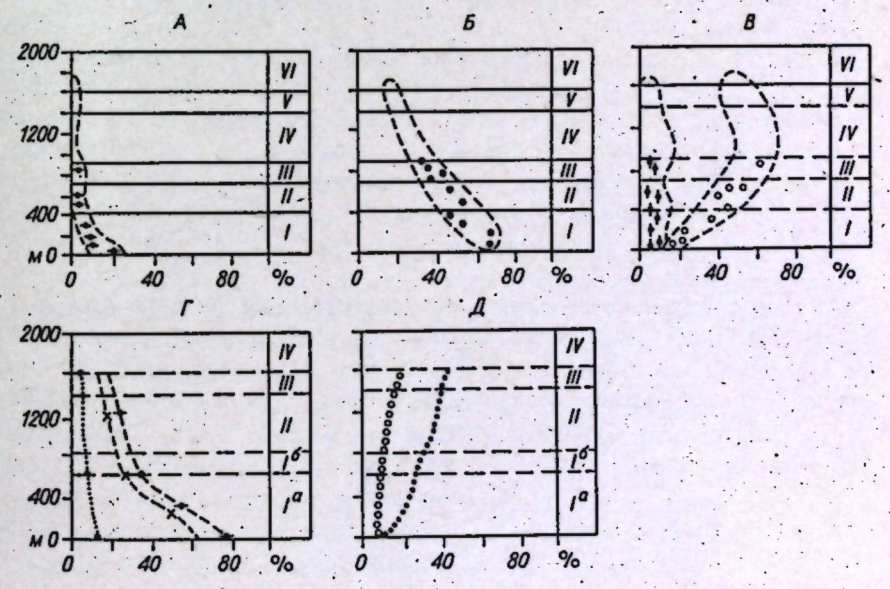
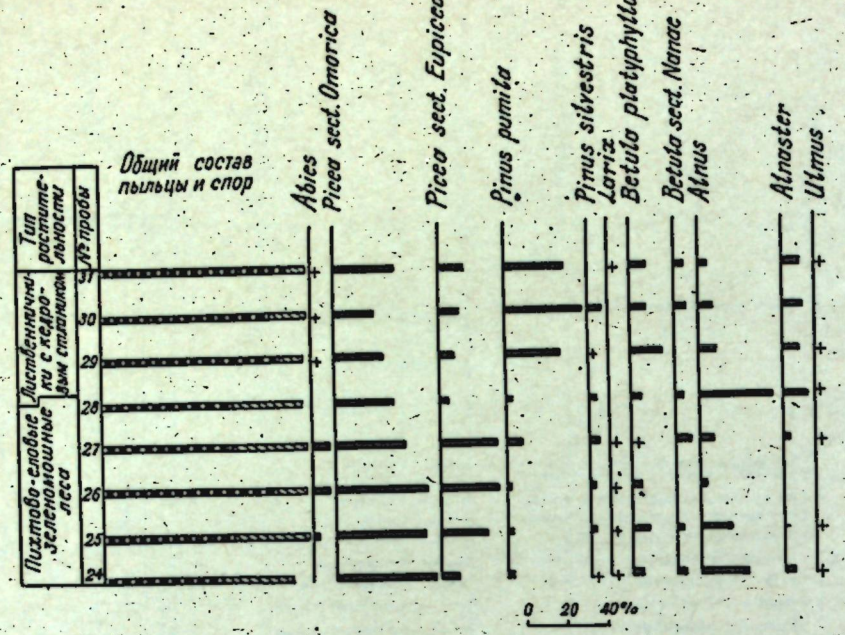


Рис. 5. Соотношение пыльцы хвойных и широколиственных пород в современных и среднеголоценовых спектрах из различных вертикальных растительно-ландшафтных зон (Южный Сихотэ-Алинь). А - широколиственные породы; Б - кедр корейский; В - темнохвойные породы; Г - широколиственные породы; Д - хвойные породы. Усл. обозн. см. на рис. 2 и 4.



Пробы 2 и 3 отобраны в долине р. Партизанской (абс. высоты 80 и 200 м) в поясе широколиственных лесов. Однако в спектрах преобладает пыльца Pinus koraiensis Sieb. et Zucc. (до 65) и темнохвойных (23-27%), а широколиственных только 10-12%. Такой состав спектра соответствует развитию на склонах Ливадийского и Алексеевского хребтов кедрово-широколиственных и кедрово-елово-широколиственных лесов.

Пробы 4, 5, 6 взяты в поясе кедрово-широколиственного леса (абс. высоты 300, 400, 500 м). В спорово-пыльцевых спектрах, по сравнению с предыдущими, наблюдается резкое сокращение пыльцы широколиственных пород и увеличение темнохвойных до 40-46% с преобладанием Pinus koraiensis Sieb. et Zucc. (45-55).

Пробы 7, 8, взятые в поясе елово-кедрово-широколиственного леса (абс. высота 600-700 м), адекватны этому типу растительности (пыльца темнохвойных - до 59%, Pinus koraiensis Sieb. et Zucc. - до47, широколиственных - единичные зерна).

В пробах 9 и 10 из зоны пихтово-еловых лесов (абс. высота 840-850 м) преобладает пыльца темнохвойных (61-66%), появляется Pinus pumila (Pall.) Rgl. и несколько сокращается P. koraiensis Sieb. et. Zucc. (32-34).

Спорово-пыльцевой комплекс, соответствующий растительности предгольцового и гольцового вертикально-ландшафтных поясов, изучен по двум пробам (см. рис. 4, пробы 11 и 12), взятым близ вершины горы Ольховой на водоразделе рек Партизанской и Киевки (абс. высота 1640 м). В этом комплексе обилие пыльцы Pinus (P. koraiensis Sieb. et Zucc. - 20, P. pumila (Pall.) Rgl. - 17,5, P. n/p Haploxylon - 21,5, P. n/p Diploxylon - 2,5). В меньшем количестве, по сравнению со спектром елово-пихтовой тайги, содержится пыльца темнохвойных (Picea sect. Omorica - 8,5, P. sect. Eupicea - 13, Abies - до 4-6). Мелколиственные породы в основном представлены пыльцой древесно-кустарниковых растений верхнего пояса гор (Betula ermanii Cham. -2,1, B. middendorffii Trautv. et Mey - 2, B. sect. Nanae - 2, Betula sp. - 6,8, B. exilis Sukacz. - единичные зерна, B. manshurica (Rgl.) Nakai, Alnaster - 2, Alnus - 2). Пыльца широколиственных (Quercus - 2, Juglans, Ulmus, Tilia - единично),

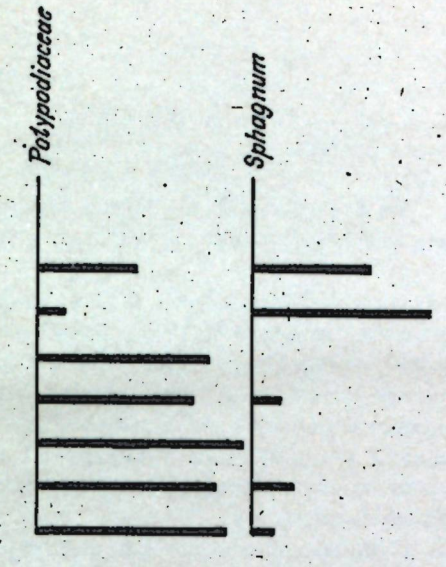


Рис. 6. Соотношение пыльцы и спор в современных спорово-пыльцевых комплексах Нижнего Приамурья. Усл. обозн. см. на рис. 2.

вероятно, занесена сюда вертикальными токами воздуха. Этим объясняется и обилие пыльцы сосновых (за исключением Pinus pumila - аборигена гольцов), имеющих чрезвычайно высокую мобильность. Такой спектр в целом отвечает темнохвойной тайге в предгольцовом поясе и каменно-березовому криволесью с кедровым стлаником и ольховником вблизи вершин.

Распределение пыльцы доминантных групп растений в разных вертикальных поясах подчиняется следующим закономерностям (рис. 5).

1. Максимальные содержания пыльцы доминантных растений находятся в соответствии с вертикальной ландшафтно-климатической поясностью. Особенно четко эта тенденция выявлена для широколиственных (Quercus), пыльца которых в нижнем поясе гор составляет 20-22%.

2. В целом высокие содержания пыльцы (см. рис. 4 и 5) Pinus связаны с распространением ее во всех поясах, высокой продуктивностью и мобильностью. В соответствии с вертикальным распределением сосен максимум пыльцы Pinus koraiensis Sieb. et Zucc. совпадает с нижним поясом гор, а для P. pumila (Pall.) Rgl. - с гольцовым поясом.

3. Пыльца Picea преобладает в пробах из елово-кедрово-широколиственного и елово-пихтового поясов (см. рис. 4 и 5). Большое количество пыльцы темнохвойных в пробах из прибрежной зоны объясняется разносом пыльцы Picea крупными речными потоками и в меньшей мере ветром. Этим же объясняются небольшие содержания пыльцы темнохвойных в пробах, взятых на склонах гор в поясе широколиственного леса.

Для выявления возможных аналогов растительного покрова Сихотэ-Алиня в холодные эпохи плейстоцена изучены субфоссильные спектры более северных районов Нижнего Приамурья и Северо-Западного Приохотья (рис.6). Пробы 24-28 отобраны в горнотаежных темнохвойных лесах. Основной тип растительности - пихтово-еловые леса (пихта белокорая и ель аянская). По долинам рек растет ель корейская (Манько, 1967). Местами распространены лиственничные и лиственнично-сфагновые мари с кустарниковыми березами и ольховником, непосредственно в береговой полосе - кедровый стланик. Из древесных видов берез здесь наиболее распространены Betula platyphylla Sukacz. и B.ermanii Cham. Во всех проанализированных образцах преобладает пыльца Picea (см. рис. 6). Пыльца Pinus pumila (Pall.) Rgl. составляет 2-10%, P. silvestris L. - 1-4. Сосна обыкновенная в спектре современного растительного покрова не отмечена. Ближайший район ее произрастания - устье р. Уды. В пробе, взятой непосредственно в лиственничнике, содержание пыльцы Larix не превышает 1%. Это связано с плохой сохранностью пыльцы лиственницы, установленной многими исследователями в разных районах севера Азии (Гитерман, 1963; Брайцева, 1968; Карташова, 1971; и др.). Поэтому присутствие небольшого количества пыльцы Larix в ископаемых спектрах дает основание предполагать значительное распространение этой породы в составе растительности.

БИБЛИОТЕКА
Академия наук Киргизской ССР

Следующая группа проб отобрана в лагунно-морских отложениях Тугурского залива и Удской губы (см. рис. 6, пробы 29-31), где в современной растительности, по сравнению с Нижним Приамурьем, в большей мере представлены кедровый стланик, ольховник и кустарничковые березы (Доронина, 1967). Соответственно в составе спорово-пыльцевых спектров присутствует пыльца Pinus pumila (Pall.) Pgl (25-44), Picea sect. Omoriga (19-23), Picea sect Eupicea (6-13). Пыльца трав в спектре составляет менее 2% от общего количества спор и пыльцы. Среди спор преобладают сфагновые мхи.

Изучение субфоссильных спектров Нижнего Приамурья и Северо-Западного Приохотья дает возможность выявить аналоги растительных ассоциаций для различных холодных эпох плейстоцена. Полученные ископаемые спектры с преобладанием пыльцы ели и некоторым участием лиственницы, кустарниковых берез, ольховника и кедрового стланика позволяют сделать вывод о господстве в момент формирования комплекса растительности, близкой по составу к южноохотской флоре, при климатических условиях, типичных в настоящее время для Нижнего Приамурья.

Выводы, полученные в результате анализа субфоссильных спектров Приморья и сопредельных территорий, носят предварительный характер и нуждаются в подтверждении новыми данными. Сложность рельефа Сихотэ-Алиня и распределение растительного покрова, наложение вертикальной ландшафтной зональности на широтную поясность, неодинаковая способность пыльцы к распространению и захоронению в различных фациях осадков усложняют интерпретацию современных спорово-пыльцевых спектров и требуют постановки специальных работ по изучению современных спорово-пыльцевых комплексов для целей реконструкции растительности.

Глава III

ДОЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ И ПРОБЛЕМА НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ГРАНИЦЫ

В состав дочетвертичного комплекса осадков включены нормально-осадочные породы суйфунской и вулканиты шуфанской свит. Согласно решению Межведомственного совещания (1958), их возраст определен как плиоценовый. Описание этих отложений приводится по следующим причинам.

1. Осадки суйфунской свиты образуют хорошо выраженный в рельефе геоморфологический уровень (пятая терраса, по Ганешину, 1957; плиоценовый аккумулятивно-денудационный уровень, по Никоновой, 1966; озерно-аллювиальная равнина, по Карасеву, 1963), а вулканиты шуфанской свиты - Раздольненское и Шкотовское плато в Южном, Самаргинское и Бикинское в Северном Приморье.

2. Отложения обеих свит отнесены в одних случаях к плиоцену (Берсенев, Сохин, 1969; Денисов, 1965_1; Денисов, Берсенев, 1972) или нижнему плиоцену (Карасев, 1963), в других - к плиоцен-нижнему плейстоцену (Ганешин, 1957; Чемеков, 1960).

3. Если рассматривать осадки плейстоцена в объеме шкалы, принятой во ВСЕГЕИ (Решения . . . , 1958), то граница между плиоценом и плейстоценом в Приморье проходит по кровле суйфунской свиты. По схеме . . В.И.Громова и др. (1965) эти осадки включены полностью в эоплейстоцен (Скиба, 1968).

Осадки суйфунской свиты подразделены нами на две подсвиты - нижнюю (N_2^{1-2}) и верхнюю (N_2^3). В нижнюю включены аллювиальные песчано-галечные осадки белоцветной формации, в верхнюю - красноцветные осадки ханкайской свиты (Власов, 1949)[2], образующие кровлю плиоценовой террасы, и туфодиатомиты кедровской толщи (Денисов, 1965_1). В основу разделения суйфунской свиты на 2 подсвиты положены преимущественно литолого-минералогические критерии, а также данные спорово-пыльцевого и палеомагнитного анализов.

Нижняя подсвита суйфунской свиты представлена преимущественно грубообломочными аллювиальными отложениями, распространенными более широко по сравнению с осадками верхнемиоценового возраста. Они наблюдаются по всей обширной Раздольненско-Ханкайской депрессии и в большинстве мульд горных областей Сихотэ-Алиня и Восточно-Маньчжурских гор. В горных долинах крупного порядка за пределами кайнозойских впадин к отложениям нижней свиты авторы относят осадки $\overline{У}$ надпойменной террасы (НПТ в дальнейшем) высотой 30-40 м на западном склоне Сихотэ-Алиня и $\overline{У1}$-$\overline{УП}$ НПТ - на восточном склоне, где их высота соответственно равна 55-60 и 70-80 м.

Стратиграфическое обоснование суйфунской свиты в целом весьма

---

[2] Осадки ханкайской свиты помимо указанной толщи включают в себя и часть разреза четвертичных покровных красноцветов.

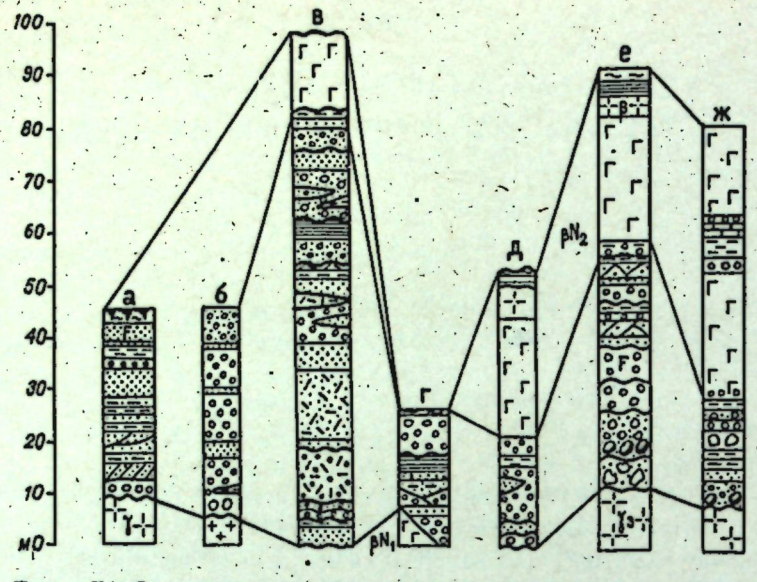


Рис. 7. Схема корреляции разрезов плиоцена в прибрежной зоне Японского моря.

а – Хасанская мульда; б – бухта Перевозная; в – п-ов Песчаный; г – устье р. Шкотовки; д – мыс Теляковского; е – мыс Поворотный; ж – бухта Кипрейная. Усл. обозн. см. на рис. 2.

слабое. Здесь не обнаружены хорошей сохранности листовая флора или остатки млекопитающих. Возраст ее установлен по редким спорово-пыльцевым спектрам из подбазальтовых отложений Раздольненской впадины (Берсенев, Устиновский и др., 1969). Эта свита не имеет хорошо изученного стратотипического разреза. Поэтому проведено палинологическое изучение разрезов прибрежной зоны Южного Приморья (рис. 7). В этом районе осадки суйфунской свиты, известные в Хасанской, Раздольненской впадинах, в зал. Восток и у мыса Поворотный, образуют высокую террасу и частично перекрыты базальтами. Площадь, занятая осадками суйфунской свиты, достаточно обширна, а мощность их колеблется в пределах 40-130 м.

В Хасанской впадине к плиоцену, по данным В.З.Скорохода (1941), отнесена толща (60 м) кварцево-туфовых песков с прослоями каолиновых глин и галечников, накопление которой, по мнению Б.И.Васильева (1954 г.), происходило в морском заливе, существовавшем здесь в плиоцене. Более детальное изучение этих отложений позволило по ряду признаков (пресноводный комплекс диатомей, косая слоистость, цементация песков и галечников гидроокислами железа) отнести их к озерно-аллювиальным, накопившимся в долине палео-Туманной.

К северу от Хасанской впадины отложения нижней подсвиты известны в древних долинах, подрезанных береговой линией Японского моря. Описанная Е.П.Денисовым (1965_1) древняя долина в бухте Перевозная, условно отнесенная им к плиоцену, выполнена валунно-галечными осадками с прослоями песков и светло-серых алевритов видимой мощностью до 40 м (см. рис. 7, б). Из нижней части разреза изучение 10 спорово-пыльцевых проб позволило отнести толщу бухты Перевозная к нижнему плиоцену.

В составе выделенного спорово-пыльцевого комплекса преобладает пыльца экзотических видов (от 66,5% в основании разреза до 18-25% в верхней части). Среди пыльцы хвойных растений наблюдаются Tsuga sp. – до 14 (T. canadensis L. Carr. – 12,7; T.diversifolia Maxim.

(Mast.), Picea sect. Eupicea, P. sect. Omorica – до 17,7; Larix sp. (0-10,2), Pinus n/p Diploxylon (0,7-11,2); сем. Taxodiaceae – 1,7-18,7 (отмечена пыльца Cryptomeria), сем. Cupressaceae (пыльца крупного размера). Наблюдаются единичные зерна пыльцы Ginkgo, Sciadopitys. Из широколиственных пород наиболее часто встречается пыльца Fagus sp. (41,4% – Fagus japonica Maxim., F. grandifolia Ehrh.), Castanea crenata L. (14,7), Juglans sp. (21,8), J. manshurica Maxim. (2,1), J. cinerea L. (9,0), Pterocarya hupenesis Skan. (5,0), P. paliurus Batal.; Carya sp. – 4,6, в том числе C. ovaliformis Bol.). В отдельных пробах отмечено обилие пыльцы Tilia sp. (до 26,5), среди которых выделены T. taqueti C. K. Schtr., T. manshurica Max. В меньшем количестве обнаружена пыльца Ulmus sp. (до 4,9), Zelkova (1,4), Carpinus (до 5,4), Phellodendron (1,45). Среди пыльцы мелколиственных пород наблюдается пыльца Betula sp. (2,5), Alnus sp. в отдельных пробах до 26,1%. Единично встречена пыльца теплолюбивых форм – Engelhardtia, Ostrya, Celtis, Planera, Moraceae, Liquidambar, Ilex. Из травянистых отмечена пыльца представителей семейств Gramineae, Leguminosae, Polygonaceae, из теплолюбивых водных растений – Nyssa, Trapa.

Следовательно, комплекс имеет следующие особенности: обилие пыльцы покрытосеменных (от 40,5 до 81%) с крупными размерами пыльцевых зерен и пыльцы экзотических видов закономерно уменьшается снизу вверх по разрезу (66,5 – 18-25%); присутствие в спектрах пыльцы типичных для неогена хвойных, а также субтропических экзотических растений, характерных для миоцена. По заключению Т.И.Шустовой и М.Д.Болотниковой, подобный "теплый" спектр хорошо сравнивается со спорово-пыльцевыми комплексами из нижнеплиоценовых отложений Корейского полуострова и Японии (Устиновский и др., 1966; Геологическое развитие . . . , 1968; Igarashi, 1976). По обилию пыльцы широколиственных умеренных и редко теплоумеренных пород спорово-пыльцевые комплексы бухты Перевозная могут быть сопоставлены с флорой Синьё, возраст которой Танаи (Tanai, 1961) датирует ранним плиоценом.

Плиоценовый возраст осадков в бухте Перевозная подтверждается результатами диатомового анализа. По данным Е.И.Царько, в комплексе встречены Cyclotella stelligera Cl. et Grun (пресноводный литоральный тип стоячих водоемов), Pinnularia microstaurcn (Ehr.) Cl., Tabellaria flocculosa (Roth.) Ktz. (пресноводный, преимущественно болотный тип), характерная для миоцен-плиоцена Melosira areolata Moiss., но неизвестная в четвертичных отложениях.

Толща плиоценовых отложений от мыса Ломоносова (южная часть бухты Перевозная) до устья р. Кедровки по генезису преимущественно аллювиальная, с линзами озерно-болотных отложений в низах разреза. Анализ площадного распространения галечников, их структуры и вещественного состава позволяет рассматривать толщу плиоценовых отложений бухты Перевозная как аллювий р. палео-Кедровки (Короткий, 1970). Континентальный генезис нижней подсвиты в бухте Перевозная подтверждается также пресноводным комплексом диатомей, встреченным в этих отложениях (определения Е.И.Царько).

Небольшие по площади выходы отложений суйфунской свиты описаны по западному берегу Амурского залива в районе полуостровов Песчаного и Речного. Эти осадки на основании находок морской фауны считали морскими (Скороход, 1941). Как показали работы Г.М.Власова (1949), морские раковины в галечных осыпях представляют собой случайно попавшие кухонные отбросы человека.

Крупное поле предполагаемых плиоценовых отложений известно по вос-

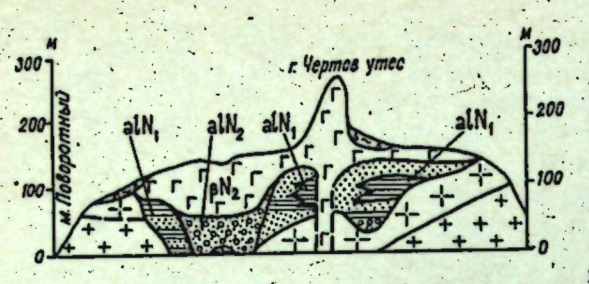


Рис. 8. Геологический разрез верхнекайнозойских отложений у мыса Поворотный (Японское море). Усл. обозн. см. на рис.2.

точному берегу Уссурийского залива – от устья р. Шкотовки до мыса Азарьева, осадки которого выполняют здесь эрозионные долины, врезанные в нижнемиоценовые базальты (Медведев, 1966) и перекрытые базальтами шуфанской свиты (Денисов, 1965_1).

Впадину зал. Восток выполняют грубообломочные аллювиальные отложения (мощностью до 136 м), которые Б.И.Васильев (1954 г.) относит к плиоцену. Н.М.Органова (1959) для этой толщи отметила слабую дислоцированность. Дислокации с углами падения до 8° не могут служить свидетельством тектонических деформаций, так как их возникновение может быть вызвано оползневыми и просадочными процессами на склонах речных долин, что подтверждается противоположным падением слоев на разных бортах долины руч. Болотного.

Изучение структуры плиоценовых валунников и галечников в зал. Восток показало, что они соответствуют осадкам горных рек У1–УП порядка, бассейн которых охватывал современные водосборы рек Зекральной, Душкиной и более мелких п-ова Трудного (Короткий, 1970; Худяков и др., 1972). Не исключено, что в нижней части кайнозойского разреза в зал. Восток вскрываются осадки более древние, чем плиоценовые.

Наиболее детально разрез нижней толщи изучен у мыса Поворотный (рис. 8). Здесь нижнеплиоценовые аллювиальные отложения выполняют эрозионный врез в озерно-аллювиальных слабоугленосных осадках верхнего миоцена, которые по сходству спорово-пыльцевых спектров, исследованных Т.И.Шустовой, сопоставляются с устьсуйфунской и ботчинской свитами континента (Ахметьев, 1965; Берсенев, Устиновский и др., 1969) и верхнемиоценовыми отложениями Северной Японии (Sato, 1963). Нижнеплиоценовый возраст валунно-галечной толщи мыса Поворотный мощностью около 60 м установлен на основании анализа спорово-пыльцевого комплекса (рис. 9, 5 проб на гл. 19-46 м). Для этого комплекса отмечена значительная роль пыльцы представителей сем. Pinaceae (Abies sp. – 5,2, Tsuga sp. – 3,2, Picea sect. Eupicea – до 47,0, Larix sp. – до 6,2, Pinus n/p Diploxylon – 2,3, Taxodiaceae – 7,2, Cupressaceae – до 7). Среди широколиственных пород встречена в большом количестве пыльца Juglans spp. (J. cinerea L., J. manshurica Maxim. – 19,2), Pterocarya spp. (12,0 – P. cf. rhoifolia Sieb. et Zucc., P. cf. forrestii W.W., P. hupensis Skan), Carya spp. (4,2 – C. sp., C. ovaliformis Bol.), Carpinus sp. (20,8), Fagus sp. (5,5), Ulmus (8,6), в меньшем – Quercus (0,9), Zelkowa sp. (1,8). Содержание пыльцы мелколиственных пород не превышает 10–12% (Betula – до 9, Alnus – до 3,2).

Описанный спектр отличается от позднемиоценового комплекса из отложений угленосной толщи по ряду признаков.

1. В раннеплиоценовом спорово-пыльцевом спектре наблюдается закономерное увеличение вверх по разрезу доли пыльцы представителей сем. Pinaceae и особенно Picea sect. Eupicea (до 47,0%) и сокращение пыльцы сем. Taxodiaceae (в верхнемиоценовых осадках до 43,6, в нижнеплиоценовых – до 14%).

2. В нижнеплиоценовых отложениях больше (40%), чем в верхнемиоценовых осадках (8%), пыльцы широколиственных (Juglans, Carya, Pterocarya, Carpinus). Незначительное содержание пыльцы широколиственных в верхнемиоценовых отложениях объясняется похолоданием климата в конце миоцена (Власов, 1964; Геологическое развитие . . . , 1968).

3. В раннеплиоценовых спектрах увеличивается содержание пыльцы суходольных травянистых растений (Polygonaceae) до 10% и сокращается количество и разнообразие спор папоротников и мхов. Этот факт объясняется как общим увеличением роли трав в растительных ассоциациях плиоцена, так и изменением палеогеографической ситуации (большая расчлененность рельефа в зонах аккумуляции нижнеплиоценовых осадков).

По сравнению со спорово-пыльцевыми спектрами нижней подсвиты в бухте Перевозная в комплексах района мыса Поворотный наблюдается некоторое сокращение пыльцы субтропических растений (в кровле разреза значительное), отсутствие пыльцы Engelhardtia sp., Liquidambar резкое увеличение пыльцы Picea sect. Eupicea (см. рис. 9).

Различие в спектрах из отложений бухты Перевозная и мыса Поворотный, по нашему мнению, объясняется тем, что палинологически охарактеризованная часть разреза у мыса занимает более высокое стратиграфическое

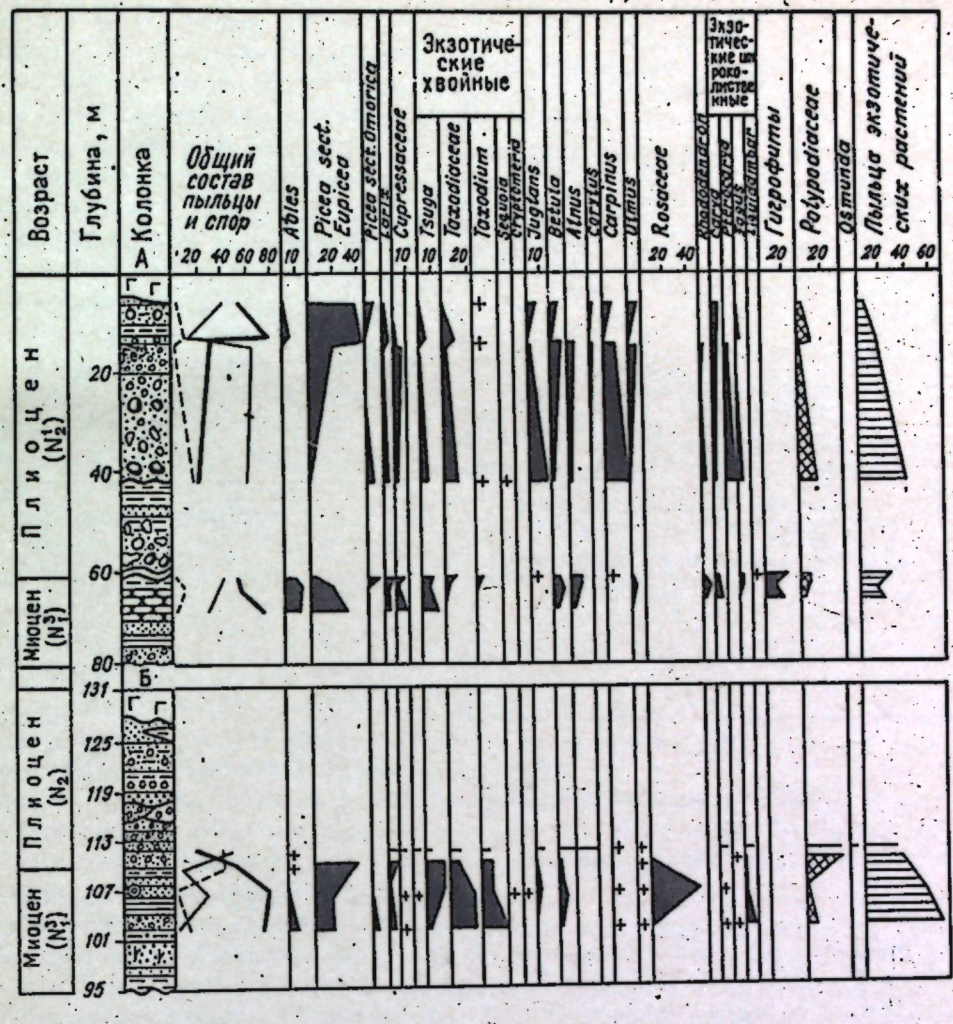


Рис. 9. Спорово-пыльцевая диаграмма верхнекайнозойских отложений (мыс Поворотный, Японское море). Усл. обозн. см. на рис. 2.

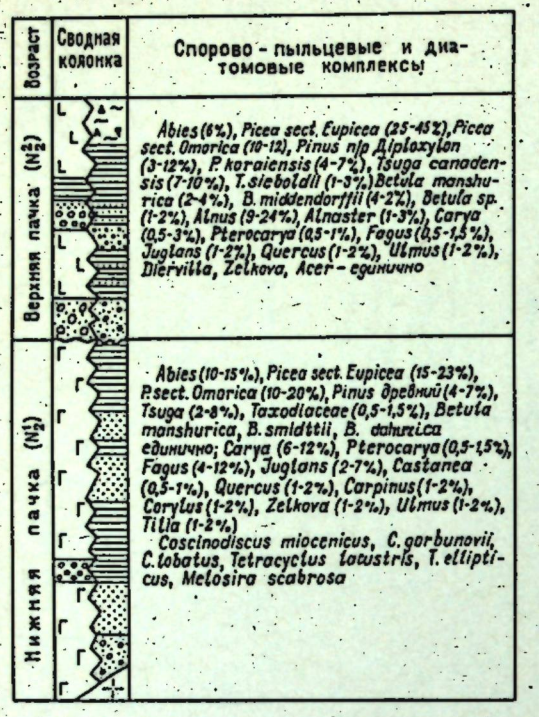


Рис. 10. Сводный геологический разрез Тохтинского грабена (Северный Сихотэ-Алинь). Усл. обозн. см. на рис. 2.

положение (19-60 м над ур. м.) по сравнению с бухтой Перевозная (0,8 м). В прибрежной зоне Северного Сихотэ-Алиня отложения плиоцена изучены еще слабо в сравнении с югом Приморья. Даже при беглом сопоставлении опубликованных материалов выявляется противоречивость суждений о возрасте позднекайнозойского вулканогенно-осадочного ритма – аналога нормально-осадочных отложений суйфунской свиты платобазальтов шуфанской свиты. Один и тот же комплекс пород рассматривается как позднеплейстоценовый (Плахотник, 1959), среднеплейстоценовый (Алексеев и др., 1975), неоген-четвертичный (Чемеков, 1962), плиоценовый (Капица, 1961; Берсенев, 1956; Денисов, Берсенев, 1972).

Для этой территории при геологической съемке в бассейне рек Желтой и Тохтики получены новые данные о возрасте этого вулканогенно-осадочного ритма (Олейников и др., 1977). К нижней подсвите здесь отнесены озерно-аллювиальные отложения Тохтинского грабена (в интервале глубин 64 – 120 м абс. высоты), базальтовый поток р. Желтой и базальтовый покров вулкана Поворотный (бухта Кипрейная). Детально изученный разрез разделен на 2 пачки – нижнюю (N_2^1) и верхнюю (N_2^2). Выделенные пачки (рис. 10) рассматриваются самостоятельно, так как предполагается их разновозрастность, о которой свидетельствуют поверхность размыва, хорошо фиксируемая на геологических профилях, и различия в спорово-пыльцевых комплексах (Олейников и др., 1977).

Формирование нижней пачки происходило за счет выноса обломочного материала в пределы грабена водотоками разного порядка. Из бассейна ручьев Темный и Топкий, где разрушались в основном сильновыветрелые породы и коры выветривания, поступал тонкообломочный материал. Поэтому в этой части Тохтинского грабена нижняя пачка сложена в основном глинистыми песками, глинами и лигнитами. В западной и южной частях грабена по створу долины р. Желтой накапливался преимущественно грубый галечниковый материал, фациально замещаемый к бортам долины глинистыми дресвяниками с прослоями лигнитов.

Состав присутствующих в этой пачке диатомей позволяет рассматривать отложения нижней пачки как озерно-аллювиальные, озерные и озерно-болотные. По заключению В.С.Пушкаря, встреченные здесь в массе Coscinodiscus miocenicus Krasske, C. gorbunovii var. ethmodiscoides Moiss., C. gorbunovii Sheshuk., C. lobatus var. sibericus Tscher., Cymbella australica A. S., Melosira scabrosa Östr. обитали в обширном, относительно глубоком (первые десятки метров) озерном бассейне, в который впадали горные реки. На это указывает присутствие в диатомовом комплексе Tetracyclus ellipticus

var. lancea Hust. и T. lacustris var. elongatus Hust. Обилие створок диатомей в просмотренных пробах таково, что, по заключению В.С.Пушкаря, подобную породу можно отнести к озерным диатомитам.

Возраст нижней пачки Тохтинского грабена рассматривается как нижнеплиоценовый на основании сходства спорово-пыльцевых комплексов из отложений этого разреза с комплексами нижней части разреза мыса Поворотный и бухты Перевозная (Короткий, Демидова, 1977) и нижнего стратиграфического горизонта формации икеда на о. Хоккайдо (Igarashi, 1976).

В составе комплекса нижней пачки (N_2^1) намечаются следующие группы пыльцы и спор (см. рис. 10).

1. Общий фон в комплексе образует пыльца темнохвойных пород (Picea sect. Omorica – до 20; P. sect. Eupicea – до 23; Abies – до 15) и древних Pinus (4-7).

2. Обильно представлена пыльца экзотических древних хвойных, в том числе ныне произрастающих в зоне теплоумеренного климата (Taxodium – до 1; Taxodiaceae-Cupressaceae – до 2; Tsuga – до 8, в том числе T. canadensis, T. diversifolia, T. sieboldiana – до 7,3).

3. Исключительно разнообразен набор пыльцы широколиственных пород с преобладанием термофильных форм, таких как Pterocarya (до 1,5), Carya (до 12), Castanea (до 1,5), Zelkova (до 2), Juglans (до 7), Carpinus (до 2), Fagus (до 12), Corylus (до 2), Myrica (до 1), Quercus (до 2), Ulmus (до 2). По мнению М.Д.Болотниковой (1970 г.), именно для нижнего плиоцена юга Дальнего Востока (Приморье и Корея) типично такое разнообразие широколиственных с преобладанием представителей семейств Fagaceae и Juglandaceae.

4. В небольшом количестве встречена пыльца мелколиственных пород (Betula manshurica – до 2, B. schmidtii – до 1, B. dahurica – до 1, Alnus – до 1,5).

Описанный спорово-пыльцевой комплекс весьма сходен со спектром, установленным Е.Н.Ананьевой для прослоя межбазальтовых глин у г. Советская Гавань (Капица, 1961).

Плиоценовый возраст нижней пачки подтверждается и составом диатомового комплекса. По заключению В.С.Пушкаря, все встреченные формы, за исключением Cymbella australica и Melosira scabrosa, вымерли в плиоцене; комплекс хорошо сопоставляется с позднемиоценовой диатомовой флорой Забайкалья (Черемисинова, 1973) и плиоценовыми диатомеями Южного Приморья (Моисеева, 1971), что можно объяснить палеобиогеографической зональностью и различной скоростью вымирания диатомовых водорослей на территории Сихотэ-Алиня и Забайкалья.

Верхняя пачка (N_2^2) залегает на нижней с достаточно хорошо выраженным стратиграфическим перерывом (смена спорово-пыльцевых комплексов) и поверхностью размыва на контакте (см. рис. 10). Последняя достаточно хорошо выражена вдоль восточного борта грабена, где амплитуда расчленения нижнеплиоценовой поверхности аккумуляции составляет около 20 м. Общая структура разреза верхней толщи соответствует русловым отложениям низкопорядкового водотока. В краевых частях грабена, за пределами тальвегов, происходило накопление глин, глинистых песков, супесей, суглинков. Отложения, слагающие верхнюю толщу, по сравнению с нижней толщей имеют большее площадное распространение, и для них характерна красноцветность осадков. По мере расширения зоны аккумуляции, вероятно, происходило осадконакопление конструктивного типа с достаточно широкой миграцией русел в пределах аллювиальной равнины. Такое площадное соотношение фаций в большей мере типично для бассейна ручьев Темный и Топкий. На простирании тальвега р. Желтой расчленение нижней и верхней пачек практически затруднено из-за однообразия разреза.

В краевых частях грабена, за пределами тальвегов, строение разреза

верхней пачки хорошо согласуется с морфологией рельефа по обрамлению грабена. В северной части, на водоразделе руч. Темный с р. Тохтинкой, в зоне развития останцово-денудационного рельефа происходила аккумуляция преимущественно глинистых осадков. В местах более крутосклонного рельефа (предположительно эрозионные уступы) накапливались щебнистые суглинки и глины.

По степени ожелезнения, наличию погребенных почв, практическому отсутствию лигнитов верхняя пачка, имеющая мощность около 20 м, относится к типичным аэроморфным образованиям и резко отличается от сероцветной нижней пачки.

Возраст верхней пачки (N_2^2) на основании изучения спорово-пыльцевых комплексов, по заключению Т.И.Шустовой и Л.П.Карауловой, может быть определен как среднеплиоценовый. В выделенном комплексе наблюдаются значительные различия со спектром нижней пачки (см. рис. 10).

1. В комплексе верхней пачки отмечается исчезновение пыльцы Taxodium на фоне значительного увеличения пыльцы Tsuga (до 15, при значительном разнообразии форм).

2. В достаточно большом количестве отмечена пыльца темнохвойных пород (Picea sect. Omorica - до 12, P. sect. Eupicea - до 45, Abies - до 6), отмечается появление Larix и Pinus koraiensis.

3. Намечается количественное сокращение пыльцы широколиственных пород при меньшем их разнообразии (Juglans, Fagus, Ulmus, Quercus, Carya, Carpinus, Zelkova - в сумме до 17% против 44% в нижней пачке.

4. Резко возрастает роль пыльцы мелколиственных, в основном за счет Alnus (до 34%), появляется Alnaster, Betula middendorffii, отмечается увеличение пыльцы травянистых растений и спор.

Описанный спектр по своей структуре весьма сходен со спорово-пыльцевым комплексом из средней части разреза мыса Поворотный (Короткий, Демидова, 1977), среднеплиоценовыми спектрами Кореи (Болотникова, 1970) и комплексом верхней части второго стратиграфического горизонта формации икеда (Igarashi, 1976).

Аналогичный спорово-пыльцевой комплекс получен из межбазальтовых отложений погребенной долины в бухте Кипрейная. Сравнение спорово-пыльцевых комплексов, полученных из слоя в основании пачки, выполняющей погребенную долину, и из слоев озерно-аллювиальных отложений межбазальтового горизонта, позволяет предположить, что выполнение долины лавами базальтов и осадочными породами соответствует единой по времени фазе осадконакопления.

Имеющиеся для базальтов грабена Желтый абсолютные датировки по калий-аргону (17,5 млн. лет) также свидетельствуют о дочетвертичном возрасте базальтов. Аналогичные даты получены для базальтов шуфанской свиты в Южном Приморье (10,5 млн. лет) и совгаванской свиты в бассейне р. Джусы (около 9,0 млн. лет; Исполинов, Мусихин, 1967).

Изучение естественной остаточной намагниченности образцов базальтов (петрофизическая лаборатория ПГУ), отобранных в грабене Желтый и на вулкане Поворотный (р. Тохтинка), показало, что восстановленное положение палеополюса соответствует таковому для палеонтологически датированных отложений алнейской свиты Камчатки, базальтоидов Кавказа и Японии, а также шуфанских и совгаванских базальтов (Олейников и др., 1977).

По мнению авторов, не исключено, что в Северном Сихотэ-Алине действительно распространены разновозрастные позднекайнозойские базальты. Эта проблема требует непредвзятого решения в каждом конкретном случае: здесь малоприемлемы методы пространственных аналогий. Весьма важным представляется доказательство синхронности накопления во впадинах рыхлых отложений и базальтоидов, а затем на основе комплексного изучения - определение возраста вулканогенно-осадочных ритмов.

Валунно-галечные отложения, сходные литологически с осадками нижней подсвиты и охарактеризованные сходными палинологическими комплексами, имеют чрезвычайно широкое распространение в пределах Раздольненской и Уссурийско-Ханкайской депрессий.

Обширную аллювиальную равнину образуют галечники суйфунской свиты в северной части Раздольненской впадины на всем пространстве от Липовецкого месторождения и почти до г. Уссурийска. По данным М.С.Карасева (1963), вдоль западных окраин Суйфунской депрессии развиты аллювиально-пролювиальные фации зоны предгорий, переходящие по направлению к северо-востоку от долины р. Раздольной в аллювиальные косослоистые пески с галечниками, а в нижней части разреза - в озерные осадки. Из туфодиатомитов нижней части разреза суйфунской свиты (Пионерское месторождение) получен спорово-пыльцевой комплекс, который по содержанию и разнообразию пыльцы экзотических растений (до 57,6%) сопоставляется Т.И.Шустовой с комплексом из осадков основания разреза нижней подсвиты в бухте Перевозная.

Богатый комплекс диатомей с господством представителей планктонных родов Melosira, Coscinodiscus, а также Navicula scutelloides W. Sm. (обитатель грунтов глубоких водоемов) свидетельствуют о существовании в пределах аллювиальной равнины достаточно крупных и глубоких озерных водоемов (Моисеева, 1971).

В восточной части Раздольненской впадины аллювиальные отложения, вскрытые бурением под базальтами шуфанской свиты, прослеживаются от с. Супутинки до пос. Кипарисово. Здесь они срезаны долиной р. Раздольной. Мощность галечников колеблется в пределах 50-70 м (Берсенев, 1956). Южнее аналогичные галечники слагают водораздельные пространства в северо-западной и западной частях Артемо-Таврическанской мульды, где они выполняют все неровности доплиоценового рельефа. Небольшие по площади выходы отложений суйфунской свиты на западном побережье Амурского залива, в районе полуостровов Песчаного и Речного представлены переслаивающейся толщей галечников, песков и туффитов (мощностью 40-50 м). Аллювиальный генезис этой толщи хорошо устанавливается по структурным и текстурным особенностям отложений.

Отложения нижней подсвиты наиболее широко распространены в бассейне оз. Ханка. Здесь они имеют максимальную для Приморья мощность. На западном берегу озера, в Турьерогской депрессии, галечники и пески этого возраста выполняют долинообразные понижения, врезанные в миоценовые отложения, а также слагают современные водоразделы низкопорядковых водотоков, образуя террасовидную поверхность. Преимущественное развитие получили здесь аллювиальные фации. В аллювиальном комплексе имеются крупные линзы туфогенных песков со слоистостью, напоминающей озерную. Эта толща, видимо, накопилась в приустьевой зоне крупной плиоценовой реки, впадавшей в оз. Ханка в плиоценовое время с запада. Мощность отложений суйфунской свиты в Турьерогской впадине составляет около 50 м.

Плиоценовые отложения широко развиты и к юго-западу от оз. Ханка, где они образуют террасовидную поверхность по окраине Гродековской и Жариковской депрессий. Известны они также в среднем течении р. Мельгуновки. Здесь они представлены косослоистыми аллювиальными галечниками. В нижней части разреза появляются горизонтально-слоистые пески и глины, напоминающие озерные. Можность отложений суйфунской свиты в этих депрессиях составляет около 120 м. Из отложений свиты этого района Г.Н.Курносова описала характерный для плиоцена спорово-пыльцевой спектр.

Восточнее оз. Ханка галечники прослеживаются от ур. Гринталь на водоразделе рек Сорочевки и Заблуждения через район сел Кронштадки и

Анненки до оз. Ханка, мощность их 70 м. Как предполагает И.И.Берсенев (1956), аллювиальные галечники близ. оз. Ханка фациально замещаются дельтовыми и озерными отложениями общей мощностью до 130 м. Здесь в верхней части разреза (интервал 17-31 м) вскрывается пачка серых глин и песков с прослоями лигнитов, относящихся, вероятно, к прибрежно-озерным осадкам. На это указывает пресноводный комплекс диатомей, из которых Е.И.Царько описала около 60 видов с преобладанием Melosira italica (Ehr.) Kütz., M. undulata (Ehr.) Kütz., Tetracyclus ellipticus (Ehr.) Grun., T. celatom Okuno, Tabellaria fenestrata (Lyngb.) Kütz., Fragilaria bicapitata A. Mayer, Actinella brasiliensis Grun., Eunotia pectinalis var. minor (Kütz.) Rabenh., E. monodon var. bidens (Greg.) W.Sm., Stauroneis anceps Ehr., Pinnularia mesolepta (Ehr.) W. Sm., P. gibba Ehr., Gomphonema lanceolatum Ehr.

Вымершие формы составляют 10%, в большом количестве представлены теплолюбивые формы (в том числе Melosira undulata (Ehr.) Kütz., Actinella brasiliensis Grun., Gomphonema lanceolatum Ehr.) - формы, живущие в субтропических и тропических пресноводных водоемах. Встреченный здесь вид Tetracyclus celatom Okyno - руководящий для плиоценовых отложений Японии (Okyno, 1952). Плиоценовый возраст толщи подтверждают и древние формы мелозир. Комплекс диатомовых водорослей соответствует комплексам диатомей, полученным А.И.Моисеевой (1971) из нижней части разрезов туфодиатомитов (Пионерское месторождение, с. Красный Яр) в Раздольненской впадине, возраст которых датируется как нижний плиоцен.

Из отложений того же интервала получен умеренно теплый спектр, в котором преобладает пыльца хвойных (Tsuga - 1,5 - 10,2, Pinus n/p Haploxylon - 5-12, Pinus экзотический - 5-12, сем. Taxodiaceae - 0,6,0, сем. Cupressaceae -0-3) и мелколиственных пород (Alnus - 20,4, Betula - 12-19,4, B. manshurica Rgl. et Nakai - 7,2, B. dahurica Pall. - 1,5), а широколиственных значительно сокращается (Juglans - 1,5-7,3, Quercus - 2,3-8,8, Ulmus - 1,8-6,2, Acer - 1,4-13, Tilia - 1,2-3,4). Пыльца экзотических растений в спектре составляет 13-32%. Среди них отмечены единичные зерна Ginkgo, Glyptostrobus, Castanea, Pterocarya, Carya (до 2,1), Fagus (0,6-4,8). В общем спектры из верхней части разреза озерно-аллювиальных отложений менее теплолюбивы, чем из основания аллювиальной пачки плиоцена, где, по заключению В.Ф.Морозовой (Берсенев, Устиновский и др., 1969), больше пыльцы широколиственных пород, в том числе и экзотических видов.

Сравнение спектров комплекса из отложений бухты Перевозная и мыса Поворотный позволяет предположить, что накопление пачки озерно-аллювиальных осадков происходило на границе нижнего и верхнего плиоцена.

Довольно большой мощности аллювиальные галечники, относимые к суйфунской свите, встречаются в ряде межгорных и внутригорных впадин Сихотэ-Алиня (Арсеньевская, Верхнеуссурийская). Здесь они образуют террасовые поверхности и слагают водоразделы на значительных высотах (120-метровая терраса в бассейне р. Угольной). В Верхнеуссурийской впадине мощность отложений суйфунской свиты, согласно данным Г.С.Ганешина (1957), превышает 100 м. Подобные отложения, слагающие террасу в долине р. Милоградовки, прослежены к востоку до среднего течения реки (данные В.Г.Бабича). Они представлены сильноожелезненной песчано-галечной толщей мощностью 5-6 м. Флористический комплекс из этой пачки (Rhamnus gaudinii Heer, Carya cf. cordioides Hjinskaja, Populus balsamoides Goepp., Populus sp., Populus cf. latior A. Br., Betula cf. prics Ett.; определение Р.С. Климовой) плиоценовый.

В Арсеньевской впадине из осадков верхней части разреза плиоценовой террасы (в инт. 10,4-12,6 м) получены спектры, которые, по заключению Т.И.Шустовой, соответствуют нижнему плиоцену. Эти спектры весьма схожи с комплексом из верхней части разреза нижней подсвиты у мыса Поворотный. В спектре заметно преобладание пыльцы хвойных сем. Pinaceae (Picea sect. Omorica и Eupicea - до 50, Pinus n/p Diploxylon - 8,0, Pinus n/p Haploxylon - 23,0, Abies - 3,5, Taxodiaceae - 10,9). Единично отмечены Ginkgo, Podocarpus, Cedrus, Magnolia, Liquidambar, Sciadopitys. Резко выраженная двухкомпонентность комплекса - обилие хвойных и наличие теплолюбивых экзотических растений определяется, на наш взгляд, положением разреза по внутригорной впадине.

Отложения нижней подсвиты суйфунской свиты на территории Сихотэ-Алиня представлены преимущественно аллювиальными фациями. Если в зоне предгорий галечники залегают на водораздельных пространствах современных рек, то в горных областях аллювиальные плиоценовые отложения генетически связаны с террасовым уровнем. Последний характерен почти для всех крупных рек Приморья, но наиболее широко развит в долинах рек Арсеньевки, Марьяновки, Уссури, Большой Уссурки, Зеркальной, Милоградовки.

К верхней подсвите отнесены красноцветные осадки, вскрываемые в кровле разреза плиоценовой террасы. По своему стратиграфическому положению подсвита близка ханкайской свите (Власов, 1949) и кедровской толще (Денисов, 1965_1). Наиболее полный разрез красноцветные отложения в кровле плиоценовой террасы имеют в Ханкайской впадине, где их мощность колеблется от 10-15 до 35-40 м. В центре Ханкайской впадины (Турьерогская, Жариковская, Спасовская мульды) осадки подсвиты представлены преимущественно озерными фациями, а в краевых частях - сложным комплексом аллювиальных, аллювиально-делювиальных образований с хорошо выраженными погребенными почвами, имеющими фиолетовую, фиолетово-розовую и красную окраску.

Переход от "белесых" осадков нижней подсвиты к красноцветным отложениям постепенный: пограничная пачка осадков представляет собой переслаивание белых, синевато-серых, бело-розовых, красновато-коричневых глин, песков, алевритов, галечников. Выше этого горизонта наблюдаются монотонные по окраске кирпично-красные и охристо-желтые глины и глинистые пески. Верхняя часть разреза красноцветной толщи имеет преимущественно глинистый состав. На участках развития пляжевой фации озерных отложений (Турьерогская мульда) осадки верхней подсвиты представлены пачкой красноцветных горизонтально-слоистых глинистых песков с хорошо выдержанными прослоями гравийного и мелкогалечного материала.

В Спасовской впадине, где в озеро впадала крупная горная река, по створу древней долины накапливались валунно-галечные осадки, в краевых частях - розоватые и розовато-красные пески и пестроцветные глины, возникшие в субаэральной обстановке или в зоне периодически осушавшегося мелководья. На отдельных участках красноцветные, преимущественно глинистые образования перекрыты маломощными аллювиальными плотно сцементированными гидроокислами железа галечниками и суглинками, похожими на кирасу.

В Раздольненской впадине осадки верхней подсвиты наблюдаются реже, особенно на площадях развития шуфанской свиты базальтов. Здесь с осадками верхней подсвиты сопоставлены глины и туфодиатомиты кедровской толщи, залегающей на древней коре выветривания базальтов. Из осадков верхней части толщи М.Д.Болотниковой определен спектр, в составе которого из голосеменных наблюдается пыльца Pinus (30), Taxodiaceae-Cupressaceae (до 10,5), Taxodiaceae (до 2,5), Tsuga (до 6,3) и единичные зерна Podocarpus, Glyptostrobus, Sciadopitys.

Среди широколиственных Castanea (5,6), Fagus (8,1), Rhus (1,2), Quercus (1,6), экзотические виды в среднем составляют 13%, среди хвойных – около 41%. Из этой толщи Т.Н.Байковская (Денисов, 1965$_2$) определила следующие формы: Taxodium dubium (Sternb.) Heer., Populus pliotremuloides Axelrod, Juglans sp., Ostrya virginica Willd. fossilis Nath. При этом P. pliotremuloides не отмечен среди миоценовых растительных остатков. Обилие хвойных (свыше 60%) и почти полное отсутствие типичных для раннего плиоцена реликтов, небольшое содержание пыльцы экзотических широколиственных пород (до 13%) указывают на похолодание климата в позднем плиоцене. Более точная датировка кедровской толщи затруднена из-за отсутствия ископаемой фауны.

Накопление осадков кедровской толщи происходило в подпрудном озере. На это указывает комплекс диатомей (Моисеева, 1971), для которого в отличие от раннеплиоценового комплекса характерны относительно низкие оценки общего обилия диатомовых в образце, полное отсутствие видов рода Coscinodiscus, небольшое количество грубопанцирных видов рода Melosira и возрастание роли литоральных родов Diatoma, Eunotia, Frustulia, Meridion. Эти особенности, а также более высокое стратиграфическое положение комплекса позволяют А.И.Моисеевой (1971) предполагать, что осадки верхней части Пионерского месторождения (кедровская толща, по Е.П.Денисову, 1965$_1$) могут быть отнесены к верхнему плиоцену.

К верхнему плиоцену нами отнесены и осадки древней долины, врезанной в базальты шуфанской свиты в устье р. Шкотовки. Комплекс диатомей из этого разреза содержит около 70 форм, среди которых доминируют Melosira italica var. italica Jousé, M. praegranulata var., praegranulata Jousé, M. praeislandica Jousé var. praeislandica Jousé, M. scabrosa Öestr., M. undulata var. undulata, Tetracyclus celatom Okyno, T. ellipticus, Meridion circulare var. constritum (Ralfs), V.H., Diatoma anceps Ehr., Actinella brasiliensis var. brosiliensis, Frustulia vulgaris var. vulgaris, Pinnularia borealis Ehr. var. borealis, Gomphonema intricatum var. fossilis Pant. (определение Е.И.Царько). По видовому составу он соответствует комплексу диатомей из кедровой толщи (Моисеева, 1971). Для обоих месторождений установлен более бедный, чем в нижнеплиоценовых отложениях, систематический состав диатомей, отмечено возрастание роли литоральных родов Meridion, Diatoma, Frustulia, широко распространенных в четвертичных комплексах, и уменьшение древних руководящих видов планктонного рода Melosira.

О позднеплиоценовом возрасте толщи песков и галечников в устье р. Шкотовки косвенно свидетельствует ее геоморфологическое положение: аллювиальные осадки мощностью до 25–30 м выполняют речную долину, врезанную в плиоценовые базальты.

За пределами излияния базальтов шуфанской свиты осадки "верхней" подсвиты известны в кровле разреза плиоценовой террасы – это красноцветные глинистые галечники и пестроцветная толща песков, алевритов, глин с хорошо выраженными погребенными почвами (Хасанская впадина, бухта Перевозная). Из осадков красноцветной части разреза по левобережью р. Туманной (Хасанская впадина) получен спорово-пыльцевой комплекс, для которого, по сравнению со спектрами нижней подсвиты, характерно обилие пыльцы темнохвойных (Picea – 60, Abies – 12%). Единично встречена пыльца широколиственных. Особенностью описанного комплекса, несомненно характеризующего достаточно холодные климатические условия, является обилие пыльцы древних экзотических сосен (до 20%) и полное отсутствие экзотов среди широколиственных пород.

Можно предполагать, что в конце аккумулятивной фазы плиоцена, приведшей к формированию обширной равнины в прибрежной зоне, произошло зна-

чительное похолодание климата, начало которого зафиксировано в спорово-пыльцевых спектрах (с обилием пыльцы темнохвойных) из осадков верхней части подбазальтовой толщи у мыса Поворотный, кровли плиоценового разреза Арсеньевской впадины и верхней пачки Тохтинского грабена. Позднеплиоценовое похолодание климата по интенсивности сопоставляется с раннечетвертичным. Присутствие в значительном количестве экзотических сосен (Pinus sekt. Eupitys) и положение красноцветов в верхней части плиоценовой террасы позволяют считать это похолодание более древним, чем раннечетвертичное, и сопоставлять его с первым позднеплиоценовым похолоданием климата, отчетливо проявившимся на земле (Фейрбридж, 1966; Эмилиани, 1966). В настоящее время есть достаточно убедительные доказательства неоднократных позднеплиоценовых похолоданий климата на территории Сибири и Восточной Азии (Архипов, 1971; Волкова, 1971; Гитерман и др., 1975; Ложкин, 1975; Igarashi, 1976; и др).

Верхняя красноцветная подсвита плиоцена сопоставляется нами предположительно со средним виллафранком, по схеме В.И.Громова и др. (1969); верхней и средней частью кочковской свиты в Западной Сибири (Архипов, 1971); средней и верхней частью охристой свиты Прибайкалья и Забайкалья (Равский и др., 1964); мансурским аллювием Лено-Ангарского междуречья (Логачев и др., 1964).

Таким образом, для плиоценовых отложений Приморья, которые образуют хорошо выраженный в рельефе аккумулятивно-денудационный уровень, в сравнении с ранее известными биостратиграфическими материалами (Берсенев и др., 1969) установлено 3 типа спорово-пыльцевых спектров, фиксирующих направленное похолодание климата с максимумом в конце плиоценовой аккумулятивной фазы. На этом основании осадки суйфунской свиты подразделены на 2 подсвиты:

1) нижнюю "белесую", сопоставляемую с "теплым" виллафранком ("докалабрием"), который соответствует среднему плиоцену (Гричук и др., 1964);

2) верхнюю красноцветную подсвиту, соответствующую "холодному" виллафранку (дунай и дунай-гюнц, по схеме А.И.Москвитина, 1972).

Неоген-четвертичная граница. Положение нижней границы четвертичной системы – один из наиболее дискуссионных вопросов стратиграфии (Громов, Никифорова, 1968; Громов и др., 1969; Денисов, Берсенев, 1972; Краснов, Никифорова, 1973; Меннер, 1968, 1972; Никифорова, 1969, 1972, 1973; Чемеков, 1962, 1970; Худяков и др., 1972; Iihara e. a., 1972; Minato e.a., 1972). В настоящее время нет установившегося мнения относительно положения границы, которую различные исследователи предлагают проводить следующим образом (Никифорова, 1973):

1) в основании астия и плезанса итальянских разрезов или акчагыла в СССР и их стратиграфических аналогов (3,3 – 3,5 млн. лет);

2) в основании калабрия Италии или апшеронских отложений СССР и их стратиграфических аналогов (1,6 – 1,8 млн. лет, магнитный эпизод Гилза);

3) в основании ледникового плейстоцена или под бакинскими отложениями в СССР и их стратиграфическими аналогами (0,7 млн. лет, магнитная инверсия Матуяма-Брюнес).

По мнению В.П.Гричука (1972), при проведении плиоцен-плейстоценовой границы прежде всего следует принимать во внимание резкое изменение состава фауны морских моллюсков, морской микрофауны и наземной флоры. Изменение этих признаков при переходе от астия к калабрию, выразившееся в значительном обеднении родового и видового состава, соответствует границе неогена и антропогена. Эта точка зрения нашла отражение в рекомендации XX1У сессии МГК 1972 г. в Монреале.

Для территории Дальнего Востока вопрос о неоген-четвертичной гра-

нице изучали многие исследователи (Берсенев, 1956; Ганешин, 1957; Денисов и Берсенев, 1972; Кулаков, Короткий и др., 1972; Гальцев-Безюк, Полунин, 1975). Наиболее детально он рассмотрен в работах Ю.Ф.Чемекова (1960, 1961$_1$, 1962). Предложенные им принципы расчленения плиоцен-четвертичных отложений на основе биостратиграфических, литологических, тектонических, геоморфологических критериев при общей их приемлемости до сих пор остались схемой, практически необоснованной для территории юга Дальнего Востока. Расчленение неоген-четвертичных отложений сильно затруднено, так как объем плейстоцена точно не определен. Поэтому проведение границы плиоцена и плейстоцена как по кровле суйфунской свиты (Берсенев, Сохин, 1969), так и внутри неё (Ганешин, 1961; Чемеков, 1962) остается в значительной мере формальным. Такому толкованию границы способствует в первую очередь слабая разработка вопросов стратиграфии плиоцена, в объеме которого в Приморье выделена суйфунская свита, плохо увязанная со стратиграфическими аналогами сопредельных территорий.

Возрастное положение суйфунской свиты, установленное по данным спорово-пыльцевого анализа небольшого количества проб из разных районов Приморья, весьма неопределенно. Исследователи, занимавшиеся литологическим изучением осадков устьсуйфунской и суйфунской свит, склонны относить последнюю к верхнему миоцену-нижнему плиоцену (Карасев, 1963; Денисов, 1965$_1$). На наш взгляд, эта точка зрения менее приемлема, ибо осадки указанных свит достаточно четко разделяются по палинологическим данным (материалы Т.И.Шустовой). В ряде разрезов осадки этих свит разделяются хорошо выраженной поверхностью размыва (разрез бухты Перевозная, мыса Поворотный на побережье Японского моря, горы Острая в Уссури-Ханкайской впадине).

Применение общих критериев расчленения неоген-четвертичных отложений (Чемеков, 1962) для Приморья и сопредельных территорий затруднено вследствие достаточно разнородного рельефа (сочетание обширных горных систем и равнин), четко выраженной муссонной циркуляции, вероятной смены течений в Японском море. Применение палеоботанических материалов при проведении неоген-четвертичной границы без учета влияния вертикальной и горизонтальной поясности на формирование палинокомплексов может привести к определенным ошибкам, особенно при корреляции удаленных разрезов.

Граница между плиоценовыми отложениями и осадками нижнего плейстоцена в прибрежной зоне Приморья проведена на основе сопоставления "теплых" и "холодных" спорово-пыльцевых спектров. Выделение осадков позднеплиоценового похолодания дает возможность уточнить стратиграфическое положение суйфунской свиты: ее нижняя подсвита коррелируется с "теплым" виллафранком Европы (средний плиоцен, по Гричуку и др., 1964), а верхняя – с осадками дунайского оледенения.

Объем плейстоцена для территории Приморья принят нами в соответствии со схемой ВСЕГЕИ (Чемеков, 1961$_1$). Поэтому неоген-антропогеновая граница проведена по подошве гюнц-миндельских отложений в схеме А.И.Москвитина (1972) и, следовательно, осадки "нижней" и "верхней" подсвит полностью включены в плиоцен. Такая трактовка неоген-антропогеновой границы для территории Приморья объясняется следующими причинами.

1. Следы первого крупного похолодания фиксируются в кровле суйфунской свиты, причем переход от "теплых осадков" в основании нижней подсвиты к "холодным" осадкам верхней подсвиты постепенный, без видимого перерыва. Это затрудняет проведение границы плиоцен-плейстоцена внутри достаточно монотонной валунно-галечниковой толщи.

2. Накопление нормально-осадочных отложений суйфунской свиты сопровождалось на конечном этапе синхронными излияниями базальтов шуфанской свиты. Возрастное разделение суйфунской и шуфанской свит привело бы к разрыву единого осадочно-вулканогенного ритма.

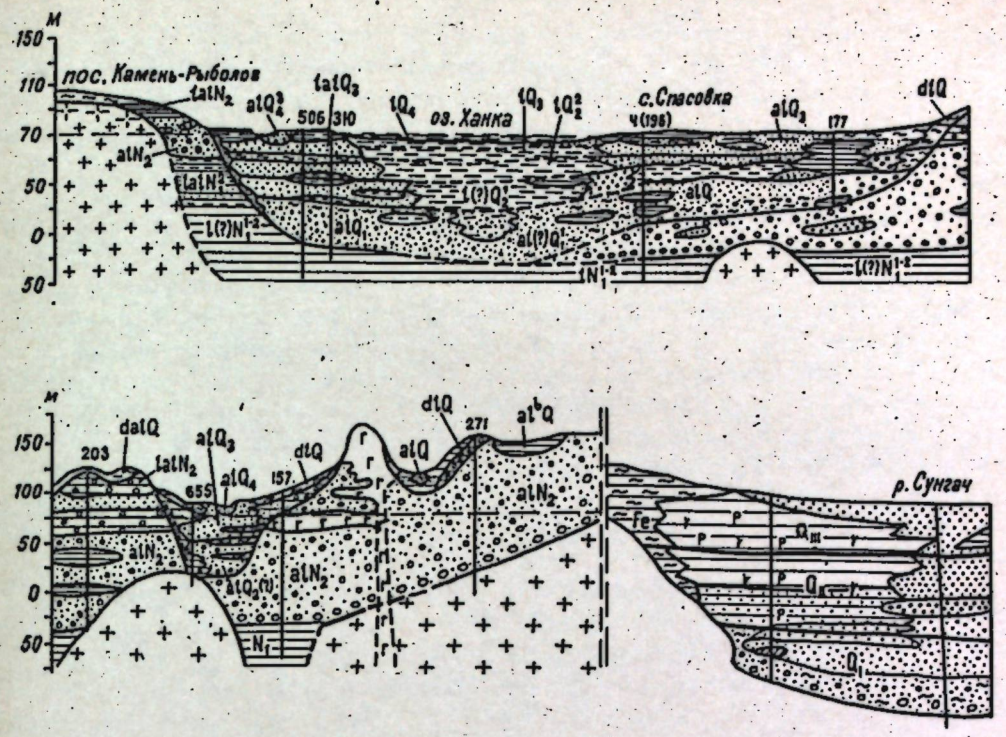


Рис. 11. Схема геологического строения Уссури-Ханкайской депрессии (поздний кайнозой). Усл. обозн. см. на рис. 2.

3. Формирование осадочно-вулканогенной толщи плиоцена завершилось крупным региональным перерывом, выразившимся в интенсивном расчленении аккумулятивно-денудационной равнины и образовании в долинах высокопорядковых рек эрозионного вреза с амплитудой до 150 м (Ганешин, 1957; Никонова, 1966; Короткий, 1970). Региональный перерыв в осадконакоплении достаточно длительный и соответствует, по схеме В.И.Громова и др. (1969), низам среднего и верхам позднего виллафранка (дунай-гюнц, по А.И.Москвитину, 1972). Поэтому в пределах рассматриваемой территории четвертичные отложения (в объеме гюнц-миндель-голоцен) выполняют эрозионные долины послеплиоценового возраста.

Анализ биостратиграфических материалов для плиоцен-плейстоцена позволил установить следующие различия в составе спорово-пыльцевых спектров для "теплого" плиоцена и "теплого" раннего плейстоцена: 1) уменьшение в спектрах пыльцы вымерших экзотических пород (ранний плиоцен – до 66%, ранний плейстоцен – до 20%) за счет изчезновения пыльцы Podocarpus, Cedrus, Glyptostrobus, Sequoia, Engelhardtia и др.; 2) резкое увеличение пыльцы травянистых растений (с 10% в плиоцене до 30% в раннем плейстоцене); 3) увеличение пыльцы современных видов (плиоцен – 36%, ранний плейстоцен – 70-80%); по В.П.Гричуку (1972) – в раннем плейстоцене – около 89%, а для "переходной толщи" – около 59%; 4) увеличение в спектрах раннего плейстоцена по сравнению с нижним плиоценом количества пыльцы современных широколиственных растений (до 40%), среди которых ведущее место занимают палеотипные виды Quercus (до 14-24%).

Особые трудности представляет проведение границы плиоцен-плейстоцена в осадках красноцветной формации, широко распространенной в депрессионных зонах Приморья. Часть этих красноцветов залегает в кровле суй-

функской свиты и охарактеризована "холодным" спорово-пыльцевым комплексом. В центральных частях депрессий, где красноцветы верхнего плиоцена залегают без перерыва на белесой толще нижнего плиоцена, нижнечетвертичные красноцветные отложения занимают более низкое гипсометрическое положение. Здесь даже при отсутствии палинологических данных расчленение красноцветов верхнего плиоцена и раннего плейстоцена с достаточной уверенностью можно провести по их геоморфологическому положению (рис. 11).

В краевых частях депрессий и в низкопорядковых водосборных системах накопление аллювиальных и в большей мере делювиальных красноцветов происходило без существенных перерывов. В силу этого геоморфологически зафиксированная граница между отложениями неогена и антропогена здесь отсутствует или трудно устанавливается. Попытка расчленения таких толщ красноцветов по глинистым минералам не дала положительных результатов из-за малой изменчивости их в комплексе (в одних случаях преобладание каолинитов с примесью гидрослюд, в других – гидрослюд над каолинитом, реже каолинита с монтмориллонитом). В таких случаях красноцветную толщу следует рассматривать как нерасчлененную плиоцен-четвертичного возраста.

Возможность проведения границы неоген-антропогена по кровле красноцветной толщи, образующей верхнюю часть разреза плиоценовой террасы, подтверждается и установленным на этом рубеже переходом от обратной к прямой намагниченности, который сопоставляется М.Н.Алексеевым с палеомагнитной инверсией Брюнес-Матуяма (Алексеев, Голубева, 1973; Алексеев, 1975).

Глава 1У

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Факторы осадконакопления

Площадное распространение, мощности и генезис четвертичных отложений на территории Приморья определяются разнонаправленностью тектонических движений, ритмично направленными изменениями климатических условий и колебаниями уровня Японского моря. Колебания уровня Японского моря рассматриваются здесь в связи с эвстатическими изменениями уровня Мирового океана, а также как следствие тектонического погружения в плейстоцене материковой окраины Восточной Азии.

Тектонический режим территории определяет существование в плейстоцене трех геоморфологических зон с определенным генетическим набором фаций и мощностей осадков (Короткий, 1972_1).

1. Зона преимущественных опусканий охватывает территорию Уссури-Ханкайско-Раздольненской депрессии с прилегающим к ней холмогорьем и частично мелкогорьем Сихотэ-Алиня и Восточно-Маньчжурских гор и узкую полосу вдоль побережья Японского моря. Процессу осадконакопления в этой зоне предшествовало в позднем плиоцене глубокое эрозионное расчленение территории. В плейстоцене долины, переуглубленные относительно современного базиса эрозии, были выполнены аллювиальными и аллювиально-озерными отложениями (мощность до 110 м). Начало четвертичного аккумулятивного цикла, а следовательно, и устойчивое погружение Уссури-Ханкайской впадины относится к раннему плейстоцену, когда накопилась мощная (до 40-50 м) пачка грубозернистых аллювиальных осадков (см. рис. 11).

В среднем и позднем плейстоцене устойчивая аккумуляция трансгрессивно распространялась по речным долинам Западного Сихотэ-Алиня вплоть до среднего течения наиболее крупных рек. Процесс осадконакопления в переуглубленных долинах сопровождался постепенным расширением зоны осадконакопления и подъемом базиса эрозии, который приводил к накоплению избыточных мощностей аллювия в долинах притоков. В результате этого волна аккумуляции непосредственно в депрессионной зоне и окраинных частях Сихотэ-Алиня и Восточно-Маньчжурских гор распространялась вплоть до верховий низкопорядковых водотоков, где возникла преимущественно глинисто-песчаная пачка аллювиальных и аллювиально-делювиальных отложений. В центральной части депрессии, в зоне неполной компенсации погружения осадконакоплением, предположительно со среднего плейстоцена возник озерный водоем (оз. Ханка).

Зона устойчивой аккумуляции в прибрежной части Приморья охватывает узкую полосу и проникает в глубь горной страны по долинам наиболее крупных рек (Короткий, 1972_1). Здесь, как и в Уссури-Ханкайской депрессии, осадки четвертичного цикла аккумуляции выполняют предчетвертичные переуглубленные речные долины.

Устойчивая аккумуляция в прибрежной зоне происходила на фоне неоднократных колебаний уровня Японского моря. Это привело к накоплению тол-

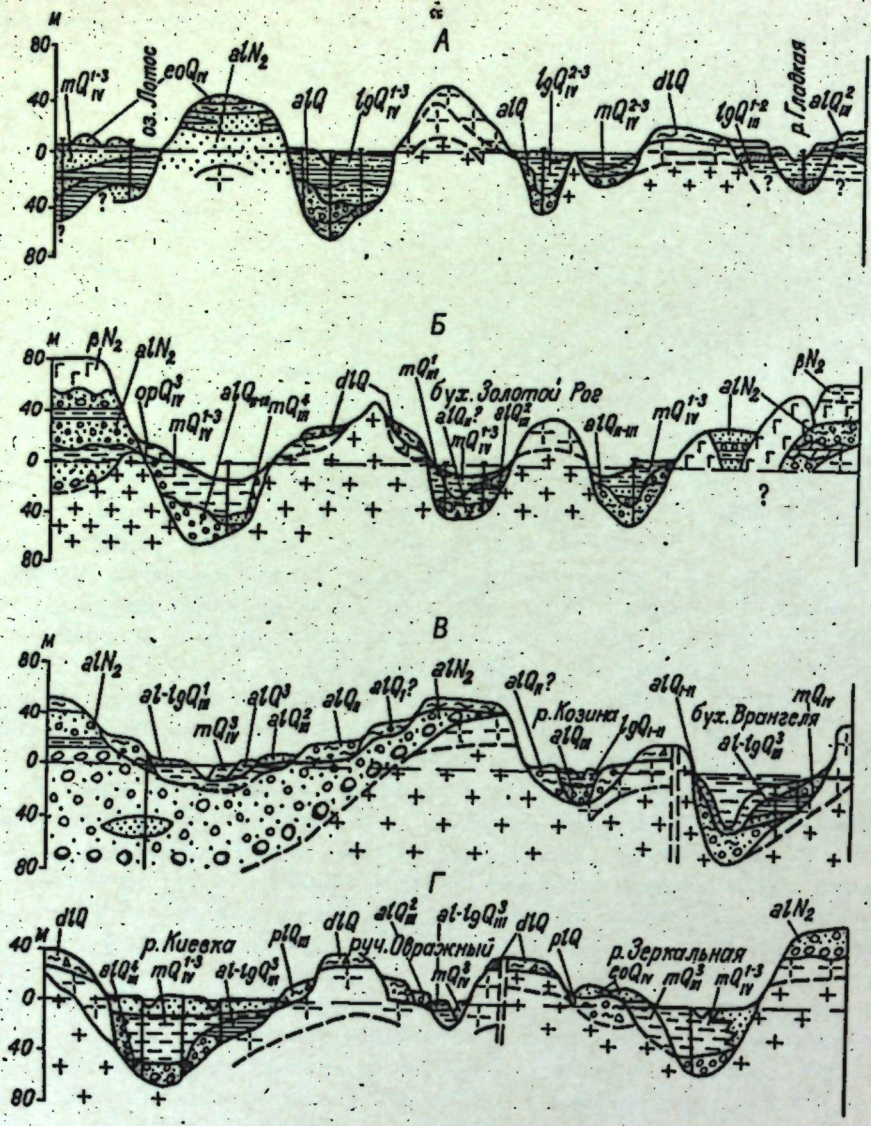


Рис. 12. Схема геологического строения прибрежной зоны Приморья (поздний кайнозой).

А, Б – Юго-Западное Приморье; В – Южное Приморье; Г – Юго-Восточное и Восточное Приморье. Усл. обозн. см. на рис. 2.

щи четвертичных отложений мощностью до 60 м, для которой характерны значительные стратиграфические перерывы и прислоненное залегание разновозрастных пачек осадков (рис. 12). Постепенное погружение окраины материка обусловило наиболее глубокое проникновение моря в глубь суши на последнем этапе развития территории (в позднем плейстоцене-голоцене).

П. Зона относительно стабильного состояния охватывает мелкогорье и частично низкогорье на западном склоне Сихотэ-Алиня и в Восточно-Маньчжурских горах (Короткий, 1972$_1$). Для этой зоны характерны умеренные мощности аллювиальных отложений в долинах (25-30 м) и покровных – на склонах (до 8-12 м). Чередование фаз аккумуляции и малоамплитудных врезов привело к возникновению толщи с прислоненным залеганием разновозрастных осадков. Осадконакопление в речных долинах шло преимущественно по перстративному типу с постепенным повышением уровня ак-

кумуляции. Из высоких уровней здесь хорошо выражена плиоценовая терраса, четвертичный разрез прислонен к ее уступу. По режиму тектонических движений зона относительно стабильного состояния наиболее отвечает зоне "нулевых градиентов", по Ю.Ф.Чемекову (1960), с чем и связано активное развитие здесь процессов педиментного выравнивания и формирование достаточно мощного и полного по набору фаций комплекса склоновых отложений.

Переходную зону или зону "нулевых градиентов", где наблюдается сближение и чередование разновозрастных аккумулятивно-денудационных поверхностей (в данном случае плиоценовой и четвертичной), вероятно, можно рассматривать как крупный блок, ограниченный разломами (Klüpfel, 1926). Однако каких-либо четко выраженных геоморфологических рубежей между I и II зонами на западном склоне Сихотэ-Алиня и в Восточно-Маньчжурских горах, свидетельствующих о блоковых движениях этих зон в плейстоцене, не наблюдается. Во-первых, здесь отмечается постепенное увеличение мощностей аллювия в магистральных долинах от Уссури-Ханкайской депрессии к центральным частям горных областей. Во-вторых, в долинах рек наблюдается погружение комплекса высоких четвертичных террас в направлении зоны устойчивой аккумуляции.

Аккумуляция в переходной зоне (П) и Уссури-Ханкайской впадине (I) скорее идет по пути выполнения предчетвертичных эрозионных форм вне активной связи с тектоническими структурами позднего кайнозоя. Этим, вероятно, объясняется тот факт, что распределение мощностей четвертичного аллювия в речных долинах хорошо выражается математической зависимостью (Короткий, 1972$_1$).

Большее площадное распространение четвертичного аллювия в пределах кайнозойских впадин (на современном геоморфологическом срезе, например в долине рек Арсеньевки, Уссури, Марьяновки), по сравнению с участками длительного транзита, видимо, обусловлено более быстрой выработкой днищ долин в рыхлых или слабо сцементированных отложениях миоцен-плиоцена. Участки речных долин в межвпадинных пространствах резко сужаются и выглядят как антецедентные (р. Уссури у населенных пунктов Краснояровки, Подгорного, Архиповки). Такое четковидное строение зон аккумуляции в крупных магистральных долинах при относительном равенстве мощностей определяет в целом бо́льшие объемы четвертичных отложений на площадях кайнозойских впадин, чем в зонах транзита обломочного материала.

III. Зона преимущественно восходящих движений приурочена к Центральному Сихотэ-Алиню, большей части его восточного склона и к среднегорьям Восточно-Маньчжурских гор, где в речных долинах возникла лестница высоких террас (рис. 13). Морфологически здесь хорошо выражен комплекс низких террас: низкая и высокая поймы и I надпойменная терраса (НПТ) высотой соответственно 1,5 – 2,0, 2,5 – 4,0 и 5,0 – 10 м. Более высокие террасы (вплоть до У – У1 НПТ) развиты в долинах фрагментарно, чаще всего в среднем течении высокопорядковых водотоков и в нижнем течении небольших притоков. В верхних частях магистральных долин, дренирующих зону среднегорья Сихотэ-Алиня, широкое площадное распространение получили, помимо пойменных, I и II НПТ, по строению аккумулятивные, реже цокольные (высотой 4-10 м) и в меньшей мере III НПТ, высотой 15-20 м.

По простиранию речных долин максимальные высоты уступов террас и величины эрозионных врезов совпадают со средним течением магистральных долин. В направлении к зонам устойчивой аккумуляции (в сторону Японского моря и Уссури-Ханкайской депрессии) отмечается погружение террас под уровень аллювиальной и лагунно-морской аккумуляции (Короткий, 1970; Кулаков, 1973).

Для речных долин западного и восточного склонов Сихотэ-Алиня амплитуда величин четвертичного эрозионного вреза различна – 40-60 и 50-140 м соответственно (Чемеков, 1956; Короткий, 1972$_1$, 2).

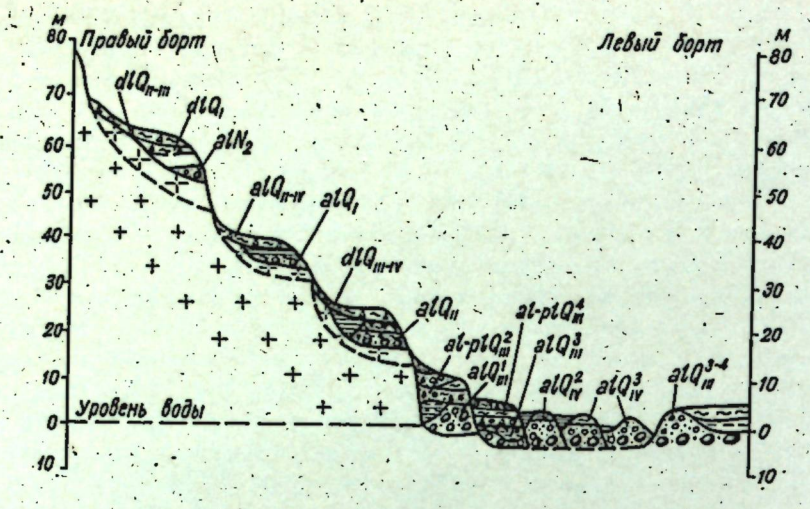


Рис. 13. Геологическое строение долины р. Киевки (среднее течение). Усл. обозн. см. на рис. 2.

Разные высоты одновозрастных террас в речных долинах западного и восточного склонов Сихотэ-Алиня связаны с неодинаковой интенсивностью эрозионных процессов. Это явление объясняется различным положением базисов эрозии речных долин западного и восточного склонов (Чемеков, 1956) или большей интенсивностью новейших тектонических движений в приводораздельной части Сихотэ-Алиня (Ганешин, 1958).

Причина различной интенсивности эрозионных процессов западного и восточного склонов заключается в асимметрии Сихотэ-Алиня (Худяков и др., 1972). Для характеристики эрозионной способности водотоков Сихотэ-Алиня нами использован гипсометрический градиент рельефа, представляющий собой отношение высоты речного бассейна к длине эрозионной формы (Короткий, $1972_{1,\ 2}$).

При условии равенства относительных высот в бассейнах западного и восточного склонов Сихотэ-Алиня (величиной в 70-100 м можно пренебречь) гипсометрический градиент рельефа соответственно равен 0,009 и 0,027. Отсюда следует, что эродирующая способность рек восточного склона значительнее западного. Поэтому даже при равных амплитудах тектонического поднятия в плейстоцене террасовая лестница в речных долинах восточного склона Сихотэ-Алиня будет иметь бо́льшую высоту, чем западного.

Показателем интенсивности четвертичных тектонических движений в различных районах Сихотэ-Алиня служит высота террасовой лестницы в речных долинах. Поэтому увеличение высоты четвертичной террасовой лестницы в Среднем Сихотэ-Алине до 140-150 м, где амплитуда четвертичного вреза имеет наибольшие значения как для западного (60 м в бассейне р. Наицы), так и для восточного склонов (140 м в бассейне р. Кемы), мы связываем с максимальным поднятием в плейстоцене. Вероятно, этот процесс унаследован от более ранних этапов развития Сихотэ-Алиня, так как в этом направлении наблюдается нарастание средних абсолютных высот с 1100-1300 до 1400-1600 м. Здесь отмечены и максимальные высоты Сихотэ-Алинского свода (около 2000 м).

В нижнем течении большинства рек прибрежной зоны Среднего Сихотэ-Алиня наблюдаются террасы высотой 20 и 30-40 м, а непосредственно на побережье – 20-метровая терраса; последняя, по А.Б.Разживину и И.М.Сагиной, – морского генезиса, который Г.И.Худяков и др. (1972) считают недоказанным.

В Северном Сихотэ-Алине, примыкающем к Среднеамурской и Нижнеамурской депрессиям, высота четвертичной террасовой лестницы уменьшается до 20-30 м, а в пределах северного окончания высота аккумулятивной террасы 8-12 м.

Таким образом, анализ высот речных террас в Сихотэ-Алине показывает, что эта структура в течение плейстоцена испытывала неравномерное воздымание с максимальным поднятием в Среднем Сихотэ-Алине и уменьшением поднятия в северной и южной частях.

Изменение климата Земли в течение плейстоцена происходило неоднократно. Это обусловило колебания температуры воздуха и морской воды до нескольких градусов (до 5-8°, по Р.Флинту, 1963), высоты снеговой линии (в пределах около 750 м), перемещение зон с определенным количеством осадков, эвстатические колебания уровня Мирового океана с амплитудой до 120 м (Марков, Суетова, 1965), изменения гидрологического режима рек и озер.

Направленно ритмические, по крайней мере восьмикратные, колебания климата привели к изменению условий разрушения горных пород, вызвали изменения в фациальном составе и мощностях осадков склонов и речных долин. В какой-то мере ритмика осадконакопления в речных долинах повторяет ритмику климатических осцилляций.

Значительные изменения минералогического состава осадков отмечены для группы глинистых минералов. Если для плиоценовых отложений характерны каолины с примесью гидрослюд и монтмориллонита, то для отложений верхнего плейстоцена и голоцена – гидрослюды с примесью монтмориллонита и реже каолинита. Для отдельных теплых и холодных фаз плейстоцена различия в составе глинистых минералов незначительны.

Усложнение минералогического состава псаммитовой фракции в течение плейстоцена связано с направленным похолоданием климата (увеличение в составе осадков доли неустойчивых минералов), а также с увеличением глубины эрозионного вреза за поздний плиоцен-плейстоцен (реки эродируют менее выветрелый комплекс пород, чем в плиоцене).

Изменение структуры осадков отчетливо зафиксировано лишь для ряда склоновых отложений, где большее развитие получили щебнисто-глинистые и щебнистые отложения. Трехчленное строение разреза склоновых осадков объясняется усилением морозного выветривания в холодные эпохи в плейстоцене и наползанием щебнистых осадков на глинистые отложения теплых фаз плейстоцена (Ганешин, 1957; Берсенев, 1963_1; Соловьев, 1963). Для осадков речных долин в большей мере характерно уменьшение окатанности обломочного материала и появление перлювия в разрезе "холодных" террас плейстоцена (Короткий, 1970).

Изменение мощности осадков аллювия теплой и холодной эпох наиболее хорошо выражено в долинах верхнего и среднего звена гидрографической сети Приморья. Достаточно отчетливо устанавливается увеличение мощности осадков от раннего плейстоцена к голоцену, особенно для холодных эпох среднего и позднего плейстоцена. Повышенная мощность аллювия наблюдается в разрезах террас высотой 3-5, 8-10 и 15-20 м. Соответственно изменяется и строение террас – в раннем плейстоцене это, как правило, цокольные, а более молодые чаще аккумулятивные (Короткий, 1972_1). В разрезах террас магистральных долин увеличение мощности аллювия наблюдается в основном за счет обломочного материала, выносимого притоками. Эффект смещения конусов выноса притоков к центру магистральных долин зафиксирован в среднем течении рек Киевки, Партизанской, Аввакумовки и др.

Режим осадконакопления в центральных частях внутриматериковых зон устойчивой аккумуляции в меньшей мере реагирует на климатические изменения и в основном определяется общим погружением территории. Однако и здесь для холодных эпох плейстоцена отмечено увеличение мощности

Отдел	Подотдел	Индекс горизонта и слоя	Горизонт, слой	Эпохи врезов и аккумуляций: Уссури-Ханкайская депрессия — центральная часть	Уссури-Ханкайская депрессия — краевые зоны	Прибрежная зона — Крупнопорядковые долины	Прибрежная зона — Низкопорядковые долины	Горные районы — Крупнопорядковые долины	Горные районы — Низкопорядковые долины
Голоцен		Q^3_{IV}	Верхнеголоценовый	Аккумуляция озерных и озерно-аллювиальных отложений (до 1,5 м)	Слабая аккумуляция	Слабая аккумуляция	Слабая аккумуляция	Слабая аккумуляция	
						Эрозионный врез до 3 м	Эрозионный врез с амплитудой до 3 м		Формирование уступа 4-6 м террасы
		Q^2_{IV}	Среднеголоценовый	Озерная регрессия, формирование уступа 3 м террасы	Формирование уступа 4-6-метровой террасы	Аллювиально-лагунная аккумуляция (до 45 м)	Аллювиально-лагун. аккумуляция (до 7-8 м)	Формирование уступа 4-6 м террасы	Аллювиальная аккумуляция мощностью до 6-8 м
		Q^1_{IV}	Нижнеголоценовый				Эрозионный врез с амплитудой до 15-20 м		
Плейстоцен	Верхний (Q_{III})	Q^4_{III}	Партизанский ледниковый	Аккумуляция (до 10 м)	Аккумуляция в речных долинах и на склонах (до 6-8 м)	Эрозионный врез с амплитудой до 30 м	Аллювиально-лагунная (?) аккумуляция (до 4-6 м)	Аллювиальная аккумуляция (до 6-8 м)	Формирование уступа 10-15 м террасы
		Q^3_{III}	Черноручьинский межледниковый	Озерно-болотная аккумуляция (до 8 м)	?	Аллювиально-лагунная (?) аккумуляция	Эрозионный врез с амплитудой до 10 м	Формирование уступа 10 м террасы	Аллювиально-покровная аккумуляция (до 10-15 м)
		Q^2_{III}	Лазовский ледниковый		Аккумуляция в долинах на склонах (до 10 м)	Эрозионный врез (?)	Аллювиально-болотная аккумуляция (до 8-10 м)	Аллювиально-пролювиальная аккумуляция (до 10-12 м)	
		Q^1_{III}	Находкинский межледниковый			Аллювиально-лагунная аккумуляция (до 8 м)	Эрозионный врез с амплитудой до 20 м		
	Средний (Q_{II})	Q^4_{II}	Вяземский ледниковый	Озерно-аллювиальная аккумуляция (до 20 м)	Мощная аккумуляция на склонах и в низкопорядков. долинах (до 15 м)	?	Аллювиально-покровная аккумуляция (до 10-15 м)	Пролювиальная аккумуляция (до 10 м)	Аллювиальная аккумуляция
		Q^3_{II}	Сунгачский межледниковый		?	Аллювиальная аккумуляция (до 15 м)	Эрозионный врез с амплитудой до 10 м	?	
		Q^2_{II}	Шмаковский ледниковый	Начало озерной трансгрессии (?) аккумуляция (до 14 м)	Аккумуляция	?	Покровная аккумуляция (до 4-6 м)	Аллювиальная аккумуляция (до 10 м)	?
		Q^1_{II}	Ханкайский межледниковый		?	Аллювиальная аккумуляция (до 10 м)			
	Нижний (Q_I)	Q^2_I	Рудневский ледниковый	Аллювиальная аккумуляция (до 45 м)	Мощная аккумуляция на склонах и в низкопорядк. долинах (до 20 м)	?	Аллювиально-покровная аккумуляция (до 8-10 м)	Формирование уступа 30-40 м террасы	
		Q^1_I	Уссурийский межледниковый		Врез с амплитудой до 40 м	Эрозионный врез с амплитудой до 120-140 м	Эрозионный врез с амплитудой до 30-40 м	Аллювиальная аккумуляция (до 6-8 м)	
Плиоцен	Верхний	N^2_2	Верхняя подсвита суйфунской свиты	Врез с амплитудой до 120 м	Формирование покровной толщи красноцветов. Аллювиальная аккумуляция (до 130 м)			Эрозионный врез с амплитудой до 50-100 м, в пределах базальтовых плато-до 200 м	
	Нижний	N^1_2	Нижняя подсвита суйфунской свиты	Аллювиально-озерная аккумуляция (до 130 м)		Аллювиальная аккумуляция (до 60-130 м)	Аллювиально-покровная аккумуляция (до 40 ? м)	Аллювиальная аккумуляция (до 10-40 м)	

осадков. Перерывы в осадконакоплении совпадают с теплыми фазами плейстоцена (Короткий, Караулова, 1970, 1975). Исключение составляют осадки начальной фазы плейстоценовой аккумуляции, когда происходило довольно интенсивное заполнение осадками переуглубленных долин.

С холодными эпохами среднего и позднего плейстоцена связаны озерные трансгрессии в Ханкайской впадине (см. рис. 11). Максимальное расширение площади оз. Ханка совпадает с поздним вюрмом. Значительное уменьшение площади озера в голоцене совпало с климатическим оптимумом и продолжалось до "малого ледникового периода" (Короткий, Караулова, 1970). В окраинных частях Уссури-Ханкайской депрессии происходила также более усиленная аккумуляция, приведшая к формированию $\overline{1}$ НПТ (высота 5-6 м), в кровле которой вскрываются отложения раннего дриаса-аллереда.

Колебания уровня Японского моря, гляциоэвстатическая природа которых доказана, по крайней мере для верхнего плейстоцена-голоцена, можно рассматривать как опосредованное влияние ритмично направленных изменений климата. Понижение базиса эрозии в холодные эпохи плейстоцена приводило к расчленению аккумулятивного рельефа, возникшего при трансгрессиях Японского моря, по времени совпадающих с климатическими оптимумами верхнего плейстоцена и голоцена. Такие ритмические колебания базиса эрозии на фоне общего погружения материковой окраины Восточной Азии в плейстоцене привели к формированию в переуглубленных долинах прибрежной зоны сложно построенного геологического разреза, состоящего из ряда пачек разновозрастных осадков аллювиально-морского генезиса, разделенных поверхностями размыва (табл. 1). Наиболее мощная пачка аллювиально-морских осадков (до 50 м) соответствует голоценовой ингрессии.

Некоторые вопросы генетической классификации отложений

Изучение четвертичных отложений Приморья показало, что некоторые генетические разновидности рыхлых отложений, образующие геологический разрез, относятся к числу проблематичных и трактуемых неоднозначно (Худяков и др., 1972). Разночтение генезиса проблематичных осадков кардинально меняет палеогеографические представления о наиболее характерных региональных событиях плейстоцена – озерных трансгрессиях, колебаниях уровня моря, характере оледенений, формировании террасовых рядов.

Длительный спор о количестве озерных трансгрессий и их амплитудах в Уссури-Ханкайской впадине из-за сложности генетического толкования толщи "бурых" глин и суглинков остается до сих пор крайне противоречивым и запутанным (Берсенев и др., 1962; Короткий и др., 1972_2; Сохин, 1972; Худяков и др., 1972; Муратова и др., 1976 г.). Аналогичным образом, отсутствие должного фациального и фаунистического обоснования генезиса осадков на разновысотных пологонаклонных поверхностях, широко распространенных в материковом секторе побережья Японского моря, приводит к появлению гипотез, в которых сильно преувеличена роль колебаний уровня Мирового океана в формировании рельефа этих территорий и внутриконтинентальных районов Восточной Азии (Линдберг, 1965). Колебания уровня Мирового океана достаточно объективно, на наш взгляд, проанализированы в работах А.П.Кулакова (1973); С.А.Троицкого, А.П.Кулакова (1976); Г.И.Худякова и др. (1972).

Столь же запутана и проблема четвертичных оледенений в средневысотных горах юга Дальнего Востока СССР и Восточного Китая (Ли Сыгуан, 1952; Ян Цин-шан, 1954; Никольская, Щербаков, 1956; Колбин, 1960; Соловьев, 1961; Денисов, 1965_2; Худяков и др., 1972). Противоречивость существующих в научной литературе представлений об этой проблеме объясняется, во-первых, широким развитием в окраинной части Восточной Азии форм рельефа, сходных с гляциальными, во-вторых – значительным распространением псевдоледниковых отложений (Лебедев, 1964; Худяков и др., 1972; Короткий, 1976_1). Для уверенного решения вопросов о количестве, характере и размерах плейстоценовых оледенений на генетической основе представляется необходимым сравнительное описание таких разновидностей склоновых и аллювиальных отложений, которые истолковываются как гляциальные.

Изучение аллювиальных отложений в горных областях Дальнего Востока и Северо-Востока СССР (Короткий, 1970; Карташов, 1972) выявило столь же большое разнообразие фаций, как и для равнинных рек. Была установлена общность гидродинамических законов формирования аллювия на территориях с различным климатическим и тектоно-геоморфологическим режимом, которая и позволила наметить пути решения некоторых спорных моментов в понимании рельефа речных долин (происхождение обширных по площади "эрозионных" террас, палеогеографическая трактовка региональных и локальных террас и т.д.).

Анализ мощностей и фаций горного и полугорного аллювия, основанный на гидродинамической генетической классификации этих отложений, позволяет по-новому осветить палеогеографические ситуации плейстоцена в горных областях и их "впадинном" обрамлении.

Это лишь некоторые из причин, которые делают необходимым изучение генезиса четвертичных отложений в разных тектоно-геоморфологических зонах и заставляют уделить особое внимание их современным аналогам – генетическим типам и фациям осадков.

Генетическое разнообразие четвертичных отложений Приморья является отражением совокупного действия всей группы рельефообразующих факторов (табл. 2).

1). Сочетание в рельефе рассматриваемой территории горных сооружений, испытывающих длительное воздымание, с межгорными Уссури-Ханкайской и Раздольненской впадинами и впадиной Японского моря, для которых характерны отрицательные тектонические движения, обусловливает существование ряда осадков – от озерных в центральной части депрессии до крупнообломочных склоновых в верхнем поясе гор (Короткий, Шахгельдян, 1971; Худяков и др., 1972).

2). Малая интенсивность тектонических процессов в зоне, переходной от горных сооружений к впадинам, определяет возникновение мощных кор выветривания и широкое площадное распространение покровных "бурых" глин и суглинков.

3). Изменения климата плейстоцена от умеренно теплого, с хорошо выраженными сухими и влажными сезонами, до умеренно холодного в горной части Приморья ослабили процессы химического корообразования, привели к огрублению склоновых отложений, обусловили ритмическую смену грубообломочных и глинистых осадков в покровном разрезе, вызвали накопление в речных долинах избыточных мощностей аллювия и формирование здесь серии аккумулятивных террас.

4). С глобальными, ритмично направленными изменениями климата в плейстоцене связаны периодические колебания уровня моря, сопряженные с процессом погружения прибрежной зоны материка. Следствием этого явились зафиксированные в геологическом разрезе погребенных долин перерывы в осадконакоплении, периодическая миграция по латерали зон аллювиального лагунного и прибрежно-морского осадконакопления, охватывавшая практически весь шельф в материковом секторе Японского моря.

При описании генетических типов больше внимания уделяется "проблематичным" по происхождению осадкам (комплексу бурых суглинков) или современным отложениям, важным для генетического понимания четвертич-

Таблица 2

Схема соотношения генетических типов четвертичных отложений и геоморфологических зон

Генетический ряд и тип отложений			Морфоструктурная зона и геоморфологическая фация								
			Устойчивого тектонического воздымания		Переходная ("нулевых градиентов")			Тектонического погружения			
			среднегорный рельеф	низкогорный рельеф	мелкогорный рельеф	холмисто-увалистый рельеф	останцово-педимент-ный рельеф	прибрежно-морские равнины	мелководный шельф	озерные и озерно-аллювиальные равнины
Элювиальный		Литогенный элювий	++	+	–	–	–	–	–	–
		Сиалитно-глинистый элювий	–	+	+	++	++	–	–	–
Гравитационный		Обвальный	++	+	+	–	–	+	+	+
		Оползневой	+	++	+	+	+	++	–	+
		Осыпной	++	+	–	–	–	+	–	–
Массовые перемещения обломочного материала	открытый	криосолифлюкционный	+	?	–	–	–	–	–	–
		курумово-площадной	++	–	–	–	–	–	–	–
		курумово-поточный	++	+	–	–	–	+	–	–
	закрытый	солифлюкционный	+	+	+	++	++	++	–	–
		дефлюкционный	++	++	++	+	+	–	–	–
		десерпционный	–	–	–	+	–	–	–	–
Аллювиальный	Аллювий горных рек	делювиальный	+	–	+	+	+	–	–	–
		быстротоков	++	+	–	–	–	–	–	–
		фуркирующих водотоков	–	++	+	–	–	++	–	++
		меандрирующих водотоков	–	+	++	–	–	+	–	–
	Аллювий рек переходной зоны	ложковый	+	++	+	+	–	+	–	+
		малых меандрирующих рек	–	–	+	+	+	–	–	–
		балочный	–	–	–	+	++	–	–	+
Прибрежно-морской		Аллювиально-лагунный и лагунный	–	–	+	+	–	++	–	–
		Прибрежно-морской	–	–	–	+	+	++	–	–
		Мелководно-шельфовый	–	–	–	–	–	+	++	–
Озерный		Литоральный мелководно-озерный	–	–	–	–	–	–	–	++
		Озерно-дельтовый	–	–	–	–	–	–	–	++
		Озерно-болотный	–	–	–	–	–	–	–	++
Болотный		Верхово-болотный	+	++	–	–	–	–	–	–
		Низинно-болотный	–	–	–	+	+	++	–	++
Эоловый			–	–	–	+	+	+	+	+

ных разрезов, но не получившим до сих пор достаточного освещения в литературе (например, озерные).

Элювиальные накопления

Коры выветривания достаточно широко распространены в пределах разных геоморфологических фаций Сихотэ-Алиня и Юго-Западного Приморья. По своему соотношению с современным рельефом и степени информативности о климатах позднего кайнозоя элювий подразделяется на "остаточный", или реликтовый, и конформный (конформный и дисконформный, в понимании Г.И.Худякова, 1977), синхронный существующим геоморфологическим уровням рельефа.

В первом случае коры выветривания являются дисконформными по отношению к современному рельефу и отражают ранние этапы становления Сихотэ-Алинского свода. "Остаточный" элювий является возможным источником обломочного материала, увеличивающего степень "зрелости" четвертичных отложений, которая иногда рассматривается как результат непосредственного влияния на литогенез колебаний климата в плейстоцене. В данном случае не отрицается влияние колебаний климата в плейстоцене на интенсивность процесса выветривания. Предполагается, что подобная зависимость между "зрелостью" осадков и характером гипергенеза в различных климатах плейстоцена чрезвычайно сильно ослабляется в горных странах именно благодаря сохранности мощных зон древнего гипергенеза.

Во втором случае коры выветривания фиксируют определенное динамическое состояние современного рельефа и характер климатического режима отдельных этапов плейстоцена.

Реликтовые коры выветривания имеют широкое площадное распространение в Раздольненско-Ханкайско-Уссурийской впадине и в прибрежной зоне. Формирование кор выветривания, развивающихся здесь унаследованно, началось задолго до позднего кайнозоя. Поэтому при общей слабой интенсивности эрозионных процессов мощность кор выветривания (погребенных или экспонированных) составляет многие десятки метров. Погребенные коры выветривания, перекрытые чехлом кайнозойских осадков, наблюдаются чаще всего в днищах впадин. В краевых частях впадин, в зоне развития педиментов, наиболее полные (погребенные) разрезы кор выветривания прослеживаются под базальтами шуфанской свиты или четвертичными покровными комплексами.

Древние коры выветривания по бортам впадин чаще находятся в стадии экспонирования и, как правило, от разрушения сохранились лишь их "корни". Особенно интенсивно разрушаются древние коры выветривания в прибрежной зоне. Здесь, за пределами кайнозойских мульд и крупных речных долин, где встречены погребенные коры, в плейстоцене идет активное разрушение древних зон гипергенеза морской абразией. Мощность древней зоны выветривания такова, что наблюдается частичное погребение экспонированных кор под морскими осадками (Короткий, 1975$_1$; Шахгельдян, 1973).

Локально встречающиеся каолиновые коры выветривания в зоне среднегорья чаще всего приурочены к крупным перевальным педиментам или днищам древних водосборных воронок. Помимо этого, каолиновые коры выветривания наблюдаются и на уплощенных водоразделах (бассейны рек Уссури, Партизанской, Киевки). Происхождение этих кор выветривания в зоне низкогорья и особенно среднегорья не всегда ясно, но в отдельных случаях их геоморфологическая позиция вполне определенна. Наблюдающиеся на хребтах Алексеевский, Беневский и широтном отрезке хр. Сихотэ-Алинь (водораздел рек Партизанской, Киевки, Уссури) коры выветривания связаны с древним уровнем выравнивания, развитым вокруг Сергеевской внутригорной впадины. Излившиеся базальты шуфанской свиты законсервировали этот древний педи-

ний педимент, а в плейстоцене происходит лишь "откапывание" этого уровня и соответственно экспонирование древних кор выветривания.

В ряде случаев локальные коры выветривания являются мезозойскими и приурочены к краевым частям мезозойских осадконакоплений. В позднем кайнозое в ходе становления Сихотэ-Алинского свода эти коры были вскрыты из-под осадочного мезозойского чехла. С верхнемеловыми вулканитами связаны вторичные кварциты (Петраченко, 1974), которые в зоне гипергенеза быстро образуют коры выветривания. Подобные коры выветривания, сильно осложняющие четвертичный гипергенез, известны на водоразделах рек Партизанской и Уссури, Черной и Милоградовки.

Степень сохранности реликтовых кор выветривания различна. Наиболее сильно эродированные коры выветривания, от которых сохранилась лишь зона каолинизированных пород, наблюдаются на шатровых водоразделах (бассейны рек Извилинки, Лазовки, Киевки, Партизанской). Более полные разрезы реликтового элювия сохранились в пределах крупных перевальных педиментов и остатков днищ крупных водосборных воронок. Сохранению кор выветривания в седловинах от размыва способствует накопление плаща склоновых плейстоценовых отложений.

Коры выветривания, сопряженные с позднекайнозойскими уровнями рельефа, развиты в основном на низких гипсометрических отметках – в придолинных частях водосборных бассейнов и в обрамлении впадин. Исключение составляют площадные коры на базальтовых плато, которые наблюдаются в пределах ярусов среднегорного и низкогорного рельефа, где их мощность редко превышает 10 м. Малая мощность коры выветривания здесь связана прежде всего с геоморфологической молодостью этого уровня. Процессы корообразования были наиболее интенсивными в позднем плиоцене – раннем плейстоцене, чему благоприятствовали слабое эрозионное расчленение плато, умеренно теплый и достаточно влажный климат, приведший к образованию красноцветных кор и почв латеритного облика, в ряде случаев вскрытых под чехлом четвертичных покровных образований (Соловьев, 1959$_1$; Дылис, Виппер, 1953). В целом процессы элювиеобразования на поверхности плато достаточно активны и в настоящее время.

Красноцветные коры выветривания, широко распространенные в Уссури-Ханкайской депрессии, в прибрежной зоне и в бортовых частях магистральных долин Сихотэ-Алиня и Восточно-Маньчжурских гор, являются составными элементами верхнекайнозойского разреза (Худяков и др., 1972). Эти коры выветривания наблюдаются на поверхности хорошо развитых плиоценовых и зачаточных нижнечетвертичных педиментов. Здесь их мощность составляет 5-15 м и на них с размывом залегает покровный комплекс четвертичных отложений. Хорошо сохранившиеся красноцветные коры выветривания прослеживаются в днищах водосборных воронок, сопряженных с низкопорядковой гидросетью.

В нижней части разреза плиоценовых педиментов прибрежной зоны весьма часто наблюдаются сильно каолинизированные белоцветные породы, выше переходящие в красноцветы; за пределами плиоценовых педиментов они встречаются и на более высоком гипсометрическом уровне, соответствующем зоне мелкогорного рельефа. Это заставляет сделать вывод, что процессу формирования позднекайнозойских красноцветов соответствовало "сбривание" более древнего (доплиоценового) денудационного уровня (см. рис. 8).

В прибрежной зоне Южного Приморья плиоценовые педименты с корами выветривания отчетливо связаны с современной речной сетью. В Раздольненско-Ханкайско-Уссурийской депрессии они имеют широкое площадное распространение, образуя водоразделы рек, впадающих в оз. Ханка, и отчетливо прослеживаются вдоль крупных речных долин (рек Уссури, Дальняя, Бикин) с затягиванием по долинам в зону низкогорного и частично среднегорного рельефа.

Красноцветные коры выветривания наблюдаются и в окраинных частях внутригорных кайнозойских депрессий. Так, по данным В.О.Соловьева (1963), в Арсеньевской депрессии под средне-верхнечетвертичным аллювием р.Арсеньевки и ее основных притоков почти повсеместно фиксируется кора выветривания мощностью до 7 м, а на широких пологих водоразделах по окраинам впадин – до 10 м. Обычно это плотные, вязкие, жирные, без всякой слоистости, бурые и буровато-коричневые глины, переходящие в дезинтегрированные коренные породы. Элювиальные глины, подобные вышеописанным, прослеживаются вдоль крупнейших речных долин Западного Сихотэ-Алиня, где они перекрывают уплощенные поверхности низкопорядковых придолинных водоразделов, которые для территории Приморья рассматриваются как педиментные уровни плиоценового возраста (Никонова, 1966; Худяков и др.; 1972).

Изучение формирующихся в настоящее время кор выветривания на территории Южного Приморья затруднено из-за развития современных процессов элювиеобразования на древних каолиновых и каолин-монтмориллонитовых корах выветривания. Очевидна связь современных процессов элювиеобразования с геоморфологическими фациями рельефа. В среднегорье Сихотэ-Алиня, где рельеф резко расчленен, а углы наклона поверхностей достаточно велики (20-30°), в настоящее время формируется грубообломочный литогенный элювий мощностью до 1-3 м. На этой стадии выветривания (по К.И.Лукашеву, 1960, грубообломочная стадия выветривания) в элювии обычно преобладают почти неизмененные обломки исходной породы. В Приморье подобные плащи чаще наблюдаются на склонах долин, а на водоразделах формируются глыбовые развалы, под которыми встречаются сапролитизированные коренные породы.

По мере движения от зоны среднегорья к зоне низкогорья для элювиальных отложений, развитых на позднекайнозойских элементах рельефа, характерно следующее: 1) увеличение мощности зоны элювиеобразования до 5-6 м; 2) изменение гранулометрического состава от щебнисто-глыбового до суглинисто-щебнистого (сиаллитно-глинистый элювий); 3) изменение минералогического состава псаммитовой фракции – уменьшение доли неустойчивых минералов; 4) изменение минералогического состава глинистой фракции – уменьшение доли гидрослюд и увеличение доли каолинов и монтмориллонитов.

Общее изменение климата плейстоцена (в сторону усиления его континентальности) привело к ослаблению процессов элювиеобразования в горной части рассматриваемой территории. Вероятно, с этим связано уменьшение коэффициента глинистости и увеличение коэффициента щебнистости в разрезах склоновых отложений плейстоцена.

Ряд склоновых отложений

Склоновые отложения в горной части Приморья являются преобладающими по объему и площади распространения среди континентальных осадков и обеспечивают в речные долины приток громадного количества коллювия. На протяжении плейстоцена структура склоновых отложений в связи с изменением условий морфолитогенеза претерпела существенные изменения: 1) наблюдается общее огрубление склоновых отложений за счет увеличения крупности обломков и их количества в разрезе; 2) отмечается уменьшение объема глинистого материала в составе покровного комплекса осадков; 3) зафиксировано общее изменение окраски отложений: красноцветные глины нижнего плейстоцена замещаются светло-бурыми и бурыми суглинками; 4) направлению увеличивается доля неустойчивых минералов в верхнем плейстоцене; 5) изменяется состав глинистых минералов: преобладают каолин и монтмориллонит в нижнем плейстоцене и гидрослюда – в верхнем.

Причины такого изменения структуры и вещественного состава склоновых отложений хорошо согласуются с направленно ритмическими осцилляциями климата с общей тенденцией к похолоданию и увеличением суммарной расчлененности рельефа в горной части Приморья. И тот и другой процессы определили более быстрое возобновление экспозиции (в понимании В.Пенка, 1961) и поступление в зону гипергенеза менее выветрелого обломочного материала.

Среди склоновых отложений, образующих разрез плейстоцена в горной части территории, в депрессии и прибрежной зоне накапливаются практически все типы осадков, генезис которых рассматривается ниже (см. табл. 1).

Гравитационные отложения

Обвальная фация. Отложения, образующиеся, как правило, на крутых горных склонах, по структуре представляют собой смещение обломков разного петрографического и гранулометрического состава с их беспорядочной ориентировкой. В определенных геоморфологических ситуациях они принимаются за ледниково-моренные отложения. В настоящее время процессы обвального накопления в небольших масштабах возникают в речных долинах Восточного Сихотэ-Алиня, в основном на площадях развития верхнемеловых эффузивов. Эти процессы активизированы в долинах рек на участках позднекайнозойских перехватов и в краевых частях базальтовых плато, особенно сильно проявившиеся на первых этапах преобразования склонов. Мощные пачки щебнисто-глыбовых красноцветов раннечетвертичного возраста известны в бассейнах рек Раздольной, Артемовки, Партизанской, Киевки, Максимовки, Кабаньей, Самарги и др. Значительное усиление процессов обвалообразования в прибрежной зоне Приморья отмечается в голоцене, где на участках активной абразии возникли крупные абразионно-денудационные склоны. На крутых участках подводного берегового склона обвальные накопления смещаются до глубин 20-40 м (западное побережье Уссурийского залива, мысы Красная скала, Грозный на Восточном Сихотэ-Алине).

Оползневая фация. Верхнекайнозойские оползневые отложения в Приморье распространены довольно широко. Зона массового развития оползней почти полностью совпадает с контурами базальтовых плато, где отмечаются оползневые блоки с амплитудой перемещения до 60-100 м, сохранившие нормальную последовательность потоков (Денисов, 1965_1; Хоментовский, 1968; Кудров, 1971). Оползнеобразование в окраинных частях плато, а также в речных долинах, расчленяющих плато, развивается с перерывами от момента излияния базальтов и вплоть до голоцена. Поэтому здесь отмечаются оползневые накопления большой мощности. Отдельные тела оползней-обвалов разделяются осыпными и "делювиальными" накоплениями.

Широкому развитию оползней на площадях распространения базальтов способствуют залегающие в их основании туфогенно-осадочные слабо уплотненные породы неогена и глинистые коры выветривания.

За пределами распространения покровных базальтов оползневые накопления в депрессиях развиты локально. Участок интенсивного оползнеобразования отмечается на западном берегу оз. Ханка к северо-западу от пос. Новокачалинского. Здесь оползают слабо уплотненные породы плиоцена, залегающие на алевролитах миоценового возраста. В результате смещаются крупные монолитные блоки, которые удаляются от места отрыва иногда на 80-100 м (рис. 14). Присутствие среди оползающих пород прослоев туфодиатомитов приводит к возникновению "земляных глетчеров", образующих в четвертичном разрезе Ханкайской впадины селено- или мореноподобные отложения (Короткий, 1970). Особенно часто за моренные отложения при-

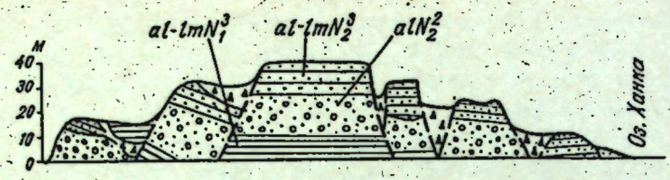


Рис. 14. Оползневые накопления на западном побережье оз. Ханка (Турьерогская впадина). Усл. обозн. см. на рис. 2.

нимаются разрушенные тела оползней и обвалов, перекрытые четвертичным аллювием или покровным комплексом (Колбин, 1960; В.Соловьев, 1964; Денисов, 1965$_2$).

Подобные псевдоморенные накопления наблюдались нами неоднократно на площади развития кайнозойских базальтов в Северном Сихотэ-Алине. В качестве примера описана "псевдоморена" р. Кунго (бассейн р. Бикин), возникшая за счет соскальзывания с неогеновых отложений и кор выветривания относительно маломощного покрова базальтов. На дне долины соскользнувшие с обоих бортов оползневые тела образовали зону грядово-бугристого рельефа, поперечную к простиранию водотока. Помимо этого, изучение обвально-оползневых отложений позволяет выделить палеогеографические эпохи с усиленной глубинной эрозией (Худяков и др., 1972). Наконец, оползневые процессы приводят к образованию псевдодислокаций, описанных для отдельных кайнозойских впадин как следы молодой тектонической активизации (Органова, 1959). Геоморфологическое картирование подобных участков выявило оползневую природу дислокаций (см. рис. 1), возникших за счет оседания крупных блоков при более низком базисе эрозии, чем современный (Худяков и др., 1972).

Осыпная фация. Осыпи – важнейший источник поступления обломочного материала в речные долины в зонах среднегорного и частично низкогорного рельефа, а на участках абразионно-денудационных побережий – в волноприбойную зону. В Южном Приморье образование осыпей происходит в зоне среднегорья на высотах свыше 1000 м, в северных районах Сихотэ-Алиня – на высотах менее 700 м[3]. Эти особенности в распространении осыпных образований Сихотэ-Алиня определяются прежде всего климатическими различиями севера и юга этой территории. В эпохи похолоданий антропогена происходило сильное смещение фронта осыпеобразования в зону низкогорья Сихотэ-Алиня. Наблюдаемое здесь трехчленное строение разреза склоновых отложений объясняется изменением климатических условий в течение антропогена.

Образование щебнистого горизонта в подобных разрезах сопоставляется с последней эпохой оледенения (Ганешин, 1957; Берсенев, 1963$_1$; Соловьев, 1963; Худяков и др., 1972). Доказательства в пользу периодической пульсации процесса россыпеобразования в холодные и теплые эпохи плейстоцена из-за плохой изученности разрезов склоновых отложений не всегда убедительны. Чаще всего к этому выводу приходят по аналогии с другими горными странами умеренного пояса. Для Сихотэ-Алиня это положение может быть принятым. В ряде случаев в разрезах речных террас Сихотэ-Алиня, которые образовались в эпохи похолодания, наблюдались прослои щеб-

[3] Активное развитие современных осыпей во многих случаях наблюдается на участках пирогенных склонов, где исчезновение растительности ведет к "расконсервации" осыпного чехла, возникшего в позднеледниковую эпоху (Куренцов, 1971; Короткий и др., 1977).

нистого материала, поступившего в долину при медленном смещении осыпи. Полученные спорово-пыльцевые комплексы позволяют сопоставлять накопление рыхлого материала, слагающего такие террасы с холодными фазами позднего плейстоцена (бассейны рек Милоградовки, Чистоводной, Аввакумовки). Наблюдаемые в разрезе склоновых отложений щебнистые горизонты не во всех случаях являются погребенными осыпями. В зоне низкогорья на склонах, сложенных щебнистыми бурыми суглинками, наблюдается процесс массового медленного смещения покровного горизонта. В этом случае переслаивание щебнистых и дресвянистых суглинков в разрезе склона может явиться следствием пульсации медленных ("вековых") смещений обломочного чехла на склонах.

Площадное распространение осыпных отложений в среднегорье Сихотэ-Алиня хорошо контролируется интенсивностью эрозионных процессов: она больше на его восточном склоне, чем на западном. Это связано с хорошо выраженной асимметрией этой морфоструктуры (Ганешин, 1957; Короткий, 1972$_{1,2}$). Соответственно большей крутизне склонов речных долин на восточном склоне Сихотэ-Алиня более широко развиты современные осыпи, особенно на площадях, сложенных верхнемеловыми эффузивами. На западном склоне Сихотэ-Алиня осыпеобразование наблюдается чаще на участках антецедентных долин и в местах эрозионных подмывов склонов.

Отложения склонов, связанные с массовыми движениями обломочного материала.

Изучение склоновых отложений горных стран умеренного пояса показало довольно сложное генетическое строение покровного чехла (Воскресенский, 1971). Установлена большая роль в его формировании открытых (криосолифлюкционные, курумовые) и закрытых (медленная солифлюкция, дефлюкция и т.д.) смещений обломочного материала. В традиционно выделяемом на картах четвертичных отложений делювии роль продуктов плоскостного смыва значительно преувеличена и по существу гамма склоновых отложений на таких картах сильно обеднена в сравнении с генетической классификацией склоновых процессов и сопряженных с ними осадков (см. табл. 2). Однако генетический критерий для расчленения покровного чехла на склонах гор юга Дальнего Востока находится еще в стадии разработки. Это и заставляет нас при описании генетических комплексов современных склоновых отложений и возможных их аналогов в геологических разрезах отказаться от их детального расчленения и описать только крупные группы, связанные с открытым или закрытым массовым перемещением обломков. Из отложений, формирование которых определяется первым типом движения обломков, рассматриваются только курумовые. Отложения, обусловленные действием криосолифлюкции ("быстрой солифлюкции"), в Сихотэ-Алине прослеживаются локально в гольцовой зоне. Встречаемые в разрезах четвертичных отложений текстуры, внешне похожие на проявления быстрой солифлюкции, пока не получили надежного генетического толкования (Соловьев, 1961; Короткий, 1975$_{2,3}$). Не исключено, что они связаны с суммарным проявлением процессов криогенной и "муссонной" солифлюкции, развитие которой может приводить к относительно быстрому, но закрытому смещению покровного чехла (Короткий и др., 1976; Черныщева, 1976).

Курумовые отложения. Курумы – аккумулятивные тела, возникающие, по С.С.Воскресенскому (1971), на конжелифлюкционных склонах или участках развития медленной солифлюкции, представляют собой скопления глыб и щебней на склонах разной крутизны: от пологих (3–5°) и до близких естественному откосу. В зависимости от условий формирования различаются курумы 1-го рода, или площадные, куда включаются "каменные россыпи или моря", и курумы 2-го рода – каменные полосы (на склонах) и "каменные реки" (потоки), выполняющие тальвеги в вершинах водосборных систем.

Курумы 1-го рода локально развиты в наиболее высоких точках Сихотэ-Алиня. Их распространение почти целиком контролируется положением уплощенных или выпуклых водоразделов, сложенных гранитоидами, эффузивами и ороговикованными осадочными породами. "Каменные моря" в гольцовой зоне обычно перекрывают поверхности крупных нагорных террас и развиты на пологих склонах в верхней части водосборных систем. Наблюдается довольно тесная связь морфологии курумов с крутизной поверхности водоразделов. На плоских водоразделах отмечены крупные каменные полигоны (диаметром 4-5 м), связанные с эпохами позднеплейстоценовых похолоданий, а также более мелкие образования (до 0,6 - 1,0 м), соответствующие современному климату в верхнем поясе гор. На поверхностях с углом наклона свыше 5-10° обломочный материал образует хорошо выраженные фестоны, переходящие на склонах крутизной свыше 20°.в каменные полосы. Такой переход от правильных многоугольников, сложенных крупными глыбами, до каменных полос, смещающихся по ложбинам, выработанным в коренных породах, чаще всего наблюдается на прогрессивно-выпуклых склонах (Короткий, 1976_1).

Курумы 2-го рода, или "каменные реки", пользуются в Южном Сихотэ-Алине значительным распространением. Практически все водосборные воронки, сопряженные с массивами гольцового высоко- и среднегорья, имеют в тальвегах каменные реки. В отличие от курумов 1-го рода активно движущиеся каменные реки проникают в глубь зоны елово-пихтовой тайги до отметок в 700-800 м.

Изучение курумовых накоплений в пределах водосборных воронок в наиболее высоких горных узлах Сихотэ-Алиня показало, что интенсивность курумообразования в плейстоцене испытывала неоднократные колебания. В результате этого в концевых частях курумов возникла серия валов, поперечных к простиранию речных долин и морфологически подобных конечным моренам. При исследовании древних зон курумовой аккумуляции подобные образования в бассейне р. Уссури были выделены как ледниковые отложения (В.В. Соловьев, 1964).

Каменные потоки в настоящее время испытывают поступательное движение, что наблюдалось в истоках Уссури, Киевки, Кемы, Бикин и других рек Сихотэ-Алиня. На это указывает как микрорельеф поверхности потока (наличие продольных борозд, поперечных гребней, валов выпирания, захоронение стволов деревьев), так и полное отсутствие здесь растительности, в то время как радиальные увалы, разделяющие элементарные водосборы, покрыты темнохвойной тайгой (Короткий, 1976_1). Причины активной жизни сихотэ-алинских курумов, проникающих далеко в глубь горнотаежной зоны (до высот в 700-800 м), определяются суммарным действием следующих факторов.

1. Обломочная масса, слагающая курумное тело, обладает высокой пористостью, за счет чего холодный воздух проникает вглубь, в то время как обломки препятствуют прямому воздействию солнечной радиации на горную породу в основании курума. Это обеспечивает глубокое промерзание основания курума и медленное его протаивание.

2. Наличие мерзлого грунта в основании курума определяет в весенне-летний сезон высокую подвижность обломочного материала.

3. Характерная для курумов обратная нормальному профилю коры выветривания зональность разреза обусловлена морозной сортировкой обломков и вымыванием мелкозема в основание курума. Присутствие на контакте с коренной породой тиксотропных грунтов усиливает подвижность "каменной реки". Помимо этого, "постель" курумов часто образована сапролитами, обычными для линейных зон выветривания в Сихотэ-Алине.

4. Высокая подвижность сихотэ-алинских курумов в летнее время поддерживается обильными осадками, вызывающими насыщение водой слоя

глинисто-щебнистого материала и возникновение в пределах "каменных рек" оползневых явлений. Большая активность современных курумов в средневысотных горах гумидной зоны юга Дальнего Востока сильно осложняет палеогеографическую интерпретацию курумов как индикаторов холодных климатических условий.

Делювиально-дефлюкционные отложения, связанные с закрытым массовым перемещением обломочного чехла на склонах и с процессами плоскостного смыва, рассматриваются нами как единый комплекс. Причина этому - отсутствие надежных критериев расчленения этих отложений, имеющих широкое площадное распространение и важное палеогеографическое значение.

Структура выделенного покровного комплекса значительно меняется в зависимости от крутизны склонов и степени его задернованности. Вероятно предположить, что в склоновом чехле низкогорных и среднегорных зон будут преобладать дефлюкционные и в отдельных случаях делювиальные накопления. На менее крутых склонах, в зонах холмисто-увалистого и мелкогорного рельефа, увеличивается доля солифлюкции и делювия. В зависимости от крутизны склонов будет меняться и структура обломочного материала. Эти соображения и заставляют нас подразделить делювиально-дефлюкционный комплекс на две фации, условно называемые фациями "горного делювия" и "равнинного делювия" (Короткий, 1970).

Фация "горного делювия" представлена щебнисто-суглинистыми и щебнисто-дресвянистыми осадками, господствующими среди склоновых отложений горных стран с гумидным, умеренно теплым климатом. Наиболее широко она развита в зоне низкогорья (на абсолютных высотах до 1000 м). В зоне мелкогорья подобные отложения развиты в верхних частях склонов вблизи выходов коренных пород, где фация "горного делювия" является переходной к осыпным отложениям.

Местами аккумуляции делювия в горных странах являются всякого рода отрицательные перегибы склонов. Пояс делювиального накопления располагается обычно в нижней части пологовогнутых склонов вблизи речных долин. Намечается достаточно жесткая связь между мощностью покровного чехла в шовных частях речных террас и их возрастом (табл. 3).

Наблюдения за строением разрезов четвертичных террас приводят нас к выводу, что стадии накопления делювия в шовной части террасы предшествует возникновение серии мелких конусов выноса. Лишь по мере выполаживания склона грубообломочные осадки конуса выноса перекрываются щебнисто-суглинистым "делювием". Процесс накопления осадков здесь идет прерывисто, на что указывают наблюдаемые в разрезе гумусированные горизонты (погребенные почвы). Причина прерывистости, вероятно, связана с периодическим разрежением растительности на склонах. Накопившаяся покровная пачка в разрезе плейстоценовых террас по возрасту и литологически неоднородна: 1) отмечается изменение окраски отложений - на плиоценовой и нижнечетвертичной террасах в нижней части разреза делювия преобладают глины и плотные красновато-бурые суглинки, а выше наблюдаются светло- и желтовато-бурые щебнистые суглинки и супеси; 2) аналогично для более молодых террас характерны лишь маломощные покровы бурых щебнистых супесей и суглинков.

Вторая зона активного накопления "горного делювия" совпадает с зоной отсутствия эрозии в вершинах водосборных систем, где формируются обширные водосборные воронки (Короткий, 1968_2).

Гранулометрический состав покровных отложений в одинаковых климатических условиях определяется как крутизной поверхности, в пределах которой происходит и транзит, и аккумуляция обломочного материала, так и вещественным составом подстилающих пород. Так, на гранитах в бассейне р. Душкина делювий представлен дресвянистыми щебнями, а на роговиках - глинистыми щебнями. На восточном склоне Сихотэ-Алиня в пределах

Таблица 3

Соотношение мощности "горного делювия" и возраста террас (долина р. Киевки, среднее течение)

№ п/п	Возраст террасы	Высота террасы, м	Уклон поверхности, град	Ширина террасы, м	Мощность "делювия", м
1	Плиоценовая терраса	60–80	10–12	100	8–10
2	Нижнечетвертичная терраса	35–40	6–18	150	4–6
3	Среднечетвертичная терраса	15–20	2–4	200	2–3
4	1-я верхнечетвертичная терраса	8–10	1–2	200	0,5–1
5	2-я верхнечетвертичная терраса	5–6	?	100	?
6	Высокая пойма	2,5–3,0	–	100	–

площадей, занятых эффузивами, среди "делювиальных" отложений преобладают глинистые и суглинистые щебни.

Анализ гранулометрического состава "горного делювия" имеет палеогеографическое значение. Так, при определении медианного размера (Md) и коэффициента сортировки (Ks) обломочного материала на разновозрастных склонах обязательно должен учитываться первичный состав подстилающих материнских пород и степень их выветривания. Отмечаемая повышенная "глинистость" осадков нижне- и среднечетвертичной террас, вероятно, обусловлена усиленным поступлением в долины рек глинистого "делювия". Здесь опять-таки намечаются различия в механическом составе пойменной фации аллювия в разных бассейнах рек, которые, в первую очередь, определяются различиями условий осадконакопления, но в какой-то мере зависят от механического состава первичного материала.

Фация "равнинного делювия" широко распространена в Уссури-Ханкайской депрессии и в зонах предгорий Сихотэ-Алиня и Восточно-Маньчжурских гор, где она входит в состав мощного покровного комплекса, суммарная мощность которого вместе с красноцветной корой выветривания превышает 40 м (Короткий и др., 1972_2; Сохин, 1972). Генезис этой толщи, имеющей сводное название "бурых" глин и суглинков, вызвал длительные споры в среде дальневосточных геологов-четвертичников. Существующие по этому поводу взгляды сводятся к следующему.

1. А.И.Животовская (1956_1) рассматривает "бурые" суглинки как кору выветривания на разнородных породах, залегающую in situ или слабо перемещенную. В доказательство такого генезиса приводятся данные минералогического и гранулометрического состава осадков, особенности текстуры и структуры толщи.

2. Г.С.Ганешин (1957), Ю.Ф.Чемеков (1960), В.В.Соловьев (1961), как и Н.А.Беляевский (1951 г.), рассматривают частично разрез бурых суглинков как делювий, накопившийся в холодные эпохи плейстоцена. Часть разреза ими отнесена к озерным отложениям. Озерное происхождение части покровного комплекса принимается "априори".

3. Проводившие в течение многих лет съемки четвертичных отложений в Уссури-Ханкайской депрессии Ю.Г.Струве, И.И.Берсенев (Берсенев и др., 1962), В.К.Сохин (1972) рассматривают толщу "бурых" глин и суглинков как озерные осадки, образующие серию цикловых террас, общую для низменных равнин юга Дальнего Востока. Доказательством этого, по их мнению, служат большая мощность осадков (до 40 м), выдержанность верхней границы распространения суглинков, однородный минералогический и механический состав.

Этой же точки зрения придерживаются Э.Н. Сохина и В.Н. Росликова (1968), которые приводят в пользу озерного происхождения "бурых" глин сходность состава конкреций, выделяемых из почв на высокой "озерной" террасе.

При таком понимании генезиса "бурых" суглинков, как это принимается И.И.Берсеневым и др. (1962), следует допускать существование в плейстоцене громадных периодически исчезавших озерных водоемов, площадь которых охватывала всю Раздольненско-Ханкайско-Уссурийскую депрессию и зону мелкогорного рельефа Сихотэ-Алиня и Восточно-Маньчжурских гор. Анализ водного баланса территории бассейна оз. Ханка (Нехайчик, 1966) при самых максимальных допущениях противоречит существованию таких громадных озерных водоемов.

4. Многолетнее геолого-геоморфологическое изучение Ханкайской депрессии и сопряженных с ней предгорий Сихотэ-Алиня и Восточно-Маньчжурских гор привело к выводу о сложном полигенном происхождении этой толщи (Короткий, 1970; Короткий, Никонова, Пода, 1972; Худяков и др., 1972; Болиховский, 1977 г.). Некоторые из аспектов проблемы "бурых" суглинков, как они представляются на данном этапе изучения, рассматриваются ниже.

Гидрологический аспект. Существование крупных водоемов при прочих равных условиях определяется балансом жидкого стока и испарения. Для мелководного оз. Ханка, режим которого, по данным В.П.Нехайчика (1966), приближается к режиму озер аридной зоны, при существующей годовой норме осадков около 600 мм, малейшее уменьшение притока речных вод вызовет быстрое сокращение площади. Современный климат делает оптимальным существование озерного водоема данного размера. Позднеледниковая трансгрессия оз. Ханка, приведшая к образованию низкой озерной террасы, видимо, как и для других озер гумидной зоны, была вызвана уменьшением испарения за счет снижения летних температур и увеличением жидкого стока рек бассейна Ханки. Этому благоприятствовало и более равномерное распределение расходов воды (частичная консервация осадков в виде снега; уменьшение испарения). С началом голоцена, когда наблюдалось относительное иссушение климата, повышение летних температур повлекло сокращение, и вероятно значительное, площади озера. Некоторое похолодание климата в "малый ледниковый период" привело к новой озерной трансгрессии и расширению площади оз. Ханка до современных контуров (Короткий, Караулова, 1970; Худяков и др., 1972).

Палеоклиматические реконструкции плейстоцена, выполненные нами на основе анализа разновозрастных спорово-пыльцевых комплексов (Караулова, Назаренко, 1972; Короткий, Караулова, 1975), позволяют в первом приближении оценить летние температуры и годовые суммы осадков для холодных (средняя температура июля от +16 в раннечетвертичное время до $+10–14^0$ – в позднем плейстоцене, соответственно годовая сумма осадков от 1000 до 400–600 мм). Таким образом, колоссального увлажнения, необходимого для возникновения озерного водоема с площадью около 100 000 $км^2$, в течение плейстоцена не наблюдалось.

Геоморфологический аспект. Основные площади, занятые бурыми суглинками и, следовательно, по И.И.Берсеневу и др. (1962), В.К.Сохину (1972), фиксирующие древний озерный водоем, приурочены к зоне ос-

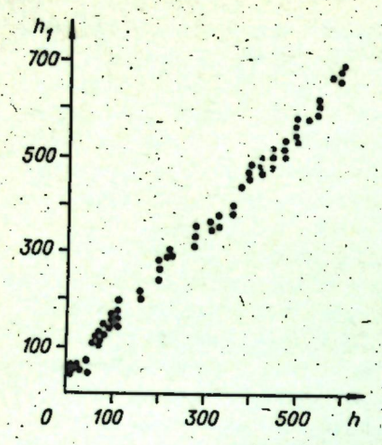


Рис. 15. График корреляции высотных отметок кровли "бурых" суглинков (h_1) и современных тальвегов (h). Усл. обозн. см. на рис. 2.

танцово-денудационного рельефа и мелкогорья. Кровля суглинков расположена на абсолютных высотах от 70 м в Ханкайской котловине до 250-300 м – в зоне низкогорья. Отмечается очень четкая корреляция высотных отметок продольного профиля речных долин и кровли красноцветной глинистой толщи (рис. 15). Закономерность распространения уровня с этими отложениями типична для придолинного аккумулятивно-денудационного рельефа. Выдержанная одновысотность этого уровня вокруг оз. Ханка определяется положением местного базиса эрозии в момент формирования толщи – днища Ханкайской котловины. Эта одновысотность, кроме того, была предопределена интенсивным выравниванием денудационного рельефа и возникновением обширных аллювиально-озерных равнин в плиоцене, имеющих вблизи современного озера абсолютные отметки около 110-130 м.

Для озерных террас типична достаточно четкая одновысотность, обычно слегка измененная четвертичными тектоническими движениями. Амплитуда после раннечетвертичных движений, если считать комплекс "бурых" суглинков озерным, в системе Сихотэ-Алинь – Ханкайская котловина должна составить около 180-230 м. Это предположение легко опровергается геолого-геоморфологическим материалом, который свидетельствует об интенсивном погружении Ханкайской котловины в плейстоцене и умеренном воздымании центральных частей горных сооружений (Короткий, 1972_1; Худяков и др., 1972). Анализ гипсометрии рельефа Раздольненско-Ханкайского водораздела показывает, что максимальная вероятная высота подъема уровня воды в оз. Ханка не могла превысить 75-80 м, и после чего начался бы сток вод в сторону Японского моря или в бассейн р. Уссури.

Полигенный элювиально-делювиально-аллювиальный комплекс "бурых" суглинков слагает в зоне останцово-денудационного рельефа только водораздельные формы и выполняет долины водотоков наиболее низких порядков. Сопряженно с ними в долинах крупнопорядковых рек Уссури, Большой Уссурки, Арсеньевки, Бикин, Илистой, Мельгуновки происходило накопление мощной пачки аллювия, а в современной котловине оз. Ханка – озерно-аллювиальных отложений (мощность до 100-110 м). Тщательное изучение осадков в речных долинах и котловине оз. Ханка показало, что здесь накопился практически непрерывный разрез четвертичных отложений (Караулова, Назаренко, 1972; Худяков и др., 1972). Среди песчано-галечного материала, выполняющего речные долины, объем суглинков, представляющих пойменную фацию аллювия, в общем невелик. В краевых частях долин более низкого порядка формируется мощная пачка (25-30 м) переслаивающихся бурых и серых суглинков с прослоями песчаного материала.

Таким образом, происходило одновременное накопление аллювиальных и озерно-аллювиальных осадков в речных долинах и котловине оз. Ханка и толщи бурых суглинков в пределах поверхностей водоразделов и низкопорядковой речной сети.

Палеогеографический аспект. Существование громадных озерных водоемов в Восточной Азии с подъемом вод до абсолютных отметок 180-200 м предполагает Линдберг (1965). Причину озерных трансгрессий плейстоцена он связывает с крупноамплитудными эвстатическими колебаниями уровня вод Мирового океана. В настоящее время можно считать доказанным длительное континентальное развитие материковой окраины Восточной Азии с постепенным погружением края материка под уровень морских вод (Берсенев, 1963_2; Кинг, 1967; Лебедев, 1968; Худяков и др., 1972; Кулаков, 1973). Детальные работы, проведенные нами в Южном Приморье, показали, что на всей территории высокие морские террасы отсутствуют, а максимальный подъем уровня Японского моря в позднем плейстоцене (Q^{1}_{III}) и среднем голоцене (Q^{2}_{IV}) незначительно превышал современный (Короткий, 1976_2; Кулаков, Пушкарь, 1976). Поэтому предположение об эвстатическом подъеме уровня Японского моря как основной причине возникновения озерных водоемов в Раздольненско-Ханкайско-Уссурийской депрессии отпадает.

Аналогично и для Нижнеамурской и Среднеамурской депрессий доказано длительное континентальное развитие и отсутствие следов крупноамплитудных морских трансгрессий (Худяков и др., 1972; Кулаков и др., 1975).

Литологический аспект. Комплекс "бурых" суглинков обладает рядом характерных особенностей, позволяющих сравнить его с комплексом покровных отложений других районов гумидной и семигумидной зон Азии.

1. Бурые суглинки характеризуются плохо выраженной грубой слоистостью; в их разрезе встречаются погребенные почвы – крупные прослои темно-коричневых гумусированных комковатых глин и суглинков с хорошо выраженными вертикальными отдельностями. Слоистость в суглинках повторяет поверхности склона и кровлю коренных пород. При микроскопическом изучении глин было выявлено хаотичное расположение псаммитового материала и упорядоченное расположение глинистых частиц (Логинова, 1972).

2. В разрезе толщи "бурых" суглинков отсутствуют осадки, которые можно было сопоставить с пляжевой фацией озерных отложений. Встречающиеся в подошве толщи прослои грубого материала сложены неокатанными обломками довольно однородного вещественного состава, соответствующего подстилающим коренным породам.

3. Обычно "бурые" суглинки и глины имеют четкий контакт с коренными породами, что рассматривается В.К.Сохиным (1972) как одно из доказательств озерного генезиса толщи. Существование контакта – вполне закономерное явление, так как залегающие в основании покровного комплекса красноцветные коры выветривания в значительной мере фиксируют конечную фазу плиоценового выравнивания рельефа, а накоплению бурых суглинков предшествовал интенсивный эрозионный врез (Ганешин, 1957; Денисов, 1965 Короткий, 1970; Никонова, 1966). Естественно, что этому процессу в разрезе покровных отложений на водоразделах и особенно вблизи речных долин соответствует перерыв, выраженный четким контактом между корой выветривания и комплексом бурых суглинков. Вторая причина четкости этого контакта кроется в медленном смещении покровного чехла в целом. Правда, веских доказательств в пользу медленных смещений толщи бурых суглинков нет. По крайней мере, в тех случаях, когда на дневной поверхности обнажается контакт коренных пород (коры выветривания) и бурых суглинков, наблюдается разворот слоев, изменение ориентации обломков, указывающих на перемещение осадка. А.И.Животовская (1956_1) предполагает перемещение красноцветной коры выветривания на значительное расстояние за счет изменения объема толщи при взаимопереходах глинистых минералов. Следует указать, что внешние различия красноцветной коры выветривания и толщи "бурых" суглинков покровного генезиса пока не описаны. Поэтому вероятно предполагать, что часть коры выветривания при бурении включается в состав "озерных" красноцветных глин.

4. Изменение гранулометрического состава суглинков хорошо увязывается с геоморфологическими фациями рельефа. Зоне останцово-денудационного рельефа соответствуют суглинки с Md =0,002 и Ks =1,8, 4,0 при

содержании фракции <0,01 в пределах 85–95%. В зоне мелкогорья наблюдается огрубление механического состава суглинков (Md = 0,008; Ks = 2,5–5,0) с содержанием частиц <0,01 около 50–75%. Такая закономерность в изменении гранулометрического состава более типична для делювия, чем для озерных осадков (см. раздел "Озерные отложения"), для которых в зависимости от фациальных различий отложений и динамики озерного водоема характерна высокая степень сортировки осадков, кольцевое расположение фаций и литологических разностей (Ботвинкина, 1962; Наливкин, 1955)

Однообразие минерального состава (монтмориллонитовые с примесью бейделлита) бурых глин и суглинков, по И.И. Берсеневу и др. (1962), доказывает их озерное происхождение. Изучение состава глинистых минералов из красноцветов Ханкайской депрессии показало преобладание каолин-монтмориллонитовых и монтмориллонит-гидрослюдистых разностей. Чисто монтмориллонитовые глины встречены на определенных комплексах пород.

Что же касается минералогических ассоциаций алевро-псаммитовой фракции, то здесь наши наблюдения подтверждают вывод А.И.Животовской (1956_1) о тесной связи суглинков и глин с подстилающими породами. Комплексы минералов, встреченные в бурых суглинках, являются достаточно локальными с радиусом перемещения обломочного материала, по А.И.Животовской (1956_1), от 2 до 6 км. Минералогические спектры современных отложений оз. Ханка сильно осреднены, особенно в центре озера, и отражают вещественный состав крупных водосборных бассейнов.

Преобладающий красный и бурый цвет комплекса "бурых" суглинков указывает на аэроморфную обстановку осадконакопления. Намечается связь окраски суглинков с геоморфологической позицией, которую они занимают.

Основные водоразделы сложены толщей ржаво-бурых и коричневых глин. Пространственно они тяготеют к 40–60-метровой озерной террасе, выделенной В.К.Сохиным (1972). Низкопорядковые водоразделы и склоны основных водоразделов сложены пестроцветной толщей, которая, по В.К.Сохину, образует 25–40- и 20–25-метровые озерные террасы. В днищах балочных форм, расчленяющих зону распространения бурых суглинков, вскрывается толща серых глин с отчетливой слоистостью, которая, по В.К.Сохину, слагает 15–20-метровую озерную террасу.

Палеонтологический аспект. Толща бурых суглинков характеризуется редкими и бедными спорово-пыльцевыми спектрами, слабо насыщена растительными остатками (Животовская, 1956_1, Берсенев и др., 1962). Содержание $C_{орг}$ в красно-бурых и бурых суглинках, которые, по нашему мнению, соответствуют делювиально-элювиальным осадкам, составляет 0,07–0,19%, а для современных озерных алевритов и глин – от 0,29 до 2,0% (Короткий и др., 1975).

В суглинках отсутствует пресноводная фауна, не обнаружены пресноводные диатомеи, характерные для крупных озер. Весьма бедный список диатомей ограничивается (Животовская, 1956_1; Векшина, Царько, 1966) преобладанием видов застойных, слабопроточных водоемов и почвенных форм из родов Eunotia, Pinnularia, Hantschia, Rhopalodia.

Более богатые спорово-пыльцевые комплексы получены из толщи серых суглинков и супесей, выполняющих ложковые формы зоны останцово-денудационного рельефа. Соответственно для этих осадков $C_{орг}$ повышается до 0,4–0,8%. Накопление этих осадков происходило в условиях восстановительной среды. На это указывают встречающиеся в разрезе гнезда вивианита и погребенные лугово-болотные почвы.

Толща покровных суглинков, глин и супесей за пределами магистральных долин по своему происхождению в зависимости от своего геоморфологического положения относится к следующим генетическим типам отложений: 1) элювиально-делювиальному – красно-бурые суглинки на водоразделах и вокруг останцовых форм; 2) делювиально-аллювиальному – пестроцветные суглинки и глины, залегающие на придолинных склонах низкопорядковых водоразделов; 3) аллювиально-делювиальному – серые суглинки и супеси, выполняющие низкопорядковые долины в краевых частях долин и к аллювиальному (балочный аллювий) – в центральных.

Толща красно-бурых и бурых суглинков и глин разновозрастна: из красноцветной толщи на водоразделах известны бедные спорово-пыльцевые комплексы с Tsuga и Fagus, а из пестроцветной пачки и осадков, выполняющих древние балки, получены холодные и умеренно холодные спорово-пыльцевые спектры, предположительно соответствующие среднему и верхнему плейстоцену. Вероятно, часть толщи "бурых" суглинков, залегающая в кровле суйфунской свиты и выделяемая раньше как ханкайская свита, имеет плиоценовый возраст (Власов, 1949; Животовская, 1956_1). Г.С.Ганешин (1957) связывает формирование части "бурых" суглинков с последним позднечетвертичным похолоданием.

Ряд аллювиальных отложений

Совокупность форм рельефа, меняющаяся в пределах изучаемой территории от среднегорья до крупных озерно-аллювиальных равнин, обусловливает генетическое разнообразие аллювиальных отложений. Изменение темпа и режима тектонических движений в позднем кайнозое, опускание береговой зоны в Ханкайско-Уссурийской депрессии, климатическая ритмика плейстоцена явились причиной фациальной изменчивости аллювия в геологическом разрезе плейстоцена. Знание особенностей аллювиального осадконакопления в плейстоцене требует достаточно детальной классификации современного аллювия. Поэтому нами кратко рассматривается динамическая классификация аллювиальных отложений Сихотэ-Алиня, основанная на привязке отдельных типов аллювия к определенному ряду форм рельефа (Короткий, 1970).

Аллювий горных рек. Аллювий быстротоков. В Сихотэ-Алине, как и других горных странах, количество аллювиальных фаций в долине обратно пропорционально величине уклона. В верхнем и среднем течении рек формируется типично горный аллювий – аллювий быстротоков, представленный преимущественно русловой фацией с $l_{ср}$ обломков от 26–30 (для водотоков $\overline{II}$ порядка) до 10–12 см (для водотоков $\overline{V}$ порядка). Окатанность обломков соответственно равна 20–60% (Короткий, 1970). Окатанность и размерность обломочного материала в долинах низкопорядковых водотоков быстро меняются по простиранию долины и находятся в тесной связи с ее морфологией. Многообразие подтипов горного аллювия, выделяемого Н.А.Костенко (1965), трудно распознается в геологическом разрезе. Поэтому независимо от генезиса склоновых отложений среди аллювия зоны среднегорья нами выделяются нормально-аллювиальные и перлювиально-аллювиальные отложения. Последние характерны для участков долин, где крупность обломочного материала в русле превышает критический размер обломков. Перлювиально-аллювиальные отложения – аналог русловой фации аллювия – чаще всего наблюдаются в разрезе четвертичных террас вдоль бортов речных долин.

Аллювий быстротоков имеет сокращенную мощность русловой фации при почти полном отсутствии осадков поймы и стариц. На участках развития порогов и водопадов в разрезе террас наблюдаются своеобразные аналоги пойменно-старичных фаций – осадков эворзионных котлов. По своим литолого-фациальным особенностям аллювий быстротоков соответствует инстративному аллювию в динамической классификации флювиальных отложений (Ламакин, 1950).

Аллювий фуркирующих водотоков (констративный аллювий) возникает в местах выполаживания продольных профилей горных рек, где накапливаются избыточные мощности аллювия. Аллювий на участках фуркации имеет пло-

хую сортировку материала в поперечнике долины и по ее простиранию, что связано, во-первых, с распластыванием водотока и, во-вторых, с резко выраженным паводочным режимом рек Приморья.

Для аллювия фуркирующих водотоков в зоне среднегорья характерны русловая, пойменная и в меньшей мере старичная фации, а в разрезах террас отмечаются погребенные почвы, разделяющие отдельные пойменно-русловые ритмы. В нижнем течении рек, на участках трансгрессивной аккумуляции погребенные почвы фациально замещаются торфяниками. Здесь же широкое развитие получают старично-пойменные отложения при общем сокращении русловой фации.

В среднем течении горных рек, в соответствии с живой силой потока, русловые отложения фуркирующих водотоков представлены валунно-галечниковым материалом (средний размер обломков от 8 до 20 см) средней окатанности (50-60%) с грубозернистым песком в заполнителе. Отложения пойм образованы песчано-алевритовым материалом с отчетливой дифференциацией осадков низкой (преобладающе песчаные) и высокой (преобладающе алеврито-суглинистые) пойм. Суммарная мощность пойменного аллювия для современных рек составляет 2,0 - 2,5 м и находится в прямой зависимости от высоты подъема паводковых вод. В связи с этим значительный интерес представляют повышенные мощности пойменно-старичного аллювия в разрезе среднечетвертичной террасы в речных долинах Приморья, где она колеблется от 4-8 м (долина р. Суходол) до 10-15 м (р. Партизанская в среднем течении). Вероятно, это связано с особым ходом паводков в холодную фазу среднего плейстоцена.

Старичная фация аллювия в среднем течении горных рек обычно представлена маломощными линзами песчанистых алевритов и глин в пойменно-русловых ритмах. Но в общем условия для формирования старичного аллювия благоприятны, так как здесь отмечается обилие брошенных русел. Однако большие скорости горного водотока определяют заполнение этих понижений грубозернистыми отложениями, которые рассматриваются некоторыми исследователями (Чистяков, 1959) как пойменная фация горного аллювия. Для Сихотэ-Алиня эта точка зрения неприемлема, так как в долинах рек этого района накопление пойменного аллювия связано с уровнями низкой и высокой пойм. Последняя, в условиях исключительно мощных паводков, является преобладающей в долинах зоны низкогорья и среднегорья.

Аллювий меандрирующих водотоков (перстративный аллювий) возникает как следствие нормального выполаживания продольного профиля и концентрации потока в едином русле. Уменьшение скоростей течения в этих условиях приводит к направленному смещению потока - меандрированию. Для перстративного аллювия характерны закономерная смена русловой и пойменной фаций в поперечнике и по простиранию долины; появление старичной фации; нормальная, в сравнении с констративным аллювием, мощность пойменно-русловых ритмов. За счет закономерного смещения русел пойменная фация аллювия имеет сокращенную мощность; уничтожается меандрирующим водотоком (Шанцер, 1951). В речных долинах Сихотэ-Алиня процесс срезания осадков высокой поймы усиливается большими скоростями паводочного потока на пойме. Поэтому для участков долин, выполненных перстративным аллювием, характерно преобладание в разрезе террас отложений русловой фации.

Ложковый аллювий аккумулируется в эрозионных ложбинах наиболее низкого порядка на склонах магистральных долин. Для ложков характерны чрезвычайно большие уклоны днищ (0,1 - 0,01 м/м). Поэтому даже при малой площади водосборов временные водотоки выносят в зону аккумуляции грубый материал. Наибольшая площадь водосборов и значительная крутизна склонов делает динамику осадконакопления в таких формах чрезвычайно зависимой от климата. Основная масса обломочного материала в ложках Приморья накопилась в эпохи похолоданий плейстоцена. В теплых и влажных условиях межледниковых фаз, которым соответствует полная задернованность склонов, происходит преимущественно врез и смещение небольших конусов выноса в направлении русла магистральной долины, что подтверждается относительной молодостью таких накоплений на "нагорных" склонах долин с резко выраженной асимметрией (Короткий, 1970; Карягин и др., 1974).

Характерной особенностью разрезов ложкового аллювия является переслаивание крупнощебнистого мелкощебнистого, дресвянисто-суглинистого материала. Отдельные пачки щебнисто-дресвянистых накоплений разделяются погребенными пачками, из которых получены "теплые" спорово-пыльцевые комплексы. Такое ритмично-слоистое строение ложкового аллювия определяется интенсивностью выветривания и разной скоростью осадконакопления в холодные и теплые эпохи плейстоцена.

Эволюция накопления ложкового аллювия различна для западного и восточного склонов Сихотэ-Алиня. На восточном склоне в условиях интенсивного эрозионного расчленения происходит преимущественное разрушение конусов выноса с формированием в устьевых частях логов локальных террас. В краевых частях западного склона Сихотэ-Алиня и в Восточно-Маньчжурских горах древние конуса выноса погребены. Здесь при бурении вскрываются наиболее полные разрезы ложкового аллювия.

Аллювий полугорных рек. Реки в зоне мелкогорного и холмисто-увалистого рельефа относятся к водотокам полугорного типа, для которых в голоцене характерны меандрирование водотоков, а в устьевых частях - слабо выраженная фуркация. Как правило, это водотоки Ш-1У и редко У порядков с относительно пологим продольным профилем. В условиях чрезвычайно сильного колебания водности потока, чередования в русле плесов и перекатов, относительно небольшой по площади русловой аккумуляции и значительно большей пойменной возникает подтип - аллювий полугорных рек с хорошо развитой пойменной фацией.

Русловая фация у полугорных рек представляет собой сочетание подфаций плесов и перекатов (Короткий, 1970). Соответственно в разрезе высокой поймы отложения плесов представлены плохо сортированными, сильноглинистыми песками с беспорядочно рассеянной галькой. Среди этих отложений в виде крупных линз наблюдаются хорошо сортированные галечно-мелководные осадки подфации перекатов.

Большая высота паводков (до 4-5 м) в долинах полугорных рек обусловливает значительную мощность пойменной фации и широкое распространение ее в долине. Площадь, занимаемая высокой поймой в таких долинах, иногда в 8-10 раз превышает площадь, занимаемую руслом и низкой поймой. Соответственно в геологическом разрезе плейстоцена, в долинах полугорных рек вскрываются преимущественно тонкообломочные осадки, которые в "переходной" зоне приняты за озерные. В зависимости от общей геоморфологической ситуации, наблюдавшейся в плейстоцене, здесь выделяются 3 типа разрезов (рис. 16).

1. Русловые отложения накапливаются преимущественно в центре долины, в ее краевых частях - толща бурых и серых пойменно-старичных суглинков и супесей с прослоями песчаного материала.

2. При длительном и однонаправленном смещении русла реки возникает асимметрично построенный разрез с преобладанием русловых отложений вблизи одного борта долины, тонких супесей и суглинков и супесей с прослоями лугово-болотных почв и торфа - на остальной площади долины.

3. При поперечной миграции русла от одного борта долины к другому происходит частичное разрушение пойменно-старичных отложений и в разрезе плейстоцена долины соответственно преобладают осадки русловой фации.

Для крупнопорядковых транзитных рек "полугорного" типа большие скорости течения обеспечивают большее, чем для малых рек, участие в геологическом разрезе руслового аллювия.

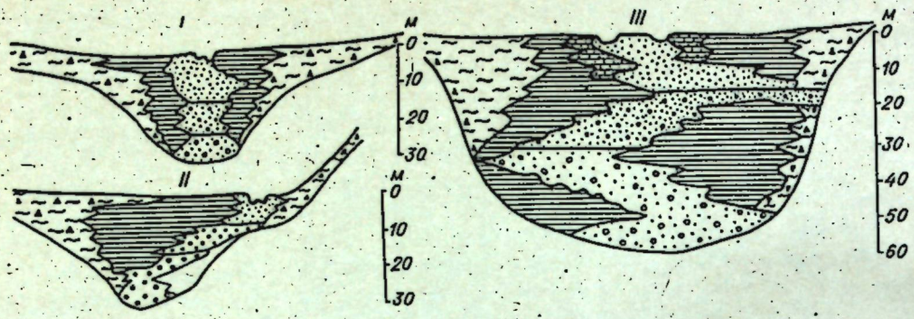


Рис. 16. Схема геологического строения долин рек полугорного типа (Западный Сихотэ-Алинь).

I – р. Кабарга; II – р. Тамга; III – р. Мельгуновка. Усл. обозн. см. на рис. 2.

Балочный аллювий является аналогом ложкового аллювия для зоны мелкогорного и холмисто-увалистого рельефа. Аккумуляция балочного аллювия происходит в низкопорядковых долинах с неясно выраженным тальвегом. Соответственно для него характерна почти полная редукция осадков русловой фации. В балках накапливается генетически разнородная толща: в центральной части – аккумуляция светло- и темно-серых алевритов и тонкозернистых песков, а по краям – преимущественно бурые суглинки – осадки делювиального смыва с бортов долины.

По Е.В. Шанцеру (1951), балочная аккумуляция отвечает стадии отмирания низкопорядковой речной сети, когда эродирующая способность водотока становится ничтожной. Здесь поэтому происходит практически повышение днища и формирование избыточных мощностей. Этот процесс осадконакопления в балках нарушался периодически в холодные эпохи позднего плейстоцена, когда за счет интенсивного склонового сноса происходило временное накопление избыточных мощностей. В теплые эпохи позднего плейстоцена на уровни балочной аккумуляции, возникшие в результате перекомпенсированного осадконакопления, расчленялись оврагами, особенно интенсивно на участках сильного обводнения балок и вблизи речных долин. В балках возникали локальные террасы, возраст которых, по данным спорово-пыльцевого анализа, совпадает с холодными эпохами плейстоцена.

Щебнистые суглинки, вскрываемые в нижней части разрезов, выполняющих балки, вероятно, соответствуют ложковой стадии их развития. Можно предположить, что осадконакопление в низкопорядковых долинах претерпело следующую эволюцию: 1) стадии наибольшего эрозионного вреза в раннем плейстоцене отвечают осадки типа ложкового аллювия; 2) на конечной стадии развития логов (поздний плейстоцен-голоцен) – формирование балочного аллювия, аллювиально-делювиальных осадков; 3) в холодные эпохи позднего плейстоцена – избыточная аккумуляция в балках с проявлением в разрезе типично болотных фаций; 4) в теплые эпохи позднего плейстоцена – овражное расчленение возникших поверхностей.

Таким образом, изучение современных аллювиальных отложений в их сравнении с древними аналогичными фациями позволяет четко определить общую тенденцию осадконакопления в речных долинах разного порядка в пределах конкретных геоморфологических зон.

Озерные отложения. В генетическом ряду современных и древних фаций Приморья они считаются временно существующими, но часто участвуют в построении разреза зон длительного осадконакопления. В горной части Приморья временно существующие озерные отложения накапливаются в котловинах подпрудных, нивально-экзарационных и долинных озер.

Отложения нивально-экзарационных озер[4] описаны в зоне среднегорья Южног Сихотэ-Алиня (на абс. выс. 1200-1600 м) на хр. Алексеевский. Геоморфологическое положение и условия образования котловин подробно описаны А.М.Коротким (1976$_1$; Короткий и др., 1976$_1$). Выполнены озерные понижения маломощной (до 1,5 м) пачкой сильногумусированных алевритов, в которых рассеяны отдельные крупные обломки коренных пород. Вероятное возникновение озерных понижений связано со снежниковой денудацией в холодные эпохи плейстоцена. Расположение этих понижений на склонах восточной экспозиции, по-видимому, связано с преобладающим северным метелевым переносом, который приводит к накоплению в настоящее время крупных масс снега на склонах восточной и южной экспозиций (Колесников, 1939). Небольшие снежники в привершинной части горы Ольховой существуют вплоть до середины лета и являются основным источником водного питания озер до начала муссонных дождей во второй половине лета. В подобного типа озерах В.С.Пушкарем описана богатая диатомовая флора (Короткий и др., 1976$_1$).

Плотинно-обвальные озера в Сихотэ-Алине существуют в краевых частях Шкотовско-Сергеевского и Бикинского базальтового плато, где они приурочены к вершинам водосборных систем и бортам долин. Размеры подпрудных озер обычно невелики (например, оз. Чемодуровское – около 60х80м). Выполнены подобные озера преимущественно органогенными отложениями (в основном лиственно-хвойный опад и крупные обломки древесины), так как в условиях сильно залесенных, небольших по площади водосборов кластический материал поступает в незначительном количестве.

Долинные озера наиболее часто встречаются в среднем и нижнем течении крупнопорядковых рек и представляют собой преимущественно старицы, полностью потерявшие связь с основным руслом реки. Осадки таких озер рассматриваются в геологическом разрезе как старичная фация аллювия (см. раздел "Прибрежно-морские отложения").

В зонах устойчивого осадконакопления озерные отложения формируются в следующих геоморфологических условиях:

1) в озерных водоемах, возникающих на участках неполной компенсации прогибания процессами осадконакопления ("тектонические" озера – оз. Ханка);

2) в крупных старицах в пределах долинных зон устойчивого осадконакопления (многочисленные старичные озера в долинах рек Уссури, Большой Уссурки, Бикин и др.);

3) в краевых частях крупных магистральных долин, где темпы осадконакопления менее интенсивны, чем в их центральных частях (мелководные озера и низинные болота в пределах Уссури-Сунгачского междуречья и т.д.);

4) в приустьевых зонах притоков, которые блокируются осадками магистрального водотока (крупные озера-старицы в нижнем течении рек Бикин, Большой Уссурки, Арсеньевки и др.).

Озерные отложения водоемов первого типа рассматриваются на при-

---

[4] Эти озера ранее рассматривались как ледниковые, возникшие в днищах цирков и каров (Куренцов, 1951).

мере достаточно хорошо изученного оз. Ханка (Короткий и др., 1975; Курносов, Короткий, 1976).

Анализ планового размещения современных осадков оз. Ханка показывает довольно сложное распределение полей осадков разной крупности, их тесную связь с геоморфологическим строением водосборного бассейна озера и современной гидродинамикой. Самые крупные реки этой территории (Уссури и Мулинхе) являются транзитными для котловины оз. Ханка. Структура же обломочного материала рек бассейна оз. Ханка определяется шириной пояса останцово-денудационного и мелкогорного рельефа, где развита мощная зона древнего гипергенеза. Установлено, чем больше размеры этой поверхности в бассейне реки, тем более тонкий материал выносит она в котловину оз. Ханка (Короткий, 1970). Наиболее грубый песчано-галечный материал выносится в озеро р. Ильинкой, в бассейне которой наименее развит пояс останцово-денудационного рельефа. В основном же реки, впадающие в озеро с запада и юго-запада, выносят в водоем песчаные и алевро-песчаные осадки. На участках, разделяющих устья рек Ильинки и Мельгуновки, в озеро поступают преимущественно пески и алевриты – аллювий низкопорядковых водотоков, дренирующих зону останцово-денудационного рельефа. Подобные же осадки выносятся в озеро реками Илистой и Спасовкой, в бассейнах которых ширина зоны выровненного рельефа с корами выветривания достигает 70–80 км.

Структура донных осадков соответствует аллювию рек, впадающих в оз. Ханка, лишь в общих чертах. Это определяется как перераспределением поступившего аллювия системой течений и вдольбереговыми потоками наносов, так и существованием на акватории озера верхнеплейстоцен-голоценовых полей осадков. И наконец, на участках активной абразии побережья наблюдается огрубление осадков, особенно значительное в прибрежной части.

Описание отложений на акватории оз. Ханка производится в соответствии с выделенными фациями пляжа, литорали (прибрежного периодически осушаемого мелководья) и собственно дна.

Пляжевая фация озерных отложений возникает в зоне наибольшей гидродинамической активности и поэтому отличается значительной крупностью наносов. Среди пляжевых отложений отмечается преобладание песков и галечников.

Галечники образуются только в результате волновой абразии берегов. Отмечено развитие двух типов галечников. Первый распространен на северо-западном побережье оз. Ханка (от Государственной границы до мыса Белоглиняный), где абрадируются песчано-галечные отложения суйфунской свиты. Галечный материал по составу (кремнисто-кварцевый) и степени окатанности (K_o = 58–60%) соответствует обломкам из суйфунской свиты (Короткий и др., 1975).

Галечники второго типа распространены на двух участках: от мыса Белоглиняный до мыса Камень-Рыболов и на северном склоне Лузановой сопки. Структура гальки на этих участках тесно связана с составом и физическими свойствами размываемых пород. На первом участке, где размываются сильновыветрелые гранитоиды, образуются плохо окатанные кварц-полевошпатовые галечники (K_o=40–45%), чередующиеся с участками аркозовых песков. На участке абразии умеренно выветрелых меловых эффузивов пляжевая фация сложена хорошо окатанными мелкими и средними гальками (K_o= 60–70%). В пределах акватории галечный материал отмечается лишь в качестве примеси к пескам в западной части озера.

Пески. Собственно пляж и литораль практически на всем протяжении сложены песками, за исключением отдельных бухт и заливов. Широкое распространение песков отражает низкий уровень оз. Ханка в среднем голоцене, когда литораль была зоной активного аллювиального осадконакопления. По существу осадки современных пляжей и литорали возникли в результате

переработки волнами среднеголоценового аллювия и последующего перераспределения вдольбереговыми потоками наносов. Довольно тесная связь пляжевых отложений и современного аллювия отмечается лишь в устьях рек, с удалением от которых происходит усреднение характеристик пляжевых накоплений. В устьях рек пески пляжей и сублиторали по крупности соответствуют среднезернистым с относительно невысокими значениями коэффициента сортировки (в пределах 1,8 – 3,0). По составу это обычно олигомиктовые, кварц-полевошпатовые, с примерно равным содержанием обоих компонентов. Содержание тяжелой фракции, состав которой хорошо соответствует усредненному минералогическому аллювию, колеблется в широких пределах от 1,5 до 8–10% от общей массы песка.

На участках вдольбереговых потоков наносов пляжевые отложения сложены преимущественно мелкозернистыми, а в зоне литорали – тонкозернистыми хорошо сортированными песками (Md =0,1 – 0,25; Ks = 1,2–1,4). Минералогический состав легкой фракции отличается некоторым преобладанием кварца (до 60–70%) и сокращением доли полевых шпатов. В составе тяжелой фракции доминируют минералы ильменит-эпидот-гранатовой ассоциации (около 60%), вариации которых на разных участках побережья определяются вещественным составом аллювия и миграционной способностью отдельных минералов.

Литоральная фация – аналог подводно-склоновых осадков прибрежно-морских отложений – занимает на акватории озера глубины до 2,0–2,5 м и соответствует полосе интенсивного волнового воздействия. Осадки литорали по структуре и минеральному составу весьма сходны с пляжевыми, при определенной гидродинамической ситуации (сгонно-нагонных явлениях и сейшах) легко переходят в надводные пляжевые образования. В пределах литорали хорошо развиты подводные песчаные валы, фиксирующие трассы продольного перемещения наносов и участки интенсивной его подачи к береговой линии озера.

Фракция собственно-донных отложений формируется под влиянием поверхностных водных течений и поэтому в целом отличается меньшей крупностью, лучшей сортировкой и сильным осреднением минералогического состава наносов, чем осадки пляжей и литорали. Нарушение этой закономерности наблюдается обычно вблизи устьев крупных рек, где выявлены крупные поля песков с содержанием песчаной фракции свыше 70% (дельты рек Мельгуновки и Ильинки). Примечательно, что зоны с максимальным содержанием песчаной фракции (до 90%) совпадают с древнеголоценовыми дельтами этих рек (Короткий, Караулова, 1970). Подобные пятна плохо сортированного аркозового песка встречены и в западной, и северной частях озера, где им соответствует сравнительно мелководная зона. Можно предположить, что на месте этих мелководий в недавнем прошлом существовали острова, сложенные выветрелыми гранитами. На остальной акватории озера содержание песка в донных осадках составляет 10–30%, а в северной части бассейна – менее 10%, где песчаная фракция представлена мелким песком.

Среди донных отложений оз. Ханка значительное место занимают алевриты (0,10 – 0,01 мм). В западной и центральной частях озера преобладают крупные алевриты, на северо-востоке и на отдельных участках центральной и южной частей озера – мелкие алевриты. Наиболее крупное поле почти чистых алевритов расположено в северо-восточной части озера, примыкающей к истокам р. Сунгач.

Алевриты в северо-восточной части озера отличаются исключительно хорошей сортировкой частиц (Ks= 1,0–1,2). При этом вблизи берега, на глубинах до 2,5 м, преобладает фракция 0,10–0,05 (до 90%), а на расстоянии 6–8 км (глубины до 4 м) – фракции 0,05–0,01 (до 89%).

В других частях акватории озера относительно чистые алевриты отмечаются участками непосредственно против устьев рек Илистой, Спасовки

и Мельгуновки. Поля алевритов здесь непосредственно примыкают к береговой линии и трассируют зону сброса паводковых вод.

В центральной части оз. Ханка поля алевритов соответствуют участкам с глубинами до 6,0 м и расположены к северу от устья р. Мельгуновки и к северо-востоку от устья р. Ильинки. Донные грунты здесь характеризуются высокой степенью сортировки (1,2-1,4) и относятся к классу тонких алевритов с содержанием глинистых частиц до 15-20%. Возникновение этих полей алевритов объясняется существованием относительно спокойной зоны к югу от центральноханкайского мелководья. В западной и частично центральной частях озера содержание алевритовой фракции в грунтах колеблется в пределах 10-30%. Здесь алевриты являются сопутствующей фракцией песка. К югу от о. Сосновый содержание алевритов в песках колеблется в пределах 30-50%. Эти донные осадки соответствуют песчанистым алевритам (вблизи устья р. Ильинки). К северу от устья р. Илистой и р. Мельгуновки развиты поля глинистых алевритов. В южной части озера осадки менее сортированы, чем в северной и северно-восточной.

Глины. Объем глин среди донных осадков оз. Ханка невелик сравнительно с тем, что можно было ожидать, исходя из общей геолого-геоморфологической ситуации в его водосборном бассейне: осадки в целом менее глинисты, чем поступающие в него взвешенные наносы речных вод. По содержанию фракции $<0{,}001$ озерные глины резко отличаются от "бурых" глин и суглинков.

Глинистые осадки с разной степенью содержания фракции $<0{,}01$ приурочены в основном к северной глубоководной части озера. Преобладающие здесь фракции - 0,01-0,5 мм (до 31%) и 0,05-0,001 мм (до 25%). Содержание фракции менее 0,001 мм не превышает 20%. В качестве сопутствующих фракций наблюдаются алевриты (фракция 0,05-0,01 мм, до 19%) и реже мелкозернистый песок (до 10%). Второй участок с высоким содержанием глин (50-70%) находится в Астраханском заливе к югу от устья р. Ильинки. Эти глины по структуре относятся к грубодисперсным с преобладающей фракцией 0,01-0,005 мм (от 26 до 48%). Грунты в этой части озера характеризуются относительно слабой сортировкой материала за счет присутствия алевритов (26-34%), а в прибрежной части - песка (до 18%). Возникновение поля глинистых грунтов объясняется наличием мощного источника глинистого материала (выносы р. Ильинки и продукты абразии глинистых кор выветривания и верхнеплиоценовых красноцветов) и относительно спокойным гидродинамическим режимом. На остальной акватории озера содержание глинистых частиц в донных грунтах не превышает 30%.

Особое внимание обращают на себя малые содержания в донных грунтах тонкодисперсных глин, доля которых не превышает 20%. Лишь в северной глубоководной части озера, а также против устьев рек Мельгуновки и Ильинки, в озерах-лагунах содержание тонкодисперсных глин превышает 30%. Это явление объясняется бурным гидродинамическим режимом озера, который при малых глубинах водоема способствует почти полному удалению тонких глин со стоком р. Сунгач (Короткий и др., 1975).

Минералогический состав алевро-псаммитовой фракции современных отложений оз. Ханка отличается от покровных красноцветов следующими особенностями.

1. В озерных отложениях отмечены в целом более высокие, чем в "бурых" глинах и суглинках, содержания терригенных минералов тяжелой фракции (в суглинках и глинах менее 1%, в озерных - от 2 до 16%). Соответственно доля аутигенных минералов (гидроокислы железа и марганца) в озерных отложениях невелика (до 2%), в то время как в покровном комплексе она превышает 80% от общего содержания тяжелой фракции.

2. В тяжелой фракции озерных отложений содержание наиболее устойчивых к химическому выветриванию минералов относительно невелико (до 10-12%); в покровном комплексе оно составляет 25-55%.

3. Общий состав минералов тяжелой фракции озерных отложений, в отличие от покровных, сильно осреднен и не имеет тесной связи с определенными комплексами горных пород в области питания. Эти особенности минералогии, типичные для осадочных пород, обусловлены дальней транспортировкой в речном потоке и последующим перераспределением вдольбереговыми потоками наносов и течениями. Деятельностью течений объясняется широкое участие в тяжелой фракции озерных отложений минералов пластинчатой формы и относительно небольшим удельным весом (слюды, амфиболы, пироксены). Их содержание в собственно-донных отложениях оз. Ханка составляет 35-75% (в покровных - не свыше 20).

4. В составе озерных отложений почти полностью отсутствует магнетит - минерал с большим удельным весом, устойчивый к химическому выветриванию, не выдерживающий длительной транспортировки (Кухаренко, 1961). Различное поведение магнетита в осадках покровного комплекса, аллювии и озерных отложениях является дополнительным критерием при генетическом расчленении проблематичных отложений.

5. Изучение легкой фракции озерных отложений показало высокие содержания кварца (по сравнению с аллювием) и обилие выветрелых глинистых частиц. В сравнении с покровными отложениями содержание "свежих" полевых шпатов в озерных осадках велико (соответственно максимальные содержания 40 и 85%).

Таким образом, минералогический состав современных озерных отложений имеет большой набор признаков, позволяющих отличать эти осадки от других генетических разностей континентальных отложений.

Минералогический состав глин из донных отложений оз. Ханка установлен на основе рентгенографического и электронографического изучения 89 проб, довольно равномерно распределенных по акватории (Курносов, Короткий, 1976). В целом среди глинистых минералов преобладают гидрослюды и монтмориллониты, в меньшей мере - каолинит совместно с хлоритом. Такой состав минералов почти полностью идентичен с глинистыми минералами из наилков рек, впадающих в озеро. Распределение глинистых минералов по площади находится под влиянием гидродинамического режима и батиметрии и в общем мало зависимо от литолого-фациального состава осадков (Короткий и др., 1975; Курносов, Короткий, 1976). Некоторое сходство минералогии глинистой составляющей из донных отложений и покровных красноцветных глин отмечается на участках интенсивной абразии последних (западное побережье озера). Значительная пестрота состава глинистых минералов в донных отложениях и быстрое изменение его по латерали существенно отличает озерные глины от осадков покровного комплекса.

Помимо гранулометрии и минералогии псаммитово-алевритовой и глинистой фракций современных отложений оз. Ханка изучалось распределение железа и рассеянного органического вещества, определялась отражательная способность осадков и pH поверхностного слоя, а также современная скорость осадконакопления (Короткий и др., 1975). Эти характеристики, в сравнении с таковыми для покровного комплекса окраинных частей Уссури-Ханкайской депрессии, имеют вполне четкие различия.

Например, содержание общего железа в донных отложениях оз. Ханка не превышает 6,5%, в покровных - до 20%. Особенно контрастно отношение Fe^{+++} / Fe^{++}: для пляжевых и литоральных накоплений оно меняется от 4:1 до 8:1, для покровных отмечается полное преобладание трехвалентной формы железа.

Содержание рассеянного органического вещества (РОВ) в донных осадках оз. Ханка невелико. По данным И.В.Китаева, его среднее содержание в собственно-донных отложениях составляет 0,28% (Короткий и др., 1975), что значительно меньше, чем для других озер гумидной и семигумидной зон. Однако даже эти содержания РОВ на порядок выше, чем в покровных суглинках и глинах (0,02-0,07%).

Интересный сравнительный материал для палеогеографических реконструкций получен на основе изучения современных скоростей осадконакопления в котловине оз. Ханка. По расчетам А.М.Горчакова средняя скорость осадконакопления для собственно-донных отложений составляет около 5 мм/тыс. лет (Короткий и др., 1975). Эту скорость можно принять как минимальную для центральной части озера. Вблизи устьев крупных рек и в пляжевой, и литоральной зонах озера, где осадконакопление происходит в основном за счет влекомых наносов, годовая скорость осадконакопления, по нашим данным, для последних трех тысячелетий оценивается величиной 0,2 мм/год. Столь малые скорости осадконакопления в центральной части оз. Ханка объясняются, во-первых, малыми размерами области сноса, во-вторых – его гидродинамическим режимом (Короткий и др., 1975).

Общая мощность озерных отложений, накопившихся в краевых частях оз. Ханка, не превышает 20 м, что вполне соответствует вычисленным скоростям современного осадконакопления. Суммарная мощность красноцветных и пестроцветных глин и суглинков, выделяемых как озерные отложения (Берсенев и др., 1962; Сохин, 1972), составляет 100-160 м. Накопление такой мощности глин требует скорости осадконакопления почти на 2 порядка выше современных.

В донных и пляжевых отложениях оз. Ханка встречена довольно богатая малакофауна, среди которой Е.П.Семеновой и Е.И.Шорниковым определены Limnea stagnalis, Viviparus praerosus, Semisulcospira cancellata, Unio douglasiae, Anodonta woodiana и др. Следует отметить, что раковины моллюсков в отложениях озера имеют хорошую сохранность только в поверхностном слое. Уже с глубины 0,30 м извлекались полуразрушенные и сильно выщелоченные обломки. В более глубоких слоях озерных отложений находки моллюсков единичны. Плохая сохранность остатков макрофауны объясняется гидрохимическим режимом оз. Ханка (Короткий и др., 1975).

Детальный анализ диатомей для 60 проб из разных фаций озерных отложений, выполненный В.С. Пушкарем, показал, что в прибрежных пробах комплекс диатомей аналогичен описанному В.С.Скворцовым (1929). В осадках, формирующихся под влиянием речного стока, наблюдается флора Cymbella-Comphonema-Nitzschia, а на удалении от устьевых зон – Melosira-Surirella-Cocconeis. В осадках центральных районов озера диатомеи довольно редки и представлены в основном спорами Melosira islandica, что явно связано с неблагоприятными условиями для развития диатомовой флоры. Этим же, вероятно, объясняется практическое отсутствие в осадках аморфного кремнезема: лишь в 3 донных пробах из 12 обнаружены незначительные содержания (менее 0,1%).

Столь большое внимание современным отложениям оз. Ханка диктуется следующими обстоятельствами: 1) решение проблемы генезиса "бурых" суглинков и глин требует сравнительного материала, полученного на основе изучения современных озерных отложений; 2) в разрезе четвертичных отложений Уссури-Ханкайской впадины имеются фаунистически "немые" отложения; озерный генезис становится очевидным при сравнении их с современными озерными отложениями.

Прибрежно-морские отложения

В четвертичном геологическом разрезе на материковом побережье и мелководном шельфе Японского моря представлены в основном пляжевыми, маршевыми, подводно-склоновыми, лагунными и аллювиально-лагунными фациями. Ниже рассматриваются аналогичные современные фации.

Пляжевая фация формируется в зоне волнового воздействия за

счет продольного и поперечного перемещения обломочного материала. Накопление обломочного материала на большей части побережья приурочено к вершинам бухт, которые ограничиваются абразионными уступами, активными вплоть до настоящего времени. Исключение из этого правила составляют крупные участки аккумулятивного выровненного и абразионно-выровненного берегов, где благодаря большому количеству рыхлого материала сформировались значительные по протяженности участки пляжей полного профиля (Хасанское взморье, участок берега от бухты Малая Неприметная до мыса Красная Скала, морской берег от устья р. Желтой и до устья р. Вениковки в Северном Сихотэ-Алине – Самаргинское взморье).

В пределах крупных аккумулятивных участков побережья пляжи формируются в основном за счет продольного перемещения обломочного материала. На это указывает морфология пляжевой зоны; особенности гранулометрии и вещественного состава; размерность, окатанность и сортировка обломочного материала. Например, на Самаргинском взморье источником питания пляжевой зоны являются аллювиальные выносы рек Самарги и Единки, которые затем перемещаются во вдольбереговом наносе к северу и югу на расстояние 40-50 км. Соответственно отмечаются уменьшение и увеличение окатанности обломков, а также возрастание в их составе доли абразивно-устойчивых пород.

В остальных случаях особенности строения абразионно-бухтовых берегов Приморья не благоприятствуют возникновению протяженных потоков наносов (Короткий, 1972$_2$; Медведев, 1961). Формирование пляжей в этих бухтах идет как за счет подачи обломочного материала от входных мысов, так и благодаря поперечному перемещению с подводного склона в зону максимального заплеска. Лишь в редких случаях формирование пляжа происходит исключительно в результате подачи песчаного материала с подводного склона. Такие пляжи на всем протяжении берега сложены мелко- и среднезернистыми песками, которые образуют толщу с хорошо выраженной слоистостью.

Отложения пляжей, связанные с продольным перемещением обломочного материала, имеют следующие особенности: 1) у входных мысов аккумулируется грубый плохо окатанный и слабосортированный валунно-галечный материал; 2) к центру бухты или в направлении потока наносов происходит измельчение обломков и увеличение их окатанности, возрастает роль песчаного материала.

Отсутствие протяженных потоков наносов на большей части материкового побережья обусловливает строгую зависимость минералогического состава пляжевых накоплений от местных источников сноса. Роль аллювия в питании таких локальных пляжей невелика, особенно для устьевых зон с малыми уклонами, где почти весь влекомый обломочный материал перехватывается лагунами. Реки с уклонами более 0,0024 уже заполнили своими отложениями голоценовые лагуны и выносят обломочный материал непосредственно в волноприбойную зону. Пляжи в таких бухтах сложены достаточно разнообразным по минералогии обломочным материалом. Иногда подобное разнообразие минералогического состава пляжевых отложений отмечается и на участках с поперечной подачей обломочного материала. Предполагается, что в этих случаях на подводном склоне разрушается древний аллювий.

Фация маршей выделена на Хасанском взморье, где она занимает понижения между древними штормовыми валами (рис. 17). Обычно эти участки прибрежной равнины сложены песком. Но из-за постоянного обводнения и накопления органики (выбросы водорослей) здесь формируются синевато-серые пески с повышенным содержанием $C_{орг}$ (до 2-5%, в пляжевых песках – до 0,1) и своеобразной диатомовой флорой (определение В.С.Пушкаря), состоящей в основном из почвенных форм и обрастаний. Такая разновидность "маршевых" осадков с удалением от современного бере-

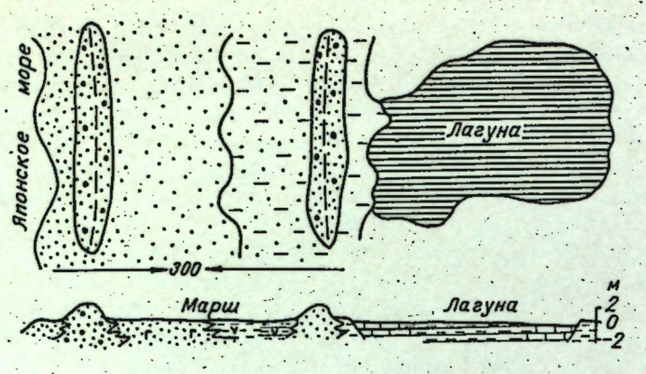


Рис. 17. Соотношение пляжевой, маршевой и лагунной фаций на Хасанском взморье (Японское море). Усл. обозн. см. на рис. 2.

га к акваториям лагун, где уровень грунтовых вод весьма близок к дневной поверхности, замещается торфянистыми заиленными песками. Растительные остатки в таких осадках обычно ориентированы вертикально, что указывает на их прижизненное захоронение. Ближе к устьям рек, где марши заливаются паводками, в их разрезе появляются прослои суглинков и супесей.

Подводно-склоновые отложения в настоящее время детально изучены в отдельных бухтах Приморья, где проводились большие работы в связи с портостроительством и поиском россыпей (Л.Б.Хершберг, 1973 г.; Шахгельдян, 1973). Эти отложения значительно различаются на подводном склоне открытого взморья, в закрытых и полузакрытых акваториях. Наиболее тонкие осадки накапливаются в полузакрытых (пески и илистые пески) и закрытых (песчаные илы) бухтах, где наблюдается кольцевая зональность в их распределении с уменьшением размеров кластического материала от берега к центру бухты (Шахгельдян, 1973). На подводном склоне открытого взморья, из-за большей динамичности среды, накапливаются грубые и хорошо сортированные осадки, крупность которых закономерно уменьшается в сторону открытого моря. Комплекс подводно-склоновых отложений на подводном склоне абразионных берегов отличается малой мощностью, мозаичностью распространения, пестротой механического состава.

Лагунные отложения - порождение голоценовой ингрессии Японского моря, приведшей к возникновению риасового берега. В ходе последующего выравнивания береговой линии происходило отчленение косами эстуарных заливов в устьях рек и превращение в опресненные лагуны. Различаются три типа лагун и сопряженных с ними накоплений.

Первый из них наблюдается на участках аккумулятивного побережья, когда косы или бары отчленяли от открытого моря достаточно крупные водные пространства (озера-лагуны Хасанского и Самаргинского взморья). В таких озерах-лагунах, по данным Е.В.Журкиной (1972) и В.С.Пушкаря (устное сообщение), описана богатая морская флора диатомей (Thalassiosira excentrica, Coscinodiscus lacustris var. septentrionalis, Actinoptychus undulatus, Cocconeis scutellum, Achnanthes brevipes и др.) при значительном участии солоноватоводных видов родов Epithemia, Fragilaria, Navicula, Nitzschia, Surirella. В озерах-лагунах, полностью потерявших связь с открытым морем, диатомовая флора в планктоне представлена Melosira granulata и M. islandica среди форм обрастания - Tabellaria fenestrata, Synedra ulna, Pinnularia viridis, Cymbella pusilla, Rhopalodia gibba и др. (Кухаренко, 1974).

Второй тип лагун наблюдается в устьях низкопорядковых рек с малыми уклонами, когда возникают узкие ингрессионные лагуны (длиной до 6-7 км), постепенно выполняемые толщей тонких осадков и растущей в вершине лагуны аллювиальной дельтой. Эти лагуны обычно отгорожены от моря мощным береговым валом и бо́льшую часть года не имеют непосредственной связи с морем. Лишь во время сильных штормов происходит разрушение косы, отделяющей лагуну от моря, и заполнение ее соленой водой. В таких лагунах чаще накапливаются органогенные илы или илистые пески, а в краевых частях обычны низинные торфяники.

Третий тип лагун связан с устьями крупных рек, имеющих постоянную связь с морем. В период паводков такие лагуны полностью промываются пресной водой, а при низких уровнях и во время нагонов морская вода оказывает влияние почти до вершин лагун. По гидрологическому режиму эти лагуны сходны с эстуариями. Подобные лагуны выполняются довольно пестрыми по гранулометрическому и фациальному составу осадками. Помимо хорошо выраженных аллювиальных дельт здесь в узких старицах, обычно засоленных, накапливаются торфянистые алевриты, на удалении от главного русла - торфяники и чисто лагунные осадки. Линия сброса паводковых вод в лагунах трассируется полосой плохо сортированных песчано-глинистых с примесью гравия осадков.

Если первые типы лагун являются долгоживущими, то лагуны третьего типа обычно быстро выполняются наносами рек. Скорости осадконакопления в лагунах, возникших в устьях низкопорядковых водотоков, не превышают 2 мм/год, а в лагунах, связанных с устьями крупных рек, достигают 9 мм/год.

По мере выполнения лагун аллювиальными и морскими осадками и смещения дельт в направлении барьерной формы, за счет повышения уровня аккумуляции, формируется пачка аллювиально-лагунных осадков, представленная аллювием с прослоями торфа и осадками остаточных озер, полностью потерявших связь с морем.

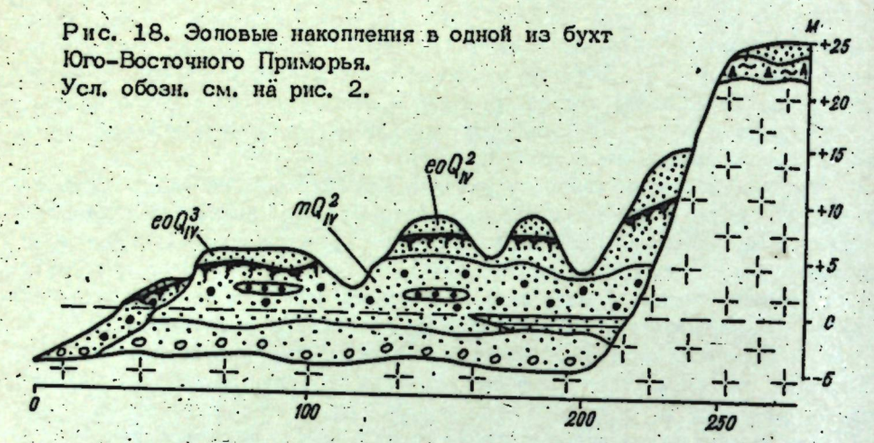
Для прибрежных озер-лагун второй и третьей групп характерен смешанный пресноводно-солоноватоводный комплекс диатомей, состоящий, по данным В.С.Пушкаря, из планктонных (Cyclotella distinguenda, C. operculata, C. comta, Melosira italica, M. distans, Tabellaria fenestrata, Diatoma elongatum, Fragilaria capucina и др.), из планктонных форм обрастания (в массе Fragilaria pinnata, Fr. construens, Fr. intemedia, Fr. atomus, Ceratoneis arcus) и типично донных видов (Navicula hungarica var. linearis, N. incerta, N. gracilis, Pinnularia viridis, P. major и др.).

В современных лагунных комплексах диатомей, по сравнению с более древними, сильно уменьшена роль видов рода Melosira, а из обычных в биоценозах не сохраняются тонкопанцирные виды родов Licmophora, Asterionella, Achnanthes. Эти обстоятельства требуют введения соответствующих поправок при ретроспективном использовании современных условий осадконакопления в прибрежных лагунах.

Эоловые накопления

Современный муссонный климат с его мощным пиком летних осадков создает неблагоприятные условия для развития эоловых процессов на бо́льшей части территории Приморья (Никольская, 1972). Несомненно, что в геологическом прошлом этой территории были эпохи, благоприятные для формирования эоловых отложений, на что указывают сохранившиеся дюнообразные формы рельефа. Анализ площадного распространения этих форм и участков современной дефляции позволяет выделить два района, где эоло-

Рис. 18. Эоловые накопления в одной из бухт Юго-Восточного Приморья.
Усл. обозн. см. на рис. 2.



вые процессы имели место в голоцене (Ивашинников, Короткий, 1976).

I. Прибрежная равнина с хорошо выраженной среднеголоценовой аккумулятивной террасой, где эоловые формы пространственно приурочены: 1) к устьям крупных рек; 2) к абразионным берегам, сложенным неогеновыми галечниками и песками; 3) к местам активной абразии кор выветривания.

II. Прибрежные озерные равнины Ханкайской котловины, куда алевро-песчаный материал поступал за счет твердого речного стока, абразии песчано-галечных толщ неогена и коры выветривания на среднепалеозойских гранитах и затем перераспределялся вдольбереговыми потоками наносов и течениями.

Эоловые накопления представляют: а) грядовые формы, приуроченные к устьям рек; б) плащеобразные покровы на поверхности среднеголоценовой морской и позднечетвертичной озерной террас; в) крупные песчаные холмы-дюны, возникающие в ветровой тени.

Эоловые отложения в материковом секторе Японского моря залегают на разных абсолютных высотах – до 40–60 м от уровня моря. Такие древние задернованные массивы песков в отдельных случаях рассматриваются как морские отложения (Крапивнер, 1975). Эоловые накопления по своим литолого-текстурным особенностям и условиям залегания хорошо отличаются от пляжевых песков (рис. 18). Эоловые накопления представлены хорошо сортированными кварц-полевошпатовыми песками (Md = 0,1-0,25, Ks = 1,3-1,5), которые отличаются относительно слабо сглаженной поверхностью зерен. Это вполне объяснимо локальным развитием эолового процесса и небольшими радиусами перемещения обломков. При сравнении эоловых накоплений с морскими и особенно с аллювиальными песками этот признак вполне является диагностическим.

Глава У

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Предложенная на стратиграфическом совещании в 1965 г. схема расчленения осадков плейстоцена (Берсенев, Сохин, 1969) отражает этап площадного изучения этих отложений без детальных исследований опорных разрезов. Она трудно сопоставляется со стратиграфическими схемами сопредельных территорий. Палинологические данные, положенные в основу схемы, вследствие значительного сходства "холодных" спектров разных эпох и недостаточной изученности руководящих комплексов затрудняли точную корреляцию удаленных разрезов, даже расположенных на территории Приморья. Трудно сопоставимыми оставались спорово-пыльцевые комплексы горных и равнинных территорий в результате возможного "наложения" особенностей ландшафтов, связанных со смещением широтных и вертикальных растительных зон в течение плейстоцена. Основой для расчленения четвертичных отложений послужили данные спорово-пыльцевого анализа, изучения древесных остатков, а для позднего плейстоцена и голоцена – абсолютные датировки (по C^{14}), микро- и макрофауна (морской голоценовый разрез).

В настоящее время четвертичные отложения Приморья подразделяются по климатостратиграфическому принципу на 4 комплекса пород, соответствующих нижнему, среднему, верхнему плейстоцену и голоцену (табл. 4–6). Нижний плейстоцен (Q_1) подразделен на 2 разновозрастных горизонта, а средний и верхний – на 4. Расчленение осадков голоцена проведено в соответствии со схемой Блитта-Сернандера (Хотинский, 1969, 1973).

Небольшое количество опорных разрезов в пределах Сихотэ-Алиня и Юго-Западного Приморья, а также разрозненность и неоднозначность фактического материала затрудняли возрастную корреляцию удаленных на значительное расстояние четвертичных отложений.

Литологические критерии, применяемые для разделения четвертичных отложений, без правильного генетического толкования вносят путаницу в стратиграфическую схему района. В качестве примера рассмотрена полигенная и разновозрастная толща красно-бурых и бурых глин (Короткий, Никонова, Пода, 1972), возраст которой, по последним данным, укладывается во временной интервал от среднего плиоцена и до среднего плейстоцена, а красноцветы отмечены в пачках осадков, накопившихся как в теплых, так и в холодных условиях. Поэтому результаты литолого-фациального анализа (гранулометрический и минералогический состав осадков, структуры и текстуры пород и т.д.) служат дополнительным критерием при сопоставлении "немых" толщ с датированными осадками. Корреляция подобных разрезов допускается нами при достаточно близком их расположении и точной привязке к определенному геоморфологическому уровню.

В соответствии с рекомендацией ВСЕГЕИ (Чемеков, 1961_1) четвертичные отложения разделены на ряд горизонтов, которые сопоставляются с одновозрастными осадками сопредельных территорий. Для нижнего плей-

стоцена выделены уссурийский (Q^1_I) и рудневский (Q^2_I) горизонты; для среднего плейстоцена – ханкайский (Q^1_{II}), шмаковский (Q^2_{II}), сунгачинский (Q^3_{II}) и вяземский (Q^4_{II}); для верхнего плейстоцена – находкинский (Q^1_{III}), лазовский (Q^2_{III}) чернoручьинский (Q^3_{III}) и партизанский (Q^4_{III}). Для голоцена в соответствии со схемой Блитта–Сернандера выделены пребореальные осадки ($Q^1_{IV}am$) – амурские слои, бореальные ($Q^1_{IV}chs$) – хасанские слои, атлантические ($Q^3_{IV}br$) – барабашевские слои, суббореальные ($Q^2_{IV}amb$) – амбинские слои, субатлантические ($Q^3_{IV}rs$) – рязановские слои (Короткий, Караулова, 1975). Название горизонтов и слоев давалось по местонахождению наиболее полно охарактеризованных разрезов четвертичных отложений, но не всегда соответствуют предложенным в 1965 г. на стратиграфическом совещании в г. Владивостоке (Берсенев, Сохин, 1969). Это объясняется различными величинами изучаемых территорий, а также более детальным расчленением среднего и верхнего плейстоцена и голоцена в Южном Приморье по сравнению с югом Дальнего Востока в целом. Так, согласно решению стратиграфического совещания, осадки среднего плейстоцена подразделены на ханкайский и вяземский горизонты, верхнего – на фудзинский горизонт и тыльский надгоризонт, а в голоцене выделены только мухенские, чукчагирские и современные слои (Берсенев, Сохин, 1969).

Нижнечетвертичные отложения (Q_I)

Отложения данного возраста в Приморье представлены аллювиальными, делювиальными и элювиальными осадками. В пределах горной части (зона преимущественно восходящих движений) они слагают высокие цокольные террасы (30–50 м на восточном склоне Сихотэ-Алиня и 20–25 м на западном), которые погружены в направлении Японского моря и Уссури-Ханкайской депрессии. В долинах малых рек эффект погружения не был столь значительным, поэтому в таких водосборах нижнеплейстоценовая терраса выходит непосредственно к берегу Японского моря и наблюдается в краевых частях Уссури-Ханкайской депрессии.

В Уссури-Ханкайской депрессии нижнеплейстоценовые осадки заполняют переуглубленные предчетвертичные долины (реки Уссури, Мельгуновка, Илистая) и выходят на дневную поверхность в бассейнах низкопорядковых водотоков. В переуглубленных долинах отмечены преимущественно аллювиальные осадки мощностью от 40–60 м в центральной части до 15–20м в ее краевых частях; в периферических зонах депрессии – прислонение к нижнеплейстоценовым отложениям более молодых осадков. В низкопорядковых водосборах к нижнему плейстоцену частично отнесены полигенные красно-бурые суглинки и глины (делювиальные, делювиально-аллювиальные и частично аллювиальные образования).

В прибрежной зоне Сихотэ-Алиня и Восточно-Маньчжурских гор нижнеплейстоценовые осадки выделены условно в днищах переуглубленных магистральных долин. Нижнеплейстоценовые отложения в зоне побережья имеют красный цвет и отличаются малой мощностью (до 7–15 м), высокой глинистостью наполнителя и сильной выветрелостью грубообломочного материала.

Непосредственно в береговой полосе Приморья нижнечетвертичные отложения представлены делювиальными и элювиальными глинами, развитыми в пределах пологонаклонных денудационных поверхностей, сопряженных с низкопорядковой речной сетью или непосредственно с водосборными воронками. На отдельных участках побережья в долинах малых рек (до IУ порядка, по классификации Р.Хортона, 1948; В.П.Философова, 1960) отмечены цокольные террасы высотой от 10 до 20 м (на юге Приморья) и до

Таблица 4

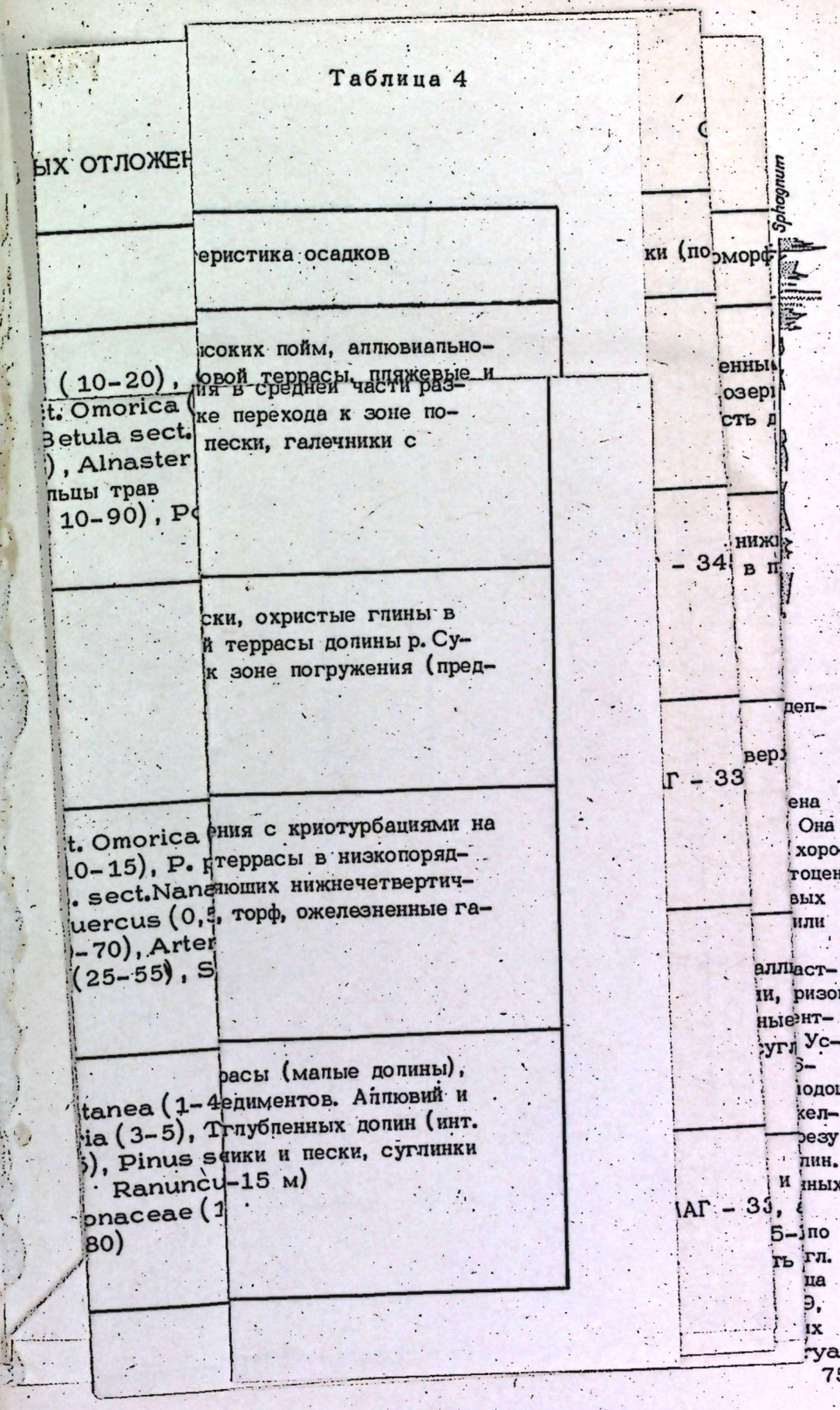


Таблица 5

ологическая позиция и характеристика осадков
осадки русел, низкой и кровли высокой пойм, пляжей и ной террасы оз. Ханка – пески, илы, глины, торф до 1,5 м)
ей и средней частей высокой поймы и нижние части тор- еделах низкой озерной равнины
ней части $\overline{1}$ НПТ речных долин Уссури-Ханкайской деп-
виальные и озерные отложения (инт. 0–9 м) в центре отложения в магистральных долинах, аллювиальные и де- отложения в краевой зоне – галечники, пески, алевролиты, инки (мощность до 10 м)
озерно-аллювиальные осадки в центре впадины (инт. ллювий крупнопорядковых рек в краевых частях депрессии 0 м) – пески с галькой, глинистые пески, суглинки, глины до 3 м)

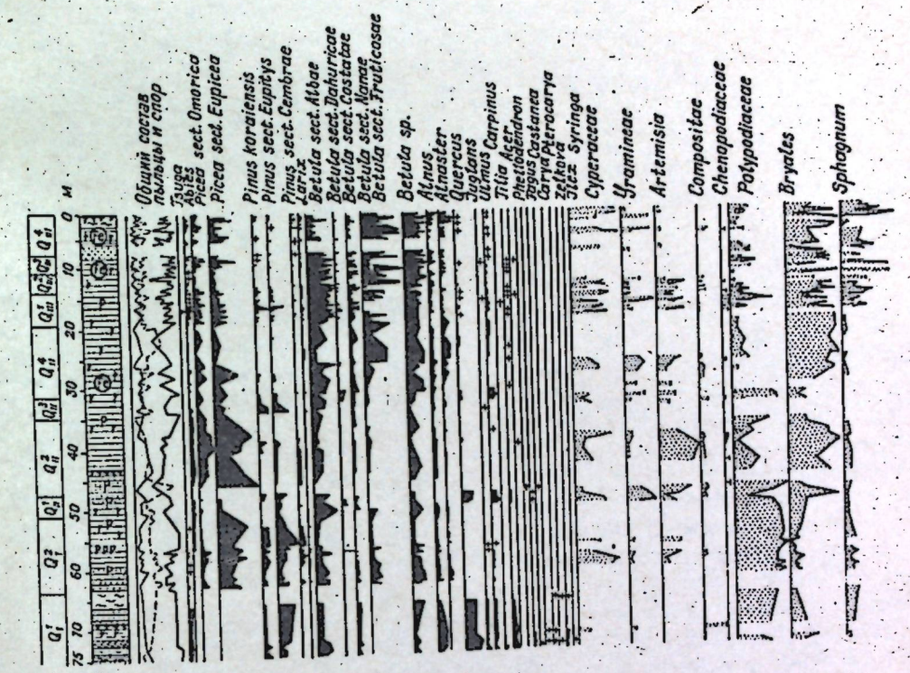


Рис. 19. Спорово-пыльцевая диаграмма скв. 7 (Уссури-Ханкайская депрессия). Усл. обозн. см. на рис. 2.

30–40 м (на севере Приморья, в бассейне р. Желтой). Терраса сложена перстративным аллювием (красно-бурые глины, глинистые галечники). Она в 2–3 раза шире современных днищ долин. На ее базе сформировался хорошо выраженный педимент. В краевых частях этой террасы нижнеплейстоценовый аллювий перекрыт довольно мощным покровом (до 5–7 м) склоновых отложений. В цоколе террасы, как правило, сильновыветрелые породы или коры выветривания.

Нижнеплейстоценовые отложения подразделяются на 2 разновозрастных горизонта: уссурийский ($Q\frac{1}{1}$) и рудневский ($Q\frac{2}{1}$). Уссурийский горизонт выделен в результате изучения нижней части разреза плейстоцена в центральной части Уссури-Ханкайской депрессии (водораздел рек Сунгач и Уссури), где отложения этого возраста (см. рис. 11) залегают (инт. 66–95 м) с размывом на валунно-галечных отложениях плиоцена (?). В подошве толщи они представлены переслаивающейся пачкой грубозернистых желто- и светло-серых мелкозернистых песков, переходящих вверх по разрезу в алеврито-песчанистые суглинки с прослоями серых и светло-серых глин. В кровле толщи вскрывается пачка черных вивианитовых глин, насыщенных обуглившимися растительными остатками (рис. 19).

Раннечетвертичный возраст осадков (инт. 66–95 м) установлен по результатам спорово-пыльцевого анализа (скв. 45, гл. 82 м, скв. 7, гл. 66–74,8 м). В спорово-пыльцевом спектре обильно представлена пыльца широколиственных пород (Quercus – 48, Juglans – 5,2, Tilia –5,9, Ulmus – 1,8, Corylus – единично) с примесью пыльцы экзотических широколиственных растений (Fagus – 1,3, Pterocarya – 1,0, Carya –

0,77, Zelkova - 0,26, Rhus - 0,26). Пыльца экзотических видов Pinus составляет 3,3%. Среди мелколиственных пород преобладает Betula sect. Albae (11), среди спор - Polypodiaceae (84). Содержание пыльцы трав составляет около 5-6%. Выше по разрезу (скв. 7, гл. 66-74,8 м) доминирует пыльца Quercus (22-32), Juglans (0,8-3,5), Ulmus (1,6-3,7), Tilia (1,5-5,2). В небольших количествах присутствует пыльца Fagus (1,1-3,5), Zelkova (1,8), Pterocarya (0,5-0,9), Carya (0,5-0,6), Castanea (0,3-0,4), Tsuga (0,2-5,5). Значительно увеличивается доля пыльцы экзотических сосен (в среднем 10-20%, максимально до 30%), в том числе и тех, ареал которых находится к югу от Приморья (Pinus densiflora Sieb. et Zucc., P. thunbergii Parl., P. tabuliformis Corriene).

Анализ спорово-пыльцевых спектров скв. 7 и 45 позволяет предположить, что накопление осадков уссурийского горизонта происходило в теплую фазу раннего плейстоцена, соответствующую, по нашему мнению, гюнц-миндельскому межледниковью. Высокое содержание пыльцы экзотических растений сближает спектры этих отложений со спорово-пыльцевыми комплексами раннего ("теплого") плиоцена. Однако в раннечетвертичных комплексах преобладает пыльца представителей современных родов (особенно Quercus), практически отсутствующих в раннеплиоценовых спектрах (см. рис. 10).

К уссурийскому горизонту в южной части Ханкайской впадины предположительно отнесены песчано-гравийные отложения в устье р. Мельгуновки, где они вскрыты скв. 3-ю в интервале глубин 60 (?) - 92 м и залегают с размывом на глинистой толще верхнего миоцена (Караулова, Назаренко, 1972). В краевых частях Уссури-Ханкайской депрессии, где нижнечетвертичные отложения выполняют долины более низкого порядка, осадки уссурийского горизонта вскрыты на глубинах менее 50 м, как и в бассейне р. Одарки (Берсенев и др., 1962).

В прибрежной зоне осадки уссурийского горизонта образуют разрез третьей локальной террасы (15-20 м) в бассейне р. Теляковки (т.н. 158, Шкотовская впадина). В спорово-пыльцевом комплексе из отложений этой террасы в значительном количестве (до 25-30%) наблюдается пыльца экзотических видов Taxodiaceae (1,0-5,0), Tsuga diversifolia (Maxim.) Mast. (0,3-0,5), T. canadensis (L.) Carr. (5,0), Castanea (1,5-3,8), Fagus (1,5-5,7), Pterocarya (0,5-1,1), Carya (1,0), Nyssa (0,8-1,8), Zelkova (до 3,8), экзотических сосен (до 17%). Современные роды широколиственных пород представлены пыльцой Quercus (15,6), Ulmus (5,2), Carpinus (1,5), Acer (3,0), Tilia (0,66), Corylus (1,0), Phellodendron (0,5), хвойных - Pinus koraiensis Sieb. et Zucc. (5,2), Abies (0,5), мелколиственных - Salix (9,5), Alnus (7,9), Betula schmidtii Rgl. (1,5), B. manshurica (Rgl.) Nakai (4,2). Среди спор доминирует Polypodiaceae (77%). Сумма пыльцы трав составляет около 33,4% (Ranunculaceae - 40,5, Polygonaceae - 14,4, Ericaceae 5,4, Leguminocae - 10,8).

В спорово-пыльцевом комплексе III НПТ р. Теляковки по сравнению со спектрами из отложений Уссури-Ханкайской депрессии наблюдается обилие и разнообразие пыльцы экзотических растений. Это объясняется особым географическим положением Южного Приморья, где произрастают более термофильные растительные ассоциации, чем в котловине оз. Ханка и на западных склонах Сихотэ-Алиня. В Южном Приморье проходит северная граница грабово-чернопихтовых лесов, среди которых преобладают южные представители маньчжурской флоры (Куренцова, 1973).

Особая флористическая провинция была в Южном Приморье и в раннем плейстоцене, когда здесь произрастали летнезеленые леса, сходные по

составу растительности с лесами северной части о. Хонсю, где сейчас произрастает несколько видов дубов (Quercus grosseserrata, Q. grandulifera, Q. dentata), Pterocarya rhoifolia, Fagus sieboldii, Zelkova keakii, Torreya nucifera, Tsuga diversifolia, Cryptomeria, Sciadopitys. Богаты пыльцой экзотических видов спорово-пыльцевые комплексы р. Теляковки. Большее разнообразие и богатство спектров уссурийского горизонта в Южном Приморье, чем в Северном, объясняется широтной зональностью и общим обеднением растительности к северу. Растительность Уссури-Ханкайской впадины в раннечетвертичное время (Q^1_1) была сходна с менее разнообразной и несколько более континентальной, умеренно теплой подзоной Северного Китая, где в настоящее время произрастают различные виды Pinus, Quercus, Tuja orientalis, Juglans sieboldii, Castanea molissima, Liquidambar formosa и т. д.

В центральной части и на восточном склоне Сихотэ-Алиня к уссурийскому горизонту отнесены осадки 1У НПТ (см. рис. 13), из которых в бассейне р. Киевки (т.н. 129) получен спорово-пыльцевой комплекс, сходный с таковым бассейна р. Теляковки и спектром уссурийского горизонта в Ханкайской впадине. Для него характерно достаточное количество пыльцы экзотических видов (Taxodiaceae - 3-4, Pinus - 7-9, Carya - 1,8-2,1, Pterocarya - 1,4, Castanea - 3,4-4,3, Zelkova - 3, Fagus - 3,4-5,4), а также Picea sp. (7-13), Abies sp. (1,5).

Различия в строении спорово-пыльцевых зерен широколиственных пород позволяют предположить наличие нескольких экзотических видов Quercus (18-21), Juglans (1,4-4,1), Ulmus (9). Суммарное содержание пыльцы экзотических видов (15-18%) в спектрах из отложений 1У НПТ р. Киевки выше, чем в Ханкайской впадине, но ниже, чем в прибрежной зоне. Это, вероятно, связано с существовавшей уже в то время вертикальной поясностью. Таким образом, несходство спорово-пыльцевых спектров уссурийского горизонта в разных районах юга Приморья может быть объяснено существованием широтных и вертикальных зон растительности.

Рудневский горизонт (Q^2_1) выделен на основании изучения спорово-пыльцевых спектров из осадков локальной террасы (10-12 м) бухты Опасная (пролив Стрелок), скв. 3-ю, 7, 45 в Уссури-Ханкайской депрессии и из отдельных разрезов 1У НПТ в зоне среднегорья Сихотэ-Алиня (см. рис. 12 и 13). Наиболее хорошо изучен разрез в бухте Опасная, где осадки, выделенные в рудневский горизонт, прислонены к уступу третьей локальной террасы, из отложений которой получен "теплый" раннечетвертичный комплекс. Перекрываются эти осадки чехлом покровных щебнистых суглинков предположительно среднечетвертичного возраста. По генезису они относятся к ложковому аллювию и представлены пачкой грубозернистых ожелезненных песков с прослоями красно-бурых глин, зеленовато-серых алевритов и крупной линзой торфа с обломками древесины (т.н. 1004, рис. 20). Общая мощность разреза 6-7 м.

Средняя часть разреза (инт. 6-8 м) охарактеризована палинологическими спектрами с обилием пыльцы хвойных пород, среди которых преобладает Picea sect. Eupicea (55-72). Кроме того, наблюдается пыльца P. sect. Omorica (2,8-3,4), Abies (1,1), Larix (1,7-4,9). В незначительном количестве присутствует пыльца Pinus koraiensis Sieb. et Zucc. (0,7), P. п/р Haploxylon (1,1 - 2,1), несколько больше P. п/р Diploxylon (до 14), в основном за счет экзотических видов. Мелколиственные породы представлены пыльцой Betula manshurica (Rgl.) Nakai (2,9 - 12), Betula sp. (2,9 - 8,4), B. sect. Nanae (0,29 - 0,88), Alnus (0,29 - 5,1), Alnaster (0,35 - 0,74). Из широколиственных отмечены только Ulmus (0,37 - 1,7).

Вверх по разрезу наблюдается некоторое уменьшение пыльцы Pi-

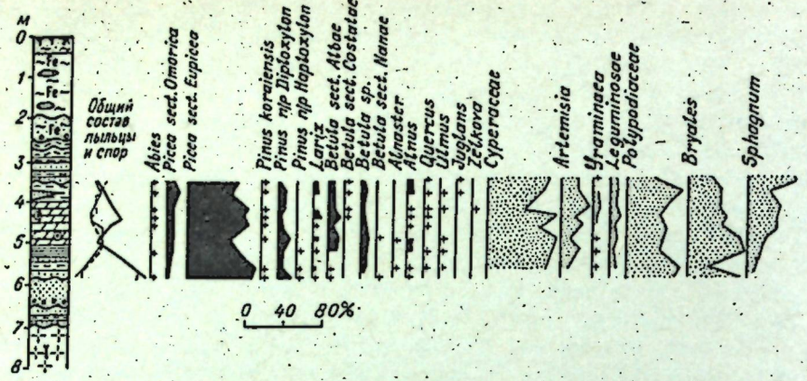


Рис. 20. Спорово-пыльцевая диаграмма четвертичных отложений локальной террасы (10-12 м) руч. Опасный (пролив Стрелок). Усл. обозн. см. на рис. 2.

cea sect. Eupicea(45-65), увеличение Abies (2,8-3,4) и P. sect. Omorica (6-12), исчезновение фригидных берез и Alnaster; появляется пыльца Quercus (0,7-2,5), Zelkova (0,3), Juglans (0,36-0,42).

В целом этот спорово-пыльцевой комплекс указывает на существование в пределах Южного Приморья во время раннечетвертичного оледенения темнохвойной тайги с небольшой примесью реликтов тургайской флоры. На раннечетвертичный возраст спектров указывает довольно большое количество пыльцы экзотических сосен (от 3,8 до 14%). Появление в спектрах пыльцы кустарниковых берез и ольховника объясняется значительным похолоданием на самом юге Приморья. Для комплекса характерно значительно большее количество пыльцы трав (35-76%) по сравнению со спектрами уссурийского горизонта.

В центральной части Уссури-Ханкайской депрессии нижнеплейстоценовые отложения, соответствующие раннеплейстоценовому похолоданию, выделены в интервале глубин 50-64,9 м (скв. 7 и 3-ю). Наиболее полно осадки рудневского горизонта изучены в скв. 7, где вскрыта пачка песчанистых глин и алевритов с прослоями песка и погребенными почвами в кровле горизонта (см. рис. 19).

В спорово-пыльцевых спектрах, фиксирующих похолодание и перестройку вертикальных растительных зон, доминирует пыльца темнохвойных Picea sect. Eupicea (от 20 до 40), P. sect. Omorica (от 4-10 до 16). Постоянно присутствует пыльца Pinus koraiensis Sieb. et Zucc. (от 2 до 9), P. pumila (Pall.) Rgl. (от 1-2 до 7), отмечены единичные зерна Abies, Larix. Среди мелколиственных преобладает пыльца Betula sect. Albae (от 10 до 35), Betula sp. (10-20), Alnus (2-4). Во всех пробах в небольшом количестве присутствует пыльца наименее термофильных широколиственных пород (Ulmus, Quercus, Tilia), а также экзотических видов Pinus (6-16) и Tsuga, кустарниковых берез (Betula middendorffii Trautv. et Mey - 2-10, B. exilis Sukacz. - 1-8) и Alnaster (4). Таким образом, в описанных спектрах наблюдается смешение пыльцы представителей термофильной тургайской и охотско-камчатской бореальной флоры с господством Picea и Abies. Пыльца гольцовой растительности, видимо, отвечает проникновению к югу, вдоль сильно заболоченной Уссури-Ханкайской впадины и по высокогорью Сихотэ-Алиня, кустарниковых берез, кедрового стланика и ольховника. Подобная закономерность в распространении элементов гольцовой растительности существует и сейчас в Северном Сихотэ-Алине и Нижнем Приамурье.

Близкие по составу спорово-пыльцевые спектры получены для северной части Уссури-Ханкайской депрессии (скв. 45, гл. 62-64 м). В южной части этой депрессии (скв. 3-ю, устье р. Мельгуновки) осадки рудневского горизонта выделены по спорово-пыльцевым спектрам с преобладанием Picea (57,7%) и Pinus (до 20-30%) и единичными зернами пыльцы широколиственных пород. Таким образом, в Уссури-Ханкайской депрессии осадки горизонта имеют широкое площадное распространение, вскрыты примерно в одном интервале (50-60 м) и охарактеризованы спорово-пыльцевыми спектрами, сходными с комплексом нижнечетвертичной террасы в бухте Опасная.

В пределах низкогорья и среднегорья Сихотэ-Алиня осадки рудневского горизонта неизвестны, за исключением верхней части разреза 1У НПТ р. Киевки (т.н. 650), где они представлены красно-бурыми щебнистыми суглинками с прослоями песка и светло-серых алевритов (см. рис. 13).

Для спорово-пыльцевого спектра из этого разреза характерно преобладание пыльцы мелколиственных пород (Betula sp. - 38,5, B. sect. Albae - 8,8, B. sect. Nanae - 24, Alnus - 11,3, Alnaster - 6,5). Отмечены единичные зерна широколиственных пород (Ulmus, Tilia, Quercus, Juglans). Отсутствие в спектре пыльцы хвойных пород и значительное количество пыльцы кустарниковых берез можно объяснить большей интенсивностью раннечетвертичного похолодания во внутренних районах Сихотэ-Алиня и существованием хорошо выраженной зоны гольцовой растительности. Не исключено, что накопление комплекса осадков соответствует по времени более позднему похолоданию, отвечающему рисскому оледенению.

Среднечетвертичные отложения (Q_{II})

Отложения этого возраста в Приморье представлены осадками аллювиального, озерно-аллювиального и озерного генезиса, в краевых частях Уссури-Ханкайской, Арсеньевской, Крыловской, Среднебикинской и других депрессий - покровными делювиальными отложениями, объединяемыми в пестроцветную толщу глин и суглинков. Осадки первой группы в основном погребены на глубину 16-50 см под верхнечетвертичными отложениями в центральной части депрессии (см. рис. 11). В горной части Приморья (см. рис. 13) среднечетвертичные отложения образуют разрез III НПТ (высота 15-20 м) и коллювиальные плащи на поверхности более высокой террасы. В прибрежной зоне среднечетвертичные отложения образуют аллювиальную пачку в переуглубленных крупнопорядковых долинах и слагают разрез локальной террасы (15-20 м) в долинах малых рек и ручьев (II-III порядка, по классификации Р.Хортона, 1948 и В.П.Философова, 1960). В Среднем и Северном Сихотэ-Алине, где амплитуда четвертичного вреза и крутизна продольных профилей рек больше, чем на юге Приморья, среднечетвертичная терраса высотой 15-20 м выходит непосредственно на берег Японского моря (нижнее течение рек Кемы, Пещерной, Максимовки, Единки, Самарги). По своему строению терраса в этих долинах чаще аккумулятивная, реже цокольная.

Мощность среднечетвертичных отложений на территории Приморья колеблется от 32 (Уссури-Ханкайская депрессия) до 5-15 м (среднегорье Сихотэ-Алиня). В прибрежной зоне Приморья среднечетвертичные морские отложения выделены предположительно. И.И.Берсенев и др. (1969) к таким осадкам относят галечники, пески и глины в переуглубленных долинах современной приморской равнины. Для верхней части этой пачки осадков нами установлен аллювиально-лагунный генезис, а накопление их датируется

поздним плейстоценом (Q^1_{III}). Для нижней части разреза доказано континентальное происхождение отложений (Короткий, Шахгельдян, 1971). Изучение морского разреза в приустьевой части долины р. Туманной, где, по данным Б.И.Васильева (1954 г.), ранее выделялись морские среднечетвертичные осадки, позволило сделать вывод о голоценовом возрасте этой пачки лагунных илов и песков (Короткий, Караулова, 1975).

Анализ геоморфологического положения и разреза террасы (6–8 м) в Уссурийском заливе (бухта Большой Камень), которая описана В.В.Соловьевым (1963) как среднечетвертичная морская, показал, что она относится к числу локальных и приурочена к разрушенной морем крупной водосборной воронке. Возраст осадков этой террасы по спорово-пыльцевым спектрам, приведенным В.В.Соловьевым (1963), от среднего до позднего плейстоцена. Изучение осадков бухты Большой Камень (Рынков, 1972) показало полное сходство строения четвертичного разреза с другими районами прибрежной зоны Приморья, имеющими континентальное происхождение.

Среднечетвертичные отложения Приморья согласно стратиграфической схеме, предложенной И.И.Берсеневым и др. (1969), подразделены на 2 горизонта: ханкайский (межледниковый Q^1_{II}) и вяземский (ледниковый Q^2_{II}). Такое расчленение затрудняет корреляцию среднечетвертичных отложений Приморья с другими районами, в том числе с сопредельными (Нижнее Приамурье, Сахалин, Восточная Сибирь), где осадки этого возраста разделены на 4 горизонта (Александрова, 1972; Архипов, 1971; Морозова, Вихлянцев, 1965; Равский и др., 1964). Впервые разделение среднечетвертичных отложений на 4 горизонта проведено в Нижнем Приамурье. В опорном разрезе Эворон-Чукчагирской депрессии 2 из выделенных пачек, вероятно, соответствуют миндель-рисскому межледниковью (Q^1_{II}) и временному потеплению (интерстадиалу – Q^3_{II}) на фоне значительного похолодания (Q^2_{II} и Q^4_{II}). Небольшое потепление в среднечетвертичном ледниковье зафиксировано в опорной ханкайской скв. 3-ю (Караулова, Назаренко, 1972).

Изучение палинологических комплексов скв. 7 (центральная часть Уссури-Ханкайской впадины) позволило выделить в разрезе среднечетвертичных отложений Приморья 4 горизонта: ханкайский (межледниковый Q^1_{II}), шмаковский (первое похолодание соответствует R_1, по схеме А.И.Москвитина, 1972; Q^2_{II}), сунгачский (межледниковый Q^3_{II}) и вяземский (климатический минимум R_2 по А.И.Москвитину, 1972; Q^4_{II}).

Ханкайский горизонт (Q^1_{II}). Осадки этого горизонта вскрыты в южной и центральной частях Уссури-Ханкайской депрессии в интервале от 52–56 до 40–43 м (см. рис. 11, 20). В южной части депрессии они представлены аллювиально-озерными (?) песчано-глинистыми осадками с прослоями гравийно-мелкогалечникового материала в основании разреза (устье р. Мельгуновки). В центре депрессии (водораздел рек Сунгач и Уссури) в разрезе ханкайского горизонта доминируют озерно-болотные голубовато-серые и серые вивианитовые глины. Непосредственно в долине р. Уссури в этом интервале вскрыты преобладающие песчано-галечные отложения (данные В.К.Сохина).

Наиболее детально палинологически разрез ханкайского горизонта изучен в скв. 3-ю (устье р. Мельгуновки, гл. 43,8–52,1), скв. 7 (водораздел рек Сунгач и Уссури, гл. 50–47 м) и скв. 45 (гл. 51–48,5). Во всех случаях отмечается обилие пыльцы широколиственных растений (30–50%), среди которой преобладает Quercus (25), Ulmus (5–37), Tilia (10), Juglans (2), Carpinus (2), Phellodendron (1), Syringa (1), Corylus (2).

Из хвойных преобладает пыльца Pinus n/p Diploxylon (17,5), P. koraiensis Sieb. et Zucc. (4,9), в меньшей мере Abies (2,3) и Picea (0,8). Для этого разреза ханкайского горизонта характерна пыльца Fagus, Castanea, Zelkova, Pterocarya и экзотических видов Pinus. В целом пыльца широколиственных экзотических видов представле-

Таблица 6

РТИЧНЫХ

	%	...иция и характеристика осадков
		...л, низкой и верхней части разреза ...активного врезания – высокая пойма,
		...ой поймы (мощность до 0,5 м) –
Обломки п... Picea, T...		Ханкайский межледниковый Q^1_{II}
	Ранневесенний ледниковый Q^2_{II}	Нижний (Q^1_{II})

...ссурий-
...зволяет
...зонта
sect.
...глубине
...ется ко-
...и широ-
...ивается
...экзоти-
...к сосен;
...оптиму-
...нта увели-
...оля широ-
...характерно
...(до40)
..., Poly-
...(1–9). Та-
...ими сущест-
...рессии.
...емых ма-
..., В галечни-
...кин в Средт...типичную
...скрыта
...Бикин.
...ала (скв.
...состава.
...ственных
...is, Fa-
...а хвойных
...алеотип-
...Присутст-
...ванного
...позволяет
...ой фазе
...днако,
...горизонту
...ктеризо-
...им отнесе-
...за пере-
...расы высо-
...Т (высо-
...адкам это-
...леза и
...5 м), вскры-
...е галечни-
...ают дни-
...водораз-
...р. Пещер-
...рря. Это
...дросети

Окончание табл. 6

морфологическая позиция и характеристика осадков
сные отложения основания разреза $\overline{\text{I}}$ НПТ в магистраль-ах восточного склона Сихотэ-Алиня, разреза 3-5-метро-сы – на западном
азреза 15-20-метровой террасы ($\overline{\text{III}}$ НПТ) на восточном и ровой ($\overline{\text{II}}$ НПТ) на западных склонах Сихотэ-Алиня – ва-нистые пески, глины, торф, щебни (мощность до 10-15 м)
асть разреза $\overline{\text{III}}$ НПТ на восточном и $\overline{\text{II}}$ НПТ на западном ихотэ-Алиня (магистральные долины)
асть разреза $\overline{\text{III}}$ НПТ на восточном и низы разреза западном склонах Сихотэ-Алиня (магистральные долины)– галечники и пески (мощность 2-6 м), глины, торф, песок, ощность до 5 м)

ца Fagus, Castanea, Betula, Pinus. В целом пыльца широколиственных экзотических видов представлена в меньшем количестве, чем в спорово-пыльцевых спектрах уссурийского горизонта.

Анализ распределения пыльцы и спор в разрезе скв. 3-ю позволяет проследить изменения состава спектров. В низах ханкайского горизонта (гл. 52,3 м) наблюдается обилие пыльцы темнохвойных (Picea sect. Omorica – 16,5, P. sect. Eupicea – 3, Abies – 11,3). На глубине 52,1 м уменьшается доля темнохвойных (7%), но резко увеличивается количество пыльцы Pinus koraiensis Sieb. et Zucc. (до 40) и широколиственных (до 18%). В интервале глубин 51,3-43,8 м увеличивается содержание пыльцы широколиственных (60%) и появляется пыльца экзотических видов, а также наблюдается максимум пыльцы экзотических сосен; вероятно, осадки по времени накопления отвечают климатическому оптимуму миндель-рисского межледниковья. В кровле ханкайского горизонта увеличивается содержание пыльцы темнохвойных пород и сокращается доля широколиственных почти до полного исчезновения экзотических видов.

Для спорово-пыльцевых комплексов ханкайского горизонта характерно значительное содержание пыльцы трав с преобладанием Artemisia (до 40) и Cyperaceae (до 30), в меньшей мере Gramineae (3-10), Polygonaceae (10-11), Compositae (14-15), Leguminocae (1-9). Такое обилие и разнообразие пыльцы трав в спектрах объясняется нами существованием остепненных участков в пределах Уссури-Ханкайской депрессии.

Во внутригорных впадинах Западного Сихотэ-Алиня, дренируемых магистральными реками, к осадкам ханкайского горизонта отнесены галечники и глины нижней части разреза $\overline{\text{III}}$ НПТ (высота 8-10 м) р. Бикин в Средне-бикинской впадине. Суммарная мощность аллювия, образующего типичную прислоненную террасу (рис. 21), составляет 30 м, его подошва вскрыта бурением, по данным Б.П.Поды, на 12-15 м ниже уреза воды в р. Бикин. Спорово-пыльцевые спектры в нижней части опробованного интервала (скв. 105, гл. 18,5 м) отличаются разнообразием видового и родового состава. Среди пыльцы древесной растительности имеется пыльца широколиственных пород (Juglans, Quercus, Tilia, Acer, Corylus, Carpinus, Fagus и Carya – в сумме до 10%), обильно представлена пыльца хвойных (Picea – 33, Abies – 17,3), среди которых отмечена пыльца палеотипных сосен (2,6%), а из мелколиственных пород – берез и ольхи. Присутствие пыльцы кустарниковых берез и ольховника в основании опробованного интервала и увеличение ее количества вверх по разрезу (до 9%) позволяет предположить, что накопление аллювия здесь соответствует конечной фазе первого среднечетвертичного потепления климата. Не исключено, однако, что осадки этой террасы соответствуют по возрасту сунгачскому горизонту (Q^2_{II}).

В прибрежной зоне Южного Приморья палинологически охарактеризованные осадки горизонта пока не известны. Предположительно к ним отнесены аллювиальные песчано-галечные отложения средней части разреза переуглубленных долин, а также красноцветный аллювий локальной террасы высотой 6-8 м в бассейне р. Промысловки и основание разреза $\overline{\text{III}}$ НПТ (высота 15-20 м) в долине р. Суходол. В Среднем Сихотэ-Алине к осадкам этого возраста отнесены плотно сцементированные гидроокислами железа и марганца хорошо окатанные валунники и галечники (мощность до 5 м), вскрытые в основании $\overline{\text{III}}$ НПТ (высота 15-20 м) р. Кемы. Аналогичные галечники описаны на водоразделе рек Пещерной и Шомы, где они выстилают днище древней долины на участке перехвата. Высота террасогенного водораздела колеблется в пределах 20-40 м над уровнем воды в долине р. Пещерной, закономерно увеличиваясь в направлении берега Японского моря. Это хорошо объясняется усилением эрозии на участке перестройки гидросети Худяков и др., 1972).

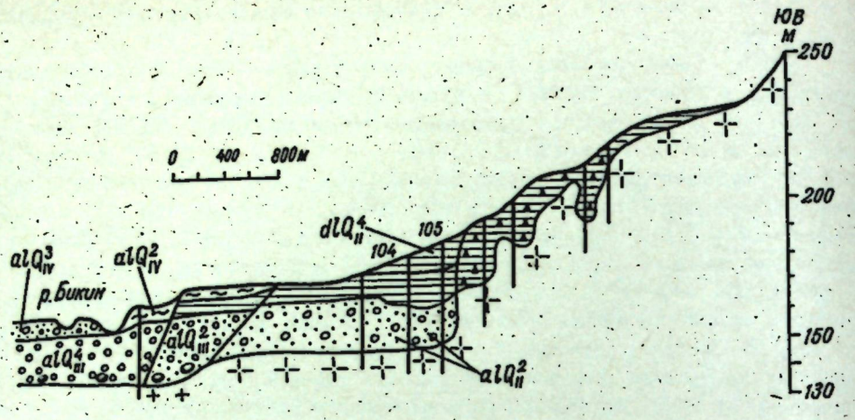


Рис. 21. Геологическое строение левого борта долины р. Бикин (Среднебикинская впадина). Составлено по материалам Б.П.Поды. Усл. обозн. см. на рис. 2.

В горной части Приморья к осадкам ханкайского горизонта отнесена нижняя часть разреза III НПТ (15–20 м) рек Киевки, Партизанской, Зеркальной и Аввакумовки, где обнажены сильноожелезненные валунно-галечниковые отложения с прослоями пойменно-старичных суглинков и глинистых песков (мощность 5–10 м). Осадки в долине р. Партизанской (с. Молчановка, т.н. 630) охарактеризованы спорово-пыльцевым спектром с преобладанием пыльцы широколиственных пород, среди которых (в отличие от комплекса р. Мельгуновки) отмечается обилие пыльцы Juglans (21,8) и менее Quercus (14), Ulmus (3,6), Tilia (2,9), Syringa (5,6). В спектре в сочетании с пыльцой широколиственных находится пыльца Pinus koraiensis Sieb. et Zucc. (до 36,5). Такой состав спектра соответствует господству кедрово-широколиственных лесов в зоне среднегорья Сихотэ-Алиня.

Шмаковский горизонт включает осадки, соответствующие по времени накоплений первому среднечетвертичному похолоданию климата. Наиболее полный разрез шмаковского горизонта вскрыт скв. 7 в Уссури-Ханкайской впадине (см. рис. 20, инт. 37–46 м). Он сложен в основании голубовато-серыми вивианитовыми глинами, а выше – зеленовато-серыми с прослоями темно-серых и черных комковатых глин, которые обильно насыщены растительными остатками. Из отложений горизонта (скв. 7) получены маломеняющиеся по разрезу спорово-пыльцевые спектры с преобладанием пыльцы Picea sect. Eupicea (24,6–73), P. sect. Omorica (5,9–29,4). Из хвойных наблюдается пыльца Abies (0,9–3,7), Pinus n/p Haploxylon (1,2–3,0), P. n/p Diploxylon (7,2), P. koraiensis Sieb. et Zucc. (0,5–6,1), единичные зерна P. pumila (Pall.) Rgl. Из мелколиственных пород отмечена пыльца Betula platyphylla Sukacz. (2,3–17), B. dahurica Pall. (1,1), B. ermanii Cham. (0,4–1,8), B. costata Trautv. (1,7), B. middendorffii Trautv. et Mey. (0,5–1,5), B. exilis Sukacz. (1,1–1,3), Betula sp. (2,8–15,6), Alnus – единичные зерна, Alnaster (3,2). Количество пыльцы широколиственных пород незначительно (Quercus – до 3,2, Ulmus – до 2,4). Среди трав преобладает Cyperaceae (17,5), Artemisia (72,6), а споры в основном принадлежат папоротникам (до 26,7) и зеленым мхам (до 92%).

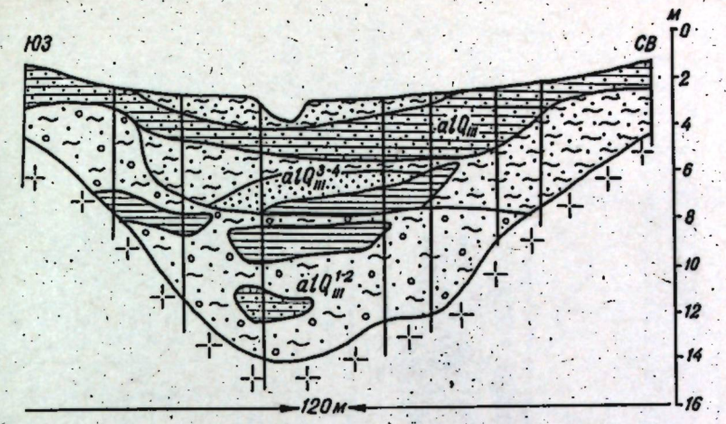


Рис. 22. Схема геологического строения низкопорядковой долины на западном склоне Сихотэ-Алиня (бассейн р. Арсеньевки). Усл. обозн. см на рис. 2.

В южной части Уссури-Ханкайской впадины к шмаковскому горизонту отнесены озерно-аллювиальные отложения, представленные пачкой песков, алевритов и глин, вскрытых в устье р. Мельгуновки скв. 3-ю (гл. 27,5–36,5 м). Спектр, полученный из этих осадков, соответствует комплексу из скв. 7 (Picea- до 23,9, Betula древесная – до 50, Betula sect. Nanae – до 10). Аналогичный спектр, но с большим содержанием Picea (до 50) и Pinus (до 25) получен Е.М. Назаренко из основания четвертичного разреза, выполняющего низкопорядковые долины западных предгорий Сихотэ-Алиня и в Арсеньевской впадине (рис. 22).

В прибрежной зоне Южного Приморья осадки с аналогичными спектрами образуют террасу (10–15 м) в долине р. Артемовки, сложенную валунно-галечными отложениями с прослоями пойменных суглинков и старичных глин, торфянистых алевритов и заторфованных песков с древесиной

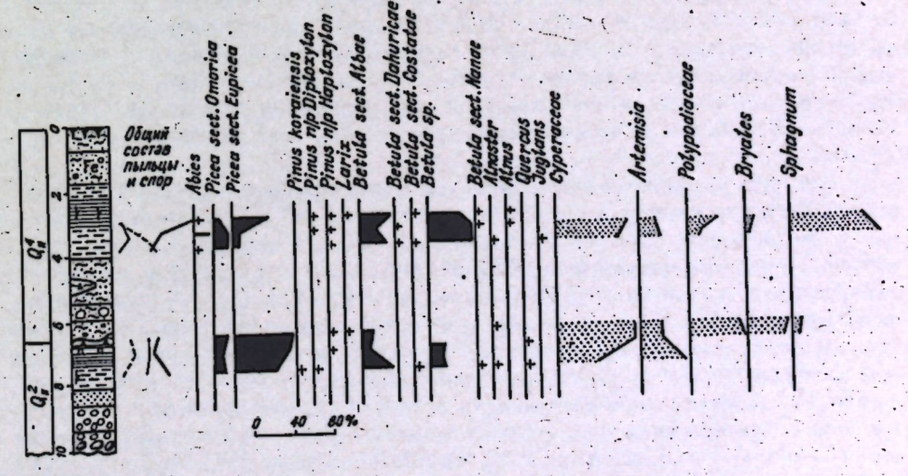


Рис. 23. Спорово-пыльцевая диаграмма четвертичных отложений 10–15-метровой террасы р. Артемовки. Усл. обозн. см. на рис. 2.

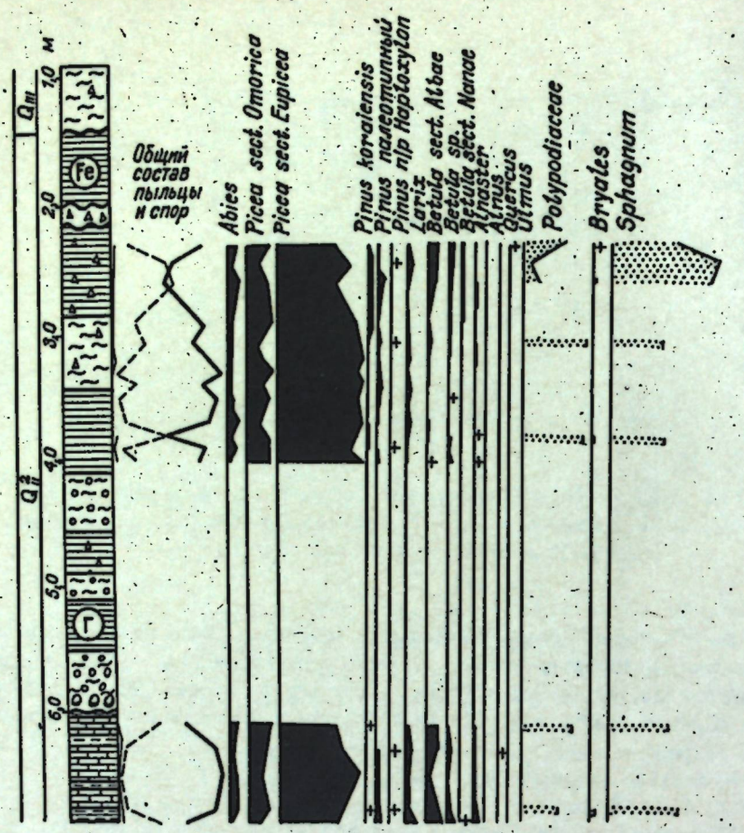


Рис. 24. Спорово-пыльцевая диаграмма четвертичных отложений 10-15-метровой террасы р. Виноградной. Усл. обозн. см. на рис. 2.

(т.н. 1008, рис. 23). В составе спорово- пыльцевых спектров преобладает пыльца Picea (до 90-95%). Отмечено минимальное количество пыльцы мелколиственных в средней части разреза (инт. 2,90-4,00), с тенденцией к увеличению ее в кровле (Betula sect. Albae - 5-6, Betula sp. - 3-5, B. sect. Costatae - 3) и в основании разреза (в сумме до 10-15%). По всему разрезу наблюдается пыльца экзотических видов Pinus.

На юге прибрежной зоны Приморья к шмаковскому горизонту отнесены отложения нижней части разреза террасы (10-15 м), в среднем течении р. Виноградной (бассейн р. Гладкой). В разрезе террасы вскрыты два пойменно-русловых ритма (рис. 24). Нижний, мощностью до 5 м, образован умеренно окатанными валунно-галечными отложениями с крупными линзами желто-серого песка, с хорошо выраженной горизонтальной слоистостью (за счет сильноожелезненного песка). В кровле пачки, на которой с размывом залегают мелкощебнистые суглинки, наблюдается линза старичного аллювия (переслаивание синевато-серых песков и темно-коричневых алевритов). Из этой пачки получены спорово-пыльцевые спектры с преобладанием пыльцы Picea sect. Eupicea (41,6-61,0), P. sect. Omorica (10-14) и небольшим количеством Pinus n/p Haploxylon (1,3-2,2), P. koraiensis Sieb. et Zucc.(0,4) и Abies (0,4), Larix (0,4).

В комплексе мелколиственных пород преобладает Betula platyphylla Sukacz.(23,2) и Alnus (8,4). В значительном количестве отмечена пыльца Betula sp. (13,8). Кроме нее, в комплексе присутствует типичная для "холодных" спорово-пыльцевых комплексов пыльца Betula sect. Nanae (до 1,2) и Alnaster (до 1,2), а из широколиственных пород - Quercus mongolica Fisch. (0,4).

Аналогичный по составу спектр получен из средней части разреза террасы (10-12 м) р. Суходол, у с. Новонежино (т.н. 812), где выше горизонта охристых глинистых песков вскрыта пачка горизонтально-слоистых темно-серых и красно-бурых суглинков и глин со следами активного солифлюкционного перемещения грунтов (Короткий, 1975_2).

В средней части Сихотэ-Алиня к шмаковскому горизонту отнесена пачка валунников и песчанистых глин с прослоями торфа, образующая среднюю часть разреза III НПТ р. Кемы (инт. 10-15 м от бровки террасы). В составе спорово-пыльцевого спектра, полученного из осадков этого интервала, отмечено широкое участие пыльцы хвойных (Picea sect. Omorica - 24, P. sect. Eupicea - 17,5, Abies - 2, Pinus koraiensis - 9, единичная пыльца P. pumila, Larix) и мелколиственных пород (Betula exilis - 4, B. ermanii - 2, B. manshurica - 9, Betula sp. - 14, Alnus - 8, Alnaster - 12). В небольшом количестве присутствует пыльца широколиственных пород (Quercus, Ulmus, Acer). В сравнении со спектрами из осадков шмаковского горизонта, изученных на юге Сихотэ-Алиня и в Юго-Западном Приморье, в вышеописанном комплексе наблюдается увеличение доли пыльцы фригидных форм берез и ольховника. Среди травянистых растений, так же как в Уссури-Ханкайской впадине обильна пыльца Cyperaceae (до 85) и Gramineae (до 25).

В горной части Приморья наиболее детально осадки шмаковского горизонта изучены в долине р. Киевки, где они слагают аккумулятивный чехол III НПТ высотой 15-20 м, прослеженной по правобережью долины на участке от устья руч. Миус (т.н. 124) и до устья руч. Парамоновский (т.н. 913, рис. 25). В верхнем течении реки эта терраса цокольная, с постепенно увеличивающейся мощностью аккумулятивного чехла вниз по реке с 5-7 до 15-20 м в среднем течении. В разрезе террасы достаточно отчетливо намечаются три пачки осадков.

Первая пачка, вскрытая в основании террасы (мощность от 3,5 м в устье руч. Миус до 6,8 м в устье руч. Парамоновский), представлена ожелезненными русловыми галечниками, которые по своей структуре и вещественному составу хорошо сопоставляются с современными русловыми отложениями р. Киевки. Для русловых отложений III НПТ (15-20 м) в верхней части долины р. Киевки характерна глинистость заполнителя, а в среднем течении реки среди русловых валунно-галечных отложений наблюдаются крупные линзы хорошо отсортированного песка. В кровле и основании песчаных линз обломочный материал сильно сцементирован окислами железа и марганца.

Накопление пачки русловых ожелезненных галечников и охристых песков относится по аналогии с III НПТ (15-20 м) в среднем течении р. Партизанской к миндель-рисскому межледниковью (Q_{II}^{1}).

Вторая пачка в разрезах этой террасы в верхней части долины р. Киевки сложена пойменно-старичными отложениями: в основании и кровле - желто- и зеленовато-бурые глины, а в середине пачки (мощность до 2,5 м) темно-серые алевриты с редко рассеянной органикой. В устье руч. Парамоновский (см. рис. 25) пачка представлена осадками старичной фации (синевато-серые пески, алевриты и торф с крупными обломками древесины). Из пачки (устья ручьев Миус и Парамоновский) получены спорово-пыльцевые спектры, сходные со спектрами осадков из скв. 7 (гл. 34-43 м). Для них характерно преобладание пыльцы Picea sect. Eupicea (63-94 - в верхнем и 15-71 - в среднем течении), P. sect. Omorica (14-20). В небольшом количестве встречена пыльца Pinus koraiensis Sieb. et

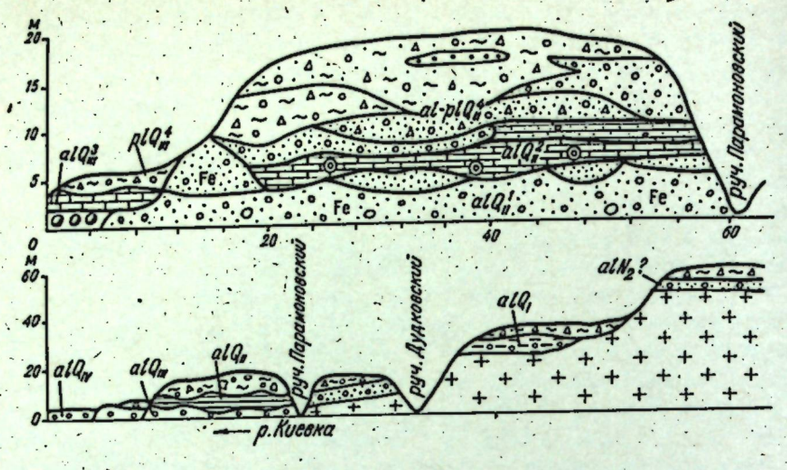


Рис. 25. Геологическое строение долины р. Киевки (правобережье – устье руч. Парамоновский, т.н. 913). Усл. обозн. см. на рис. 2.

Zucc. (3,7), P. n/p Diploxylon (2,2), P. n/p Haploxylon (до 2,8), экзотических видов Pinus (до 3,7), Larix (до 3,3). Из мелколиственных преобладает пыльца Betula platyphylla Sukacz. (до 15) и Betula sp. (до 38) – в среднем течении и B. middendorffii Trautv. et Mey. (8), B. exilis Sukacz. (10,2) и Betula sp. (7,4) – в верхнем течении. В спектрах присутствует пыльца Alnaster (до 15).

Сокращение доли пыльцы древесных мелколиственных пород и увеличение содержания пыльцы из кустарниковых форм в верхнем течении (разрез в устье руч. Миус), вероятно, объясняются более высоким гипсометрическим положением днища Лазовской внутригорной депрессии и большей интенсивностью холода в замкнутых котловинах. Накопление пачки пойменно-старичного аллювия в разрезе 15-20-метровой террасы в долине р. Киевки соответствует, видимо, термическому минимуму R_1. На это указывает появление в низах и верхах этой пачки (устье руч. Парамоновский) в спорово-пыльцевых спектрах пыльцы широколиственных пород (Quercus – 2,2, Ulmus – 0,37, Acer – 0,57). Сокращение пыльцы Betula sp. (до 7-15) и увеличение доли древесных берез также являются признаками относительного потепления климата к концу накопления второй пачки в разрезе 15-20-метровой террасы р. Киевки.

Третья пачка рыхлых отложений в разрезе 15-20-метровой террасы (мощность от 2,5 до 8-10 м) представлена либо комплексом покровных отложений (щебнистые бурые суглинки с прослоями погребенных почв), как это наблюдается на участках террасы между долинами притоков р. Киевки, либо валунно-щебнистыми осадками конусов выноса притоков. Эта пачка залегает с размывом на осадках пойменно-старичной фации и выполняет неглубокие эрозионные врезы в поверхность террасы. Мощность осадков третьей пачки увеличивается в главной части террасы (8-10 м в покровных отложениях и 15-20 м в осадках конусов выноса). Возраст пачки предположительно сопоставляется со вторым похолоданием среднего плейстоцена.

Таким образом, для осадков, соответствующих первому среднечетвертичному похолоданию, объединяемых нами в шмаковский горизонт, установлен спорово-пыльцевой комплекс, который характерен как для прибрежной зоны и Уссури-Ханкайской депрессии, так и для горной части территории. Основной компонент спорово-пыльцевого комплекса – пыльца Picea (Picea sect. Eupicea и P. sect. Omorica – 60-93); небольшое количество пыльцы Abies (до 4,0) и Pinus (P. n/p Diploxylon – 3,0, P. n/p Haploxylon – 7,2, P. koraiensis Sieb. et Zucc. – 6,1, P. pumila (Pall.) Rgl. – 5-10, Larix – 2-3),

Второй важный компонент комплекса – пыльца мелколиственных, особенно Betula; характерно присутствие пыльцы древесных (с преобладанием Betula platyphylla Sukacz.) и кустарниковых видов берез и Alnaster; небольшое количество пыльцы широколиственных пород (Quercus – 3,2, Ulmus – 2,4). Постоянно присутствует пыльца экзотических сосен (3,7%), содержание которой в осадках рудневского горизонта ($Q_{\frac{2}{11}}$) достигает 12-14%.

Сунгачский горизонт включает осадки, синхронные потеплению, разделяющему фазы раннего и среднего рисса (R_1 и R_2) (Москвитин, 1972). В одних случаях этот климатический оптимум рассматривается как поздневолжский межстадиал (Москвитин, 1972); ширтинский межстадиал (Архипов, 1971); в других – как межледниковье: самаровско-газовское (Гричук, 1966; Костицина и др., 1966); мессовско-ширтинское (Каплянская, Тарноградский, 1966). Вопрос о ранге сунгачского горизонта для территории Приморья, где неизвестны среднечетвертичные ледниковые отложения, остается нерешенным, так как вскрытый скв. 7 разрез неполный: вероятно, отсутствуют осадки климатического оптимума второго среднечетвертичного потепления. Имеющиеся данные позволяют предположить, что это потепление было достаточно значительным и привело к развитию кедрово-широколиственных лесов со значительной примесью экзотических сосен (Pinus densiflora Sieb. et Zucc., P. tuhnbergii Parl., P. funebris Kom.).

Осадки сунгачского горизонта на территории Приморья впервые выделены в центральной части Уссури-Ханкайской депрессии (скв. 7, гл. 32,6-37 м). Здесь вскрываются темно- и зеленовато-серые вивианитовые глины, обильно насыщенные растительными остатками (см. рис. 20). Из основания горизонта получен спорово-пыльцевой комплекс, в котором преобладает пыльца Pinus (P. n/p Diploxylon – 31,4, P. n/p Haploxylon – 6,8, P. koraiensis Sieb. et Zucc. – 20,4) в сочетании с Picea sect. Eupicea (13,2), P. sect. Omorica (9,3) и Alnus (2,1), Larix (0,4). Пыльца Betula manshurica (Rgl.) Nakai составляет 11,9%, B. dahurica Pall. – 0,8, B. ermanii Cham. – 0,4, B. exilis Sukacz. – 2,1, Betula sp. – 0,8. Спорово-пыльцевые спектры осадков из скв. 7 отличаются убыванием в кровле разреза количества пыльцы Pinus (P. n/p Diploxylon – 4,7, P. n/p Haploxylon – 0,7, P. koraiensis Sieb. et Zucc. – 5,5), увеличением доли пыльцы древесных берез (Betula manshurica (Rgl.) Nakai – 27, B. dahurica Pall. – 6) и широколиственных пород (Quercus – 5,2, Ulmus – 17, Tilia – 1,0, Juglans – 0,3, Acer – 0,3). Пыльца трав представлена Gramineae (37,4), Cyperaceae (27,8) и Artemisia (33), споры – Polypodiaceae (60-86), Bryales (14-31,7), Sphagnum – единичные зерна.

Из осадков, вскрытых скв. 7 (гл. 36 м), получен диатомовый комплекс с преобладанием Cymbella aspera (Ehr.) Cl., Pinnularia streptoraphe Cl., P. viridis (Nitzsch.) Ehr., Stauroneis pholnicenteron Ehr. и Eunotia valida Hust. и единичными зернами Pinnularia microstauron (Ehr.) Cl., P. brevicostata Cl., Navicula cuspidata Kütz., Navicula amphibola Cl., N. americana Ehr., Stauroneis acuta W. Sm., Stauroneis sp. Caloneis silicula (Ehr.) Cl., Eunotia robusta Rafls, E. praerupta var. bidens (W. Sm.) Grün., Amphora ovalis Kütz.

Состав флоры, по заключению Е.И.Царько, типично пресноводный, соответствующий литоральной части мелководного озерного водоема эвтрофного типа. Присутствие в комплексе бентических, болотных и форм обрастания указывает на сильную заболоченность зоны устойчивой аккумуляции. Литологические особенности осадков (черные вивианитовые глины с высоким содержанием $C_{орг}$) и структура диатомового комплекса позволяют рассматривать осадки сунгачского горизонта как озерно-болотные.

В западных предгорьях Сихотэ-Алиня аллювиальные осадки, образующие среднюю часть разреза низкопорядковых речных долин (см. рис. 22), содержат спорово-пыльцевые спектры пыльцы палеотипных сосен (до 60%), а из широколиственных пород - Quercus, Juglans, Tilia, Ulmus, Corylus (в сумме 30%). По всему разрезу встречены единичные зерна представителей тургайской флоры (Tsuga, Fagus, Carya, Castanea. Все это, с учетом положения пачки в разрезе и сильной минерализации пыльцы, позволяет отнести эти осадки к сунгачскому горизонту.

За пределами Уссури-Ханкайской депрессии осадки сунгачского горизонта выделены на побережье Японского моря в отложениях третьей локальной террасы высотой 10-15 м зал. Опричник (рис. 26). Спорово-пыльцевые спектры отличаются высокими содержаниями пыльцы широколиственных пород, особенно Quercus и незначительными кустарниковых берез и ольховника.

Спорово-пыльцевой спектр, аналогичный изученному в осадках сунгачского горизонта Уссури-Ханкайской депрессии, получен в прибрежной части Среднего Сихотэ-Алиня (т.н. 1217). Здесь в разрезе 15-20-метровой террасы р. Кемы, выше палинологически охарактеризованных осадков шмаковского горизонта, вскрыта 4-метровая пачка аркозовых песков и галечников с прослоями синевато-серых глин. Спорово-пыльцевой комплекс из этих осадков отличается преобладанием пыльцы Pinus koraiensis (до 38), Picea (до 16), Abies (6), а из широколиственных - пыльцы Quercus (18). Присутствует единичная пыльца Fagus, Juglans, Ulmus и Corylus.

Соотношение аллювиальных отложений (пачка $\overline{II}$ - $Q_{\overline{II}}^{2}$) и покровного горизонта (валунно-щебнистые отложения и бурые щебнистые суглинки третьей пачки) в разрезе $\overline{III}$ НПТ (15-20 м) горной части Приморья (см.

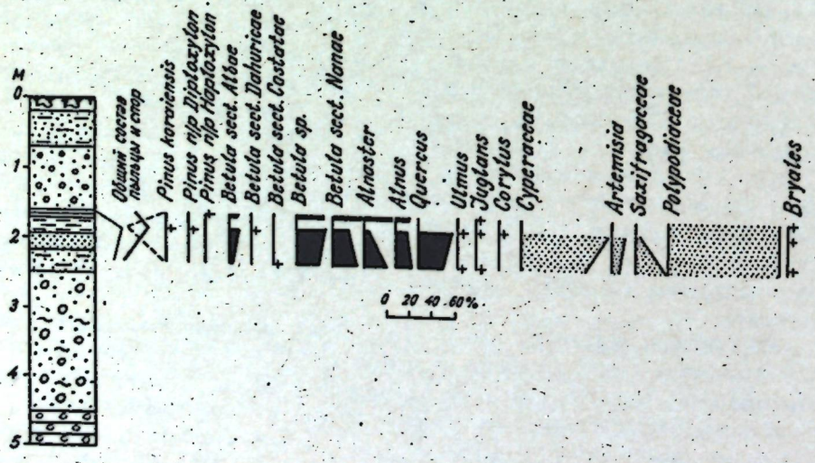


Рис. 26. Спорово-пыльцевая диаграмма четвертичных отложений 10-метровой террасы р. Опричники (устье). Усл. обозн. см. на рис. 2.

рис. 26) позволяет предположить, что второму среднеплейстоценовому потеплению соответствует перерыв в осадконакоплении и малоамплитудный эрозионный врез. В переуглубленных долинах прибрежной зоны к сунгачскому горизонту предположительно отнесены аллювиальные осадки, вскрываемые в краевых частях крупнопорядковых долин непосредственно под верхнеплейстоценовыми аллювиально-лагунными осадками.

Вяземский горизонт, по нашему мнению, включает осадки, соответствующие среднерисскому времени (R_2), или тазовскому оледенению Сибири. По сравнению с вяземским горизонтом, по схеме И.И.Берсенева и др. (1969), объем горизонта сокращен за счет выделения осадков шмаковского ($Q_{\overline{II}}^{2}$) и сунгачского горизонтов ($Q_{\overline{II}}^{3}$).

В Уссури-Ханкайской депрессии осадки горизонта вскрыты в интервале 32-18 м, причем верхняя и нижняя границы горизонта, о чем можно судить по результатам спорово-пыльцевого анализа, достаточно выдержаны в отложениях центральной части депрессии (см. рис. 9). Здесь осадки вяземского горизонта залегают с размывом на озерно-болотных и озерно-аллювиальных отложениях сунгачского горизонта. Отсутствие в отложениях палинокомплексов, характерных для конечной фазы второго среднечетвертичного потепления, подтверждает вероятность перерыва во время накопления этих осадков. В низкопорядковых долинах краевых частей Уссури-Ханкайской депрессии ($\overline{I}$-$\overline{III}$ порядка) эрозионный врез был более интенсивным и осадки вяземского горизонта на отдельных участках залегают с размывом на красно-бурых нижнечетвертичных глинах.

Наиболее полно палинологически охарактеризованы осадки из скв. 3-ю (Караулова, Назаренко, 1972) и скв. 7 (гл. 17,40-31,0 м, север депрессии), которой вскрыты темно-серые вивианитовые, насыщенные органикой глины. Из этих отложений выделено 4 спорово-пыльцевых комплекса, фиксирующих изменение растительности в течение второго среднечетвертичного похолодания (см. рис. 19).

Первый комплекс (гл. 29-31 м) по своему составу соответствует березовым лесам (Betula platyphylla Sukacz.- 35, B. ermanii Cham.- 11,5) с примесью широколиственных пород (Ulmus, Tilia, Quercus) в нижнем поясе гор и темнохвойной тайги (Picea sect. Eupicea - 14,5, P. sect. Omorica - 11,5, Abies - 23) на высоких равнинах. Обилие пыльцы Betula sp. (до 31), B. exilis Sukacz. (до 3,4), Alnaster (1,3) свидетельствует о холодных условиях.

Второй комплекс (гл. 26,4-31,0) соответствует прогрессирующему похолоданию и увеличению влажности климата. В горах преимущественное распространение получает темнохвойная тайга (Picea sect. Eupicea от 78,5 в подошве до 19% в кровле слоя, P. sect. Omorica - 15,5, Abies - 1,7), а в пределах депрессии - березово-ольховые леса (Betula platyphylla Sukacz.- 42,8, B. dahurica Pall. - 2,4, B. ermanii Cham.- 2,4, B. middendorffii Trautv. et Mey. - 5,9). Отмечено обилие пыльцы Betula sp. (до 30,8), B. sect. Nanae (до 6,4), Alnaster (до 4,35), сокращение доли пыльцы трав (14-20) и увеличение спор (21,6-40%).

Третий комплекс (гл. 20,0-26,4 м), отвечает климатическому минимуму среднего плейстоцена, когда преобладали березово-лиственные леса с отдельными участками темнохвойной тайги. Соответственно в комплексе преобладает пыльца берез, причем установлено сокращение доли древесных видов берез (Betula manshurica (Rgl.) Nakai - 11-28) и увеличение количества пыльцы кустарниковых видов берез (Betula sp. - 30, B. exilis Sukacz.- 22,8, B. middendorffii Trautv. et Mey. - 17) и ольховника (до 13,2).

Четвертый комплекс (гл. 18-20 м) отличается от приведенного выше увеличением содержания пыльцы древесных видов берез (Betula pla-

typhylla Sukacz. – 24,8–41,3, B. dahurica Pall. – 1,3, B. costata Trautv. – 7,2) и сокращением Betula sp. (17,5), B. exilis Sukacz. (1,3–5,0), B. middendorffii Trautv. et Mey. (4,0) и Alnaster (2,0). В большом количестве отмечена пыльца темнохвойных (Picea sect. Eupicea – 7,1–20,8, P. sect. Omorica – 11,6, Abies 0,4–4,0), в меньшем – широколиственных (Quercus – до 2,5, Ulmus – до 4,0, Tilia – 0,4).

Палинологические данные осадков скв. 7 и 3-ю (Караулова, Назаренко, 1972) наиболее полно отражают развитие растительности в течение второго среднечетвертичного похолодания.

Дробное разделение палинологических комплексов дает возможность более обоснованно выделять осадки вяземского горизонта при сопоставлении с сопредельными районами. Осадки вяземского горизонта в центральной части Уссури-Ханкайской депрессии по генезису могут быть отнесены к озерным и озерно-аллювиальным. И.И.Берсенев и др. (1969) считают, что озерные осадки наблюдаются обычно на участках междуречий, а озерно-аллювиальные – в устьях рек. В подошве вяземского горизонта преобладают аллювиальные или аллювиально-болотные отложения, на что указывает весьма бедный комплекс диатомей (Melosira scabrosa Oestr. и Pinnularia lata (Breb. W. Sm.) – гл. 31 м, Stauroneis phoenicentron Ehr., Pinnularia brevicostata Cl., P. streptoraphe Cl., Eunotia valida Hust., Hantzschia., H. amphioxys (Ehr.) Grün – гл. 29 м). Наибольшее разнообразие пресноводных диатомей, отвечающее, видимо, мелководному водоему эвтрофного типа с широким развитием болот в прибрежной зоне, отмечено на глубине 18–21 м. Доминируют в этом комплексе Cymbella aspera (Ehr.) Cl., Pinnularia viridis (Nitzsch.) Ehr., P. streptoraphe Cl., Stauroneis phoenicenteron. Остальные виды представлены единичными экземплярами Cymbella turgida (Greg.) Cl., Gomphonema lanceolatum Ehr., Eunotia monodon Ehr., E. praerupta Ehr., E. robusta Ralfs, Navicula placentula (Ehr.) Grün., N. amphibola Cl., Epithemia turgida (Ehr.) Kütz., E. zebra (Ehr.), Kütz., Amphora ovalis Kütz., Stauroneis sp., Diploneis ovalis (Hilse) Cl.

В долине р. Уссури осадки вяземского горизонта представлены преимущественно валунно-галечными образованиями (среднее течение, выше слияния рек Арсеньевки и Уссури) или песчано-галечными (в пределах депрессии). В бортовых частях долины эти грубообломочные отложения замещаются пойменно-старичными песчано-глинистыми осадками с линзами торфяников.

В краевых частях депрессии осадки на склонах низкопорядковых долин представлены пестроцветными глинами и суглинками покровного комплекса, а в пределах долин синевато-серыми алевритами и глинами. В краевых частях депрессии наблюдается сокращение мощности осадков вяземского горизонта до 4–7 м.

Стратотипом для выделения вяземского горизонта, который сопоставляется с термическим минимумом среднего плейстоцена, послужил разрез террасы (9–12 м) р. Уссури у ст. Вяземской. По данным П.Н. Соколовой (Берсенев и др., 1962), получен спорово-пыльцевой спектр (инт. 2,2–15,2 м от кровли террасы), сходный со спектром осадков из скв. 7 и отвечающий относительно сухому и холодному климату. В этой пачке осадков (гл. 6,2 м) вместе с обломками древесины найдены костные остатки, которые определены В.И.Громовым как Elephas trogontherii Pohl. (Никольская, 1951). Трогонтериевый слон (Parelephas trogontherii), известный в среднечетвертичных осадках Японии, Западной и Восточной Сибири, Маньчжурии (Геологическое развитие . . . , 1968; Архипов, 1971; Равский и др., 1964; Лебедев, 1964), – одна из руководящих форм хазарского фаунистического комплекса, типичного для отложений рисского оледенения (Громов и др.,

1965). Это позволяет рассматривать осадки вяземского горизонта как среднечетвертичные, соответствующие термическому минимуму среднего плейстоцена.

Известны предположения (данные Г.С.Ганешина), что кости E. trogontherii в вяземской террасе перемыты из более древних отложений. Однако убедительных доказательств в пользу этого предположения не приведено. На залегание in situ костных остатков указывает их хорошая сохранность, по мнению В.И.Громова (Никольская, 1951), а также отсутствие следов видимого перемыва в толще вивианитовых глин (Берсенев, Устиновский и др., 1969).

В Среднебикинской внутригорной впадине к осадкам вяземского горизонта отнесена пачка синевато-серых и светло-бурых делювиальных глин, перекрывающих осадки ханкайского и шмаковского (?) горизонтов в разрезе III НПТ р.Бикин (см. рис. 22, скв. 104, 105). Спорово-пыльцевой спектр из этой пачки характеризуется абсолютным преобладанием пыльцы берез и ольхи (до 80%), среди которых особенно много пыльцы кустарниковых берез (до 40%) и ольховника (до 18%). Несколько большее содержание пыльцы фригидных форм берез и отсутствие пыльцы хвойных, по сравнению с Уссури-Ханкайской депрессией, предположительно объясняется значительной континентальностью климата, а также развитием ерниковых ландшафтов в долине р.Бикин.

К осадкам вяземского горизонта отнесена и большая часть синевато-серых алевритов и песчанистых глин, выполняющих балочные формы окраинных частей Западного Сихотэ-Алиня. К нему же отнесена и пачка аллювиальных отложений, образующая среднюю часть разреза малых речных долин этой зоны (см. рис. 23). В спорово-пыльцевых спектрах, полученных из этих осадков, отмечается обилие пыльцы березы и ольхи (до 70%, в том числе Betula middendorffii – 7, B. exilis – 7, Alnaster – 5). Наблюдается увеличение, по сравнению со спектрами центральной части Уссури-Ханкайской впадины, пыльцы Pinus pumila (до 7). Судя по единичному присутствию пыльцы Quercus, Ulmus, Tilia, широколиственные породы сохранились в небольшом количестве в речных долинах западных предгорий Сихотэ-Алиня. Небольшое количество пыльцы древних сосен отличает эти спектры от "холодных" спорово-пыльцевых позднеплейстоценовых комплексов этого района, в которых она полностью отсутствует.

В прибрежной зоне Приморья к осадкам вяземского горизонта мы относим отложения верхней части разреза 12–15-метровой локальной террасы (т.н. 287) в долине руч. Болотный (см. рис. 11). Здесь в подошве террасы (инт. 12–4 м) вскрыты сильновыветрелые галечники в красноцветном глинистом песке, сменяемые выше глинистыми песками с прослоями алевритов (4,0–1,5 м). Венчается разрез горизонта пачкой покровных бурых суглинков с погребенной почвой. Из слоя алеврита (инт. 2,0–3,5 м) выделен спорово-пыльцевой спектр, для которого характерно преобладание пыльцы мелколиственных пород: Betula platyphylla Sukacz. – 30, B. ermanii Cham. – 14,4, B. dahurica Pall. – 2, Betula sp. – 36,4, B. exilis Sukacz. – 0,34, Alnus – 1,0, Alnaster – 1,7. Отмечена пыльца Picea sect. Eupicea (11), Abies (0,7), Pinus n/p Haploxylon (1,7). Этот спорово-пыльцевой спектр по структуре, количественному соотношению и степени минерализации пыльцы весьма сходен с третьим комплексом из скв. 7. Некоторые различия в видовом составе холодолюбивых берез, видимо, объясняются местными особенностями ландшафтов (меньшая заболоченность на побережье). Присутствие в спорово-пыльцевом комплексе прибрежной зоны пыльцы темнохвойных, вероятно, обусловлено большим распространением темнохвойной тайги в южных районах Приморья по сравнению с северными.

К вяземскому горизонту отнесены осадки верхней части разреза III

НПТ (15–20 м) в долине р. Суходол у с. Новонежино, представленные пачкой темно-серых и желто-бурых глин и суглинков и перекрывающих горизонт с криотурбациями (Короткий, 1975_2).

Особенности спорово-пыльцевых спектров (инт. 1,7–4,2 м) позволяют отнести накопление этих осадков ко времени термического минимума среднего плейстоцена. Как и для спорово-пыльцевого спектра из осадков Уссури-Ханкайской впадины, для него характерно обилие пыльцы кустарниковых видов берез (Betula sp. – до 39,5, B. sect. Nanae – 31,5) и незначительное количество Alnaster (1,3) и Larix (1,7). В низах разреза, как в спорово-пыльцевом комплексе III НПТ руч. Болотный, наблюдается пыльца темнохвойных пород (Picea sect. Eupicea– до 12,5–18, P. sect. Omorica – до 10) и единичные зерна Pinus n/p Haploxylon и P. koraiensis Sieb. et Zucc. Для спектров осадков из верхней части террасы р. Суходол отмечено увеличение пыльцы темнохвойных (Picea sect. Eupicea – до 30–45), сосен (4,5–5) и древесных видов берез (Betula platyphylla Sukacz.– до 20, B. costata Trautv. – 1,3) и сокращение пыльцы кустарниковых видов берез (Betula sp. – 27, B. sect. Nanae – до 4,8). Как и в спорово-пыльцевых спектрах скв. 7, соответствующих потеплению климата в конце среднего плейстоцена, в этом комплексе появляется пыльца широколиственных пород (Quercus, Ulmus).

Для вяземского горизонта в разрезе III НПТ р. Суходол, в отличие от нижележащих отложений шмаковского горизонта, типичны покровные щебнистые суглинки, большая "скелетность" осадков и отсутствие криотурбаций, хорошо выраженных в отложениях основания террасы (Короткий, 1975_2).

Спорово-пыльцевой комплекс, сходный с комплексом из основания 15–20-метровой террасы р. Суходол и третьим комплексом из скв. 7, получен в верхней части разреза 10-метровой террасы р. Литовки в нижнем течении. Здесь из горизонта синевато-серых глин, по генезису пойменно-старичных, залегающих ниже подошвы покровного комплекса (желто- и красно-бурые щебнистые суглинки с прослоями погребенных агрегированных гумусированных алевритов), получен спорово-пыльцевой комплекс, отвечающий распространению березово-лиственничных лесов с островами темнохвойных пород.

Такое же закономерное расположение осадков вяземского горизонта в кровле среднечетвертичной террасы наблюдается и на самом юге Приморья, в бассейне р. Виноградной (см. рис. 25). Здесь верхняя часть разреза III НПТ сложена галечно-щебнистыми отложениями в глинистом песке (инт. 4–7 м), а в кровле разреза – глинистым песком с прослоями темно-серых алевритов и красно-бурых суглинков (0–4 м). Эта пачка с размывом залегает на осадках, отнесенных на основании результатов спорово-пыльцевого анализа к шмаковскому горизонту. Верхняя пачка отложений охарактеризована спорово-пыльцевыми спектрами, сходными со спектром из нижней части террасы р. Суходол: Picea sect. Eupicea (6,7–25,2), P. sect. Omorica (15,2–9,8), Abies (11,3), Larix (1,8), Betula manshurica (Rgl.) Nakai (25,1), B. dahurica Pall. (0,4), B. ermanii Cham. (0,5), B. sect. Nanae (2,9), Betula sp. (46), Alnus (3,7), Alnaster (1,3).

В горной части Приморья к вяземскому горизонту предположительно отнесены осадки пролювиального и покровного комплекса верхней части III НПТ (15–20 м) рек Киевки и Партизанской.

Спорово-пыльцевой комплекс отложений Уссури-Ханкайской впадины второго среднечетвертичного похолодания отличается почти полным отсутствием пыльцы Picea sect. Eupicea, P. sect. Omorica. Основную часть комплекса составляет пыльца мелколиственных пород – Betula (70–80), в том числе B. sect. Nanae (30–40), B. sp. (20–30), B. sect. Albae (10–20) (в основном за счет B. platyphylla Sukacz.).

В спорово-пыльцевом комплексе южных районов Приморья наблюдается некоторое увеличение количества пыльцы хвойных пород: Picea sect. Eupicea – 8–20, P. sect. Omorica – 2–10, Abies – 0,7–1,0, Pinus koraiensis Sieb. et Zucc. – 0,6–0,7. Однако преобладающей остается пыльца берез – Betula sect. Nanae – от 15 до 40, Betula sp. – 20–30, B. sect. Albae – 15–20. В спектрах прибрежных районов на севере Приморья (р. Опричника) из хвойных присутствует только пыльца Pinus pumila (Pall.) Rgl. – до 3,0–3,5, основную часть спектров составляет пыльца мелколиственных пород – Betula sect. Nanae – 27, Betula sp. – 28, B. sect. Albae – 3, Alnus – 12, Alnaster – 26 (см. рис. 27).

Таким образом, общим признаком, объединяющим спектры второго среднечетвертичного похолодания, является доминирование пыльцы мелколиственных пород при значительном участии B. sect. Nanae и Alnaster.

Верхнечетвертичные отложения

Отложения этого возраста в сравнении с осадками нижнего и среднего плейстоцена изучены для территории Приморья более детально. Они образуют аккумулятивный чехол шикловых I и II НПТ (высота 4–6 и 8–10 м) и, вероятно, большую часть (по объему) коллювиальных и пролювиальных отложений на участках воздымания Сихотэ-Алиня и Восточно-Маньчжурских гор. Разрезы террас и покровные отложения на склонах представлены преимущественно грубообломочными отложениями (щебни, валуны, гальки, песок). По сравнению с нижним и средним плейстоценом объем глинисто-алевритовых осадков, образующих пойменно-старичную пачку, значительно меньше. К верхнечетвертичным отложениям отнесены закрепленные курумы и каменные моря в зоне среднегорного рельефа (Короткий, 1976_1). Ледниковоморенные отложения на севере Сихотэ-Алиня, в верхнем поясе гор соответствуют, по нашему мнению, двум фазам позднечетвертичного похолодания (Варфоломеева, 1957; Ганешин, 1959; Соловьев, 1961; Худяков и др., 1972).

В прибрежной зоне верхнечетвертичные отложения представлены аллювиальными (валунники, галечники, пески, суглинки), прибрежно-морскими, лагунно-дельтовыми (пески, алевриты, торфяники и суглинки) и разнообразными склоновыми осадками.

В береговой зоне Приморья верхнечетвертичные отложения образуют два типа геологических разрезов (рис. 27). Первый тип разреза сопряжен с осадками переуглубленных долин, где аллювиальные и аллювиально-лагунные осадки образуют верхнюю часть континентального комплекса отложений. Осадки этого типа вскрыты в разнопорядковых долинах (реки Раздольная, Партизанская, Киевка, Козина), испытавших предчетвертичное (для крупнопорядковых водотоков) и предголоценовое (для долин более низкого порядка) эрозионное расчленение. Мощность осадков верхнего плейстоцена в переуглубленных долинах не установлена, так как они образуют единую пачку с более древними континентальными отложениями.

К верхнему плейстоцену отнесены вскрытые в кровле алевро-песчаные осадки с прослоями торфа, из которых получены типичные позднечетвертичные спорово-пыльцевые спектры. Если в крупнопорядковых долинах наблюдается последовательное (?) налегание верхнечетвертичных отложений на осадки среднего (?) плейстоцена, то в низкопорядковых долинах – приспоненное залегание разновозрастных осадков или погребение верхнеплейстоценовыми аллювиально-лагунными и аллювиальными отложениями более древних локальных террас.

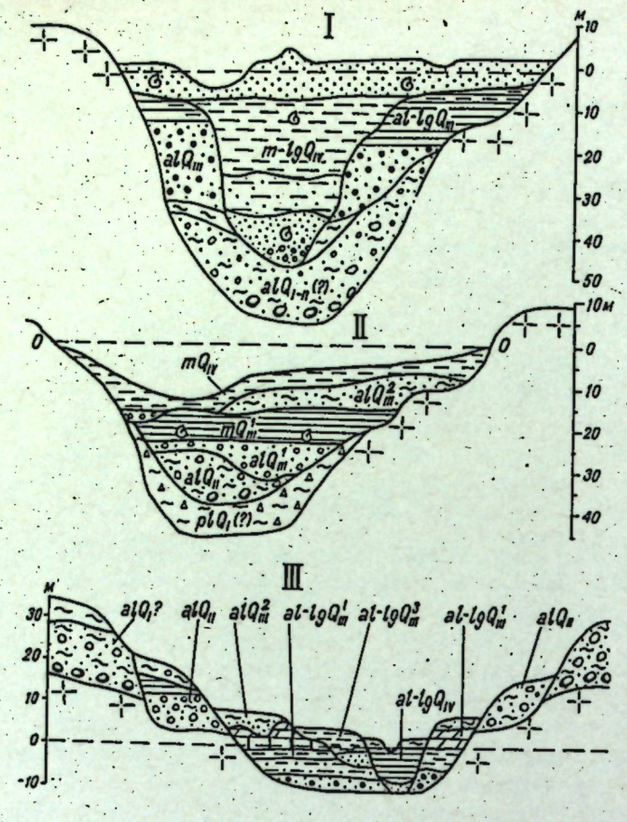


Рис. 27. Схема геологического строения разнопорядковых речных долин прибрежной зоны Приморья.

I – крупнопорядковая; II – низкопорядковая с пологим днищем; III – низкопорядковая долина на участках активной абразии. Усл. обозн. см. на рис. 2.

Второй тип верхнечетвертичного геологического разреза в прибрежной зоне связан с низкопорядковыми водосборами, в которых наблюдается формирование комплекса надпойменных локальных террас.

К верхнему плейстоцену из них отнесены I и II НПТ высотой 3–4 и 6–8 м, по строению чаще всего аккумулятивные. Для них характерен менее крупный обломочный материал, чем для нижне- и среднечетвертичной локальных террас. В разрезе террас вскрыты аллювиально-лагунные (в основании) и аллювиально-делювиальные (в кровле) отложения. Высота террас имеет максимальные значения вблизи современного берега и довольно быстро уменьшается вверх по долинам. Уже в среднем течении небольших рек и ручьев наблюдается слияние I и II НПТ в единую аккумулятивную поверхность, а непосредственно в водосборной воронке – с поверхностью современной аккумуляции.

В Уссури-Ханкайской депрессии накопление осадков в позднем плейстоцене происходило на фоне продолжающегося погружения впадины и связанной с этим крупной озерной трансгрессии, достигшей максимума к концу позднего плейстоцена (Короткий, Караулова, 1970). В краевых частях оз. Ханка и речных долинах, подтопленных озером, широкое распространение получили аллювиально-болотные и аллювиально-озерные отложения (черные вивианитовые глины с прослоями торфа). Общая мощность осадков верхнего плейстоцена в центральной части депрессии составляет 15–17 м, сокращаясь до 5–7 м в краевых частях впадины. Здесь, в балках, формируется толща овражно-балочного аллювия, а на склонах водоразделов – делювиальные накопления. По предположению Г.С.Ганешина (1957) и В.В.Соловьева (1961), основной объем бурых суглинков накопился в поздне-четвертичные эпохи похолоданий.

В крупнопорядковых долинах, дренирующих окраинные части Уссури-Ханкайской депрессии и являющихся транзитными для котловины оз. Ханка, к верхнему плейстоцену отнесена пачка песчано-галечных отложений с крупными линзами пойменно-старичных алевритов, суглинков и торфа. Торфонакопление происходило не только на конечной стадии выполнения стариц, но и в краевых частях долин.

Мощность пачки верхнечетвертичного аллювия (данные В.К.Сохина, Б.П.Поды) в долине р. Уссури на широте г. Лесозаводска (17–20 м) закономерно уменьшается (5–10 м) вверх по долине (верхнее течение р. Уссури).

В стратиграфическом отношении верхнечетвертичные отложения подразделены на 4 горизонта, 2 из которых (находкинский Q^1_{III} и черноручьинский Q^3_{III}) сопоставляются с рисс-вюрмским (казанцевским) межледниковьем и каргинским межстадиалом, а 2 других (лазовский Q^2_{III} и партизанский Q^4_{III}) – со стадиями вюрмского (зырянского) оледенения.

Находкинский горизонт (Q^1_{III}). Особенности спорово-пыльцевого комплекса горизонта изучены на примере разреза II НПТ (6–8 м) руч. Болотный на п-ове Трудный (т.н. 116, рис. 28) и скв. 7 в Уссури-Ханкайской депрессии (см. рис. 19). В разрезе II НПТ последовательно (снизу вверх) вскрыты 3 пачки отложений: 1) в основании террасы (инт. 5,1–8,0 м) – глинистый синевато-серый песок, выше – плотный темно-серый алеврит с линзами торфа; 2) в средней части (инт. 2–5, 1,0 м) – торфянистый алеврит и многослойная залежь торфа с пограничными горизонтами (внизу), землистый торф и торфянистый алеврит (вверху); 3) в верхней части (инт. 0–2 м) – крупнозернистый песок с прослоями желто-бурого алеврита, выше – песчанистый суглинок с хорошо выраженными криотурбациями и морозобойными трещинами.

К находкинскому горизонту отнесены первая и вторая пачки отложений. В спорово-пыльцевых спектрах первой пачки наблюдается обилие пыльцы широколиственных (Ulmus – 2–10, Juglans – до 21, Quercus – до 16), постоянно присутствует пыльца Tilia, Carpinus, Corylus, Oleaceae, Acer), из хвойных – Pinus koraiensis Sieb. et Zucc., P. aff. densiflora Sieb. et Zucc., P. aff. tabuliformis Coreiene. Преобладание в спектре пыльцы широколиственных пород и их видовое разнообразие, наличие пыльцы корейских и японских видов сосен указывают на то, что климатические условия начала позднего плейстоцена были теплее оптимума голоцена. Это находится в соответствии с данными по другим регионам Земли (Москвитин, 1972; Геологическое развитие..., 1968; Флинт, 1963; и др.).

В спорово-пыльцевых спектрах средней части террасы (инт. 4,2–5,1м), соответствующей второй (торфяной) пачке, резко сокращается количество пыльцы широколиственных (Juglans – до 2, Quercus – 3, Ulmus, Tilia – единично) и возрастает содержание пыльцы Pinus (50–60). Вероятно, климатические условия начала позднего плейстоцена, благоприятствующие произрастанию широколиственных лесов, изменились в сторону похолодания, что привело к сокращению площади этих лесов и широкому распространению в пределах зон низкогорья и среднегорья кедрово-широколиственных лесов.

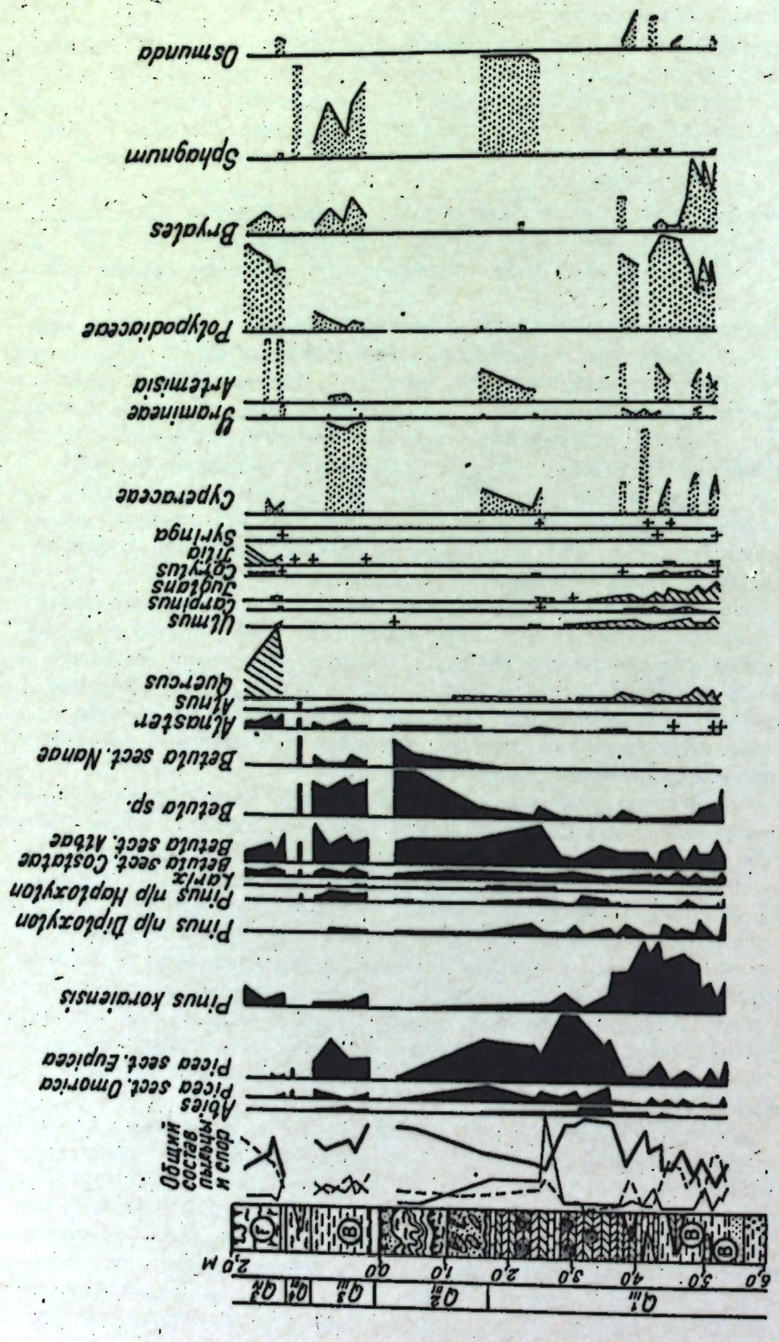


Рис. 28. Споро-пыльцевая диаграмма четвертичных отложений в долине руч. Болотный (зал. Восток, Японское море). Усл. обозн. см. на рис. 2.

В споро-пыльцевых спектрах второй и третьей пачек (с глубины 3,90 м) появляется пыльца Picea (P. sect. Eupicea – 40, P. sect. Omorica – 15) в сочетании со значительным количеством пыльцы Pinus koraiensis Sieb. et. Zucc. (15–34) и единично широколиственных пород (Quercus, Juglans, Ulmus).

Такой спектр соответствует широкому распространению лесов, сходных с современными северными кедровниками. Максимального содержания пыльца темнохвойных достигает в кровле торфяника. В этом интервале наблюдается сокращение доли пыльцы Pinus koraiensis Sieb. et Zucc. и почти полное исчезновение пыльцы широколиственных пород. Этот комплекс соответствует переходному этапу от первого климатического оптимума к первому климатическому минимуму позднего плейстоцена.

Третья пачка, залегающая с размывом на кровле торфяного горизонта, содержит комплекс, соответствующий этому минимуму. По генезису первая и вторая пачки относятся к континентальным (аллювиально-лагунные или аллювиально-болотные) осадкам, накопление которых происходило в устье реки, подтопленной морем. На их континентальное происхождение указывает постоянно присутствующий по всему разрезу вивианит, накопление которого происходит исключительно в пределах заболоченных пресноводных ландшафтов (Бушинский, 1952). В соответствии с этим находится и богатейший комплекс диатомей (93 вида из 22 родов): Melosira granulata (Ehr.) Rafls var. granulata, Eunotia praerupta Ehr. var. praerupta, E. praerupta var. bidens (W. Sm.) Grün., E. bigibba Kütz., E. monodon Ehr. var. monodon, Diploneis ovalis (Hilse) Gl., stauroneis phoenicenteron Ehr., Pinnularia divergens W. Sm., P. lata (Breb.) W. Sm., P. viridis (Nitzsch.) Ehr., P. streptoraphe Cl., P. cardinalis (Ehr.) W. Sm., Cymbella aspera (Ehr.) Cl., Rhopalodia gibberula var. vanheurckii O. Müll. и др.

В описанном комплексе преобладают пресноводные, среди которых отмечены как холодолюбивые, так и теплолюбивые виды (Stauroneis okamurae Skv., Actinella brasiliensis Grün. – реликты неогенового времени). На достаточно близкое положение береговой линии Японского моря указывают постоянно встречающиеся в нижней части разреза солоноватоводные виды (Navicula peregrina (Ehr.) Kütz., Rhopalodia gibberula var. vanheurskii O. Müll.) и др.

Верхнечетвертичные морские отложения предположительно выделялись в разрезах покальных террас прибрежной зоны, сопряженных с низкопорядковой речной сетью, частично разрушенной морской абразией (Власов, 1957; Ганешин, 1956; Соловьев, 1963; Ивашинников, 1971). К позднему плейстоцену относили также нижнюю часть лагунно-морского разреза, выполняющего переуглубленные речные долины прибрежной зоны Приморья (Соловьев, 1963; Берсенев и др., 1969; Худяков и др., 1972). Предполагаемые верхнечетвертичные отложения прибрежной зоны Японского моря описаны в коллективной монографии сотрудников Института океанологии (Ионин и др., 1971). В Амурском заливе позднеледниковые отложения вскрыты при бурении скважин на глубине моря около 18 м (инт. 44,0–53,7 м), где они ложатся на осадки дочетвертичного, возможно, палеогенового возраста (Васильев и др., 1973; Троицкая и др., 1978). Южнее о. Аскольд (гл. моря 85 м) отложения этого возраста вскрыты ударной трубкой в инт. 85,8–86,2 м (Троицкая, 1976).

Осадки лагунного облика (алевриты с ядрами плохо сохранившихся Lamellibranchiata) вскрываются в разрезе 6–8-метровой террасы в устье р. Зерпелешипод

ется среднеголоценовая лагунная терраса высотой 2–3 м над уровнем моря, что позволяет предположительно отнести эту пачку лагунных осадков к верхнему плейстоцену. Галечники, сходные по своим текстурно-литологическим признакам с прибрежно-морскими отложениями, описаны нами на севере Приморья в разрезе 6–8-метровой террасы близ оз. Духовского и в устье р. Самарги. В последнем случае накопление гравия и галечников, исключительно однообразных по своему вещественному составу и отличающихся почти идеальной окатанностью, отнесено по результатам спорово-пыльцевого анализа к одной из теплых фаз позднего плейстоцена и к находкинскому горизонту на том основании, что они по своему геоморфологическому положению соответствуют уровню Мирового океана в начале позднего плейстоцена (Карей, 1968; Milliman, Emery, 1968).

Таким образом, осадки находкинского горизонта в прибрежной зоне Приморья представлены как континентальными (аллювиальными), так и прибрежно-морскими (аллювиально-лагунными и лагунно-морскими) отложениями. Мощность осадков находкинского горизонта от 5–8 м (разрезы локальных террас) до 15–20 м (разрезы переуглубленных долин).

В Уссури-Ханкайской депрессии осадки находкинского горизонта вскрываются как в центральной части впадины, так и по ее периферии. Мощность осадков этого возраста сокращена по сравнению с нижним и средним плейстоценом: в скв. 3-ю она составляет 2,4 м (гл. 17,0–14,6 м), а в скв.7 – 2,8 м (гл. 14,30–17,10 м). Глубины залегания подошвы и кровли горизонта в целом выдержаны по периметру оз. Ханка. Для осадков находкинского горизонта, вскрытых в устьях рек Мельгуновки, Спасовки, Илистой (скв. 2-ю, 3-ю, 4), характерна грубообломочность в большей степени, чем для северной части котловины оз. Ханка (скв. 45 и 7). Так, в скв. 3-ю вскрыта пачка мелкозернистых песков с прослоями алевритов, в устье р. Спасовки – среднезернистые пески с прослоями алевритов и линзами суглинков. В пределах Уссури-Сунгачского водораздела встречены темно-серые вивианитовые глины. Пачка этих отложений в скв. 7 охарактеризована спорово-пыльцевыми спектрами, в которых пыльца широколиственных представлена достаточно разнообразно (Juglans – 5, Tilia – 1,3, Quercus – 5,0, Ulmus – 7,5), но в целом не превышает 20%. Среди хвойных преобладает пыльца Pinus koraiensis Sieb. et. Zucc. (23,7) и P. n/p Diploxylon (17,2), в меньшем количестве отмечена пыльца темнохвойных пород (Abies – до 7, Picea sect. Eupicea – до 7,4, P. sect. Omorica – до 3,0). Кроме того, в спорово-пыльцевом комплексе постоянно присутствует Tsuga (8%). Мелколиственные породы представлены пыльцой Alnus и Betula (B. manshurica (Rgl.) Nakai – 14,36, B. dahurica Pall. – 3,0–6,9, B. costata Trautv. – 2,5–3,6%, Betula sp. – единичные зерна). Из травянистых наблюдается пыльца Gramineae (свыше 50) и Artemisia (18), а из споровых – Polypodiaceae (73) и Bryales (26). Более "холодные" спорово-пыльцевые спектры, сопоставимые со вторым комплексом из разреза террасы руч. Болотный, получены из осадков, вскрытых скв. 3-ю (гл. 17,7–14,6 м): господствует пыльца хвойных пород (Picea sp. – 17–37, Pinus koraiensis Sieb. et Zucc. – 18, P. n/p Haploxylon – 6, Abies sp. – 2,9). Спорово-пыльцевые спектры осадков из скв. 3-ю и 7 сближает присутствие пыльцы Tsuga sp. Среди мелколиственных преобладает Betula manshurica (Rgl.) Nakai (29–30), B. dahurica Pall. (2–7), B. costata Trautv. (3–7), Alnus (4–11). В меньшем количестве, чем в скв. 7, отмечена пыльца широколиственных, родовой набор которых и здесь достаточно разнообразен (Ulmus, Quercus, Tilia, Juglans, Carpinus, Corylus).

Вверх по разрезу находкинского горизонта в Уссури-Ханкайской впадине, как и в прибрежной зоне, отмечается увеличение количества пыльцы Picea (до 30–40) и сокращение до полного исчезновения пыльцы широколиственных пород (см. рис. 20, 29).

Изучение осадков, сопоставляемых с рисс-вюрмским межледниковьем, позволяет сделать вывод, что находкинский горизонт в котловине оз. Ханка представлен отложениями в основном верхней части, которая соответствует конечной фазе первого позднечетвертичного потепления климата. Осадки, соответствующие этому климатическому оптимуму, по периметру оз. Ханка отсутствуют. Такое соотношение осадков объясняется, как и для голоцена, частичной регрессией оз. Ханка в теплые фазы плейстоцена (Короткий, Караулова, 1970).

В горной части Приморья палинологически обоснованные осадки находкинского горизонта образуют нижнюю часть разреза аккумулятивной террасы 8–10 м высотой, реже цокольной, описанной в бассейнах рек Киевки, Партизанской и других, где вскрыт преимущественно инстративный аллювий, который классифицируется как аллювий меандрирующих водотоков (Короткий, 1970). Это, вероятно, связано с проявлением послесреднечетвертичного эрозионного вреза, приведшего к формированию уступа террасы (15–20 м). Последующая плейстоценовая история крупных речных долин этого района связана с эпохами накопления аллювия (разрезы террас высотой 4–6 и 8–10 м) и формированием уступов между террасами.

Обычно осадки находкинского горизонта в разрезе $\overline{II}$ НПТ, высотой 8–10 м, имеют мощность от 2,5 до 4 м (в пределах нормальной, в понимании Е.В.Шанцера, 1951) и представлены сильноожелезненными валунно-галечными русловыми отложениями с линзами плотных сцементированных окислами Fe и Mn крупнозернистых песков и прослоями пойменно-старичного аллювия (т.н. 647; рис. 29). Эти осадки, как правило, соответствуют порядку магистральной долины. По простиранию долины наблюдается прислоненное залегание крупных пачек пойменно-старичного и руслового аллювия, сверху перекрытого аллювием констративного облика. Возраст нижней, инстративной, пачки аллювия в разрезе $\overline{II}$ НПТ установлен на основании спорово-пыльцевых спектров (рис. 30), сходных со спектрами из осадков второй цокольной террасы руч. Болотный. Ядро спорово-пыльцевого комплекса составляет пыльца широколиственных пород (Quercus – 42, Ulmus – до 6,5, Juglans – до 9, Tilia – до 1,3, Phellodendron – до 3,3, Carpinus – 3,3, Syringa – 0,45, Acer – 2,6) в сочетании с мелколиственными (Betula manshurica – до 15,4, B. dahurica – 0,77, B. costata – 10,2). Из хвойных преобладает пыльца Pinus koraiensis (до 22), пыльца остальных хвойных единична. В старичном аллювии, по заключению В.И.Стародубцева, в изобилии отмечены обломки древесины

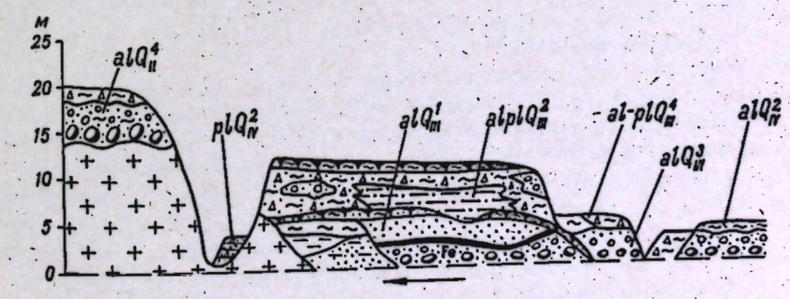


Рис. 29. Геологический разрез долины р. Киевки (правый борт ниже слияния с р. Лазовкой). Усл. обозн. см. на рис. 2.

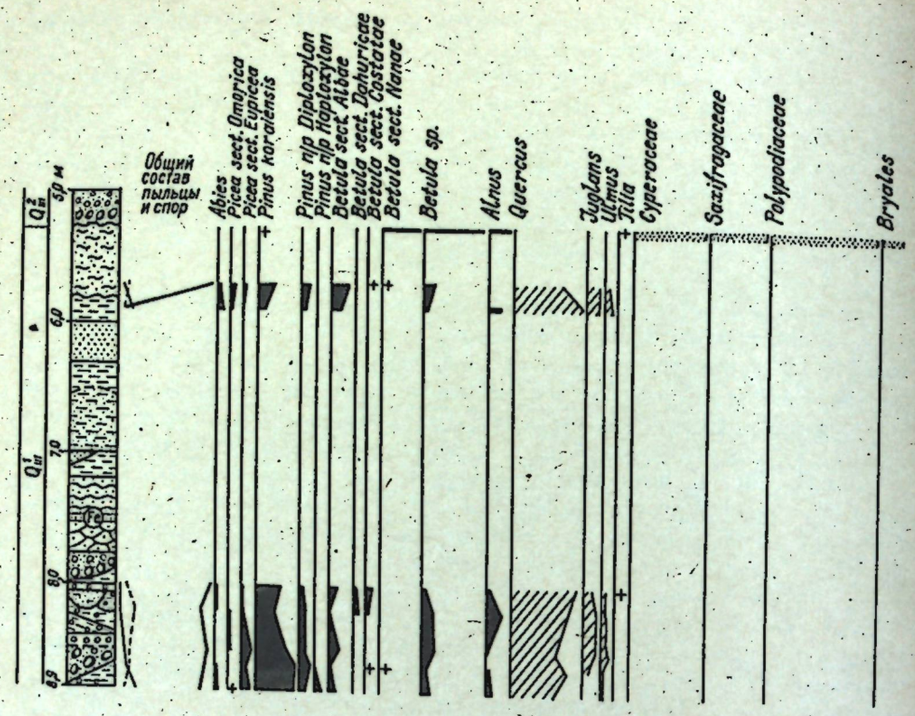


Рис. 30. Спорово-пыльцевая диаграмма четвертичных отложений 10-метровой террасы р. Киевки (среднее течение). Усл. обозн. см. на рис. 2.

Quercus, Fraxinus, Phellodendron, а также плоды Juglans и Trapa. Аналогичные спорово-пыльцевые спектры получены из разреза $\overline{\text{II}}$ НПТ (высота 6–8 м) в бассейнах рек Черной и Милоградовки.

В целом спорово-пыльцевые спектры находкинского горизонта отражают более термофильную растительность, чем современная флора юга Приморья. Однако по сравнению со среднеплейстоценовыми комплексами отмечается обеднение за счет почти полного выпадения из спектров пыльцы реликтов тургайской флоры (исключая пыльцу Tsuga, Fagus и палеотипных видов Pinus).

Помимо биостратиграфических данных о позднечетвертичном возрасте находкинского горизонта свидетельствуют следующие косвенные факты.

1. Осадки находкинского горизонта в Уссури-Ханкайской депрессии залегают на среднеплейстоценовых отложениях, а в горах прислонены к уступу $\overline{\text{III}}$ НПТ высотой 15–20 м.

2. В пределах депрессионных зон и в разрезе $\overline{\text{II}}$ НПТ (8–10 м) осадки этого возраста перекрыты отложениями, для которых типичны спорово-пыльцевые комплексы, отражающие холодные условия.

Некоторые различия спорово-пыльцевых комплексов находкинского горизонта в прибрежной зоне и Уссури-Ханкайской впадине объясняются как большей термофильностью флоры юга Приморья, так и неполнотой геологического разреза в котловине оз. Ханка, связанной с регрессией водоема и сокращением интенсивности осадконакопления в теплые фазы позднего плейстоцена. В прибрежной зоне более интенсивное осадконакопление связано с трансгрессией Японского моря и подтоплением речных долин.

Лазовский горизонт (Q^2_{III}) объединяет осадки, соответствующие первому термическому минимуму позднего плейстоцена, которые сопоставляются с ярусом Мусасино Японии (Геологическое развитие . . . , 1968), зырянским горизонтом Восточной Сибири (Равский и др., 1964), ермаковскими (нижнезыряновскими) слоями Западной Сибири (Архипов, 1971). Накопление осадков этого горизонта в прибрежной зоне происходило на фоне регрессии Японского моря, приведшей к расчленению рисс-вюрмской аккумулятивной равнины. Этим объясняется локальное распространение и малая мощность осадков лазовского горизонта в кровле 6–8-метровой террасы руч. Болотный (см. рис. 28).

К осадкам первого термического минимума позднего плейстоцена отнесена пачка песков и суглинков (мощность 2–3 м) с хорошо выраженными следами криогенных явлений (морозобойные трещины, нарушения слоистости осадков, инволюции погребенных почв). По сравнению с основанием разреза второй локальной террасы руч. Болотный наблюдается погрубление осадков и появление покровных суглинков (см. рис. 14). В спорово-пыльцевых спектрах из этой части разреза преобладает пыльца мелколиственных пород – Betula manshurica (Rgl.) Nakai (13–22), B. ermanii Cham. (0,72), B. dahurica Pall. (3–8), Betula sp. (43–47), B. exilis Sukacz. (2,5–4), B. middendorffii Trautv. et Mey. (4–7,2), B. sect. Nanae (6,7). В небольшом количестве встречена пыльца Picea sect. Eupicea (2,4–8,3), P. sect. Omorica (1,43–4,0). Пыльца широколиственных практически отсутствует. Пыльцы трав в спектрах мало (5–7%), а среди спор доминируют Polypodiaceae. Пыльца лиственницы в спектрах не обнаружена, но непосредственно в основании разреза террасы руч. Болотный в изобилии встречена древесина Larix (заключение В.Н.Бацамыгиной). Это позволяет говорить о существовании на побережье Юго-Восточного Приморья березово-лиственничных лесов.

Еще более "холодные" спорово-пыльцевые спектры соответствуют верхней части разреза 10-метровой локальной террасы в долине р. Мокрой пади (бухта Неприметная). Здесь содержание пыльцы кустарниковых берез и ольховника в комплексе составляет около 80% (т.н. 672).

На юге Приморья к лазовскому горизонту отнесены отложения $\overline{\text{II}}$ НПТ (6–8 м) в нижнем течении р. Виноградной. Здесь последовательно (сверху вниз) вскрыты суглинки и глины, в средней части разреза глинистые галечники, а в основании – торф с прослоями глин и алевритов. Нижняя часть разреза (инт. 5,0–7,5 м) охарактеризована спорово-пыльцевыми спектрами, сходными со спектрами из кровли находкинского горизонта (терраса руч. Болотный). Выше по разрезу уменьшается содержание пыльцы темнохвойных (Picea sect. Eupicea – до 8–10, P. sect. Omorica – до 2,0, Abies – до 2), исчезает пыльца широколиственных пород и резко возрастает доля пыльцы Betula sect. Nanae (до 55) и Betula sp. (до 30). Абсолютный возраст этой части разреза около 44 тыс. лет (Голубева, 1972). Ниже пласта торфа, в слое алевритов, найдены единичные экземпляры Jadammina macrences и остатки раковин – представителей сем. Hydrobiidae, указывающие на то, что вмещающие их осадки формировались в эстуарно-лагунных условиях. Условия образования морских отложений в разрезе $\overline{\text{II}}$ НПТ р. Виноградной (абс. выс. около 6–8 м) не ясны.

В переуглубленных долинах прибрежной зоны осадки лазовского горизонта пока установлены только в разрезе зал. Восток. Здесь под морскими голоценовыми отложениями скважинами на глубине 17–20 м ниже уровня моря вскрыта пачка желто-бурых и синевато-серых глин с прослоями торфа. Спорово-пыльцевой спектр от подошвы к кровле фиксирует усилившееся похолодание. Непосредственно в кровле отмечается исчезновение пыльцы широколиственных пород, сокращение темнохвойных (в основном Picea sect. Eupicea) и преобладание пыльцы берез (Betula manshurica – 38, B. dahurica – 14, Betula sp. – 21, B. sect. Nanae – 1,7), ольховника (2%), лиственницы (4%). Этот комплекс весьма схож со спорово-

пыльцевым спектром из кровли второй пачки отложений в разрезе второй локальной террасы руч. Болотный, отнесенного нами к лазовскому горизонту. Основанием для этого также служит C^{14}-дата, полученная для пласта торфа из скв. 557 (свыше 50 000 лет, СОАН-279).

В Уссури-Ханкайской депрессии осадки лазовского горизонта вскрыты повсеместно по периферии оз. Ханка в интервале 14 - 12 м. В скв. 3-ю они представлены в подошве светло-серыми тонкогоризонтально - слоистыми алевритами, насыщенными рассеянным детритом, в кровле - серыми песчанистыми глинами с гнездами тонкозернистого песка. Малые мощности горизонтов (до 2 м) объясняются условиями осадконакопления в крупном озерном водоеме с бурным гидродинамическим режимом, когда большая часть поступившего в озеро взвешенного материала удаляется из него в бассейн р. Уссури (Короткий и др., 1975). Спорово-пыльцевые спектры этих отложений, в сравнении с комплексом интервала 17-14 м, отличаются сокращением доли пыльцы хвойных (Picea sect. Omorica - 1-7, Larix- 0,7-0,8) и исчезновением пыльцы Tsuga с одновременным увеличением доли пыльцы мелколиственных пород (до 80%). Во всех пробах присутствует пыльца кустарниковых берез (Betula exilis Sukacz. и B. middendorffii Trautv. et Mey - 3-9 и Pinus pumila (Pall.) Rgl. - 6-8).

В северной части Уссури-Ханкайской впадины, где верхняя часть плейстоценового разреза достаточно хорошо разбурена, осадки лазовского горизонта вскрыты в интервале 10 - 14 м (см. рис. 11). Представлены они темно-зелеными и темно-серыми вивианитовыми глинами, а вблизи долины р.Уссури содержат примесь песка.

В долине р. Уссури вскрыты песчано-суглинистые осадки с прослоями гравия и мелкой гальки (мощность до 5-7 м). Спорово-пыльцевые спектры в подошве и кровле горизонта (см. рис. 20) содержат в незначительном количестве пыльцу широколиственных пород (Quercus, Ulmus, Tilia) при значительном участии пыльцы Betula costata Trautv. (до 16). Присутствие в спектрах подошвы и кровли пыльцы кустарниковых берез и ольховника, вероятно, связано с заболачиванием территории и возможным максимумом озерной трансгрессии.

В спорово-пыльцевых спектрах, соответствующих первому термическому минимуму позднего плейстоцена, преобладает пыльца мелколиственных пород (Betula manshurica (Rgl.) Nakai - 14,8-49, B. costata Trautv. - 10,6, B. exilis Sukacz. - 1,3-30,4, B. middendorffii Trautv. et Mey - 25,6, Betula sp. - 20,8-25, Alnus - 1,3-6,2, Alnaster - 0,45) с примесью пыльцы хвойных (Abies - 1,7, Picea sect. Eupicea - до 6,7, P. sect. Omorica - 5,9, Larix - 1,2, единичные зерна Pinus). Из травянистых растений значительно содержание пыльцы Cyperaceae (до 52) и Gramineae (25-50). По сравнению со спектрами находкинского горизонта в данном случае наблюдается сокращение доли пыльцы Artemisia с 24,6 до 10-12%. Из спор преобладают Polypodiaceae (до 50) и Sphagnum (30-70). В краевых частях Уссури-Ханкайской депрессии к лазовскому горизонту отнесены отложения нижней части разреза овражно-балочного аллювия и 6-8-метровой локальной террасы. К этому возрастному интервалу относятся крупные пачки старичного аллювия в долине р. Арсеньевки, имеющие спорово-пыльцевые спектры с обилием пыльцы Betula sp,, B. sect. Nanae, Alnaster.

В горной части Приморья осадки лазовского горизонта вскрыты в верхней части разреза $\overline{\text{II}}$ НПТ (8-10 м) р. Киевки (с. Лазо). Осадки лазовского горизонта здесь перекрывают инстративный аллювий находкинского горизонта, а к 10-метровой террасе прислонена терраса (4-6 м), накопление осадков которой происходило во время второй теплой климатической фазы позднего плейстоцена и в позднеледниковье (см. рис. 29 и 30).

Верхняя часть разреза 10-метровой террасы у с. Лазо сложена в подошве пачкой старичного аллювия (синевато-серые пески с прослоями алевритов), на которые с небольшим размывом ложатся пролювиальные осадки с крупными линзами хорошо отсортированного крупнозернистого песка с мелкой галькой и валунами, сходными по своей структуре с современным русловым аллювием р. Киевки. Это позволяет рассматривать верхи разреза этой террасы не как конус выноса, наложенный на поверхность террасы магистральной реки, а как аккумулятивное тело единого ритма осадконакопления.

Мощность осадков лазовского горизонта в разрезе данной террасы составляет 6-8 м. Возраст пачки установлен по спорово-пыльцевому комплексу (см. рис. 31), для которого характерно обилие пыльцы Betula sect. Nanae (7-30), Betula sp. (5-50), Alnaster (40), Alnus (18-45). В верхней части разреза наблюдается пыльца Pinus pumila (Rgl.) Pall. (1-2).

Сходные спорово-пыльцевые спектры получены из осадков кровли разреза $\overline{\text{II}}$ НПТ (8-10 м) в верхнем течении р. Киевки (т.н. 128, ур. Батюково) и ниже - в устье р. Звездочки (т.н. 984).

В верхнем течении р. Милоградовки отложения лазовского горизонта образуют нижнюю часть разреза $\overline{\text{III}}$ НПТ (10 м) (т.н. 220). Для спорово-пыльцевых спектров помимо пыльцы мелколиственных пород (в том числе Betula sect. Nanae - 10-15, Alnaster - 3-5) характерно обилие пыльцы Pinus pumila (Rgl.) Pall. (30-40) и небольшое количество Picea sect. Eupicea (1-5), P. sect. Omorica (2-4).

В верхнем течении рек западного склона отложения лазовского горизонта образуют нижнюю и среднюю части разреза $\overline{\text{II}}$ НПТ (высотой 6-8 м, т. н. 470). В бассейне р. Красной (т.н. 470) из разреза такой террасы, сложенной валунно-галечными русловыми отложениями с линзами старичного аллювия, выделены спорово-пыльцевые спектры, в которых количество пыльцы Betula manshurica (Rgl.) Nakai достигает 9,2, B. ermanii Cham. - 0,4, B. middendorffii Trautv. et May - 13,1, Betula sp. - 26, B. exilis Sukacz. - 13,4, B. ovalifolia Rupr. - 3,8. Из хвойных в спектре присутствует пыльца Picea sect. Eupicea (15,6), P. sect. Omorica (6,0), Pinus n/p Haploxylon (9,6), P. koraiensis Sieb. et Zucc. и единичные зерна Quercus. Не исключено, что в данном случае охарактеризована начальная стадия осадконакопления в эпоху первого позднечетвертичного похолодания. Однако во всех известных спорово-пыльцевых комплексах западного склона Сихотэ-Алиня и приводораздельной части восточного наблюдается присутствие пыльцы темнохвойных пород и Pinus (в основном Pinus pumila (Rgl.) Pall.)

Таким образом, различия в структуре "холодных" спорово-пыльцевых комплексов, типичных для осадков лазовского горизонта, по-видимому, определяются вертикальной поясностью растительности и охлаждающим влиянием Японского моря. В прибрежной зоне Приморья в это время, видимо, существовали ландшафты лесотундр, а лесные ассоциации имели большее развитие во внутренних районах Сихотэ-Алиня и особенно на западном склоне.

Черноручьинский горизонт (Q^3_{III}) включает осадки, накопившиеся во время каргинского межледниковья, разделяющего две фазы позднеплейстоценового оледенения. Условия осадконакопления в прибрежной зоне, как и во время рисс-вюрмского межледниковья, определялись помимо общей тектонической ситуации, повышением уровня Японского моря и трансгрессивной аккумуляцией как в переуглубленных долинах, так и в низкопорядковых системах. В первую фазу позднеплейстоценового оледенения в малых долинах возникли эрозионные врезы глубиной до 6-8 м и более, в крупнопорядковых долинах около 30-40 м (р. Киевка). Выполнение этих врезов осадками в низкопорядковых долинах привело к образованию нижней части разреза

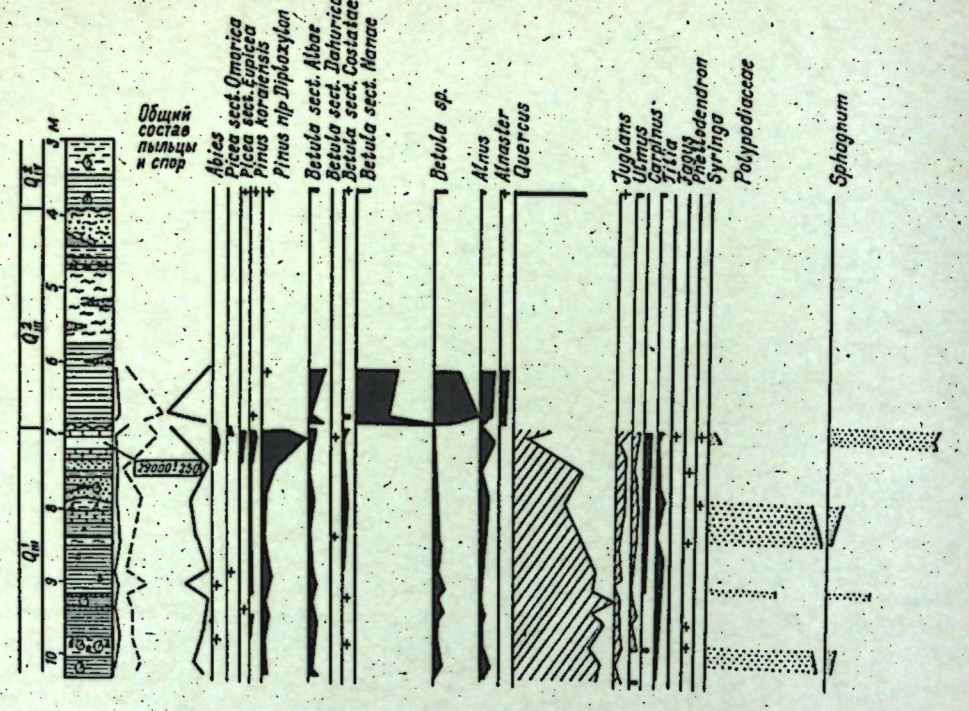


Рис. 31. Спорово-пыльцевая диаграмма четвертичных отложений в бухте Золотой Рог (Японское море). Усл. обозн. см. на рис. 2.

$\overline{1}$ НПТ (3-4 м), в крупных долинах - погребенной террасы на отметках 15-20 м (реки Раздольная, Киевка).

В Уссури-Ханкайской депрессии продолжалось устойчивое осадконакопление в центральной части и резкое ослабление процессов аккумуляции в низкопорядковых долинах окраин депрессии.

В горной части Приморья лишь начальная фаза каргинского межледниковья характеризовалась интенсивной аккумуляцией, приведшей к образованию нижней части разреза $\overline{II}$ НПТ (высота 8-10 м) в верхнем и $\overline{1}$ НПТ (5-6 м) в среднем течении магистральных рек. Мощность отложений черноручьинского горизонта в крупных долинах не превышает 3-4 м и находится в пределах нормальной.

При детальном разбуривании мелководного шельфа в бухте Золотой Рог (скв. 1005) удалось выявить пачку аллювиально-лагунных и морских отложений, мощность которой, по данным И.Г.Шахгельдяна (1975), составляет 7-30 м. Вскрытые здесь аллювиально-лагунные осадки залегают в инт. 14-21 (рис. 31). Представлены они в низах разреза плотными серыми и темно-серыми глинами с линзами тонкозернистого песка. В основании этой пачки встречен прослой ракушняка (мощность до 0,5 м), который сложен, по заключению Г.А.Евсеева, обломками Ostrea. Выше горизонта ракушняка наблюдается появление тонких прослоев торфянистого алеврита, насыщенного обрывками водорослей, которые в кровле лагунной пачки осадков образуют прослой торфа мощностью до метра.

На 2 м ниже торфа (скв. 1005) в прослое алеврита (абс. отм. от -16,6 до -17,0) встречен комплекс фораминифер, состоящий из 14 видов, в котором преобладают представители рода Elphidium (6 видов, количество особей составляет 75% комплекса). Среди них присутствуют относительно тепловодные формы (Elphidium kusiroense - 36, E. eligoense - 22). Виды E. aff. margaritaceum, E. advenum depressulum, E. subincertum, Valvulineria osakaensis, Fissurina sp., Glabratella ozawai, как и два первых, более характерны для современного шельфа Японских островов (Asano, 1956, 1958, 1960; Chiji, 1961, 1963; Ujiie, 1963), чем для современного западного шельфа (Шедрина, 1952; Троицкая, 1970, 1972, 1973б, 1974). По термической характеристике комплекс близок к хорошо изученным голоценовым позднебореальным или раннеатлантическим (Троицкая, 1974, 1975), но присутствие трех последних видов и малое количество таких мелководных видов (12%), как Ammonia beccarii, Rosalina globularis, R. clara, дает основание предполагать, что формирование осадков шло на несколько больших глубинах, чем в раннем голоцене. Это, видимо, происходило в зоне внутреннего шельфа при нормальной солености вод. Раковины мелководных видов могли быть снесены сюда с соседних участков теплого мелководья.

Из этой пачки отложений в бухте Золотой Рог получены спорово-пыльцевые спектры (см. рис. 31), сходные с комплексом отложений первой пачки второй локальной террасы руч. Болотный. В спектре из слоя с морской фауной преобладает пыльца широколиственных пород (Quercus - 36-40, Juglans - 0,5-30, Carpinus - 0,5-1,5, Tilia - 0,5-3,0, единичные зерна Fagus, Phellodendron, Syringa) в сочетании с пыльцой мелколиственных (Betula sect. Albae - 4, B. sect. Costatae - до 1,5, Alnus - до 4) и сосен (Pinus n/p Diploxylon - 4-20, P. koraiensis Sieb. et Zucc. - 1-6). Пыльца темнохвойных пород встречается в единичных случаях в морских отложениях и в слое торфа, абсолютный возраст которого 29000±250 (МГУ-325). Соответственно вверх по разрезу наблюдается уменьшение пыльцы широколиственных (особенно Quercus), увеличение пыльцы Pinus n/p Diploxylon. По обилию пыльцы Quercus эти спектры сходны со спорово-пыльцевым комплексом оптимума голоцена. В отличие от голоценового комплекса, в спорово-пыльцевых спектрах из верхнеплейстоценовых морских отложений отмечается большое содержание пыльцы Pinus n/p Diploxylon, представленного P. funebris Kom., P. aff. densiflora Sieb. et Zucc., P. aff. tabuliformis Carriene. Такой состав комплекса позволяет предполагать, что климатические условия рисс-вюрмского межледниковья на юге Приморья были благоприятны для произрастания видов, входящих в состав растительности северной части Корейского полуострова и Японии.

Морские отложения перекрыты континентальными аллювиально-пролювиальными щебнистыми суглинками с прослоями алевритов и ожелезненных песков (мощность 4-10 м), в спорово-пыльцевых спектрах которых преобладает пыльца мелколиственных пород (Betula sect. Albae - до 8, B. sect. Nanae - до 34, Betula sp. - до 18, Alnaster - 6). Эти спектры по составу сходны с комплексом из третьей пачки отложений руч. Болотный.

Континентальные отложения в разрезе бухты Золотой Рог залегают с размывом на верхнечетвертичных морских отложениях, на что указывают как литологические различия осадков, так и резкая разнородность спорово-пыльцевых комплексов из пачек морских и вышележащих отложений. Выше континентальных залегают морские голоценовые отложения, возраст которых, по данным спорово-пыльцевого анализа, устанавливается как суббореальный ($Q^2_{\overline{IV}}$).

Таким образом, результаты комплексного изучения морского разреза скв. 1005 позволяют однозначно утверждать, что климатические условия этого времени были теплее современных и могут быть сравнимы с климатом малохетского потепления Сибири (Кинд, 1974). В пользу каргинского возраста нижней пачки морских отложений в бухте Золотой Рог свидетельствует C^{14}-дата (29000±250 - МГУ-325), полученная из осадков лагунного торфяника, кроющего морские отложения с Ostrea.

Однако существуют некоторые противоречия в определении положения уровня моря во время накопления осадков, вскрытых скв. 1005. Столб воды в момент формирования пласта ракушняка составлял около 20-40 м, т. е. был на 10-20 м выше современного (заключение Т.С.Троицкой, Н.С.Блюм, С.П.Плетнева). Известно, что положение уровня Мирового океана для каргинского времени определяется от -40м (Мернер, 1974) до -10-12 м (Curray, 1961; Milliman, Emery, 1968; Shepard, 1963). В силу сходства спорово-пыльцевых спектров оптимальных фаз позднеплейстоценовых потеплений, мы не можем уверенно интерпретировать спорово-пыльцевой спектр скв. 1005 как только каргинский. К тому же не исключено, что C^{14}-дата является запредельной, если допустить 3% современного загрязнения нерадиоактивных образцов (Мернер, 1974). При более детальной разработке климатостратиграфии позднего плейстоцена не исключена переоценка возраста нижней пачки морских осадков в бухте Золотой Рог.

Спорово-пыльцевой комплекс, аналогичный комплексу скв. 1005, получен из осадков скв. 2, пробуренной в Амурском заливе (Троицкая и др., 1978). Морские отложения, представленные пелитовым илом, вскрыты на глубине 47,3-49,3 м, подстилаются и перекрываются речными песками (рис. 32, г). На морской генезис этого прослоя указывает находка единичных фораминифер из рода Cibicides и солоноватоводных текамеб. Плохая сохранность микрофауны, ее многочисленность и присутствие (гл. 48,0-54,0 м) пресноводных диатомей Melosira praedistans, M. antiqua, M. scabrosa, M. areolata позволяют предполагать, что содержащие микрофауну слои этой части разреза накопились в эстуарии палео-Раздольной. Спорово-пыльцевой комплекс из этого прослоя, по сравнению с комплексом подстилающих слоев, отражает существенное потепление: сумма широколиственных возрастает до 52%, а кустарниковых берез сокращается до 5%, спектр соответствует фазе дубово-березовых лесов с примесью вяза. Этот пласт морских отложений отнесен к аллерёду (Троицкая и др., 1978). Детальное последующее изучение данного спорово-пыльцевого комплекса выявило его значительное различие со спектром аллерёда для территории Южного Приморья (Короткий и др., 1972). Наличие же общих черт со спорово-пыльцевым спектром скв. 1005 позволило отнести морские отложения скв. 2 (гл. 47,3-49,3 м) к черноручьинскому горизонту.

В переуглубленных долинах осадки (алевриты), соответствующие климатическому оптимуму черноручьинского времени, выделены в устье р. Киевки (см. рис. 33). Здесь в интервале 45-46 м обнаружены спорово-пыльцевые спектры, которые отличаются обилием пыльцы широколиственных пород (Ulmus - 20-30, Quercus - 5-10, единичные зерна Tilia, Syringa, Phellodendron). Перекрыты эти осадки аллювиальными галечниками, содержащими спорово-пыльцевые спектры преимущественно из пыльцы ольховника и кустарниковых берез, которые сходны со спектрами скв. 1005 (гл. 6-7 м) (см. рис. 31).

В прибрежной зоне осадки черноручьинского горизонта, сопоставляемые с каргинскими отложениями Сибири (Архипов, 1971; Кинд, 1974), наиболее детально изучены в долине руч. Овражный (бухта Неприметная) и в нижнем течении р. Черной (у с. Черноручье). В долине руч. Овражный отложения этого горизонта вскрыты в нижней части локальной террасы (6м), возникшей в результате разрушения Японским морем крупной водосборной воронки. В основании разреза вскрыта пачка грубозернистых глинистых песков со слабоокатанной галькой, переходящих выше по разрезу в зеленовато-серые алевриты с крупными линзами торфа, общей мощностью 4 м (т.н. 872; рис. 33). Спорово-пыльцевые спектры из подошвы террасы, содержащие в изобилии пыльцу термофильных широколиственных пород, соответствуют климату, более теплому, чем современный. Время накопления этой части разреза может быть сопоставлено с малохетским потеплением

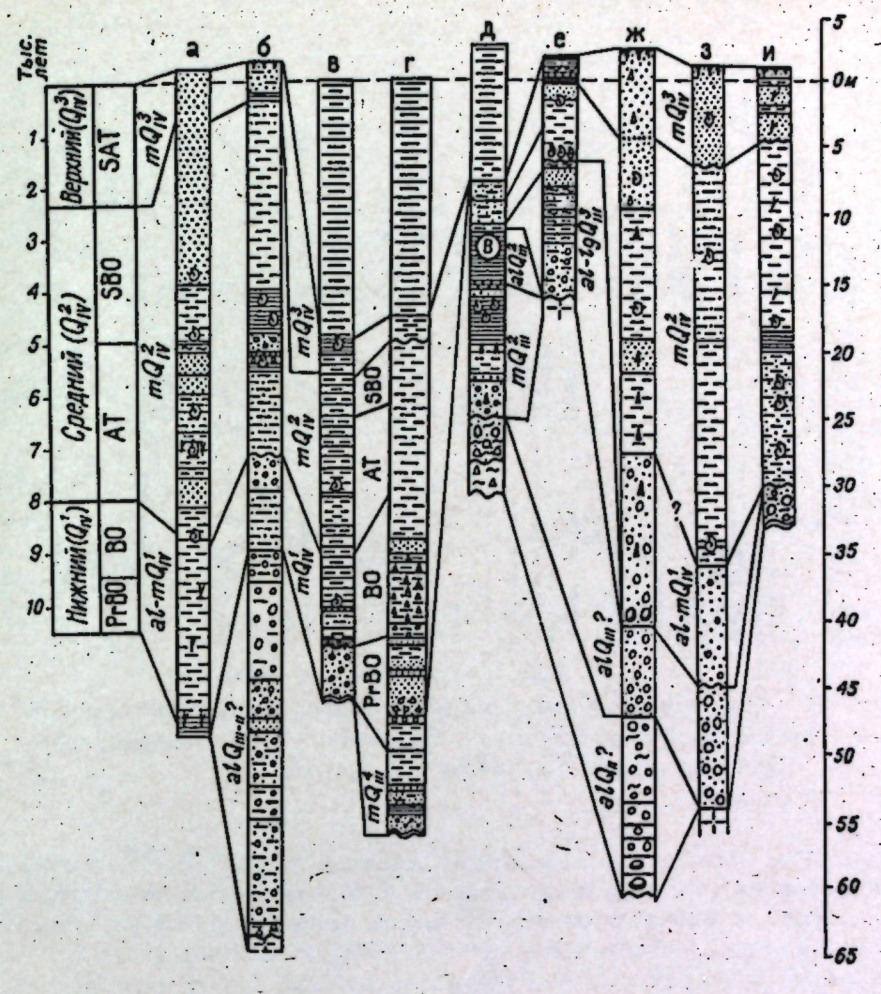


Рис. 32. Корреляционная схема четвертичных разрезов прибрежной зоны Приморья.

а - устье р. Туманной (скв. 25); б - р. Карасик; в, г - Амурский залив (скв. 2 и 3); д - бухта Золотой Рог (скв. 1005); е - устье р. Козин (1846); ж - устье р. Партизанской; з - устье р.Киевки; и - устье р. Аввакумовки. Усл. обозн. см. на рис.2.

Сибири (Кинд, 1974), чему не противоречит и C^{14}-дата в 40040±1600 лет (МАГ-274), полученная для этой части разреза локальной террасы руч.Овражный.

Спорово-пыльцевые спектры из вышележащей линзы торфа содержат пыльцу темнохвойных пород (Picea sect. Eupicea - 8,5-26,4, P. sect. Omorica - 0,4-3,5), сосен (Pinus n/p Haploxylon- до 4,2, P. n/p Diploxylon - 0,3-2,7, P. koraiensis Sieb. et Zucc. - до 12,5, Larix - 1,0-2,8). Из мелколиственных преобладает пыльца Betula manshurica (Rgl.) Nakai (19,5-51,7), Betula sp. (12,2-30,6), в небольших количествах присутствует B. dahurica Pall. (0,4-3,6), B. costata Trautv. (1,1), B. ermanii Cham. (2,2-4,5), Alnaster (1,3-8,4) и Alnus (3,7-5,6). Такие спорово-пыльцевые спектры отвечают распространению на близлежащем горном обрамлении темнохвойной елово-кедровой тайги, а в пределах прибрежной аккумулятивно - денудационной равнины - березово-лиственничных лесов с участками ерни-

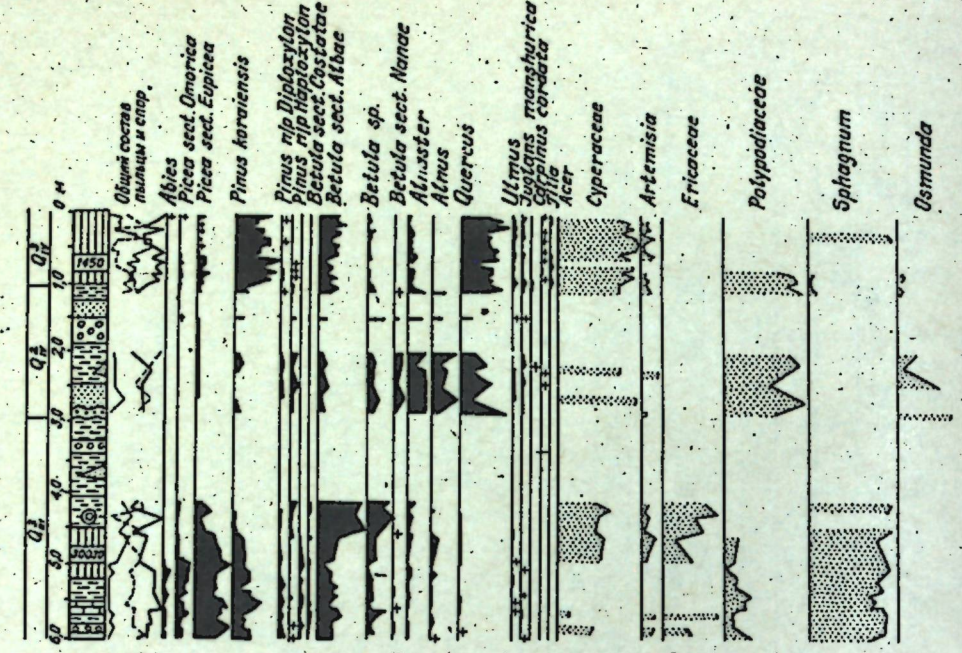


Рис. 33. Спорово-пыльцевая диаграмма четвертичных отложений 5-7-метровой локальной террасы руч. Овражный (бухта Неприметная, Японское море). Усл. обозн. см. на рис. 2.

ковых болот. На существование лиственничников в пределах болот указывают встреченные здесь корни лиственницы (заключение В.И. Стародубцева).

Абсолютный возраст торфяника из основания локальной террасы (6м) руч. Овражный, установленный по корню лиственницы, составляет 30030± 370 лет (СОАН-267) и соответствует позднекаргинскому интервалу Сибири (Кинд, 1974).

Верхняя часть осадков чернорученьинского горизонта вскрыта в основании террасы (3-4 м) в нижнем течении р. Черной (т.н. 653; рис. 34). Здесь терраса сложена крупной пачкой старичного аллювия, вложенного в русловые отложения реки. Старичный аллювий подстилается валунно-галечными отложениями, выше которых залегает пласт песчанистого торфа с обломками древесины. Далее по разрезу наблюдается переслаивание алевритов и супесей с погребенной лугово-болотной почвой в кровле горизонта. На последней с размывом залегают руслово-старичные отложения конца позднеледниковья (Q^4_{III}) и голоцена (Q^3_{IV}).

Абсолютный возраст торфяника, лежащего в основании террасы р.Черной, равен 22580±240 лет (СОАН-551) и соответствует концу каргинского интерстадиала. Спорово-пыльцевые спектры из пласта торфа включают в себя пыльцу темнохвойных пород (Picea sect. Eupicea - 49,5, P. sect. Omorica - 21,5, Abies - 4,1), в меньшем количестве - Pinus koraiensis Sieb. et Zucc. (8,5) и P. pumila (Rgl.) Pall. (1,3), Larix (3,8), единичные зерна P. n/p Haploxylon и P. n/p Diploxylon. Из мелколиственных пород встречены Betula manshurica (Rgl.) Nakai (5,8), B. ermanii Cham. (0,34), Betula sp. (2,2), Alnus (1,7), из широколиственных единичные зерна Quercus mongolica Fisch. Вверх по разрезу отмечается умеренное сокращение доли пыльцы темнохвойных (Picea sect. Eupicea - 2,6, P. sect. Omorica - 9,5) и почти полное исчезновение Pinus koraiensis Sieb. et. Zucc. (до 1,1), увеличение пыльцы P. n/p Haploxylon (до 5,1)

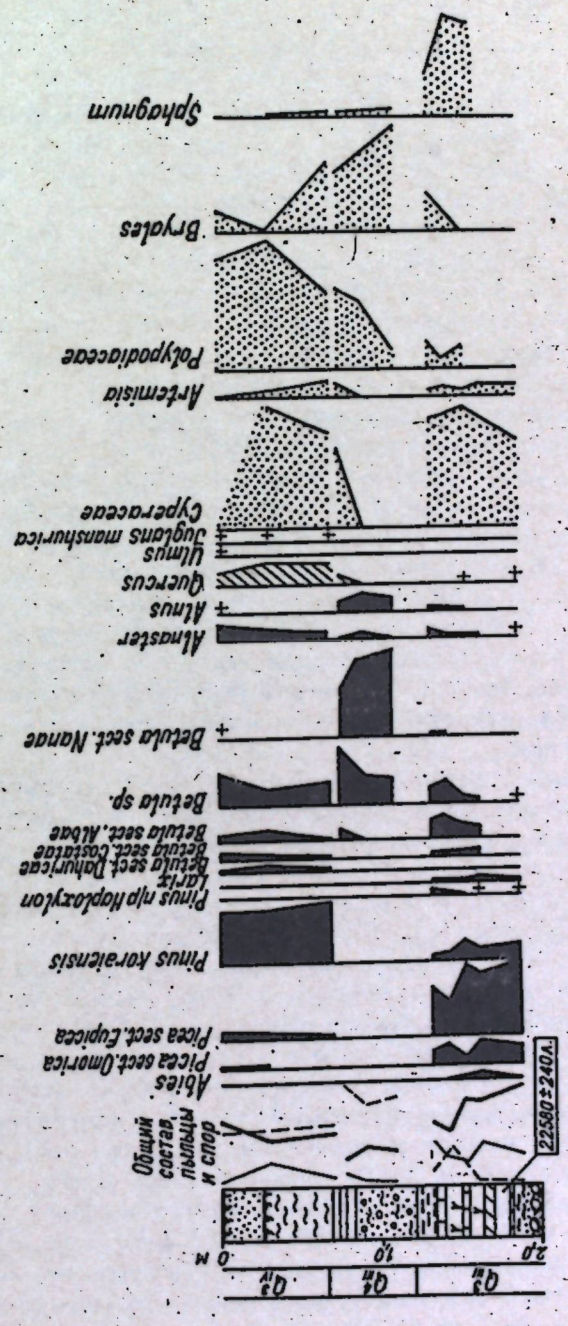


Рис. 34. Спорово-пыльцевая диаграмма четвертичных отложений 3-5-метровой террасы р. Черной (Юго-Восточное Приморье). Усл. обозн. см. на рис. 2.

и мелколиственных, особенно Betula sp. (до 17,5). Анализ распределения пыльцы по разрезу террасы р. Черной позволяет отнести накопление этой части черноручьинского горизонта к концу каргинского интерстадиала.

Непосредственно на берегу моря осадки черноручьинского горизонта вскрыты в основании террасы (3–4 м) руч. Болотный (т.н. 117; см. рис. 28), где они представлены темно-серыми вивианитовыми алевритами с прослоями торфа (мощность до 2,5 м). Здесь выделены спорово-пыльцевые спектры с преобладанием пыльцы темнохвойных Picea sect. Eupicea (20–45), Pinus koraiensis Sieb. et Zucc. (6,4–22), P. n/p Haploxylon (5–8) и мелколиственных пород (Betula manshurica (Rgl.) Nakai – 10–20, B. dahurica Pall. – 2–5,7, B. ermanii Cham. до 2,5, Betula sp. – 25–35). Как и в разрезе I НПТ р. Черной, в устье руч. Болотный, наблюдается увеличение к кровле черноручьинского горизонта количества пыльцы кустарниковых берез Betula sp. и сокращение темнохвойных Pinus koraiensis Sieb. et Zucc. Описанный для этого разреза комплекс диатомей (Eunotia monodon, E. praerupta var. bidens, Stauroneis sp., Pinnularia viridis, P. streptoraphe, Nantzsehia ampioxys var. inasor) позволяет рассматривать осадки основания террасы как аллювиально-лагунные, накопившиеся в пресноводном, слегка солоноватом водоеме. Признаками осолонения водоема служат встреченные в изобилии Diploneis ovabis и Rhopaladia gibberula var. protracta. В целом диатомовый комплекс умеренно холодный с обилием форм, живущих в северных и горных водоемах, что соответствует спорово-пыльцевому комплексу черноручьинского горизонта.

В переуглубленных долинах прибрежной зоны осадки горизонта образуют верхнюю часть разреза (инт. 8–45 м). Положение этой пачки осадков, представленной аллювиальными и аллювиально-лагунными мелкими галечниками, песками, алевритами с линзами торфа и пойменных суглинков, хорошо контролируется уклонами днищ разнопорядковых водотоков. Палинологически охарактеризованы осадки черноручьинского горизонта в устьях рек Киевки, Глинки, Козин, Раздольной. В крупнопорядковых долинах аллювиально-лагунные отложения образуют погребенную террасу, в которую врезаны предголоценовые долины, выполненные осадками последней ингрессии Японского моря. Накопление черноручьинского горизонта происходило в устьях рек, подтопленных морем.

Эта часть разреза в устье р. Козин (т.н. 1846) содержит спорово-пыльцевые спектры, характерные для позднеплейстоценового времени, в которых отмечено высокое содержание Picea sect. Omorica (35–50), Abies (до 20), Alnus (4–10), Betula (до 20). Пыльцы широколиственных растений нет. Небогатый комплекс диатомей из этих отложений содержит типично пресноводные (Meridion circulare (Grev.) Ag., Eunotia praerupta Ehr.), солоноватоводные (Cyclotella meneghiniana Kütz., Campylodiscus echeneis Ehr., Navicula sp.), а также морские неритические и бентические формы (Diploneis interrupta (Kütz.) Cl., D. cuborbicularis (Greg.) Cl., Nitzschia granulata Grün., Coscinodiscus lacustris Grün., Achnanthes brevipes Ag.). Такой комплекс диатомей, наряду с изменением литологии разреза, доказывает накопление данной толщи в устье реки, подтопленной морем (Пушкарь, Короткий, 1975; Троицкая и др., 1971).

В Уссури-Ханкайской депрессии осадки черноручьинского горизонта вскрыты скв. 3-ю, 2-ю, 4, 7, 10, 45 (гл. от 12,2–12,8 до 7,0–9,8 м). Наиболее глубоко осадки горизонта залегают по периферии оз. Ханка, где они представлены в устьях рек мелкозернистыми глинистыми песками с линзами темно-серых алевритов и глин.

Отложения, соответствующие климатическому оптимуму каргинского времени, установлены в центральной части Уссури-Ханкайской депрессии

(скв. 10), где в интервале глубин 7,8–10,8 м выделены неоднородные по составу спорово-пыльцевые спектры. В пробах на глубине 10,0–10,8 м среди пыльцы древесной растительности преобладает Betula (50–70), но уже значительны количества Ulmus (14). Резкое возрастание пыльцы широколиственных отмечается на глубине 9,8–9,6 м (Ulmus – 23, Quercus – 35, Corylus – 4, Juglans – 1,5, Tilia – 2,5). Здесь встречена пыльца водного растения Nelumbo. Выше по разрезу (гл. 9,4–9,2 м) отмечается спорово-пыльцевой спектр с преобладанием пыльцы мелколиственных пород (Betula sect. Albae – 40, B. sect. Nanae – 20, B. sp. – 28; Alnus – 4, Alnaster – 6%). На глубине 9,0–8,8 м наблюдается новая смена спорово-пыльцевого комплекса, в котором преобладает пыльца Pinus koraiensis, Ulmus, Quercus и древних берез (Betula sect. Albae). Помимо этого, в комплексе отмечена пыльца экзотических сосен, тсуг (по крайней мере двух видов) и буков. Эта часть разреза по времени накопления предположительно соответствует малохетскому потеплению Сибири (Кинд, 1974). В пробах с глубины 8,6–8,2 м в спорово-пыльцевом комплексе отмечаются повышенные содержания пыльцы темнохвойных пород (Picea – 60–70), встречена пыльца кустарниковых берез. Наконец, в кровле разреза наблюдается увеличение пыльцы Betula manshurica (30–40), Pinus koraiensis (10–20), P. n/p Diploxylon (2–3). Пыльца широколиственных пород в сумме составляет около 11% (Ulmus – 3–8, Quercus – 2, единично Tilia, Juglans, Corylus).

Такая смена комплексов (скв. 10, гл. 7,8–10,8 м) вполне объяснима климатической ритмикой каргинского времени.

В устье р. Мельгуновки (скв. 3-ю, гл. 12,8–9,8 м) спорово-пыльцевые спектры из осадков черноручьинского горизонта характеризуются преобладанием пыльцы темнохвойных пород, повышенным содержанием пыльцы Picea (от 20–30 до 60) и Pinus koraiensis Sieb. et Zucc. (до 37), меньшим – P. pumila (Pall.) Rgl. (2–3), Larix (0,5–1,0). Обилие пыльцы мелколиственных (Betula sect. Albae – до 40, Betula sp. – до 20–30, B. sect. Nanae – 3–5, Alnus – до 14) сочетается с пыльцой широколиственных пород (Corylus – 2–3, Ulmus – 1–3, Quercus mongolica Fisch. – 4–6, Tilia, Juglans – единично). Из пыльцы травянистых в спектрах скв. 3-ю преобладают Cyperaceae, Saxifragaceae и Gramineae. В начале ритма наблюдается обилие пыльцы Artemisia, а максимум пыльцы Cyperaceae отнесен к концу ритма. Это, видимо, определяется изменением режима осадконакопления в сторону увлажнения к концу каргинского интерстадиала.

Аналогичные спорово-пыльцевые спектры получены и в скв. 4 (устье р. Спасовки, гл. 10,5–12,8 м). В пределах Уссури-Сунгачского междуречья к черноручьинскому горизонту отнесена верхняя часть пачки черных вивианитовых глин. Спорово-пыльцевой комплекс скв. 7 (гл. 13,3–9,1 м) характеризуется преобладанием пыльцы мелколиственных пород (Betula manshurica (Rgl.) Nakai – 26–40, Betula costata Trautv. – 10,6, B. dahurica Pall. – 1,9, B. exilis Sukacz. – 5,9–3,1, B. middendorffii Trautv. et Mey – 3,3–39,5, Betula sp. – 28–38) при общем незначительном содержании пыльцы хвойных (Abies – 0,8, Picea sect. Eupicea 0,3–8, P. sect. Omorica 0,6–11, Pinus n/p Haploxylon 1,3, P. n/p Diploxylon – 1,6, P. koraiensis Sieb. et Zucc. – до 2,5, Larix – 0,5), мало пыльцы широколиственных пород обедненного родового состава (Ulmus – 0,6–2,3, Quercus – 0,8, Tilia – 1,0, Juglans – 0,4). Спорово-пыльцевой комплекс интервала 8,6–8,9 м отражает широкое распространение темнохвойной елово-пихтовой тайги в горной части и развитие мелколиственных лесов в депрессии. Обилие в спектрах пыльцы Betula sp. и B. sect. Nanae, трав Cyperaceae, постоянное присутствие Alnaster, видимо, объясняется

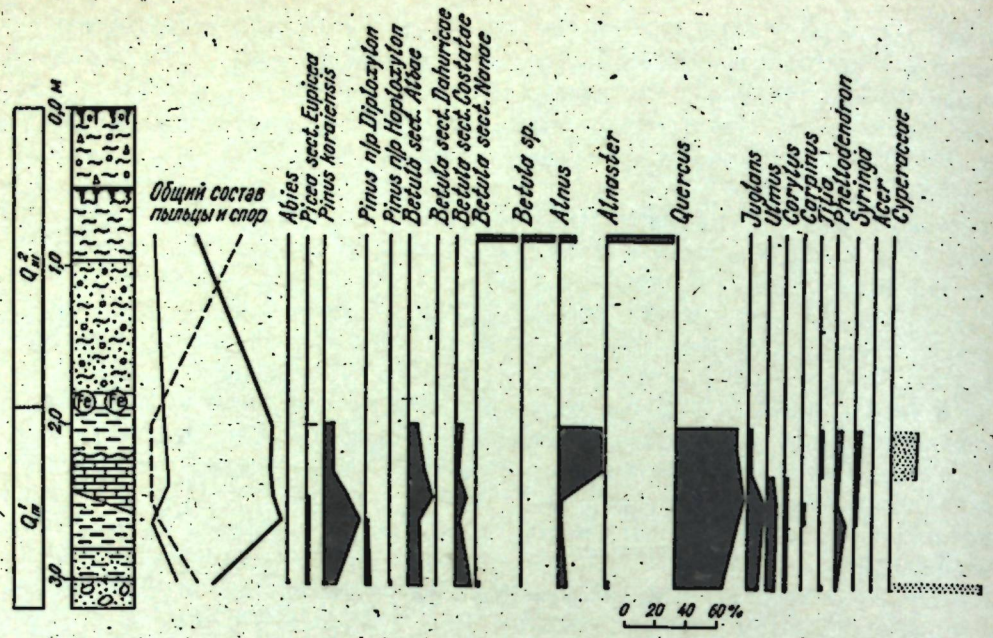


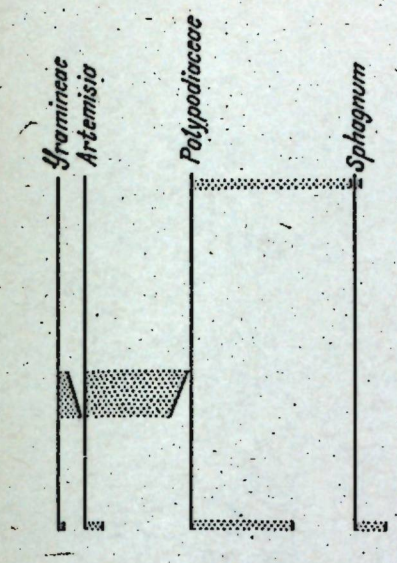
Рис. 35. Спорово-пыльцевая диаграмма четвертичных отложений 5-метро-
(устье руч. Парамоновский).

широким развитием болот в пределах Уссури-Сунгачского междуречья и в краевых частях долины р. Уссури. Ближе к краям депрессии в спорово-пыльцевых спектрах черноручьинского горизонта отмечается увеличение пыльцы темнохвойных и широколиственных пород, что, вероятно, связано не с локальным, а с площадным изменением ландшафтов.

В обрамлении котловины оз. Ханка осадки черноручьинского горизонта установлены в основании $\overline{I}$ НПТ (высота 3-4 м) р. Черниговки. Здесь в интервале 2,1-3,2 м от кровли террасы (т.н. 1438) вскрыты аллювиально-старичные отложения, залегающие с размывом на охристо-желтых ожелезненных галечниках. Спорово-пыльцевой спектр из пачки синевато-серых алевритов и песчанистых глин содержит в своем составе пыльцу хвойных (Picea sect. Omorica - до 25, P. sect. Eupicea - 8-25, Pinus n/p Haploxylon, P. pumila - 0,0), мелколиственных (Betula sect. Albae - 15, B. middendorffii - 2, B. exilis - 4, Betula sp. - 3, Alnaster - 12) и единичную пыльцу широколиственных пород (Quercus, Ulmus). Такой состав спектра позволяет сопоставить накопление пачки старичных осадков в основании $\overline{I}$ НПТ р. Черниговки с одной из относительно холодных фаз каргинского времени - конощельским похолоданием Сибири (Кинд, 1974). В соответствии с этим предположением находится и C^{14}-дата (30900±900, МАГ-335), установленная А.В.Ложкиным по обломку древесины ели из пачки старичных отложений.

В горной части Приморья осадки черноручьинского горизонта вскрываются в основании $\overline{I}$ НПТ, высота которой для рек восточного склона Сихотэ-Алиня составляет 6-8 м, а для западного - 3-4 м. Осадки черноручьинского горизонта представлены русловыми валунниками, а старичные - торфянистыми алевритами. В кровле погребенные лугово-болотные почвы залегают на пойменных суглинках. Осадки горизонта перекрыты аллювием констративного типа, для которого характерны "холодные" спорово-пыльцевые комплексы.

В горных районах Приморья, как и в прибрежной зоне, из осадков черноручьинского горизонта выделены два типа спорово-пыльцевых комплек-



вой террасы р. Киевки
Усл. обозн. см. на рис. 2.

сов: один с преобладанием пыльцы широколиственных пород (отвечает оптимуму черноручьинского времени), другой - темнохвойных (соответствует климату позднекаргинского интервала Сибири). Отложения с первым типом спорово-пыльцевого спектра изучены в долине р. Киевки (разрезы 5-метровой террасы близ ур. Батюково и в устье руч. Парамоновский). Спорово-пыльцевой комплекс из этой террасы (рис. 35) содержит большое количество пыльцы широколиственных пород (Quercus - 25-45, Juglans - 10-15, Ulmus - 5-10 и единичные зерна Carpinus, Tilia, Pellodendron) и экзотических сосен (Pinus n/p Diploxylon - до 10). По структуре этот спектр подобен спорово-пыльцевому комплексу из нижней пачки морских отложений в бухте Золотой Рог (см. рис. 31).

Второй тип спорово-пыльцевого комплекса из осадков черноручьинского горизонта (рис. 36) отличается обилием пыльцы темнохвойных пород (Picea sect. Eupicea - 30-57, P. sect. Omorica - 2,6-6,2, Abies - 0,3-1,0). Среди мелколиственных встречена пыльца Betula manshurica (Rgl.) Nakai (до 11), B. dahurica Pall. (1,3), B. ermanii Cham. (до 4,2), B. sect. Nanae (до 8,3), более значительно содержание пыльцы Alnaster (до 11,7) и Alnus (до 8). Пыльца широколиственных пород представлена единичными зернами Quercus, Juglans, Ulmus, Tilia.

Абсолютный возраст торфяника (по C^{14}), вскрытого в основании $\overline{II}$ НПТ (6-8 м) р. Прямой (бассейн р. Партизанской), для которого приведен выше спорово-пыльцевой комплекс, составляет 24750±400 лет (СОАН-289) и соответствует концу каргинского межледниковья.

Спорово-пыльцевые спектры, сходные со спектрами $\overline{II}$ НПТ р. Прямой получены из нижней части $\overline{I}$ НПТ (3-4 м) р. Павловки (т.н. 429, выше дер. Верхние Лужки). Вверх по разрезу этой террасы (инт. 2,7 м) в спектрах наблюдается увеличение пыльцы Betula sp. (32,4) и B. sect. Nanae (37). Накопление этой части разреза, вероятно, соответствует позднеледниковью.

В Северном Сихотэ-Алине осадки черноручьинского горизонта обнаружены в бассейнах рек Желтой и Ванюковки. В бассейне р. Желтой, испытавшей слабый эрозионный врез в плейстоцене, они установлены в разрезе $\overline{I}$ НПТ руч. Темный (высота 2-3 м), которая сложена галечниками с прослоями песчанистых алевритов и песков и сверху перекрытых торфяником. Спорово-пыльцевой спектр, полученный из основания террасы, обильно насыщен пыльцой широколиственных пород (Quercus, Ulmus, Juglans, Corylus, Acer, Carpinus, Oleaceae в сумме до 30%), а среди хвойных (Pinus koraiensis, P. n/p Haploxylon, P. pumila, Abies, Picea sect. Omorica, Larix - в сумме до 40%) отмечена пыльца экзотических сосен. Такой состав спектра соответствует более теплому, чем современный, климату. Время его формирования может быть сопоставлено с малохетским потеплением Сибири (Кинд, 1974). Здесь, в долине руч. Темный, установлен второй тип спорово-пыльцевого спектра, для которого характерно преобладание хвойных (Pinus koraiensis - 20-49, Picea sect. Omorica - 10-21, P. sect. Eupicea - 4-6) и мелколист-

Рис. 36. Спорово-пыльцевая диаграмма четвертичных отложений 6-8-метровой террасы р. Прямой (бассейн р. Партизанской). Усл. обозн. см. на рис. 2.

венных пород (Betula manshurica - 20-40, B. costata - 2-3, B. ermanii - 4-7, Betula sp. - 3-9, Alnus - 5-28). Пыльца широколиственных пород (Quercus, Ulmus) встречена спорадически.

Описанный спектр по своей структуре весьма схож со вторым типом спорово-пыльцевого комплекса черноручьинского горизонта в Южном Приморье (Короткий, Караулова, 1975), отвечающим липовско-новоселовскому потеплению каргинского межледниковья Сибири (Кинд, 1974). Намечающиеся различия (увеличение в спектрах, по сравнению с югом Приморья, доли пыльцы Picea sect. Omorica) хорошо объясняются развитием широтной зональности: преобладанием в составе кедрово-еловой тайги на юге ели корейской (sect. Eupicea), на севере - ели аянской (sect. Omorica).

В бассейне р. Желтой (среднее течение) $\overline{\text{II}}$ НПТ (высота 6-8 м) слагает черноручьинский горизонт. Здесь последовательно (сверху вниз) вскрываются 3 пачки отложений (рис. 37). В верхней части террасы (инт. 0-2,2 м) вскрыты бурые суглинки, суглинки с щебнем и прослои плохо окатанных галечников и валунов, среди которых встречены в основании пачки хорошо окатанные валуны. В средней части террасы залегает крупная пачка старичных отложений (инт. 5,0-2,2 м), представленных в основании хорошо окатанными галечниками в светло-сером глинистом песке; выше по разрезу наблюдается переслаивание торфа, торфянистых алевритов, алевритов с мелкими обломками древесины (Larix, Picea) и шишками хвойных растений. Основание террасы сложено сильноожелезненными охристыми песками и галечниками. Мощность этой пачки по простиранию террасы меняется от 1,0 до 4,5 м.

Вторая пачка выполняет старичное понижение, врезанное в отложения третьей пачки. В описанном разрезе палинологически охарактеризована только вторая пачка (рис. 38). Для нее установлено два типа спорово-пыльцевых спектров. В первом из них (инт. 3,15-4,50 м) наблюдается преобладание пыльцы мелколиственных пород (Betula manshurica - 4-29, B. dahurica - до 1,5, B. costata - редко, B. ermanii - до 2, B. exilis - до 3, B. middendorffii - до 5, Betula sp. - 2-8, B. кустарниковая - 2-12, Alnus - до 4, Alnaster - 26-80), умеренным содержанием хвойных пород (Picea sect. Omorica - 3-22, P. sect. Eupicea - 0,5-3,0, Pinus koraiensis - 0,5-3,0). Пыльца широколиственных встречена единично и только в отдельных пробах (Quercus Ulmus, Corylus). В этой части разреза (инт. 3,5-3,6 м) для слоя торфа получена C^{14}-дата (22700±800, МАГ-341).

Второй тип спорово-пыльцевого спектра (инт. 3,15-2-25 м) отли-

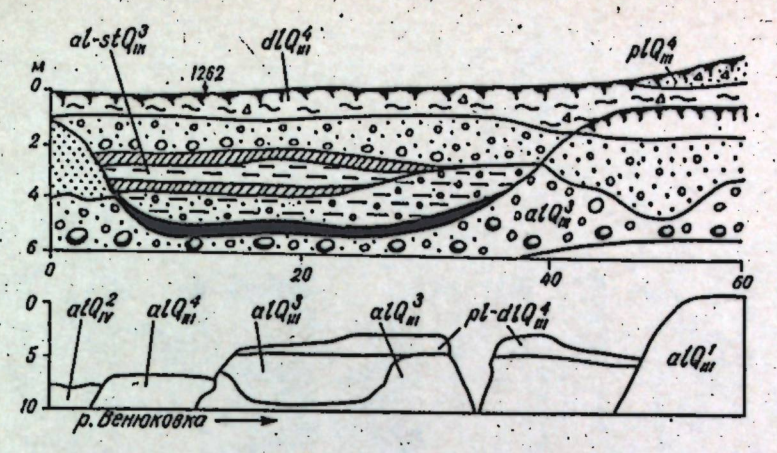


Рис. 37. Геологическое строение $\overline{\text{II}}$ НПТ р. Ванюковки (среднее течение). Усл. обозн. см. на рис. 2.

чается от вышеописанного увеличением доли хвойных в основном за счет Picea : P. sect. Omorica - 15-31, P. sect. Eupicea - 5-27, менее - Abies - 2-9, Pinus koraiensis - 3-6, P. n/p Haploxylon - 1-6. Постоянно в этом спектре присутствует пыльца Larix (0,5-4,0). Мелколиственные породы представлены пыльцой древесных берез. Отмечается резкое сокращение пыльцы ольховника (1-5%).

Подобные типы спорово-пыльцевых комплексов впервые описаны для территории Сихотэ-Алиня, что затрудняет их интерпретацию. Если для второго типа неполным аналогом могут служить субфоссильные комплексы пихтово-еловых зеленомошных лесов Северного Сихотэ-Алиня (см. рис. 6), то для первого типа спектров аналоги в растительности юга Дальнего Востока отсутствуют.

Первому типу спорово-пыльцевых комплексов, вероятно, соответствуют березовые леса на склонах с "островами" хвойных пород и ерниковое мелколесье в днище долины, в котором господствующими формами были ольховник и кустарниковые березы. Второму типу спектров отвечает елово-пихтовая тайга на склонах и березово-лиственничные леса в днищах долин. Таким образом, первый тип спорово-пыльцевого комплекса соответствует относительно холодному климату, второй - более теплому и влажному.

Интерпретация возраста разреза 6-8-метровой террасы в долине р. Желтой нам представляется следующим образом.

1. Накопление нижней пачки в основании террасы отвечает одному из теплых интервалов каргинского времени, на что указывает сильнейшее ожелезнение валунно-галечниковых отложений и песков, накопление в разрезе конкреций железа и марганца, выветрелость отдельных обломков (кислых эффузивов). Предположению о теплом климате в момент накопления нижней пачки аллювия не противоречит и перстративный тип разреза.

2. Накопление средней пачки произошло после эрозионного расчленения поверхности нижней пачки (амплитуда вреза 4-6 м явно не соответствует высоте поймы, а отвечает уровню надпойменной террасы). Эрозионное понижение выполнено пачкой старичных отложений, накопление которых на первом этапе шло в условиях относительно холодного климата (C^{14}-дата: 31820±750, МАГ-340), возможно соответствующего конощельскому похолоданию Сибири. Верхняя часть разреза, в таком случае, по возрасту отвечает липовско-новоселовскому потеплению, выделенному А.В.Кинд в интервале 30-25 тыс. лет. Не исключено, что в данном разрезе (средняя

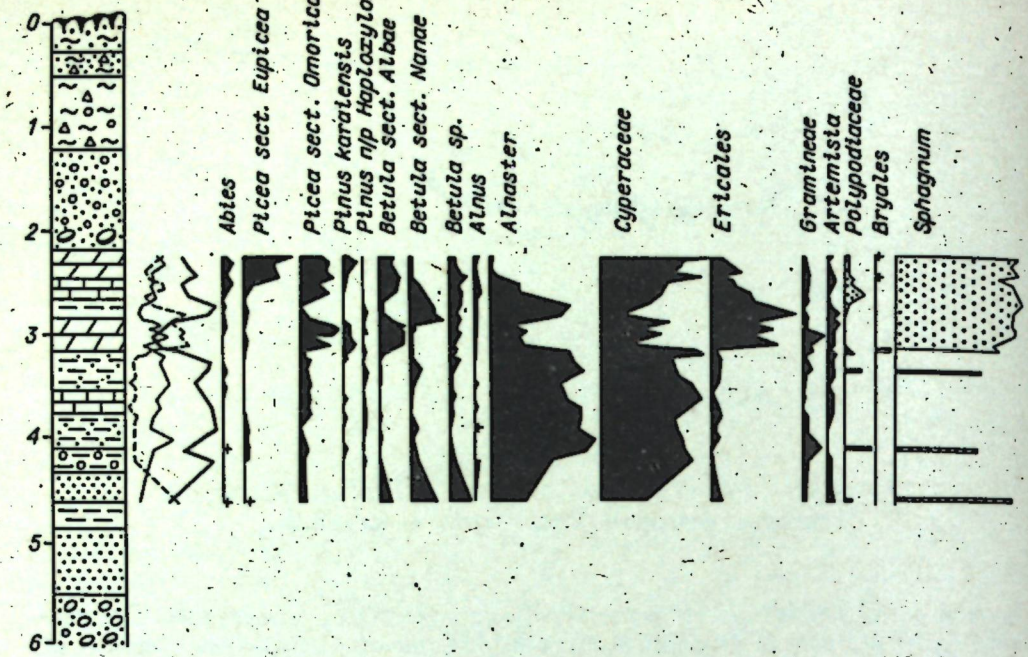


Рис. 38. Спорово-пыльцевая диаграмма четвертичных отложений $\overline{\text{II}}$ НПТ р. Ванюковки (среднее течение). Усл. обозн. см. на рис. 2.

пачка) зафиксированы климатические колебания (в основном влажности) в конце каргинского – начале сартанского времени.

3. Накопление верхней пачки происходило в условиях холодного и сухого климата (возможно, климатический минимум сартанского времени), чему не противоречит появление в разрезе склоновых отложений.

На каргинский возраст 6–8-метровой террасы указывают и спорово-пыльцевые комплексы, полученные из осадков $\overline{1}$ НПТ (высота 2–3 м) р.Желтой на этом же участке долины.

Таким образом, возрастное положение черноручьинского горизонта в Приморье устанавливается как по данным спорово-пыльцевого анализа, так и по радиоуглеродным датам. Трудности с выделением осадков этого возраста, особенно если изучаются единичные пробы, определяются довольно сложным изменением спорово-пыльцевых комплексов в черноручьинское время. Установленные флюктуации каргинского межледниковья в Сибири являются региональными (Кинд, 1974). Следы этих изменений редко зафиксированы в едином разрезе из-за неполноты геологической летописи, что затрудняет выделение осадков этого возраста. Положение для территории Приморья, вероятно, усугубляется и четко выраженным различием ландшафтов во внутриконтинентальных и прибрежных районах, что отчетливо фиксируется для позднекаргинского интервала. Этому времени соответствует широкое развитие в горной части Приморья темнохвойной (елово-кедровой или елово-пихтовой) тайги с примесью широколиственных элементов. Наиболее "теплые" спектры получены из осадков на юге Уссури-Ханкайской депрессии, где среди широколиственных присутствует Juglans.

В прибрежной зоне широколиственные практически отсутствуют. Это связано, вероятно, с охлаждающим влиянием Японского моря. В спектрах в большом количестве наблюдается пыльца мелколиственных пород, особенно Betula sp. В северной части Уссури-Ханкайской депрессии, где в позднекаргинское время имели широкое распространение болота, в спорово-пыльцевых комплексах также преобладает пыльца мелколиственных пород. Таким

образом, различия в спорово-пыльцевых комплексах верхней части черноручьинского горизонта определяются как особенностями ландшафтов в разных частях Приморья, так и их изменением во времени. Абсолютные датировки (по C^{14}) позволяют уверенно давать возрастную интерпретацию спорово-пыльцевых комплексов.

Партизанский горизонт ($Q^4_{\overline{III}}$) включает осадки, сформировавшиеся во время последнего термического минимума позднего плейстоцена и соответствует верхнезырянским слоям Западной Сибири (Архипов, 1971), сартанскому горизонту Восточной Сибири (Равский и др., 1964), верхнему вюрму (W^3) Западной Европы (Москвитин, 1972), ледниковому горизонту ($Q^4_{\overline{III}}$) Сахалина (Александрова, 1972). Верхняя граница партизанского горизонта проведена на рубеже 10200 лет (нижняя граница голоцена, в понимании Н.А.Хотинского, 1969, 1973). Следовательно, древний голоцен, по схеме М.И. Нейштадта (1957), включается нами в верхний плейстоцен.

Возраст осадков партизанского горизонта установлен по двум определениям абсолютного возраста по C^{14} и результатам спорово-пыльцевого анализа.

В прибрежной зоне осадки позднеледниковья известны в кровле локальной террасы (3–4 м) руч. Болотный, где они представлены ожелезненными алевритами и суглинками с редко рассеянной галькой (см. рис. 29). Спорово-пыльцевой комплекс из осадков этой террасы отличается преобладанием пыльцы Betula sect. Albae (до 16,5), Betula sp. (до 29), B. sect. Nanae (до 23,5), Alnus (до 4,5), Alnaster (до 6,5). Хвойные представлены пыльцой Picea sect. Eupicea (до 7), P. sect. Omorica (5), Pinus n/p Haploxylon (3). Пыльца широколиственных отсутствует. Такие же спорово-пыльцевые спектры, свидетельствующие о холодных условиях, получены из разреза террасы (3–4 м) рек Зеркальной и Опричинки, где верхнеплейстоценовые осадки вскрыты в основании террасы и перекрываются голоценовыми аллювиально-лагунными осадками. Для спектров из этих разрезов характерно значительное количество пыльцы Alnaster (33–41), Betula sect. Nanae (6–36), B. sect. Albae (до 29) и присутствие пыльцы темнохвойных (Picea – 5, Abies – 1,2). Из трав преобладает пыльца Saxifragaceae (до 63), а споровые представлены Polypodiaceae (65–90) и Bryales (33).

Спорово-пыльцевые спектры, отражающие условия климатического минимума, выделены из отложений террасы (3–4 м) р. Черной (см. рис. 35). Для них характерно высокое содержание пыльцы кустарниковых берез (Betula sect. Nanae – 60–70, Betula sp. – 20–45 и Alnaster – 8–13) с единичными зернами хвойных и широколиственных пород. Пыльца трав в спектре составляет только 6–10%, споровые представлены Polypodiaceae (13–60) и Bryales (35–83).

Из приведенных данных следует, что партизанский горизонт в прибрежной зоне представлен маломощной (до 2–5 м) пачкой отложений континентального генезиса. В позднеледниковье уровень Японского моря располагался на глубине 110–120 м (Геологическое развитие..., 1968; Iseki 1971; Shibasaki e. a., 1971; Худяков и др., 1972). Такое низкое положение базиса эрозии привело к расчленению возникших в каргинское время аккумулятивных равнин и образованию предголоценовых переуглубленных долин (рис. 39). Поэтому прибрежная зона в позднеледниковье была в основном транзитной. Накопление осадков происходило в малых долинах и только в конце позднеледниковья, когда уровень моря достиг отметок 50–60 м, аллювиальная аккумуляция в долинах усилилась. Поэтому, вероятно, в переуглубленных долинах крупного порядка осадки позднеледниковья имеют малое распространение. В долинах низкого порядка, где процессы аккумуляции в меньшей мере зависели от колебаний базиса эрозии, возник-

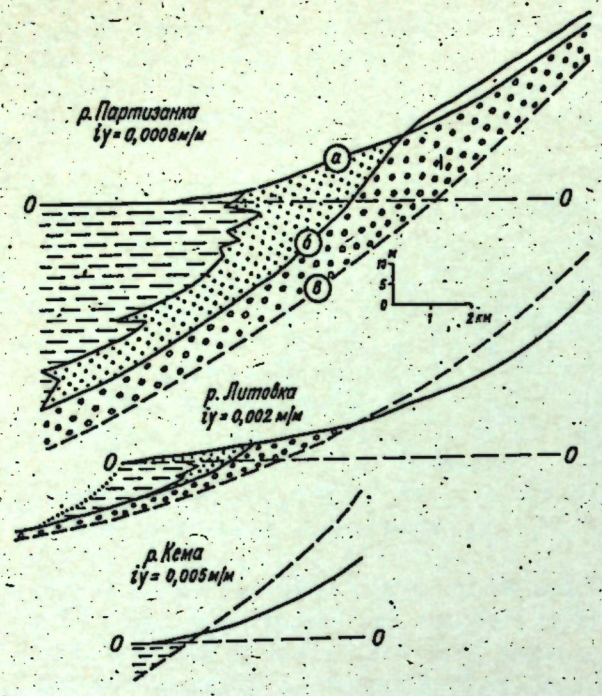


Рис. 39. Соотношение верхнечетвертичных аллювиальных и голоценовых морских осадков в устьевых зонах разнопорядковых рек прибрежной зоны Приморья.

а – поверхность современной аккумуляции; б – тальвеги предголоценовых долин; в – тальвеги предчетвертичных долин.

ли маломощные аккумулятивные тела, продолжающиеся в пределы мелководного шельфа.

Морские отложения конца позднеледниковья известны в нескольких районах мелководного шельфа. В бухте Неприметная морские отложения сопряжены с подводной береговой линией на глубинах 60–70 м (т.н. 77) и представлены аллювиально-лагунными, лагунными и пляжевыми отложениями (алевриты, пески, галечники с морской фауной). На позднеледниковый возраст этих отложений указывает спорово-пыльцевой спектр, в составе которого преобладает пыльца мелколиственных пород (Betula sect. Albae – 26, Betula sp. – 17, B.middendorffii Trautv. et Mey. – 8,2, B.sect. Nanae – 2, Alnus – 31, Alnaster – 3,1) в сочетании с пыльцой хвойных (Picea sect.Eupicea – 2,2, Pinus koraiensis Sieb. et Zucc. – 4,4, P. n/p Haploxylon – 1,4) и широколиственных (Quercus – 2,5, Ulmus – 1,6, Juglans – 0,31).

Из лагунных отложений погруженной береговой линии (на отметках 60–70 м) Е.И.Царько изучен богатейший диатомовый комплекс, в котором из 84 описанных форм 17 морских, солоноватоводных и пресноводно-солоноватоводных, в том числе Cyclotella menegheniana (3)[5], Coscinodiscus lacustris (4), Cocconeis placentula var. euglypta (2), Diploneis unterrupta (2), Navicula peregrina (5), N. elegans (1), Caloneis silicula var. jellmaniana (1), Nitzschia pandurifor mis (3), Sirirella factuosa (2), S. ovalis (1).

На выходе из Амурского залива позднеледниковые аллерёдские (?) слои вскрыты ударной трубкой (ст. 188) на глубине 36,5 м (современная глубина моря 34 м). Они представлены пелитовым илом с обломками моллюсков. В этих слоях встречены фораминиферы Globigerinoides triloba и Cribroelphidium goesi. Выше по разрезу (отметка 36,1 м) резко изменяется характер вмещающих отложений и комплекс микрофауны, в котором виды открытого шельфа сменялись мелководными (Ammonia japonica, Cribroelphidium asterineus, Buccella frigida calida). Между этими слоями, вероятно, проходит та же поверхность размыва, которая в скв. 2 (см. рис. 33) разделяет аллерёдские (?) и позднедриасовые континентальные отложения. Здесь на морские аллерёдские слои с размывом ложатся морские пребореальные отложения.

[5] Оценка встречаемости форм дана по пятибалльной шкале.

Южнее о. Аскольд, на глубине 85 м, ударной трубкой получен керн мощностью 124 см, представленный мелкоалевритовым илом с большой примесью растительных остатков. В нижней его части (инт. 86,06–86,2 м) содержится 9 видов фораминифер, среди которых Ammonia beccarii составляет 60%. Это указывает на то, что осадки формировались в условиях хорошо прогреваемого мелководья, где глубина, видимо, не превышала 20м. Присутствие единичных представителей Globigerina pachyderma свидетельствует о том, что Японское море в это время было еще достаточно холодным. Выше (инт. 85,57–86,0 м) число видов увеличивается до 22 и изменяется структура комплекса – наряду с мелководными Ammonia beccarii, количество которых сокращается до 20%, появляются более глубоководные и стеногалинные виды Buliminella elegantissima, Lagena laevis, Uvigerina akitaensis; возрастает количество Elphidium subgranulosum. Все это указывает на увеличение глубины бассейна. Появление Globigerina bulloides, Elphidium kusiroence, E. etigoense, E. advenum depressulum, Ammonia japonica позволяет сделать вывод о том, что температура вод существенно повысилась. Выше (инт. 85,5–85,3 м) число видов резко сокращается до трех, раковинки плохой сохранности, возможно, снесены с более мелководных участков шельфа. Песок (30 см) не содержит фораминифер.

Литологические и микрофаунистические исследования позволяют отнести низы разреза к среднедриасовым (Dr_2), среднюю часть к аллерёдским (Al), а верхнюю – к современным отложениям.

Отсутствие микрофауны в верхней части разреза можно объяснить тем, что из-за быстрого подъема уровня моря во время последней фазы фландрской трансгрессии мелководная часть шельфа быстро превратилась в транзитную зону с активным гидродинамическим режимом, что препятствовало накоплению илистых осадков, благоприятных для жизни фораминифер.

В Уссури-Ханкайской депрессии осадки партизанского горизонта связаны с максимальной для плейстоцена озерной трансгрессией (Короткий, Караулова, 1970; Короткий, 1972_2). Поэтому контуры площади распространения осадков значительно шире, чем для более древних озерных отложений. Соответственно и в речных долинах трансгрессивная аккумуляция в позднеледниковье достигла наибольшего размаха.

В центральных частях Уссури-Ханкайской депрессии осадки партизанского горизонта представлены преимущественно озерными фациями, в краевых частях озерного водоема – озерно-аллювиальными и аллювиально-болотными. Озерные осадки вскрыты в пределах Сунгач-Уссурийского междуречья, где, по предположению В.В.Никольской (1952), существовал озерный водоем. Озерные осадки партизанского горизонта замыкаются южнее г. Лесозаводска, на широте которого верхнеплейстоценовый разрез полностью сложен аллювиальными и аллювиально-болотными отложениями.

В краевых частях депрессии и в зонах мелкогорного и низкогорного рельефа, за пределами крупных долин, к партизанскому горизонту отнесены осадки аллювиального и аллювиально-делювиального генезиса, вскрываемые в днищах балок или слагающие I НПТ в низкопорядковых долинах и овражных системах.

Мощность осадков этого горизонта в центре депрессии составляет 8–9 м, а в краевых частях – 3–5 м. Возраст осадков Уссури-Ханкайской депрессии установлен на основании детального палинологического изучения разрезов (скв. 3-ю, 2-ю, 4, 7, 45) в кровле низкой озерной террасы и I НПТ в долинах рек, дренирующих депрессию.

К партизанскому горизонту (скв. 3-ю, гл. 1,0–9,5 м) отнесены осадки, представленные в кровле преимущественно светло-серыми глинами с прослоями мелкозернистого песка, в средней части – мелко- и среднезернистыми песками, содержащими линзы алеврита с растительными остатка-

ми (хвоя) и гнездами вивианита. В основании пачки вскрыты мелкие гравийники, переслаивающиеся со среднезернистыми песками. Состав гравийного материала, представленного окатанными обломками роговиков, кварца, измененных пород, отвечает вещественному составу русловых галечников р. Мельгуновки. Особенности строения разрезов скв. 2-ю и 3-ю позволяют предположить, что здесь осадки партизанского горизонта преимущественно дельтовые. Темно-серые комковатые и светло-бурые столбчатые суглинки в кровле горизонта, вскрытые скв. 2-ю и 3-ю, и в террасе (3 м) р. Мельгуновки (вблизи устья), видимо, соответствуют осадкам высокой поймы р. Мельгуновки.

Спорово-пыльцевые спектры осадков из нижней части горизонта (скв. 3-ю, гл. 1,0-9,5 м) в основном содержат пыльцу мелколиственных пород (Betula sp. - до 30-40, B. sect. Albae[6] - до 30, B. sect. Nanae - 5-15, Alnaster - до 14, Alnus - до 15). Пыльцы хвойных мало, а широколиственных - единичные зерна. В верхней части горизонта спектр несколько меняется; при общем увеличении пыльцы Alnus, Alnaster, Pinus pumila (Rgl.) Pall. наблюдается возрастание доли Picea (до 20) и появление пыльцы Ulmus. Вероятно, эта часть разреза соответствует одной из фаз потепления в конце позднеледниковья. Данному этапу осадконакопления соответствует максимум развития болот в краевых частях озерного водоема, с чем связано общее увеличение пыльцы Larix, кустарниковых видов берез, ольхи, преобладание среди травянистых Cyperaceae и Saxifragaceae, а среди споровых - Sphagnum.

В северной части Уссури-Ханкайской депрессии осадки партизанского горизонта вскрыты выше пачки вивианитовых темно-серых глин и представлены в основании крупно- и среднезернистыми хорошо отсортированными кварцевыми песками, переходящими в кровле в озерно-болотные глины с погребенными лугово-болотными почвами.

Изучение спорово-пыльцевых спектров скв. 7 (см. рис. 19) позволяет проследить эволюцию спорово-пыльцевых комплексов партизанского горизонта в северной части депрессии. В спектрах осадков из нижней части горизонта (гл. 4,5-8,1 м) при общем преобладании пыльцы мелколиственных пород (в сумме до 85%) довольно большое количество пыльцы темнохвойных (Abies - до 5,2, Picea sect. Eupicea - до 21,5, P. sect. Omorica - 2,2-8,7) и только единичные пыльцевые зерна сосен. Выше (гл. 3,7-4,5 м) пыльца темнохвойных пород исчезает, а мелколиственных составляет 100%, из них 90% приходится на долю кустарниковых берез и Alnaster; появляется (гл. 3,4-3,7 м) пыльца темнохвойных (Picea sect. Eupicea - 15, P. sect. Omorica - 13), уменьшается количество пыльцы кустарниковых берез (15-20%). Выше (гл. 2,5-2,9 м) уменьшается содержание пыльцы темнохвойных и увеличивается количество пыльцы берез, в том числе кустарниковых. В верхней части разреза скв. 7 (гл. 1,7-2,5 м) наблюдается увеличение пыльцы темнохвойных (Abies - 1,4, Picea sect. Eupicea - 33, P. sect. Omorica - 8,3). В кровле горизонта появляется пыльца сосен (Pinus koraiensis Sieb. et Zucc. - 2,7, P. n/p Haploxylon - 3,5, P. n/p Diploxylon - 1,7) и единичные зерна широколиственных - Ulmus, Quercus. Уменьшение пыльцы мелколиственных пород и максимальные содержания пыльцы Alnaster в сочетании с Larix (3,5) свидетельствуют о широком распространении болотных фаций в пределах зоны аккумуляции в конце позднеледниковья.

Таким образом, в осадках партизанского горизонта в разрезе скв. 7 выделяются три интервала с повышенным содержанием пыльцы Picea и

[6] В холодных спектрах среди Betula sect. Albae преобладает пыльца B. platyphylla Sukacz.

два - с преобладанием пыльцы кустарниковых берез и ольховника.

Аналогичные изменения спорово-пыльцевого комплекса (снизу вверх по разрезу) отмечены и для низкой озерно-аллювиальной террасы в устье р. Спасовки. В верхней части террасы наблюдаются два горизонта темно-серых глин с интенсивными криотурбациями, которые разделяются горизонтом сильноожелезненной погребенной почвы (Короткий, 1975_2). Формирование этих горизонтов, по нашему мнению, отвечает климатическим фазам позднеледниковья: нижний горизонт и погребенная почва возникли в раннем дриасе-аллерёде, верхний горизонт - в позднем дриасе. С этим хорошо согласуются спорово-пыльцевые спектры, определенные Е.М.Назаренко, которые соответствуют изменению ландшафтов от березово-лиственничных лесов до темнохвойной елово-пихтовой тайги и березовым лесам с примесью кедра корейского.

В горных районах Приморья осадки партизанского горизонта представлены, возможно, наиболее полным генетическим набором. В речных долинах к ним относятся отложения, которые выполняют малоамплитудные эрозионные врезы, вскрыты в основании днищ современных долин или обнажены в $\overline{I}$ НПТ. Мощность осадков партизанского горизонта в крупных магистральных долинах превышает нормальную и составляет вместе с наложенными на поверхность $\overline{I}$ террасы позднечетвертичными конусами выноса 8-10 м. В верхнем течении магистральных рек, впадающих в Японское море, отложения этого возраста вскрыты в разрезе 6-метровой террасы, высота которой вниз по простиранию долин, уменьшается до 3 м. В нижнем течении рек, где сказывается влияние голоценовой ингрессии, осадки партизанского горизонта погружаются под аллювиально-лагунный комплекс голоцена (см. рис. 39).

Примером такого снижения высоты террасы и погружения под аллювиально-лагунные осадки служит долина р. Партизанской. В верхнем течении реки позднеледниковые осадки партизанского горизонта залегают с размывом на отложениях черноручьинского горизонта и образуют среднюю и верхнюю части террасы (6 м) в устье Старикова ключа. Явно конститвный облик разреза террасы связан с повышенными скоростями седиментации во время климатического минимума позднеледниковья.

В среднем течении р. Партизанской (т.н. 619, 620, с. Перетино) осадки конца позднеледниковья вскрыты в основании $\overline{I}$ НПТ (3 м) (рис. 40). В основании крупной линзы старичного аллювия залегают торфянистые пески, из которых выделен "холодный" спорово-пыльцевой комплекс (Betula sp. - 41,7, B. sect. Nanae - 10,5, Alnaster - 5,6, B. ermanii Cham. - 3,8, B. manshurica (Rgl.) Nakai - 8,8, B. dahurica Pall. - 4,6, B. middendorffii Trautv. et Mey - 4,2) с незначительным количеством пыльцы темнохвойных пород. Выше по разрезу сокращается доля пыльцы холодолюбивых растений и увеличивается - темнохвойных. Наиболее теплый спектр, соответствующий аллерёду европейской схемы, получен из осадков разреза в интервале 2,0-2,5 м (Abies - 1,7, Picea sect. Omorica - 8,2, P. sect. Eupicea - 28,2, Pinus koraiensis Sieb. et Zucc. - 2,0, B. manshurica (Rgl.) Nakai - 17,5, B. dahurica Pall. - 3,7, B. ermanii Cham. - 5,8, B. sect. Nanae - 9,6, Betula sp. - в основании разреза 41,7, в кровле - 9,3, Alnaster - соответственно 10,3 и 2,2, Ulmus и Syringa - единичные зерна). Эта корреляция подтверждается и абсолютной датой по C^{14}, полученной из этого слоя (11500±130 лет, СОАН-288). Этому периоду отвечает кратковременное потепление климата, установленное на обширных территориях Европы и Сибири (Архипов, 1971; Кинд, 1974; Нейштадт, 1969; Хотинский, 1969).

Более полный разрез конца позднеледниковья изучен нами в верхнем течении р. Павловки, где осадки партизанского горизонта, слагающие сред-

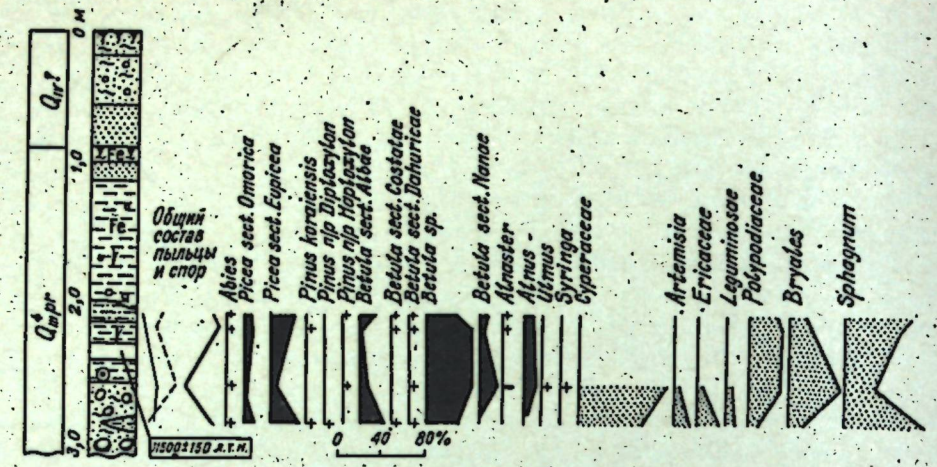


Рис. 40. Спорово-пыльцевая диаграмма четвертичных отложений I НПТ р. Партизанской (с. Перетино). Усл. обозн. см. на рис. 2.

нюю часть I НПТ, залегают с размывом на черноручьинском (каргинского) горизонте и перекрываются голоценовым торфяником (т.н. 988; рис. 41). Отложения этого возраста, старичные по генезису, в основании имеют спорово-пыльцевой комплекс с преобладанием пыльцы мелколиственных пород (Betula manshurica (Rgl.) Nakai- 52-68, Betula sp. - 15-20, Betula sect. Nanae- 1-3, Alnaster - 4-7, Alnus - 19,3) и единичными зернами широколиственных (Quercus, Ulmus). Хвойные породы представлены пыльцой Abies (2-2,3), Picea sect. Eupicea (5,1) и единичными зернами Pinus n/p Diploxylon, P. koraiensis Sieb. et Zucc., Larix.

Залегающий в интервале 1,6-1,8 м от кровли террасы и хорошо выраженный по ее простиранию торфяник с корнями Larix охарактеризован спорово-пыльцевым спектром, подобным спектру аллерёда из разреза I НПТ р. Партизанской. Ядро комплекса здесь составляют хвойные (Abies- до 25, Picea - 27,2, Pinus koraiensis Sieb. et Zucc. - 5,3, Larix - 2,5) и мелколиственные (Betula sect. Albae- 23,4, Betula sp. - 10, Alnus - 26) при участии широколиственных (Quercus, Ulmus). Залегающая с размывом на торфе пачка старичных отложений (песчанистый алеврит с линзами торфа и крупными обломками древесины) накопилась в условиях более холодного климата, чем в аллерёде. На это указывают сокращение пыльцы темнохвойных (до 4-5%), исчезновение широколиственных и увеличение доли пыльцы холодолюбивых берез (Betula ermanii Cham. - 3,2, Betula sp. - 20, B. sect. Nanae и Alnaster - 15,5). Наиболее высокое содержание пыльцы кустарниковых берез и ольховника в сочетании с Betula sp. в осадках подошвы пласта, а к кровле оно заметно уменьшается и появляется пыльца широколиственных (Quercus, Ulmus). Возраст торфяника, залегающего в верхней части пласта, установленный по C^{14}, составляет 10780±50 лет (СОАН-628) и соответствует верхнему дриасу Европы (Нейштадт, 1969). Таким образом, в спорово-пыльцевых спектрах горных районов Южного Приморья наблюдается та же, что и в верхней части позднеплейстоценового разреза (скв. 3-ю, 7, 45), закономерность - переменное преобладание пыльцы мелколиственных и темнохвойных пород.

Сложная климатическая обстановка конца позднеледниковья, обусловившая частую смену спорово-пыльцевых комплексов в разрезах партизанского горизонта, отмечена и для других районов Евразии (Кинд, 1974;

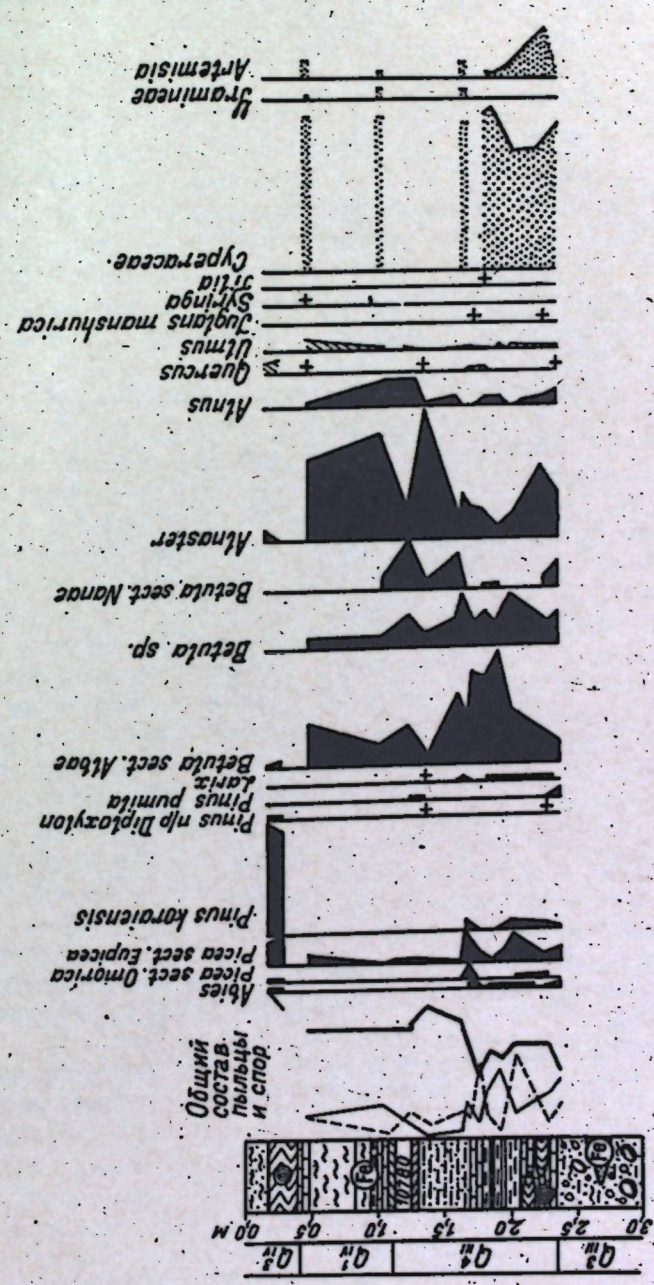


Рис. 41. Спорово-пыльцевая диаграмма четвертичных отложений I НПТ р. Павловки (дер. Верхние Лужки). Усл. обозн. см. на рис. 2.

Ложкин, 1976$_1$). Радиоуглеродные датировки дают возможность сопоставить выделенные похолодания с нижним, средним и верхним дриасом, а относительные потепления климата – с беллингом и аллерёдом европейской схемы.

В Северном Сихотэ-Алине детально изученные разрезы партизанского горизонта пока отсутствуют. Спорово-пыльцевой спектр, соответствующий одной из климатических фаз позднеледниковья, установлен в валунно-галечниковых отложениях $\overline{I}$ НПТ, широко распространенной в среднем течении р. Желтой (т.н. 1309). По сравнению со спорово-пыльцевым комплексом $\overline{II}$ НПТ р. Желтой, фиксирующим относительное похолодание каргинского времени, в этом спектре наблюдается господство пыльцы кустарниковых форм берез (Betula exilis – 7,5–26, Betula кустарниковая – 5,5–23, B. middendorffii – 18–22, а также B. sp. – 3–26, Alnaster – 12–21) при умеренном присутствии пыльцы древесных форм (Betula manshurica 2–19, B. platyphylla, B. dahurica, B. costata – единично, Alnus 3–10). Практически отсутствует пыльца хвойных (Abies, Picea, Pinus – единично) и широколиственных пород (Quercus – 0,68–1,65, Ulmus – 0,64–3,6, Juglans – единично). Такой спектр, вероятно, отвечает климатическому минимуму позднего плейстоцена. Аналогичные спектры получены также из аллювиальных отложений в цоколе низкой морской террасы (устье р. Желтой) и в основании разреза высокой поймы руч. Темный (Тохтинский грабен).

В горной части Приморья к партизанскому горизонту отнесено большинство крупных конусов выноса, сформировавшихся в краевых частях магистральных долин, частично синхронных $\overline{I}$ НПТ. На это указывает не только особенность геоморфологического положения и фациальный переход пролювия в аллювий магистральной долины, но и сходство спорово-пыльцевых комплексов. Максимум развития конусов выноса во времени совпадает с термическим минимумом позднеледниковья. Этим объясняется высокое содержание в спорово-пыльцевых спектрах пыльцы Betula sp. (до 45), B. sect. Nanae (9,2), Alnaster (2,8). Отдельные линзы пролювия, разделяющие погребенные почвы и наблюдающиеся в разрезе конусов выноса, вероятно, формировались в межстадиалы в конце позднеледниковья (р. Партизанская, т.н. 929). Осадки партизанского горизонта в речных долинах Восточного Сихотэ-Алиня слагают среднюю и верхнюю части $\overline{I}$ НПТ, высота которой в зависимости от интенсивности осадконакопления в долинах разного порядка колеблется от 3–4 до 6–8 м. На Западном Сихотэ-Алине осадки горизонта, как правило, менее грубообломочные, чем в долинах Восточного Сихотэ-Алиня, и вскрываются в средней части террасы (3–4м).

В прибрежной зоне осадки партизанского горизонта слагают кровлю локальной террасы высотой 3–4 м (водотоки второго-третьего порядка) или образуют нижнюю часть разреза, выполняющего предголоценовые долины. В этом случае накопление осадков соответствует концу позднеледниковья – началу голоцена.

В Уссури-Ханкайской впадине осадки партизанского горизонта образуют верхнюю часть четвертичного разреза, выполняющего депрессию и образующего в рельефе $\overline{I}$ НПТ (3–4 м).

Голоценовые отложения

Голоценовые отложения Приморья длительное время оставались слабо изученными. Выделенные для территории Дальнего Востока 4 спорово-пыльцевых комплекса (Нейштадт, 1957) и предложенное на этой основе трехчленное деление голоцена (Чемеков, 1961$_{1,2}$) не использовались в практике геологосъемочных работ. В сводке по геологии Приморья (Берсенев, Сохин, 1969) осадки голоцена подразделены на мухенские (Q^1_{IV}) и современные (Q^2_{IV}) слои.

Детальное изучение голоцена дает возможность проследить эволюцию климата и растительности за последние 10 000 лет и наметить пути использования этих данных при прогнозе развития природной среды на будущее, а данные о структуре современных осадков и строении ландшафтов – при палеогеографических реконструкциях на более ранние временные отрезки плейстоцена. Хорошая сохранность разрезов голоцена, позволяющая судить о сложных геологических процессах на небольшом отрезке времени, поможет в полной мере понять степень упрощения и формализации палеогеографических реконструкций для более ранних этапов антропогена. Относительно точная датировка позволяет установить межрегиональные корреляции и выявить теснейшую связь региональных геологических событий с явлениями общепланетарного порядка.

Голоценовые отложения различных тектонических зон Приморья благодаря хорошей сохранности разрезов имеют наиболее полный генетический спектр осадков. Исключение составляют ледниковые отложения, известные только в горном узле Байтоушань (Денисов, 1965$_1$). Причем практически в любой из тектонических зон Приморья по хорошей сохранности разреза можно проследить эволюцию этого ряда. Условия осадконакопления в голоцене, по сравнению с позднеледниковьем, на территории Приморья претерпели значительные изменения.

В прибрежной зоне мощная позднепослеледниковая трансгрессия привела к затоплению осадков мелководного шельфа и глубокому проникновению морских вод в речные долины. В возникших крупных риасах произошло накопление аллювиально-лагунных и прибрежно-морских осадков общей мощностью до 46 м. Подтопление устьев рек привело к выполаживанию уклонов в низовьях магистральных долин, что предопределило уменьшение крупности осадков голоцена по сравнению с более ранними этапами плейстоцена. Волна аккумуляции, в связи с влиянием подпора морских вод, распространилась в глубь суши и привела к возникновению низкой аллювиально-морской равнины. Последующая малоамплитудная регрессия вызвала частичное расчленение этой равнины и привела к возникновению низкой морской и лагунной террасы.

В Уссури-Ханкайской депрессии голоценовая регрессия оз. Ханка обусловила резкое сокращение площади и мощности озерных отложений. В краевых частях депрессии понижение базиса эрозии привело к оживлению глубинной эрозии и формированию уступа первой надпойменной и низкой озерной террас. Расширение акватории озера в верхнем голоцене вызвало затопление аллювиальных дельт и разрушение верхнечетвертичной озерно-аллювиальной равнины вдоль западной окраины котловины оз. Ханка и возникновение пояса голоценовых болот на юго-востоке и востоке озерной равнины. В целом мощность голоценовых отложений в Уссури-Ханкайской котловине незначительна для озерных долин 1,5–2,0 м (?), а для речных – не превышает нормальной.

В горной части Приморья, в связи с резким изменением баланса наносов в системе склон – речная долина, в голоцене наблюдается оживление глубинной эрозии, приведшей к формированию уступа $\overline{I}$ НПТ. Почти полная задернованность склонов в зонах низкогорья и среднегорья привела к сокращению площадей распространения осыпей и обусловила преимущественно медленное смещение обломочного материала на склонах.

Результаты изучения голоценовых отложений, детальное расчленение осадков и сопоставление выделенных слоев в разрезах голоцена Южного Приморья с их аналогами из других районов по схеме Блитта-Сернандера приведены в ряде работ (Васильев и др., 1973; Караулова, 1974; Караулова и др., 1973; Короткий, Караулова, 1975; Короткий, Караулова и др, 1972; Троицкая, 1973$_1$, 1974, 1975; Троицкая и др., 1971, 1978; и др.).

Детальное изучение разреза голоценовых отложений с применением палинологического, диатомового, макро- и микрофаунистического, радиоуглеродного (C^{14}) анализов, выяснение особенностей литологии и соотношения фаций с геоморфологическими поверхностями позволили расчленить голоценовый осадочный комплекс на 5 слоев. Данные по абсолютному возрасту осадков голоцена дали возможность сопоставить голоценовый разрез Приморья с другими районами Евразии, расчленить его согласно схеме Блитта-Сернандера и уточнить границы периодов по Хотинскому (1969, 1973). В соответствии с изложенным, голоценовые отложения, объединяемые в южноприморский горизонт, подразделены нами на пребореальные (Q^1_{IV} am) - амурские слои; бореальные (Q^1_{IV}chs) - хасанские слои; атлантические (Q^2_{IV}br) - барабашевские слои; суббореальные (Q^2_{IV}amb) - амбинские слои; субатлантические (Q^3_{II}rs) - рязановские слои.

Пребореальные (амурские) слои по времени накопления соответствуют пребореальному интервалу скандинавской схемы и имеют возрастное ограничение 10300-9100 лет (Хотинский, 1969, 1973). Накопление осадков происходило при уровне Японского моря около 45-50 м ниже современного (Караулова и др., 1973). Благодаря этому в материковой части прибрежной зоны Приморья осадконакопление было минимальным, а эта зона транзитной. Пребореальные аллювиально-лагунные осадки вскрыты в основании разреза голоцена, выполняющего переуглубленные магистральные долины, где они залегают с размывом на верхнеплейстоценовых отложениях, объединяемых в черноручьинский горизонт (инт. 35-40 м).

В пребореальных лагунно-эстуарных осадках, вскрытых на выходе из Амурского залива, фораминиферы встречены на отметке -36 м, в средней части залива (скв. 2); в интервале от -40,9 до -42,9 м, в бухте Спокойная (ст. 510) от -46,8 до -47,25, а в створе мыса Разградский (скв. 26) - на отметке -32 м. Эти слои в основном переходные от верхнедриасовых континентальных отложений к пребореальным морским. Они содержат всего 9 видов фораминифер, из которых наиболее многочисленны Cribroelphidium goesi Cognatum, Cr. asterineus, Trochammina inflata и Cribrononion incertum, широко распространенные на современном западном шельфе, что указывает на сходство термического режима пребореального времени с современным. В состав комплекса входят также единичные остракоды, текамебы и "зубы" полихет. В некоторых местах (ст. 515) встречены только эстуарные виды-Jadammina macrescens и Miliammina tichangouensis. Вероятно, благодаря быстрому подъему уровня моря в конце пребореального времени, такие местонахождения оказывались в зоне активного волнового режима, что создало неблагоприятные условия для жизни фораминифер. Этим можно объяснить и отсутствие более глубоководных видов и исчезновение мелководных в верхних слоях разреза, в то время как в осадках, вскрытых скв. 2 (Амурский залив), этот фациальный переход хорошо выражен в смене комплекса микрофауны и по изменению структуры комплексов диатомей.

Наиболее полно палинологически охарактеризованы пребореальные (амурские) слои скважин 2 и 3, пробуренных со льда в Амурском заливе в 1970 г. В.С.Рынковым и Б.И.Васильевым (рис. 42). Здесь в интервале глубин 40,5-44,0 м (морские отметки - 42,9 м) вскрыт плотный глинистый мелкозернистый песок с примесью гравия и гальки, для которого характерен спорово-пыльцевой спектр с преобладанием пыльцы мелколиственных пород (B. manshurica (Rgl.) Nakai - 34, B. ermanii Cham. - 4,4, B. sect. Nanae - 4,4-32) при достаточном количестве пыльцы Quercus (30), Ulmus (10). В этих осадках найдена скудная микрофауна фораминифер Trochammina inflata хорошей сохранности и окатанные экземпляры Cribroelphidium asterineus, Cr. goesi, Cribro-

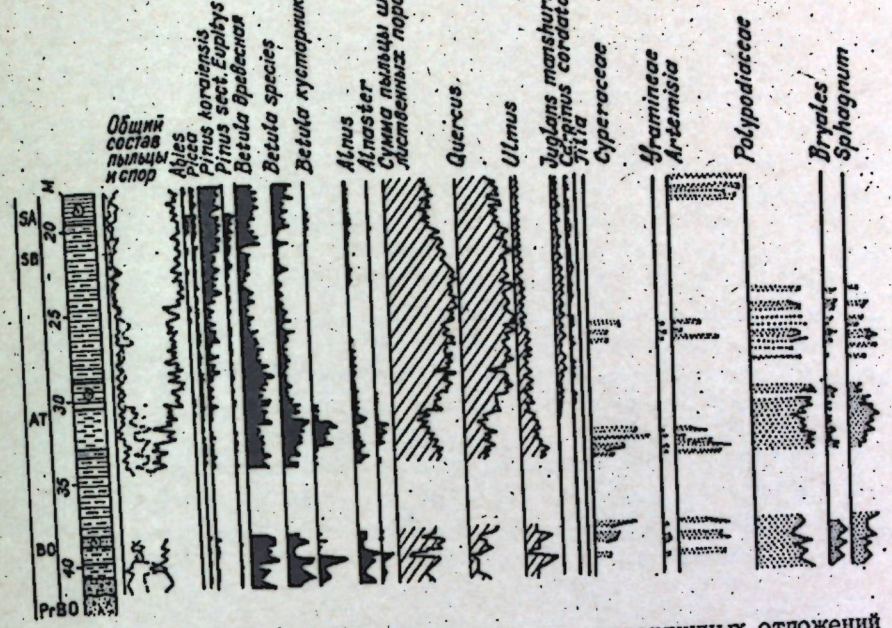


Рис. 42. Спорово-пыльцевая диаграмма четвертичных отложений скв. 3 (Амурский залив). Усл. обозн. см. на рис. 2

nonion incertum, Nonionella sp., единичные текамебы, остракоды, "зубы" полихет и неопределимые обломки фораминифер (рис. 43). Все найденные виды относятся к широко распространенным на современном шельфе, придонная температура, видимо, была близка к современной. Плохая сохранность и малочисленность микрофауны объясняются тем, что и в этом местонахождении данный слой является переходным от континентальных отложений к морским (Троицкая, 1974; Троицкая и др., 1978).

На юге прибрежной зоны Приморья в устье р. Туманной (скв. 25) пребореальные отложения скрыты в интервале глубин 47,0-48,7 м, где (по материалам Л.Б.Хершберга) они представлены плотными зеленовато-серыми алевритами с растительными остатками (рис. 44). Спорово-пыльцевые спектры содержат пыльцу мелколиственных в меньшем количестве (в сумме до 30%), чем спектры из Амурского залива (до 60%), и отличаются высоким содержанием пыльцы Quercus (14-33) и Ulmus (12-40,5), Juglans (1,9-3,4). Присутствие в спектре пыльцы Pinus koraiensis Sieb. et Zucc. указывает на произрастание в этом районе кедрово-широколиственных лесов. Весьма "теплый" облик спорово-пыльцевого комплекса не типичен для начала голоцена. Это объясняется следующим.

1. Не исключено, что здесь вскрыты морские осадки, аналогичные лагунным отложениям из бухты Золотой Рог и морским отложениям в скв. 2 (Амурский залив), имеющим позднечетвертичный возраст.

2. Южное положение района и принадлежность его к особой флористической провинции позволяет предполагать, что в конце позднеледниковья - начале голоцена здесь была распространена более теплолюбивая флора, чем на севере территории.

3. Не исключена возможность сильного отепляющего влияния ветви течения Куросио, которое после исчезновения Цусимского порога по мере поднятия уровня моря могло проникать к берегам Корейского полуострова и юга Приморья. В таком случае можно допустить, что в зоне действия теплых морских течений климатический оптимум голоцена наступил раньше,

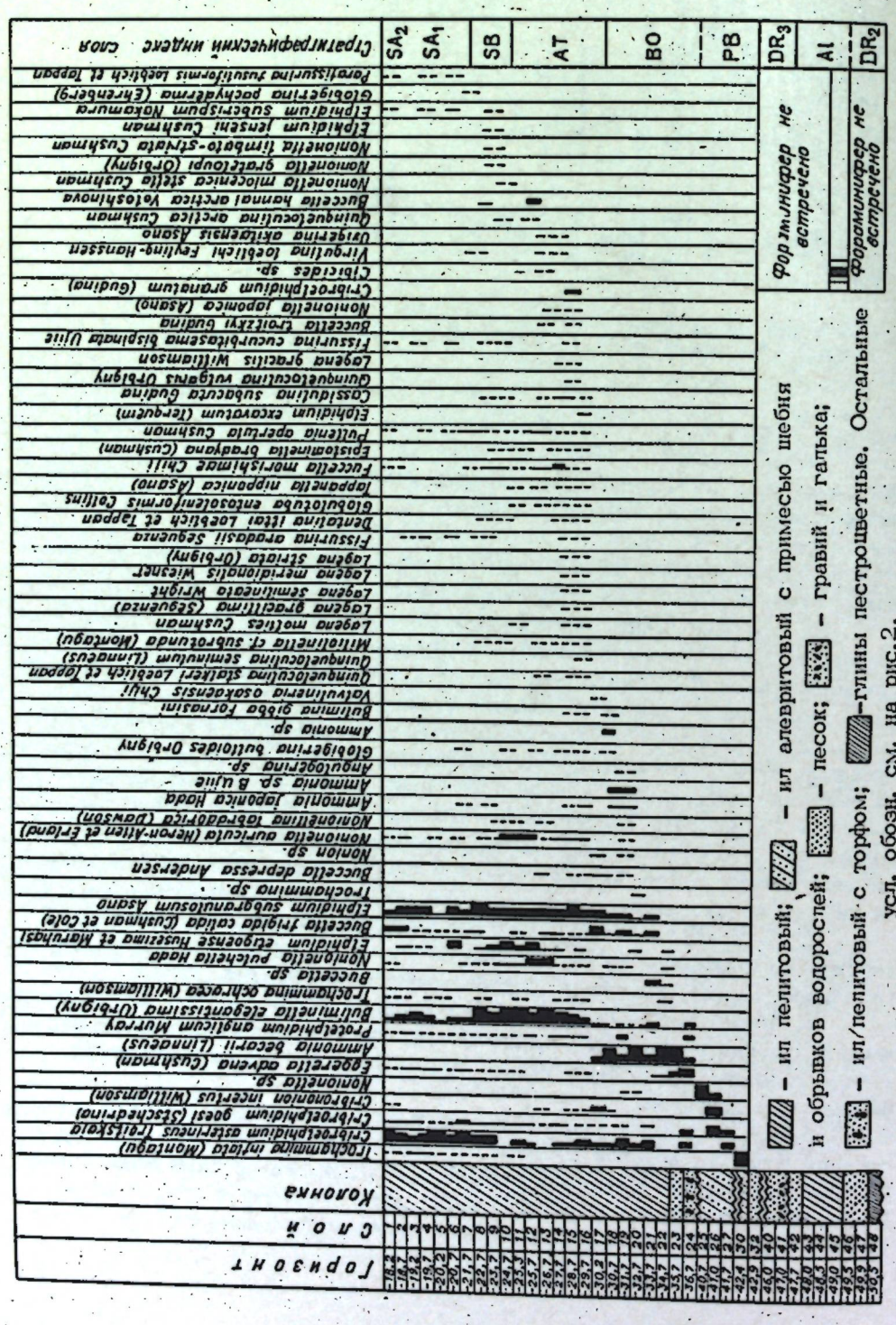


Рис. 43. Распределение фораминифер в четвертичных отложениях скв. 2 (Амурский залив)

– ил пелитовый; – ил алевритовый с примесью щебня и обрывков водорослей; – песок; – гравий и галька; – ил/пелитовый с торфом; – глины пестроцветные. Остальные усл. обозн. см. на рис.2.

чем во внутриматериковых районах, как допускается для Сахалина и Камчатки (Хотинский, 1971).

В горной части Приморья пребореальные осадки известны в кровле I НПТ р. Павловки, где они представлены пойменными суглинками с прослоями торфянистых алевритов (до 0,6–1,2 м) и перекрыты позднеголоценовым верховым торфяником (см. рис. 42). Спорово-пыльцевой комплекс, полученный из этих осадков, более бедный по сравнению со спектрами самого юга Приморья. Он содержит пыльцу хвойных (Picea sect. Eupicea- 3,4), широколиственных пород (Quercus – 2,3, Ulmus – 7,8, Syringa – 0,3), мелколиственных (Betula manshurica (Rgl.) Nakai- 25,7, Betula sp. – 4,7, B. sect. Nanae – 3,6, Alnaster – 1,7) и единичные зерна Pinus koraiensis Sieb. et Zucc. Большое количество пыльцы Alnus (до 50) указывает, видимо, на произрастание ольховых лесов в пределах высокой поймы.

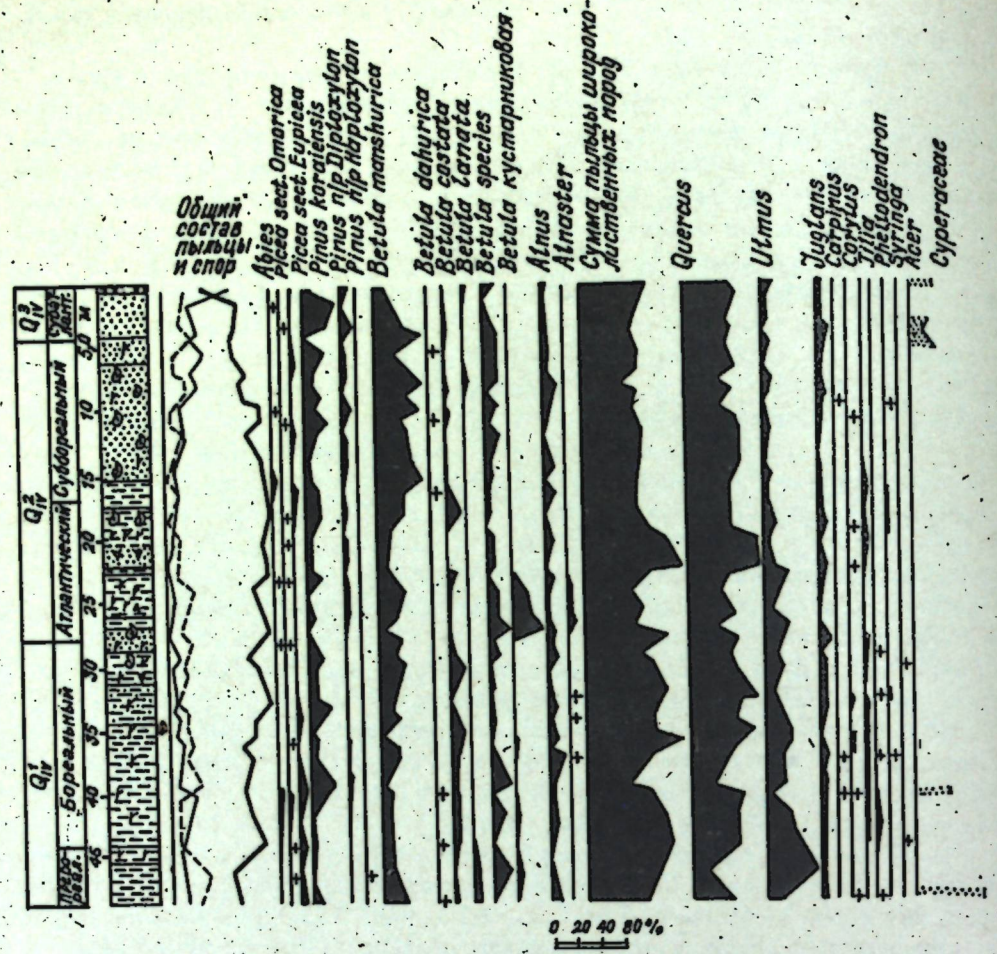
Осадки, отвечающие переславскому или питско-игаркинскому похолоданию на границе пребореального и бореального времени, проявившемуся в Северной Евразии (Хотинский, 1969; Кинд, 1974), в Приморье отчетливо выделяются в Амурском заливе (скв. 2 и 3) и в устье р. Туманной (скв. 25). Спорово-пыльцевые спектры осадков из скв. 3 (гл. 40,3–41 м) характеризуются высокими содержаниями пыльцы мелколиственных (в сумме до 90%) и особенно Betula sect. Nanae (до 33), Betula sp. (27) и Alnaster (до 15,5) при резком сокращении пыльцы широколиственных Quercus (4,8), Ulmus (3,8). В устье р. Туманной (скв. 25, гл. –46–47 м) наблюдается почти восьмикратное сокращение пыльцы Ulmus и Quercus при значительном увеличении доли мелколиственных (Betula manshurica (Rgl.) Nakai – 8, Betula sect. Nanae – 12,8, Betula sp. – 11, Alnaster – 3,2, Alnus – 4,8).

Осадки со спорово-пыльцевым комплексом, соответствующим переславскому похолоданию, обнаружены на мелководном шельфе бухты Спокойная в интервале – 46,0–46,5 м (скв. 510; рис. 45), где они залегают на аллювиально-лагунных осадках конца пребореального времени (инт. – 46,7–47,25 м) с пресноводной макрофауной. Непосредственно в темно-серых торфянистых алевритах, отнесенных к переславскому похолоданию, описана макрофауна (Aloidis amurensis Sphr., Muskulus sp.), типичная, по заключению Г.А.Евсеева, для опресненных лагун.

Комплекс фораминифер из этих пограничных отложений (инт. от –46,0 до –46,26 м) состоит всего из трех видов: Ammonia beccarii, Buccella frigida calida, Trochammina inflata, характерных для малых глубин, где возможно распреснение. Выше по разрезу структура комплекса отражает улучшение условий обитания в бореальное время (рис. 46).

Этой пачке осадков соответствует спорово-пыльцевой комплекс с высоким содержанием пыльцы мелколиственных пород (Betula manshurica (Rgl.) Nakai – 26–33, B. dahurica Pall. – 1,7, B. ermanii Cham. – 1,3, B. sect. Nanae – 10–20, Betula sp. – 34–39, Alnaster – 5,4, Alnus – 11,5), меньшим – широколиственных (Ulmus – 3,2; Quercus mongolica Fisch.– 2,3, Phellodendron – 0,37) и единичных зерен пыльцы хвойных (рис. 47).

Таким образом, осадки, соответствующие похолоданию на границе пребореального и бореального времени, вскрыты в пределах мелководного шельфа в интервале глубин от –46 (бухта Спокойная, р. Туманная) до –40,5 м (Амурский залив). Лагунные осадки бухты Спокойная, содержащие солоноватоводную фауну и залегающие на пресноводных аллювиально-лагунных осадках, видимо, отвечают комплексу отложений древней береговой линии, тем более, что латерально-торфянистые алевриты замещаются песками с морской фауной.



Хасанские (бореальные) слои ($Q_{IV}^{1}chs$) включают осадки, накопившиеся после питско-игаркинского похолодания. Время их накопления, по А.В.Хотинскому (1969, 1973), отвечает возрастному интервалу 9300-8000 лет.

Осадки, соответствующие бореальному времени, вскрыты на мелководном шельфе в интервале глубин от -46 м (бухта Спокойная, устье р. Туманной) до -34-36 м (устья рек Туманной и Киевки), а в Амурском заливе от -40,5 до -30,5 м. В устье р. Туманной и Амурском заливе бореальные осадки представлены темно-серыми илами и алевритами с макрофауной лагунного облика, в устье р. Киевки - грубообломочными валунно-галечно-песчаными разностями с прослоями лагунных илов в кровле пачки.

Спорово-пыльцевые спектры из этих осадков (Амурский залив, устье р. Туманной, бухта Спокойная) имеют следующие общие признаки (см. рис. 42, 44, 47).

1. Вверх по разрезу наблюдается увеличение количества пыльцы широколиственных пород (Quercus - 4,5-12,9 в бухте Спокойная и 20-40 в устье р. Туманной, Juglans - 0,64-1,4 и 2,4-5,6 в бухте Спокойная и устье р. Туманной соответственно).

2. Среди пыльцы широколиственных преобладает Ulmus (бухта Спокойная - 21,5, Амурский залив, скв. 3 - 23,7, устье р. Туманной, скв. 25 - 26%).

3. Наблюдается сокращение вверх по разрезу, вплоть до полного исчезновения, пыльцы Betula sect. Nanae и значительное уменьшение Betula sp. (до 1,5 - в устье р. Туманной, 8,7 - Амурский залив, 19% - бухта Спокойная).

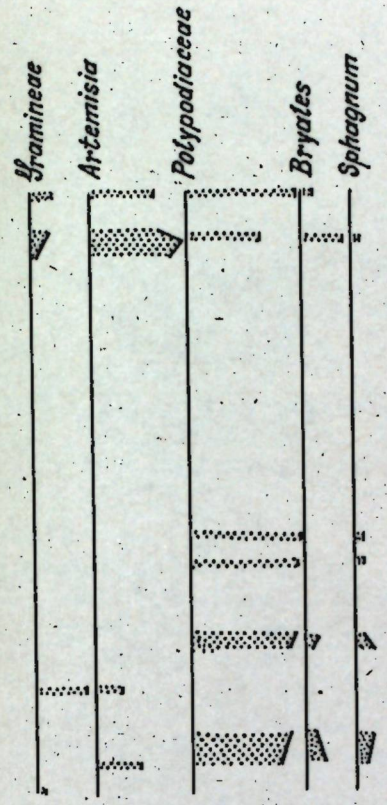


Рис. 44. Спорово-пыльцевая диаграмма четвертичных отложений скв. 25 (устье р. Туманной). Усл. обозн. см. на рис.2.

4. Появляется пыльца Pinus koraiensis Sieb. et Zucc., Pinus n/p Haploxylon и Picea, Abies (в сумме до 10%).

Таким образом, спорово-пыльцевые спектры отражают развитие в прибрежной зоне березово-широколиственных лесов с широким распространением Quercus в устье р. Туманной и Ulmus - в более северных районах.

Бореальные слои скв. 2 содержат 25 видов фораминифер (см. рис. 43). Кроме того, в этом слое мощностью 6,2 м встречены остракоды, текамебы, "зубы" полихет и неполные раковины солоноватоводного моллюска Corbicula fluminea (Müll.) Из фораминифер наиболее многочисленны Cribroelphidum asterineus, Cr. goesi, Eggerella advena, Buliminella elegantissima, Ammonia becarii и Ammonia sp. Два последних, преобладающих в комплексе, характерны для теплого мелководья. Комплекс практически не встречается в более высоких слоях скв. 2 и наиболее характерен для этого слоя. По разрезу комплекс неоднороден; нижняя часть 4-го слоя содержит, по данным Т.С. Троицкой (1974), более бедный комплекс, чем в современном Амурском заливе, и, вероятно, относится к лагунным отложениям. В слое, расположенном выше песков, встречены единичные Ammonia beccarii и Egerella advena, занесенные сюда, видимо, волнением.

Осадки, вмещающие этот комплекс, возможно, накопились во время похолодания на границе пребореального и бореального времени, и их следует рассматривать как позднепребореальные. Пелитовые илы, лежащие выше, содержат разнообразный (до 16 видов) комплекс фораминифер хорошей сохранности, в котором кроме перечисленных видов встречены Elphidium subgranulosum, Nonionella pulchella, Buccella frigida calida, Globigerina bulloides. Этот комплекс соответствует более глубоководным осадкам открытого мелководного шельфа. Появление Ammonia japonica и Nonionella pulchella, увеличение количества Elphidium subgranulosum и уменьшение к кровле A. beccarii позволяют предположить, что верхняя часть бореальных (хасанских) слоев в Амурском заливе формировалась на глубинах, близких к современным, но придонные температуры были несколько выше современных.

Это предположение подтверждается и изменениями в структуре комплекса диатомовых водорослей, изученных Е.И.Царько. В интервале глубин от -35 до -37 м содержатся 29 видов пресноводных и только 4 солоноватоводных, тогда как к кровле слоя (-30,5 м) ведущее положение занимают морские виды, 2 из которых - Cyclotella striata subsecundus и Chaetoceros - планктонные, а число пресноводных сокращается до 7 видов (Троицкая и др., 1978). Морские бореальные (хасанские) слои вскрыты ударными трубками на всей акватории Амурского залива, мощность их

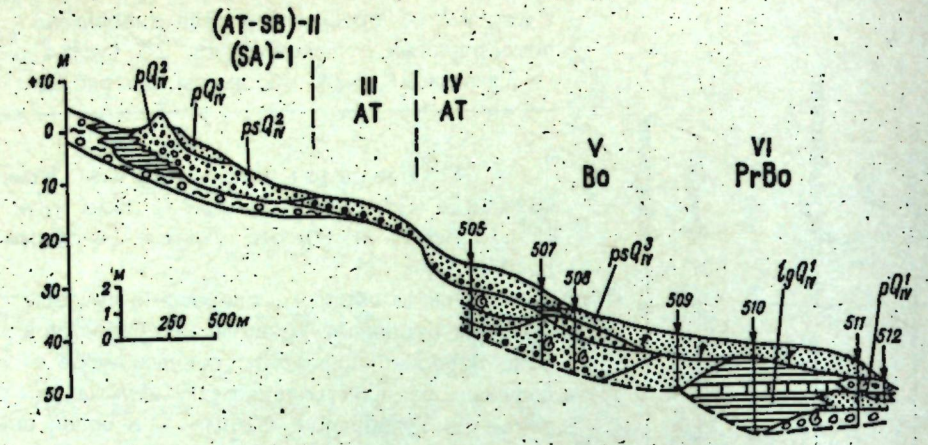


Рис. 45. Литолого-фациальный профиль на одном из участков шельфа Японского моря (Юго-Восточное приморье).
I – VI – береговые линии. Арабские цифры – номера скважин. Усл. обозн. см. на рис. 2.

к мористой части уменьшается. На ст. 188 они залегают в интервале глубин от –36,1 до 34,9 м; в бухте Спокойная – от –44,5 до –46,0 м, в бухте Киевка (скв. 5 и 26) – от –27 до –34 м. Комплекс фораминифер близок к тому, который встречен в разрезах из Амурского залива, и для него характерны (нижняя часть слоя) мелководные Ammonia beccarii и A. japonica. Появление в кровле этих слоев Elphidium subgranulosum и Buliminella elegantissima указывает на увеличение глубины бассейна к концу бореального времени.

Несколько иную структуру имеет комплекс фораминифер из местонахождения 1183 (створ мыса Низменный, современная глубина моря 29 м; материалы К.В.Яблокова). В интервале глубин от –31,2 до 31,6 м вскрыты верхи бореальных отложений. Здесь преобладают виды родов Quinqueloculina и Elphidium, которые в сочетании со стеногалинным видом Cassandra limbata указывают на формирование осадков в условиях открытого шельфа; присутствие Elphidium fax, E. advenum depressulum и E.etigoense – на более высокую, чем современная, температуру и меньшую глубину.

В открытой части Уссурийского залива ударной трубкой с глубины 73 м (ст. 723) был поднят керн (нижняя часть его представлена мелким песком – инт. 1,1–1,3 м, верхняя мелкоалевритовым илом – инт. 0,3–1,10м), в котором встречен вид Lituola parva (от 8 до 120 экз. на 50 г). Присутствие его указывает на формирование осадков в прибрежных условиях, на глубинах, значительно меньших, чем в настоящее время. Возраст этих слоев (бореальный) установлен по характеру спорово-пыльцевых спектров (Марков и др., 1975).

Общее число видов фораминифер в бореальных (хасанских) слоях по сравнению с пребореальными (амурскими) увеличилось с 9 до 37. В целом комплекс фораминифер и диатомей из этих слоев отражает условия осадконакопления, свойственные трансгрессии при повышенной температуре водной массы.

В Уссури-Ханкайской депрессии осадки, по времени соответствующие пребореальному и бореальному периодам европейской схемы, имеют небольшое распространение. Это объясняется прекращением устойчивого осадконакопления в краевых частях впадины и по периметру оз. Ханка, вызванного регрессией. Устойчивое осадконакопление, вероятно, охватывало лишь котловину оз. Ханка, которую мы не изучали. В колонках (до 70 см), взятых

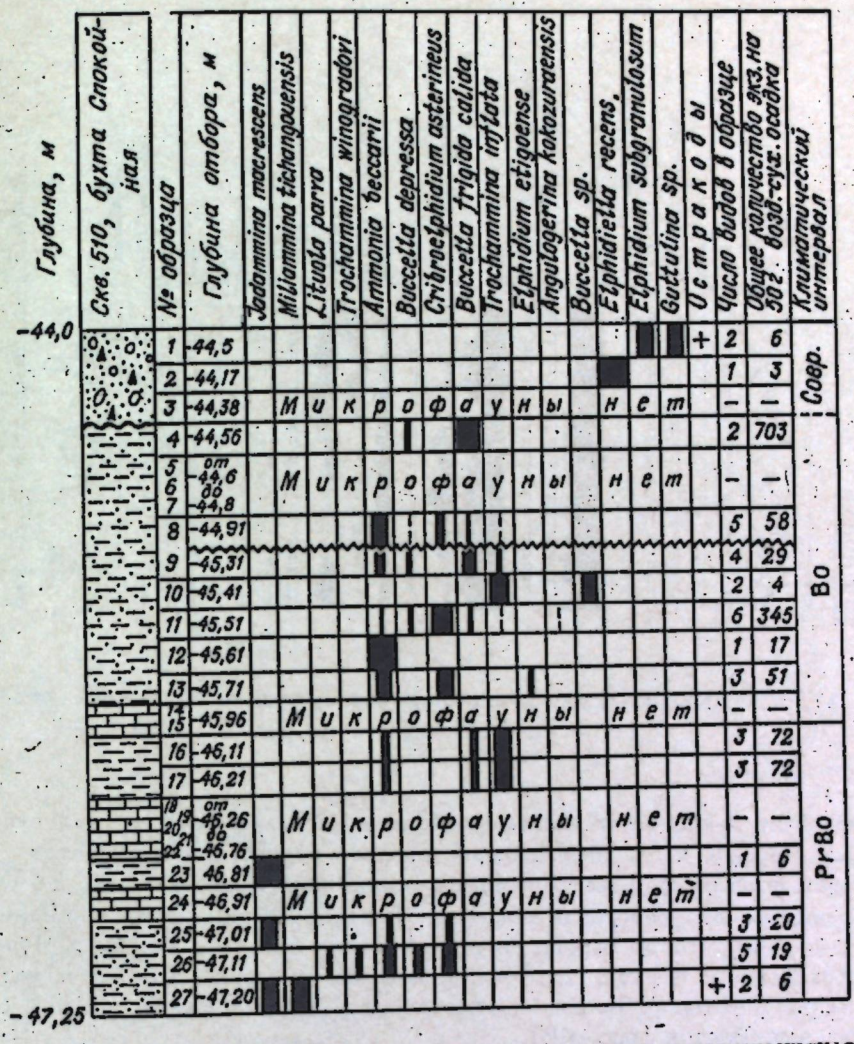


Рис. 46. Распределение фораминифер в четвертичных отложениях скв. 510 (бухта Спокойная). Усл. обозн. см. на рис. 2.

трубкой ГОИН, обнаружены только осадки верхнего голоцена (Короткий, Караулова, 1970).

Бореальные осадки изучены в разрезе I НПТ р. Черниговки (т.н. 1438), где они представлены частым переслаиванием мелких галечников, глинистых песков и темно-серых алевритов с остатками древесины, в кровле переходящих в мощную лугово-болотную почву. О раннеголоценовом возрасте этой пачки, залегающей с размывом на отложениях черноручьинского горизонта, свидетельствует спорово-пыльцевой спектр с преобладанием пыльцы Betula sect. Albae и широколиственных пород (Ulmus и Quercus), а также C^{14}-дата (8180±80, МАГ-332). На западном склоне Сихотэ-Алиня раннеголоценовые (бореальные) отложения помимо указанной пачки установлены по результатам спорово-пыльцевого анализа в основании разреза высокой поймы р. Уссури, где они выходят на дневную поверхность. В долинах малых рек этой зоны раннеголоценовые отложения уже перекрыты более молодыми осадками (реки Таежка и Худая).

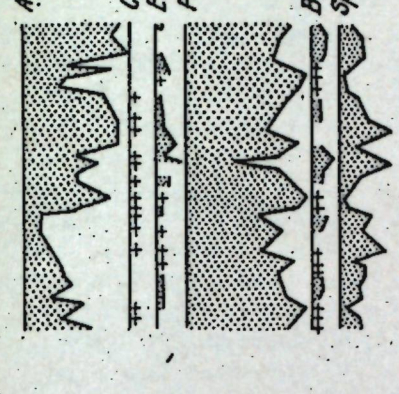
Атлантические (барабашевские) слои (Q_{IV}^2br) включают осадки, соответствующие атлантическому периоду схемы Блитта-Сернандера (абс. возраст 5000–8000 лет). Отложения этого возраста имеют наиболее широкое распространение в прибрежной зоне Приморья, где они служат основной по объему толщей, выполняющей ингрессионные лагуны в долинах рек

Рис. 47. Спорово-пыльцевая диаграмма четвертичных отложений скв. обозн. см. на рис. 2.

и вершинах бухт, и образуют видимое основание морской (3-4 м) и лагунной террас. Морской и лагунный генезис осадков террас подтверждается присутствием фораминифер, встреченных в устье пади Краковки (т.н. 884), в 2 км от современной береговой линии, на отметке +2,5 м; в устье р. Киевки (т.н. 950), в 7 км от берега на высоте около 3 м, и в долине р. Черный Яр (бассейн р. Черной, т.н. 955), в 6 км от моря, 2,5-2,8 м над уровнем моря; в устье р. Козин на отметке от -2,8 до +1,0 м, в 40 м от впадения в зал. Восток (рис. 48).

Во всех этих местонахождениях встречен комплекс фораминифер, однородный по видовому составу. Вместе с Miliammina tichangouensis, M. fusca, Lituola parva, Reophax difflugiformis и Jadammina macrescens, характерными для опресненных лагун и эстуариев, присутствует большое количество солоноватоводных и пресноводных текамеб, что подтверждает мнение о формировании осадков в эстуарно-лагунных условиях. Обычно такие фации занимают самое "острие" ингрессионного клина. Таким образом, атлантические (барабашевские) слои соответствуют максимуму позднепослеледниковой (фландрской) трансгрессии Японского моря, синхронной с общей гляциоэвстатической трансгрессией Мирового океана. Среди осадков, отнесенных в прибрежной зоне к атлантическим (барабашевским) слоям, максимальный объем имеют лагунные алевриты, обильно насыщенные солоноватоводной и морской макро- микрофауной. Осадки лагунной фации имеют мощность от 6-8 м на мелководном шельфе вдали от устьев крупных рек и до 20 м - в устьях крупнопорядковых рек (реки Киевка, Туманная).

На современном шельфе у берегов Южного Приморья морские атлантические (барабашевские) слои вскрыты во многих местонахождениях. Наиболее полно палеонтологические остатки изучены в отложениях Амурского залива, где их мощность колеблется от 0,2-0,3 в мористой и до 5,5 м в кутовой и средней частях (см. рис. 44). Подошва их расположена на отметке -34,8 м при выходе из залива и -30,5 в скв. 2 (современная глубина моря 34 и 17,7 м соответственно). В скв. 26 (бухта Киевка, глубина моря



510 (бухта Спокойная). Усл.

10 м) эти слои залегают в интервале глубин от -20 до -23 м, у мыса Низменный (ст. 1183, глубина моря 29 м) их подошва на -31,2 м. Кровля этих отложений хорошо прослеживается по смене комплекса фораминифер только в Амурском заливе, где ее отметка на -34,6 м на выходе (ст. 188) и на -25,0 м в средней части (скв.2).

Во всех местонахождениях этих отложений встречено максимальное число видов фораминифер (до 43 в отдельных образцах и 80 в слое в целом). Среди них есть ряд видов, не встречающихся сейчас на западном шельфе, но широко распространенных у берегов Японии, где температура придонных вод на 10°выше. Многие виды комплекса свойственны только этим слоям. Некоторые, появившись в атлантических слоях, переходят в суббореальные (амбинские), исчезают или сокращаются до минимума в отложениях раннего субатлантического похолодания (низы рязановских) и вновь появляются, но в значительно меньшем количестве особей уже только в слоях, сформировавшихся в период позднего субатлантического потепления (верхи рязановских), и практически не встречаются в современных осадках западного шельфа. К ним относятся Dentalina ittai, Globulotuba entosoleniformis, Tappanella nipponica, многие виды родов Lagena, Fissurina, Oolina, Bolivina. Присутствие этих видов в сочетании с представителями родов Cassidulina, Islandiella и целого ряда тепловодных видов рода Elphidium указывает на то, что вмещающие этот комплекс осадки формировались в морском бассейне, глубина которого и придонные температуры были значительно выше современных при нормальной солености.

Единичные экземпляры планктонного вида Globorotalia aff. tumida, найденные в этих осадках, встречаются сейчас только в южной части Японского моря (Шарудо, 1974). Из атлантических слоев скв. 2 (Амурский залив), кроме комплексов фораминифер и спорово-пыльцевых спектров, Е.И.Царько изучила богатый комплекс диатомей, в котором из 53 видов 47 морских, а количество планктонных увеличивается до 13 (против 2 в подстилающих слоях): Cyclotella striata, Chaetoceros subsecundus, Coscinodiscus marginatus, C. radiatus, C. lacustris, C. lacustris var. septentrionalis, Biddulphia aurita, Thallassiosira exentrica, Astinophychus undulatus, Thalassiohema nitzschioides и 3 вида из рода Chaetoceras. Все эти факты указывают на то, что и общая циркуляция в море была существенно иной, а повышение температуры вод у берегов Южного Приморья вызвано не местными, а общепланетарными причинами (Троицкая, 1974, 1975; Троицкая и др., 1978).

Возраст атлантических (барабашевских) слоев в континентальных отложениях установлен главным образом по данным спорово-пыльцевого анализа и контролируется датами абсолютного возраста (C^{14}), в морских отложениях - по особенностям комплексов фораминифер и диатомовых водорослей. Комплексное изучение разреза скв. 2 (Троицкая и др., 1978) дало возможность сопоставить морские и континентальные разрезы голоцена, в которых почти всегда отложения этого возраста выделяются наиболее

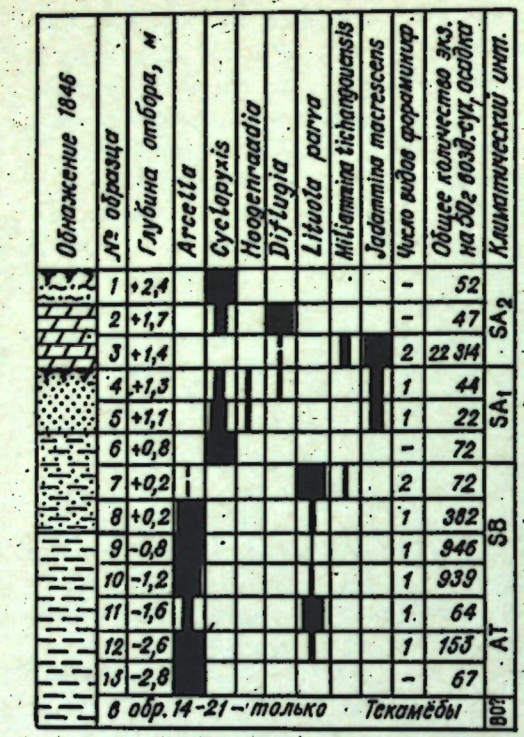


Рис. 48. Распределение микрофауны в четвертичных отложениях устья р. Козина (зал. Восток). Усл. обозн. см. на рис. 2.

четко, что, в свою очередь, позволяет увереннее сопоставлять ниже- и вышележащие части разрезов.

Нижняя возрастная граница проводится на палинограммах в зоне относительного уменьшения пыльцы Ulmus (до 15,5), кратковременного исчезновения Phellodendron, Syringa. Присутствие в спектрах на этом рубеже пыльцы Betula sect. Nanae (до 5,3), Alnaster (2,2), B. ermanii Cham. (4,4) фиксирует относительное похолодание климата в сравнении с бореальным и более поздней частью атлантического периода. Особенно четко это похолодание проявлено в хасанском разрезе голоцена (устье р. Туманной), где ему соответствует появление в спектрах большого количества пыльцы кустарниковых берез (до 18,5%), Alnaster (5) и резкое сокращение пыльцы Juglans (с 8,6 в конце хасанских слоев (Q_1^2Vchs) до 1,6% в пограничном слое), Ulmus и уменьшение количества пыльцы Quercus.

Причин данного изменения спорово-пыльцевых спектров может быть несколько. Во-первых, оно может быть связано с глобальным (новосанчуговским) похолоданием, известным в настоящее время для разных районов Евразии и Северной Америки (Кинд, 1974). Во-вторых, с местным локальным ухудшением климата, вызванным кратковременным изменением системы течений, в частности ослаблением япономорской ветви Куросио и усилением активности холодного Приморского течения. В-третьих, может быть обусловлено резкой сменой ландшафтно-фациальной обстановки, когда глубокое проникновение моря в глубь суши по долине р. Туманной и образование крупного Хасанского залива с серией мелких островов привело к уничтожению формации широколиственных лесов и сильному заболачиванию местности.

В спорово-пыльцевом комплексе атлантических (барабашевских) слоев, полученном из разреза в устье р. Туманной (см. рис. 45), выше пограничных осадков преобладает пыльца широколиственных пород, таких как Quercus, Ulmus, Juglans, Carpinus, Tilia, Syringa, Corylus (в сумме около 65-70%), и постоянно присутствует пыльца Pinus koraiensis Sieb. et Zucc. (13,5) и P. n/p Diploxylon (5,5). Среди мелколиственных преобладает пыльца Betula manshurica (Rgl.) Nakai (до 38) и B. costata Trautv. (20). Подобная структура комплекса (Quercus – до 62, Betula – 38-50), вероятно, связана с преобладанием березово-дубовых лесов в пределах островного архипелага в Хасанском заливе, в то время как пояс хвойно-широколиственных лесов был распространен западнее, на Черных горах.

Севернее, в Амурском заливе (скв. 2 и 3), спорово-пыльцевой комплекс атлантических (барабашевских) слоев отличается значительным содержанием пыльцы широколиственных (Quercus – до 69, Juglans – 7,5,

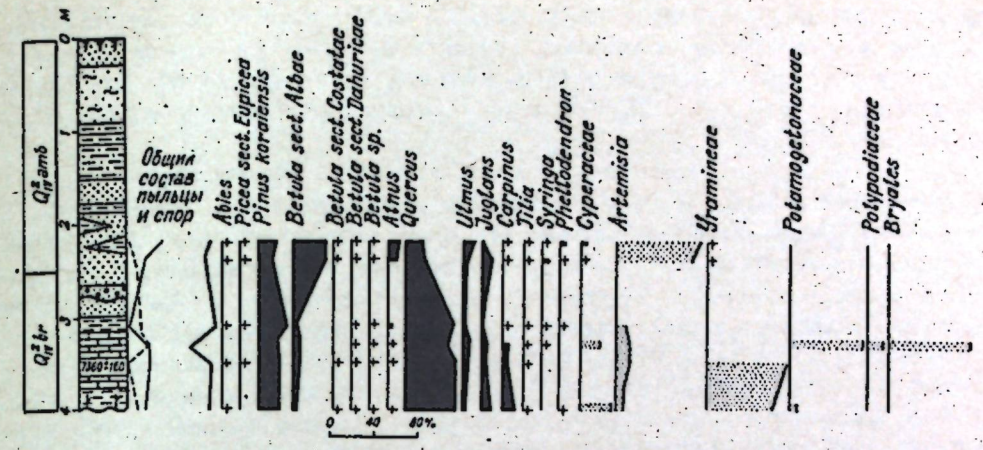


Рис. 49. Спорово-пыльцевая диаграмма четвертичных отложений I НПТ в устье р. Барабашевки (Юго-Западное Приморье). Усл. обозн. см. на рис.2.

Ulmus – 3,5) при общем сокращении пыльцы мелколиственных (Betula manshurica (Rgl.) Nakai – до 13,5, B. costata Cham., B. dahurica Pall. – единичные зерна).

Спорово-пыльцевые спектры из аллювиально-лагунных отложений ингрессионных лагун, отнесенных к барабашевским слоям (устье р. Барабашевки, т.н. 594), характеризуются более высокими, чем осадки открытого моря, содержаниями таких широколиственных пород, как Juglans (до 10,8), Carpinus cordata Blume (10,4), Ulmus (6,9), значительным участием пыльцы Quercus dentata Thunb. (20,4) и сокращением Quercus mongolica Fisch. (27,6). По сравнению с хасанским разрезом голоцена сильно сокращается количество пыльцы мелколиственных (рис. 49).

Атлантические слои в разрезе террасы (3-5 м) в нижнем течении р. Барабашевки представлены переслаивающейся пачкой алевритов, синевато-серых песков и торфа (инт. 3,0-4,5 м от кровли террасы). Присутствие в песках под слоем торфа (гл. 4,1 м) типично солоноватоводного моллюска Corbicula fluminea (Müller) var. suifunensis (Lidholm) (заключение Т.Г.Калишевич) свидетельствует о лагунном происхождении слоев. В комплексе диатомей из разреза террасы (инт. 3,2-3,9 м) присутствуют такие морские и солоноватоводные формы, как Cocconeis scutetlum (1), Achnantres brevipes (3), Mastogloia smilhii (1), Diploneis smithii (4), Diploneis unterrupta (4), Diploneis suborbirularis (1), Navicula bella (4), Navicula peregrina (3), Navicula glaciales (1), Rhopalodia gibberulla var. prontracta (1), Nitzschia acuminata (1), Nitzschia granulata (1), Amphora comutata (4). В этом комплексе (55 форм) морские солоноватоводные формы составляют около 25%. Кровля пласта с диатомеями расположена на 2,5-3,0 м выше современного уровня моря. Абсолютный возраст торфа из этой пачки (гл. 3,8 м), установленный по C^{14}, составляет 7360±160 лет (МГУ-ИОАН-229). Следовательно, лагунные осадки в основании террасы р. Барабашевки отвечают первой половине атлантического периода по схеме Блитта-Сернандера (Короткий, Караулова и др., 1972).

Аналогичный спорово-пыльцевой комплекс, но с большим обилием Juglans (23-32), Phellodendron (7,4), Ulmus (11,6), Quercus (22,5-50) получен из разреза лагунной террасы в нижнем течении р. Черной (т.н. 1827). Абсолютный возраст торфа из пачки аллювиально-лагунных осадков, вскрытого (инт. 3,2-3,6 м) в 5,5 км от современного берега моря, составляет 4865±55 лет (СОАН-290). Из лагунных алевритов,

залегающих ниже этого слоя торфа, получен наиболее богатый для атлантического периода спорово-пыльцевой спектр, в котором сумма южноприморских термофильных широколиственных растений, таких как Phellodendron, Carpinus, превышает 25%. Общая же сумма пыльцы широколиственных составляет 70-75%.

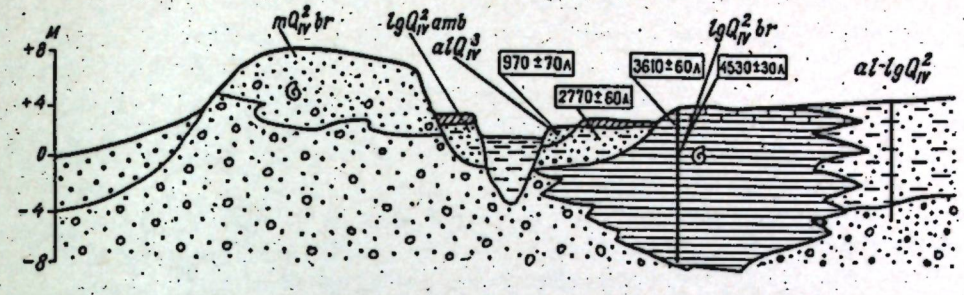
Таким образом, спорово-пыльцевые комплексы барабашевских слоев разных фаций морских осадков значительно различаются. Это объясняется, во-первых, разной степенью удаленности зоны аккумуляции от места произрастания широколиственных, во-вторых - особенностями гидродинамики. Наиболее богатые комплексы получены из аллювиально-лагунных осадков, которые формировались в узких ингрессионных лагунах при достаточно спокойном гидродинамическом режиме, где пыльца близрастущих широколиственных пород, вероятно, успевала выпасть в осадок. В морских отложениях из открытых заливов или крупных глубоких лагун содержание пыльцы широколиственных значительно уменьшается. Соответственно при корреляции спорово-пыльцевых комплексов из прибрежно-морских и континентальных осадков следует вводить поправку на ландшафтно-фациальные условия зоны устойчивой седиментации.

В прибрежной зоне Северного Сихотэ-Алиня осадки среднего голоцена имеют широкое распространение, особенно на участке Самаргинского взморья. Здесь выделяется морская терраса (высота 6-8 м) - барьерная форма, протянувшаяся от устья р. Желтой и до устья р. Ванюковки, а также сопряженная с ней поверхность аллювиально-лагунной аккумуляции. Морская терраса состоящая из серии крупных штормовых валов, почти на всем протяжении сложена валунно- и песчано-галечным материалом, образовавшимся за счет выноса аллювия крупнейшими реками Северного Приморья - Самаргой и Единкой. Лагунная терраса в основании разреза сложена синевато-серыми алевритами и песчанистыми глинами, в кровле - торфянистыми алевритами и торфом, фиксирующими конечную стадию развития среднеголоценовых лагун (рис. 50).

Среднеголоценовый возраст описанных фациальных комплексов установлен для ряда точек прибрежной полосы: в устье рек Желтой, Второй Самарги, Черной речки, Ванюковки. Детальное опробование разрезов позволило установить основные черты атлантических (барабашевских) спорово-пыльцевых спектров.

Для спорово-пыльцевого комплекса, отвечающего альтитермалу голоцена, характерно присутствие в большом количестве пыльцы широколиственных (Quercus - 15-24, Juglans - 0,5-2, Ulmus - 3-6, Acer - 1-2, Phellodendron - 1-2, Syringa - 1-3, Carpinus, Tilia - единично), мелколиственных (Betula manshurica - до 14, B. plathyphylla - до 6, B. costata - до 10, B. dahurica - до 2,5, Betula sp. - до 7, Alnus - до 12, Alnaster - до 7) и в меньшем количестве, чем в субфоссильных спектрах, пыльцы хвойных пород (Abies - до 5, Picea sect. Eupicea - до 5, P. sect. Omorica - до 15, Pinus koraiensis - до 18, P. pumila - единично).

Вверх по разрезу среднеголоценовой лагунной террасы отмечается увеличение пыльцы хвойных пород (Picea, Abies - до 38, Pinus n/p Haploxylon - до 28, в том числе Pinus koraiensis - до 20, P. pumila - до 3). Среди мелколиственных пород возрастает роль пыльцы фригидных форм. Уменьшается родовое разнообразие и сокращается доля пыльцы широколиственных пород (Quercus - 6-12, Ulmus 1-2, Juglans - 0,5-2, Tilia, Syringa - единично). Такое изменение структуры спорово-пыльцевого комплекса, вероятно, соответствует относительному похолоданию климата на рубеже атлантических-суббореальных слоев, с чем согласуется C^{14}-дата (4530±100, МАГ-339), полученная для торфяника в кровле лагунных осадков (см. рис. 50).



Р и с. 50. Геологический профиль прибрежно-морской равнины в устье р. Ванюковки. Усл. обозн. см. на рис.2.

Атлантические спорово-пыльцевые комплексы Северного Сихотэ-Алиня, по сравнению с югом Приморья, сильно обеднены пыльцой широколиственных пород, особенно наиболее термофильных форм, но содержат в большом количестве пыльцу хвойных. В спектрах постоянно присутствует пыльца холодолюбивых берез (это, возможно, связано с широким развитием верховых болот в конце фландрской трансгрессии), ольховника и кедрового стланика. Такая структура комплекса соответствует развитию кедрово-широколиственных лесов в нижнем поясе гор и существованию фрагментов гольцовой растительности в вершинном поясе Сихотэ-Алиня.

В горной части Приморья спорово-пыльцевые спектры, сходные с комплексом альтитермала голоцена, получены из разреза I НПТ (высота 2-4 м) в верховьях р. Милоградовки (валунно-галечные отложения с прослоями торфа и торфянистого алеврита; т.н.217, 219). Спорово-пыльцевой комплекс из этой террасы отличается четко выраженной трехкомпонентностью. Спектры в большом количестве содержат пыльцу хвойных, преимущественно Pinus koraiensis Sieb. et Zucc. (53,6) с примесью P. n/p Haploxylon и Picea sect. Omorica (3,2); значительна доля пыльцы широколиственных пород (Quercus - до 22, Juglans - 0,3, Ulmus - 6,7, Tilia - 2,6, Carpinus, Corylus, Acer, Oleaceae, Phellodendron - единично); имеется пыльца Betula manshurica (Rgl.) Nakai (до 31,2), B. dahurica Pall. (до 4), B. costata Trautv. (2,4). Присутствие Betula sp. и Alnus связано с заболоченностью долины.

Такие спектры соответствуют развитию в зоне среднегорья Среднего Сихотэ-Алиня хвойно-широколиственных лесов из Quercus, Juglans, Pinus koraiensis Sieb. et Zucc. и других пород. Темнохвойные породы (Abies, Picea) встречались, видимо, только в верхнем поясе гор (высокогорные массивы гор Облачной и Снежной). Сравнение этих спектров со спектрами осадков субатлантического периода из разреза высокой поймы в этом же месте показывает преобладающую роль Pinus koraiensis Sieb. et Zucc., Picea и Abies в зоне современного среднегорья. Столь теплый облик спектров из разреза I НПТ р. Милоградовки позволяет сопоставлять время накопления осадков с атлантическим, а верхней части террасы, кроме покровного торфяника, - с суббореальным периодом голоцена схемы Блитта-Сернандера.

На западном склоне Южного и Среднего Сихотэ-Алиня в долинах магистральных рек к атлантическим слоям отнесены осадки верхней части разреза высокой поймы. Отличительной особенностью разрезов этого возраста является сильная цементация валунно-галечного материала гидроокислами железа и марганца (вплоть до образования конгломератов). Возраст этих осадков в нижнем поясе гор установлен на основании спорово-пыльце-

вых спектров, в которых отмечается преобладание пыльцы разнообразных видов широколиственных пород, особенно Quercus (до 73%). В среднем течении рек Большой Уссурки и Бикин атлантические спорово-пыльцевые комплексы из верхней части разреза высокой поймы отличаются, по сравнению с другими районами Приморья, меньшим содержанием и разнообразием пыльцы широколиственных пород на фоне увеличения доли пыльцы Pinus n/p Haploxylon и Picea.

Для пограничных слоев между атлантическим и суббореальным периодами характерно падение температур, которое, по Т.Карлстрему (1966), началось около 5500 лет, когда закончился послеледниковый альтитермал Северной Америки с максимумом охлаждения около 4000 лет тому назад. Этому отрезку времени соответствует наибольшее развитие ледников в зал. Куха и более низкий, чем в верхнем голоцене, уровень моря. Сведения о снижении температур в начале суббореального времени установлены для Аятского болота на Урале (Хотинский, 1969), болот Васюганья, низовьев Енисея (Алексеев и др., 1965). На Северо-Востоке СССР климатический оптимум голоцена завершился около 4500 лет назад (Лаврушин и др., 1963; Ложкин, Носов, 1968).

Спорово-пыльцевые спектры из опорных разрезов морского голоцена, практически непрерывных в Южном Приморье, не всегда позволяют четко выделить похолодание на границе барабашевских и амбинских слоев. Изменение структуры комплекса фораминифер и диатомовых водорослей в изученных разрезах позволяет провести границу вполне определенно. В хасанском разрезе голоцена, на глубине 16 м этот контакт можно определить по уменьшению в спектрах пыльцы Juglans, Carpinus, Tilia, Syringa сокращению пыльцы Betula costata Trautv. и появлению Pinus n/p Diploxylon. На этой границе наблюдается некоторое увеличение количества пыльцы Betula sp. Сокращение доли влаголюбивых широколиственных пород при общем значительном содержании пыльцы Quercus (до 38) и появление пыльцы сосен, видимо, связано с относительным иссушением климата.

В скв. 2 и 3 (Амурский залив) контакт барабашевских и амбинских слоев (гл. 23,7–24,0 м) палинологически выражен нечетко: некоторое сокращение пыльцы Carpinus, Quercus mongolica Fisch., Juglans, Phellodendron и незначительное увеличение Betula sp.

В лагунных и аллювиальных отложениях ингрессионных заливов граница барабашевских и амбинских слоев проводится достаточно четко. Так, в разрезе террасы р. Барабашевки выше лагунных осадков с солоноватоводной макрофауной и смешанным пресноводно-солоноватоводным комплексом диатомовых водорослей залегает пачка песчаных суглинков с прослоями алевритов, в основании которой наблюдается прослой сильноожелезненных грубозернистых песков с гравием. Из этой пачки получен спорово-пыльцевой комплекс, в котором заметно уменьшается количество пыльцы Juglans manshurica Maxim. (до 4), Syringa (1,3), Ulmus (4,0), Carpinus (1,5), Pinus koraiensis Sieb. et Zucc.(13,5), Quercus mongolica Fisch.(17). В зоне контакта наблюдается увеличение пыльцы мелколиственных в основном за счет Betula manshurica (Rgl.) Nakai (до 24,5) и появление Betula sp. Значительное увеличение пыльцы Alnus (от 0,4–4,2 в барабашевских слоях и до 24,5 – в амбинских) объясняется, вероятно, сильной заболоченностью прибрежных равнин в конце фландрской трансгрессии.

Суббореальные (амбинские, $Q_{IV}^{2}amb$) слои по объему соответствуют суббореальному периоду схемы Блитта–Сернандера и имеют границы от 4500–5000 до 2200–2500 лет (Хотинский, 1969). В результате изучения разрезов низкой и лагунной террас установлено, что осадки амбинских слоев слагают среднюю и верхнюю части разреза; в вершинах лагун лагунное осадконакопление сменяется аллювиальным, которое происходило при быстром выдвижении дельт к внешним частям лагун. Поэтому в вершинных частях лагун амбинские слои (мощность до 2,5–3,0 м) представлены в основном пойменно-старичным аллювием (с линзами русловых песков), а вблизи моря наблюдается переслаивание аллювиальных и лагунных осадков. Эта фациальная смена достаточно отчетливо выражена в изменении структуры осадков (исчезновение пойменных суглинков и погребенных луговых почв) и усилении роли морских и солоноватоводных элементов в смешанных комплексах диатомей вблизи моря. В устьях наиболее крупных рек и в пределах Хасанской прибрежной равнины к амбинским слоям отнесены чисто лагунные и "маршевые" фации прибрежно-морского генезиса.

Для средней части лагунной террасы (3–5 м) в нижнем течении р. Амбы (т.н. 598; рис. 51) характерен спорово-пыльцевой комплекс с большим количеством пыльцы Quercus mongolica Fisch. (до 51) при незначительном других широколиственных (Juglans manshurica Maxim. – 6,2, Ulmus – 3,8, Tilia – 0,84, Acer – 0,32, Carpinus cordata Blume – 1,2, Corylus – 0,42). Мелколиственные породы представлены пыльцой Betula manshurica (Rgl.) Nakai (до 12,5), Betula sp. (1,2), B. ermanii Cham. (0,84), Alnus (6,3). Этот спектр получен из слоя торфянистого алеврита с древесиной (инт. 3,2–3,4 м), абсолютный возраст которого по данным радиоуглеродного анализа (C^{14}) составляет 3040±25 лет (СОАН-287).

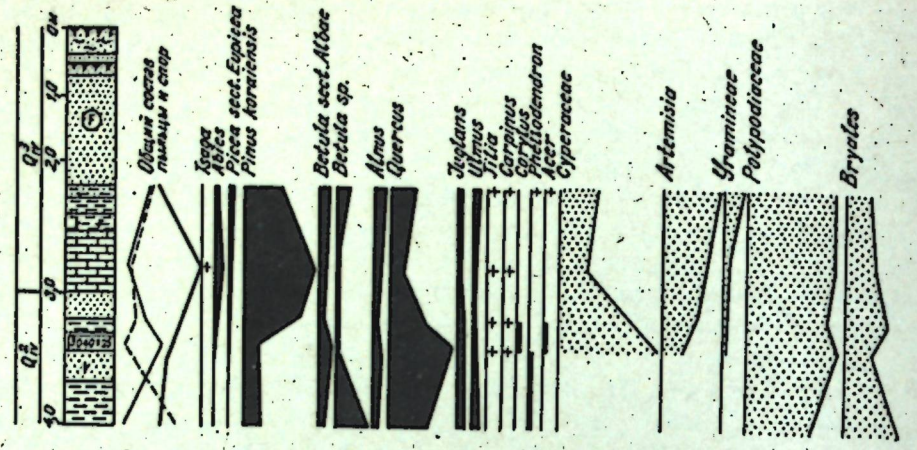
Вверх по разрезу аллювиально-лагунных осадков наблюдается уменьшение пыльцы широколиственных, в том числе и Quercus mongolica Fisch. (20–22), и увеличение пыльцы Pinus koraiensis Sieb. et Zucc. (44) и Betula sp. (т.н. 85).

Абсолютный возраст аллювиально-дельтовых осадков составляет 2595±20 лет (СОАН-286). Накопление верхней части разреза лагунной террасы происходило в условиях прогрессирующего похолодания климата. В приустьевых частях рек, где открытые лагуны существовали на протяжении всего суббореального времени, амбинские слои представлены лагунными осадками, накопление которых происходило в условиях меняющейся солености водной массы и постепенного выдвижения дельт.

Изменение лагунного режима осадконакопления на протяжении суббореального времени отражено в составе макро- и микрофауны и диатомей. Периодические прорывы морских вод с нормальной соленостью приводили не только к огрублению осадков лагун (перекрытие илов песчаными наносами), но и вызывали смену биотопа (Троицкая и др., 1971; Пушкарь, Короткий, 1975).

В наиболее крупных лагунах, видимо не терявших в течение суббореального времени устойчивой связи с морем, происходит накопление песчанистых и пелитовых илов мощностью от 2,5–3,0 м (на удалении от устьев крупных рек) до 10–11 м (скв. 25). Этим осадкам в Юго-Западном Приморье соответствуют спорово-пыльцевые спектры, более теплые, чем современные (Quercus mongolica Fisch. – до 5,8, Juglans – до 4,1, Ulmus – 3,7, Corylus – 1,2, Carpinus – 1,8, Acer – 0,68, Pinus koraiensis Sieb. et Zucc. – 14,4, P. n/p Diploxylon – 2,5, Betula manshurica (Rgl.) Nakai – 21,5, B. dahurica Pall., B. costata Trautv., B. sect. Nanae – единичные зерна). Для спектров, возникших на удалении от современного берега, характерны малые содержания пыльцы Alnus (1,3) по сравнению с лагунной фацией амбинских слоев (20–22%).

На более теплые, чем современные, климатические условия, но более холодные, чем в атлантическое время, указывает и комплекс фораминифер из скв. 2 суббореальных слоев (см. рис. 43). Комплекс (слой 6, гл. от –22,7 до –24,7 м) содержит Globigerina bulloides, Cassidulina



Р и с. 51. Спорово-пыльцевая диаграмма четвертичных отложений I НПТ р. Амбы (Юго-Западное Приморье). Усл. обозн. см. на рис.2.

subacuta Stainforthia loeblichi, Nonionella grateloupi, N. limbatostriata, Dentalina ittai, Epistominella bradyana, которые встречаются на открытом шельфе Японского моря и не найдены в современных осадках Амурского залива. Эти виды не переходят в вышележащие осадки субатлантического времени. Присутствие перечисленных видов и значительное количество раковин Buliminella elegantissima и Elphidium subgranulosum указывают на накопление осадков в крупном морском заливе с нормальной соленостью. Вместе с тем увеличение роли Cribroelphidium asterineus и присутствие Eggerella advena свидетельствуют о начале существенных изменений в условиях осадконакопления к концу суббореального времени. Общее число видов в этих слоях (скв. 2) сократилось до 30, против 49 в атлантических. Происходит изменение и в комплексе диатомей: общее количество видов сокращается до 30, а морских до 26; исчезает целый ряд видов, характерных для атлантических (барабашевских) отложений.

Осадки этого времени вскрыты также в Амурском заливе на станциях 188 и 162, кровля их лежит на отметках -34,5 и -10,6 м. На ст. 1183 (створ мыса Низменный) она прослежена на отметке -29,8 м. Комплекс фораминифер близок к описанному из скв. 2. Общее число видов сокращается до 66 (Троицкая, 1974, 1975; Троицкая и др., 1978). Мелководные фации этого времени встречены в осадках скв. 5 (устье р. Душкина) в интервале глубин от -7,75 до +8,90 м. Комплекс фораминифер представлен видами, типичными для прибрежных вод с пониженной соленостью - Jadammina macrescens, Ammonia beccarii, Trochammina winogradovi, Cribroelphidium asterineus, Cr. granatum. В осадках обн. 1846 (см. рис. 48) встречен еще более обедненный комплекс фораминифер. Сокращение общего видового состава во всех местонахождениях за счет теплолюбивых форм и сохранение стеногалинных видов указывают на морские условия, но температура вод существенно понизилась.

В прибрежной зоне Среднего и Северного Сихотэ-Алиня к амбинским слоям отнесены осадки второй лагунной террасы (высота до 2 м), а также низинных и верховых болот, образующих кровлю третьей лагунной террасы (высота 3-4 м). Предполагается, что образование осадков второй лагунной террасы связано с одной из перонских стадий фландрской трансгрессии, когда уровень моря был выше современного на 1,5-2,0 м. Эта терраса морфологически четко отделяется от более высокой третьей лагунной террасы (Q^2_{IV}br), соответствующей максимуму голоценовой трансгрессии (см. рис. 50). Анализ спорово-пыльцевых комплексов, полученных из кровли третьей и второй лагунных террас, позволяет достаточно уверенно сопоставить время их формирования с суббореальным периодом схемы Блитта-Сернандера.

В этих спорово-пыльцевых комплексах, по сравнению с таковыми атлантических слоев, отмечается резкое увеличение пыльцы хвойных пород (Abies - 7, Picea sect. Omorica - 20-27, P. sect. Eupicea - 5-10, Pinus koraiensis - 18-25, P. pumila - 1,5-2,0, P. n/p Diploxylon - 1,5-2,0). Содержание пыльцы широколиственных несколько сокращается, за исключением Quercus (до 13% в основании амбинских слоев, 6-8% в кровле). Пыльца наиболее термофильных широколиственных отмечена спорадически. Уменьшается и количество пыльцы мелколиственных пород, кроме Alnus (8-14), пыльца которого достигает максимальных значений для голоценовых осадков прибрежной зоны Сихотэ-Алиня. Относительно увеличена доля кустарниковых берез и особенно ольховника (в средней части амбинских слоев до 14%).

Такой состав спорово-пыльцевого спектра отвечает развитию в прибрежной зоне кедрово-елово-широколиственных лесов, что вполне согласуется с климатической ситуацией суббореального периода на территории Приморья. Этому предположению не противоречит C^{14}-дата (3610±60, МАГ-343), полученная для торфяника лагунной террасы.

В горной части Приморья к осадкам амбинских слоев отнесена часть разреза I НПТ на участках врезания (бассейн р. Милоградовки) и основание разреза высокой поймы (т.н. 468, 472 в бассейне р. Красной на западном склоне Сихотэ-Алиня). Спорово-пыльцевые спектры из этих отложений отражают, видимо, не только разные фазы развития растительности в суббореальное время, но и различия в растительности Южного и Среднего Сихотэ-Алиня. В спектрах из осадков I НПТ р. Милоградовки отмечено сокращение пыльцы широколиственных пород (Quercus - 12, Juglans, Tilia, Ulmus - единичные зерна), исчезновение пыльцы Carpinus, Tilia, Ulmus на фоне значительного увеличения доли пыльцы Pinus koraiensis Sieb. et Zucc. (до 53,6) и в меньшей мере пыльцы темнохвойных (Picea-7,0, Abies - 0,6). В спорово-пыльцевых спектрах из разреза высокой поймы р. Красной наблюдается большее количество пыльцы Picea sect. Eupicea(11,4) и P. sect. Omorica (6,7) при значительном содержании пыльцы Pinus koraiensis Sieb. et Zucc. (42). Сумма пыльцы широколиственных не превышает 8%. Среди мелколиственных наряду с Betula sect. Albae присутствует пыльца B. middendorffii Trautv. et Mey. (2,5), B. exilis Sukacz.(0,6) и особенно Betula sp. (до 22,4).

В Уссури-Ханкайской депрессии суббореальному времени соответствуют осадки высокой поймы крупных рек, пересекающих депрессию. Граница суббореальных отложений в высокой пойме рек Арсеньевки (т.н. 102) и Уссури (т.н. 103, 104) проводится по кровле ожелезненных плотноцементированных галечников.

Субатлантические (рязановские) слои (Q^3_{IV}rs) соответствуют по объему субатлантическому периоду схемы Блитта-Сернандера и выделяются в возрастном интервале от 2200-2500 лет и позднее (Хотинский, 1969, 1973). Нижняя граница этого периода проведена в соответствии с данными изучения пограничного горизонта верховых болот умеренного пояса Европы; на пыльцевых диаграммах среднерусского типа она проходит ниже верхнего максимума ели (Хотинский, 1969, 1973). Контакт между амбинскими (Q^2_{IV}amb) и рязановскими слоями (Q^3_{IV}rs) в разрезе голоцена Приморья достаточно четкий, благодаря проявившемуся похолоданию в начале субатлантического периода, приведшего к развитию ледников в горах Европы, Кавказа, Южной Сибири ("историческое оледенение", по Г.К.Тушинскому, 1963).

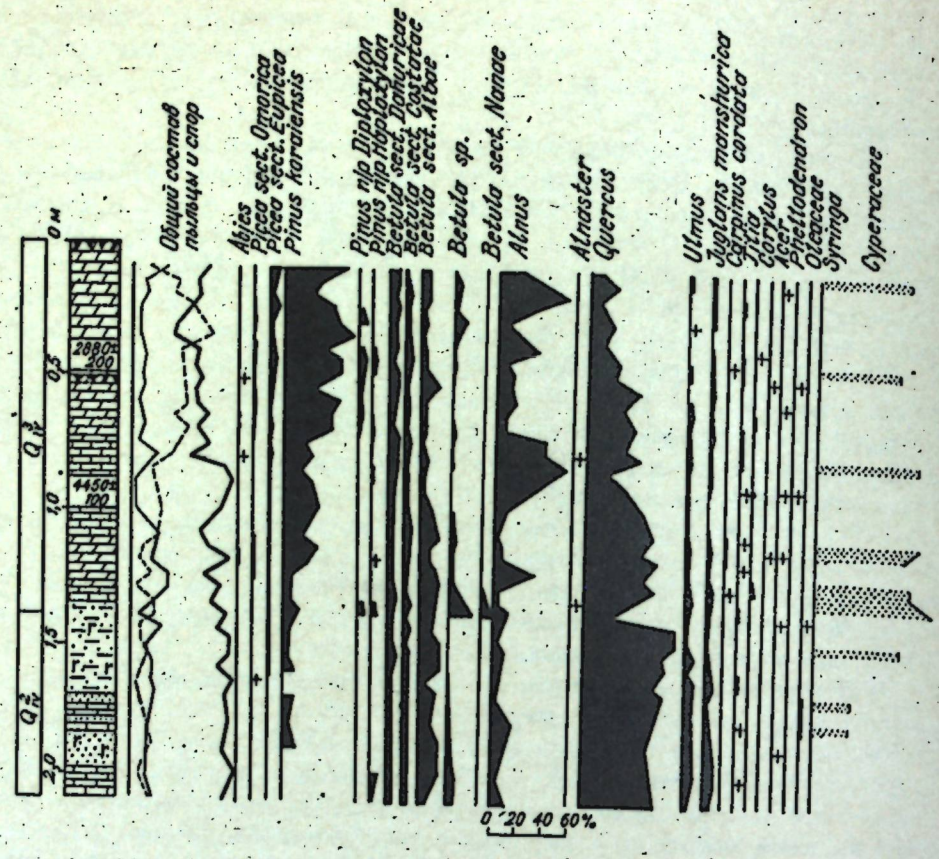
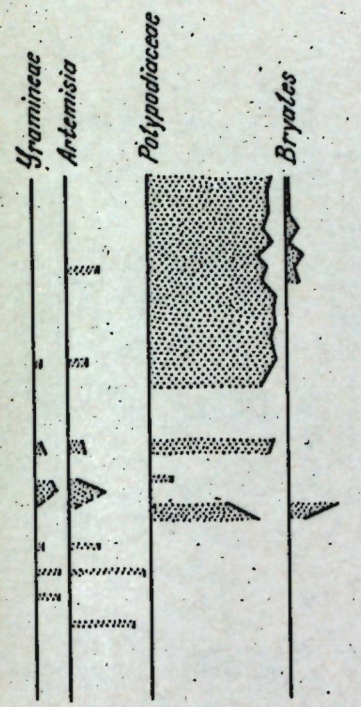


Рис. 52. Спорово-пыльцевая диаграмма четвертичных отложений ла
ной (Юго-Восточное Приморье). Усл. обозн. см.

Осадки переходного возраста от суббореальных к субатлантическим известны в кровле лагунной террасы (2-3 м) р. Черной и ее притока Черный Яр (рис. 52). Здесь в интервале 0,5-0,6 м от кровли террасы, вскрыты осадки, имеющие абсолютный возраст по C^{14} 2880±200 лет (МГУ-323). Спорово-пыльцевой спектр этого слоя отличается меньшими содержаниями пыльцы Quercus mongolica Fisch. (22,5), чем нижележащие лагунные осадки середины суббореального времени (44%). Соответственно увеличивается доля пыльцы Pinus koraiensis Sieb. et Zucc. (18), наблюдается появление пыльцы Betula sp. Из слоя, лежащего несколько выше по реке от обнажения (см. рис. 52), в разрезе I НПТ р. Черной, из слоя выше торфянистого алеврита (2460±50, СОАН-553) и представленного алевритами с прослоями пойменных суглинков, получен спорово-пыльцевой спектр, соответствующий, видимо, похолоданию на границе суббореального и субатлантического времени. В нем при относительно невысоком содержании пыльцы Quercus mongolica Fisch. (10,5) и снижении содержания пыльцы Pinus koraiensis Sieb. et Zucc. (11) наблюдается появление пыльцы Betula sect. Nanae (2), B. ermanii Cham. (1,2), Alnaster (2,4) и особенно Betula sp. (41).

Достаточно отчетливо этот контакт выражен в разрезе 1 НПТ (3-5 м) р. Рязановки выше слоя торфянистого алеврита (2592±120, СОАН-286), спорово-пыльцевой спектр из которого отличается повышенным содержанием Betula sp., Alnaster и общим сокращением пыльцы широколиственных (рис. 53).



гунной террасы р. Чер-
на рис. 2.

В хасанском разрезе голоцена контакт амбинских и рязановских слоев выражен неясно и его проводили на глубине 3,7 м без веских оснований (см. рис. 33). Можно предположить, что разрез скв. 25 вплоть до кровли сложен суббореальными осадками, а к рязановским слоям, по нашим данным, следует отнести торфяник в подошве низкой (1,5 м) лагунной террасы, абсолютный возраст которого 860±20 лет (СОАН-284). Торфяник возник после выполнения аллювиально-лагунными осадками неглубокой эрозионной ложбины, по-видимому, староречья р. Туманной.

В скв. 2 и 3 (Амурский залив) граница суббореальных и субатлантических слоев выражена в интервале глубин 20,0-21,10 м, где вскрыты темно-серые пелитовые илы. Спорово-пыльцевой комплекс из этих илов отличается высоким содержанием пыльцы Quercus mongolica Fisch. (35,0-48,5), единичными зернами пыльцы Juglans, Tilia, Corylus, Carpinus (см. рис. 32). Признаками похолодания в данном случае служит пыльца Alnaster (1,3), Betula sp. (до 11,5), B. sect. Nanae (до 1,9), B. ermanii Cham. (1,9).

Похолодание на рубеже суббореального и субатлантического времени вызвало существенные изменения в структуре комплекса фораминифер и диатомей. Наиболее полно изучен разрез скв. 2 (Амурский залив, см. рис. 43). Там нижняя граница осадков субатлантического времени прослеживается по появлению субарктического вида Globigerina pachyderma и исчезновению вида Cassidulina subacuta и представителей родов Lagena, Dentalina, Tappanella. Значительно сокращается (до 22) общий видовой состав и уменьшается количество Buliminella elegantissima и Elphidium subgranulosum при одновременном увеличении роли Eggerella advena, Trochammina inflata и Cribroelphidium asterineus. В самых верхах разреза количество видов увеличивается, появляются относительно теплолюбивые виды. Отсутствие образцов из самой кровли разреза не позволяет проследить дальнейшие изменения.

В комплексе диатомовых похолодание раннеатлантического времени и дальнейшее улучшение условий отразились более четко. В низах слоя число видов падает до 17, из появившихся в атлантическое время остаются только Aulacodiscus coelatum и Arachnoidiscus ehrenbergii, из планктонных сохраняются Cyclotella striata и Chaetoceros subsecundus; выше (гл. 20,7-18,7 м) количество видов возрастает до 43 (в отдельных образцах более 30). Вновь появляется большое число планктонных видов. Появление в этом слое океанических стеногалинных видов Coscinodiscus oculus-iridis, C. curvatulus и многих тепловодных, характерных для атлантических (барабашевских) слоев, отражает улучшение условий обитания, приближающее их к тем, которые были при формировании атлантических слоев.

В остальных разрезах, расположенных на современном материковом шельфе Японского моря, у берегов Южного Приморья, переход от суббореальных слоев к субатлантическим прослежен по изменению комплексов фо-

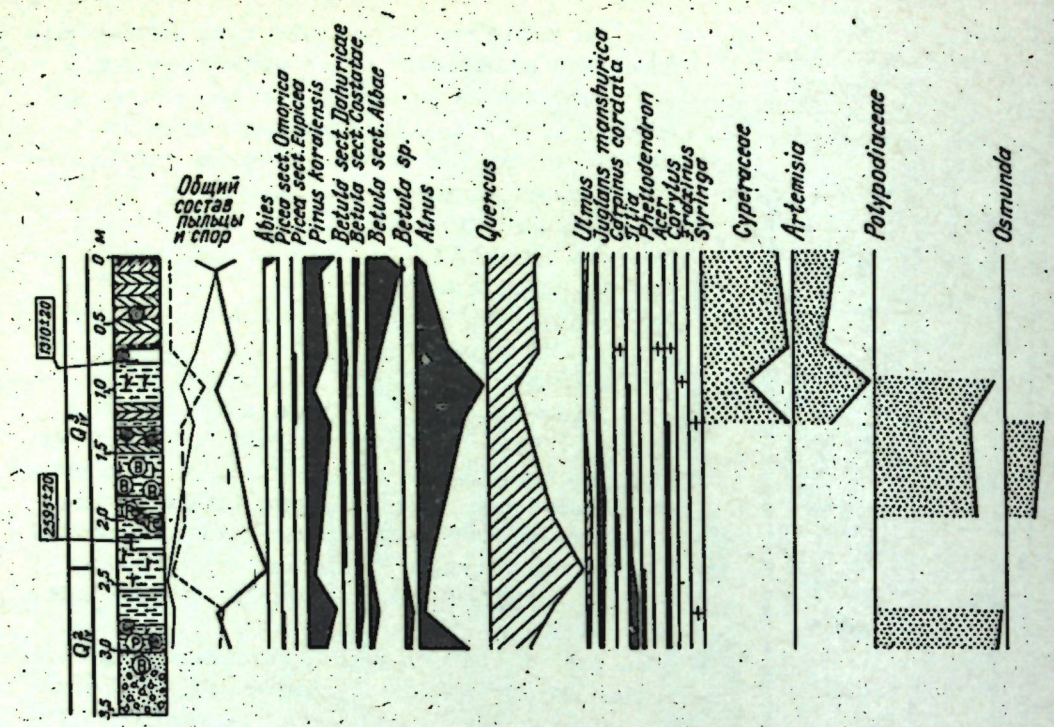


Рис. 53. Спорово-пыльцевая диаграмма четвертичных отложений лагунной терррасы р. Рязановки (Юго-Западное Приморье).

Усл. обозн. см. на рис. 2.

раминифер. Здесь проявляется та же закономерность: выделяется "холодная" нижняя часть, в которой общее число видов в слое сокращается до 31, в верхах изученных разрезов комплекс приобретает более "теплый" облик, количество видов возрастает до 67, появляются виды, характерные для атлантического и суббореального времени: Lagena semiliniata, Dentalina ittai, Nonionella japonica, Globigerinoides triloba immatura, Globorotalia aff. tumida, Bulimina gibba и др. Распределение фораминифер по разрезам, где вскрыты только субатлантические (рязановские) слои, дает аналогичную картину (ст. 113 и скв. 4) – в низах комплекс, в котором отсутствуют теплолюбивые виды, выше – виды, встреченные в других разрезах в атлантических и суббореальных слоях (Dentalina ittai, Elphidium subcrispum, E. jenseni, Bulimina gibba, Globorotalia aff. tumida), в значительном количестве Buliminella elegantissima, присутствует стеногалинный вид Cassidulina subacuta.

В верхах всех разрезов число видов сокращается, исчезают тепловодные формы и комплекс приобретает современный облик. Положение слоев в разрезе и постепенный переход комплексов фораминифер от "холодных" к "теплым" и опять к "холодным" позволили отнести формирование этих слоев к заключительному этапу голоцена – ко времени раннесубатлантического похолодания и позднесубатлантического потепления (SA_1 и SA_2 по скандинавской шкале); в кровле разрезов происходит переход к современным комплексам. Такое заметное изменение состава комплекса указывает на существенное изменение условий обитания, прежде всего на повторное повышение температуры вод, хотя и не достигшее величин атлантического оптимума. Это дает нам право выделить четкую фазу позднего субатлантического потепления.

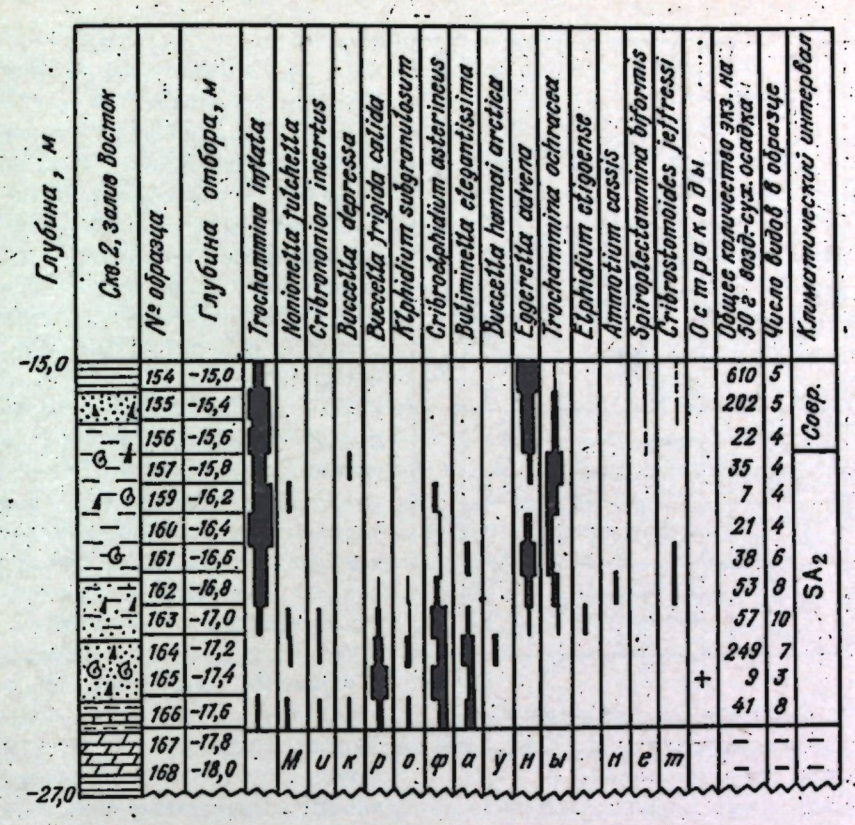


Рис. 54. Распределение фораминифер в четвертичных отложениях скв. 2 (зал. Восток, Японское море).

Усл. обозн. см. на рис. 2.

В двух своеобразных разрезах зал. Восток – скв. 2, глубина моря 15 м (рис. 54; материалы Л.Б.Хершберга) и ст. 557, глубина моря 16 м (рис. 55) – на близких глубинах для обоих разрезов (около 18 м) вскрыт прослой торфа, абсолютный возраст которого более 50 000 лет (ст. 557, СОАН-279), 28 150 ± 900 лет (СОАН-780) и 43 950 ± 6200 (скв. 2, СОАН-781). В обоих разрезах под слоем торфа фораминиферы не встречены, они появляются на отметке -17,6 м (скв. 2) и -18,3 м (ст. 557). Видовой состав их близок: Buccella frigida calida, Elphidium subgranulosum, Cribroelphidium asterineus, Buliminella elegantissima – виды, указывающие на формирование осадков в сходных условиях открытого шельфа. Положение подстилающих слоев с фораминиферами в обоих разрезах и близость видового состава позволяют считать их одновозрастными, что подтверждается и близкими датировками.

Изменение состава фораминифер целесообразнее рассматривать по скв. 2 (см. рис. 54). В низах разреза (обр. 163–166) преобладают Buccella frigida calida, Elphidium subgranulosum, Buliminella elegantissima – виды, характерные для открытого шельфа при нормальной солености, и относительно тепловодный для этого района Elphidium etigoense, который выше не встречается. В обр. 157–162 преобладающими становятся Trochammina inflata, T. ochracea, Eggerella advena появляются Cribrostomoides jeffressi, Ammotium cassis. Преобладание песчаных фораминифер, типичных для мелководных и распресненных акваторий, резкое сокращение известковистых и исчезновение

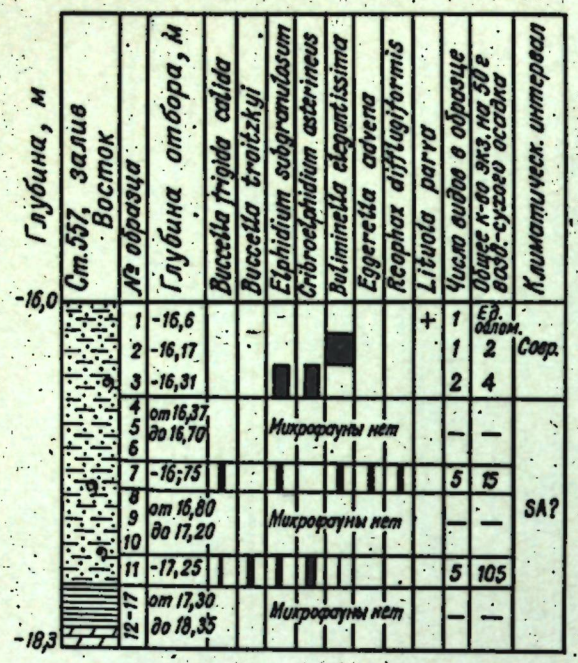


Рис. 55. Распределение фораминифер в четвертичных отложениях скв. 557 (зал. Восток, Японское море).

Elphidium subgranulosum и Buliminella elegantissima указывают на существенное уменьшение солености и глубины бассейна. Температура вод, по-видимому, была несколько выше современной, но одинаковой во время накопления всей толщи (обр. 157-166). На это указывает присутствие в низах Buliminella elegantissima – вида относительно теплолюбивого, но более глубоководного и стеногалинного, а выше – Trochammina ochracea – достаточно теплолюбивого, но мелководного и переносящего значительное понижение солености. В верхней части разреза (обр. 154-156) преобладают Eggerella advena и Trochammina inflata – виды, широко распространенные в заливах и бухтах шельфа современного Японского моря. Вероятно, за время формирования этого слоя (0,6 м) условия осадконакопления не изменялись и были близкими к современным.

Положение слоев в разрезе, последовательная смена комплексов фораминифер и литологического состава позволяют предполагать непрерывность осадконакопления. Поскольку слой торфа прослежен и в других частях зал. Восток почти на тех же отметках и имеет абсолютный возраст около 40 000 лет (устное сообщение Л.Б. Хершберга), вероятно, его можно считать автохтонным, сформировавшимся в среднем вюрме (в континентальных условиях). Над слоем торфа установлен размыв вплоть до субатлантического времени. Можно считать, что формирование верхнего слоя, содержащего фораминиферы (2,6 м), началось в голоцене во время позднего субатлантического потепления, т.е. не более 1300 лет назад. По литологической характеристике в верхах разреза (2,6 м) на отметке 16,8 м перерыв в отложениях не прослеживается, а по фораминиферам устанавливаются значительные изменения условий обитания. Вывод о субатлантическом возрасте всей толщи вполне логичен. Данные же о перерыве в осадконакоплении (16,8-17,0 м) указывают на более раннее (поздний плейстоцен?) формирование осадков нижней части разреза (обр. 163-166).

Регрессия Японского моря (с амплитудой по отношению к современному уровню на 2,0-2,5 м), проявившаяся в конце суббореального – начале субатлантического времени, определяет распределение верхнеголоценовых осадков в прибрежной зоне. Они наблюдаются в кровле низкой морской террасы и представлены песками и алевритами с прослоями водорослевого торфа, отвечают максимуму трансгрессии и совпадают по времени с быстрым ростом аллювиальных дельт в лагунах. Поэтому осадки, отнесенные в разрезе лагунной террасы (3-5 м) к рязановским слоям, отличаются крупностью обломочного материала, по сравнению с нижележащими амбинскими и барабашевскими слоями. Из разреза террасы (3-5 м) в устье р. Козин

получен спорово-пыльцевой комплекс, соответствующий фазе корейского кедра, по Н.И.Нейштадту (1954), но с большим уменьшением пыльцы Quercus mongolica Fisch. (до 3,4).

Последующая регрессия Японского моря вызвала оживление глубинной эрозии и расчленение поверхности лагунно-морской аккумуляции. С этого момента аккумуляция морских отложений сосредоточена в основном в волноприбойной зоне и в крупных лагунах. В устьях рек накапливаются лагунно-дельтовые осадки, которые прислоняются к уступу террасы (3-5 м) или выполняют остаточные приустьевые лагуны. В результате снижения уровня моря аллювиальные осадки, образующие уровни низкой и высокой пойм, быстро выдвинулись к современной береговой линии. Их накопление происходило уже после "исторического оледенения". На это указывает структура спорово-пыльцевых спектров, полученных из разреза высокой поймы в устьях крупнопорядковых рек (Черная, Милоградовка, Артемовка). Так, из торфяника низкой (1 м) аллювиально-лагунной террасы в нижнем течении р. Черной получен спектр, в котором, по сравнению со спектром из кровли лагунной террасы (2 м) в устье реки, наблюдается увеличение пыльцы широколиственных пород (Quercus mongolica Fisch. – 9,5-15,5, Carpinus – 0,3, Corylus – 1,2, Juglans – 1,8-2,5, Ulmus – 2,1, Tilia – 2,1, Oleaceae – 2,1, Phellodendron – 0,6), исчезновение в кровле высокой поймы пыльцы Betula sect. Nanae и Betula sp. (до 0,9). Количество пыльцы Pinus koraiensis Sieb. et Zucc. примерно соответствует ее содержанию в современных спорово-пыльцевых комплексах этого района (до 61%). Абсолютный возраст торфяника 860±20 лет (СОАН-552).

Несколько иначе происходил процесс осадконакопления в низкопорядковых долинах, где возникли опресненные лагуны, отчлененные от моря крупными массивами низкой морской террасы. Здесь на протяжении всего субатлантического периода происходило формирование торфяников, абсолютный возраст которых 2500-1000 лет. Эпоха торфонакопления в субатлантическое время соответствовала относительному увлажнению климата. В это время формировались не только лагунные торфяники (устья рек Рязановки, Черной), но и верховые (бухта Неприметная). В днище разрушенной водосборной воронки в бухте Неприметная вскрыт верховой торфяник мощностью до 1,5 м, абсолютный возраст которого 1450±50 лет (СОАН-254).

В прибрежной зоне Северного Приморья к субатлантическим слоям отнесены осадки, образующие в долинах рек низкую и высокую поймы, а на берегу моря – современную поверхность лагунной аккумуляции в окраинных частях остаточных лагун (озера-лагуны Духовское, Благодатное, Смалево, Бурное, Соленое, Самаргинская заводь). Осадки, соответствующие субатлантическому периоду, образуют также кровлю второй лагунной террасы в устьях рек, подобных Венюковке. Это объясняется тем, что такие устья большую часть года не имеют связи с морем, что обеспечивает подъем воды на 1,5-2,0 м против среднего уровня. Этот процесс и обеспечивает накопление осадков на поверхности суббореальной лагунной террасы.

Спорово-пыльцевые комплексы, полученные из всех указанных типов разрезов, по заключению Т.Н.Петренко, в основном находятся в соответствии с существующей в прибрежной зоне растительностью. По сравнению с субфоссильными спектрами, отмечается повышение содержания пыльцы широколиственных пород (до 8%), что, вероятно, объясняется относительным потеплением климата в конце первого тысячелетия нашей эры. Наиболее теплый из субатлантических спектров получен из основания высокой поймы р. Венюковки, которому соответствует дата по C^{14} в 970±70 лет (МАГ-338). Закономерно, по сравнению с югом Приморья, увеличение в спорово-пыльцевом комплексе рязановских слоев роли темнохвойных пород и некоторое сокращение содержания пыльцы кедра корейского.

В горной части Среднего Сихотэ-Алиня к рязановским слоям отнесены осадки низкой и верхней части высокой поймы. В спорово-пыльцевых спектрах из разреза высокой поймы в верхнем течении р. Милоградовки (т.н. 863) отмечается преобладание пыльцы Pinus koraiensis Sieb. et Zucc. (до 71,5) с примесью Picea sect. Eupicea (до 17,5), P. sect. Omorica (до 3), Abies (до 3,6), а из широколиственных Quercus (до 6) и единично Tilia, Ulmus, Carpinus. Севернее, в долине р. Фурмановки (т.н. 489, бассейн р. Аввакумовки) на абсолютной высоте около 1000 м получены спорово-пыльцевые комплексы, в которых пыльца темнохвойных составляет около 30%, Pinus koraiensis Sieb. et Zucc. - до 43, пыльца широколиственных встречена единично. На западном склоне Сихотэ-Алиня в спектрах этого возраста отмечается появление P. pumila (Pall.) Rgl. и Alnaster (до 10), как, например, в кровле разреза высокой поймы р. Красной (бассейн р. Уссури).

В долинах наиболее крупных рек Западного Сихотэ-Алиня (реки Арсеньевка, Уссури, Большая Уссурка, Бикин) спорово-пыльцевые комплексы, соответствующие современной ландшафтно-климатической обстановке, получены из осадков низкой поймы. На юге Западного Сихотэ-Алиня (бассейн р. Арсеньевки) содержание пыльцы широколиственных пород составляет в сумме около 20-25%, а сосен около 60%. Севернее в долине р. Бикин (район Среднебикинской депрессии) отмечается некоторое уменьшение пыльцы Pinus koraiensis (до 30-40) и увеличение пыльцы Picea и Abies (до 20-30).

В Уссури-Ханкайской депрессии к рязановским слоям отнесена верхняя часть разреза донных отложений оз. Ханка и осадки низинных болот. В долинах рек, дренирующих впадину, осадки верхнего голоцена перекрывают отложения верхнего плейстоцена (Короткий, Караулова, 1970). Мощность рязановских слоев для Уссури-Ханкайской депрессии не установлена.

Спорово-пыльцевой комплекс, соответствующий рязановским слоям, получен из разреза верхней части высокой и низкой пойм рек Мельгуновки, Ильинки, Илистой, а также из ряда колонок, взятых на акватории озера, в лагунах и краевой части низинных болот. В составе спорово-пыльцевого комплекса отмечается пыльца Pinus koraiensis Sieb. et Zucc. (до 40) в присутствии Picea (4-5). Мелколиственные породы представлены в основном пыльцой Betula manshurica (Rgl.) Nakai (12-20) и B. dahurica Pall. (до 4), а из широколиственных установлена в спектрах пыльца Quercus mongolica Fisch. (до 6), Ulmus (до 2), Juglans (до 2). Абсолютный возраст осадков с подобными спорово-пыльцевыми комплексами установлен для основания разреза высокой поймы р. Илистой в ее нижнем течении (2350±50, МАГ-332).

Глава У1

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ

В современном рельефе и комплексах синхронных и конформных отложений Сихотэ-Алиня и Юго-Западного Приморья зафиксирована сложная история развития природной среды в позднем кайнозое. Изучение лишь природного процесса плейстоцена без выявления основных особенностей развития рельефа, климата и ландшафтов в предчетвертичное время не дает полного понимания его тенденций и направленности.

Предчетвертичная эпоха

Хронология и возрастная корреляция основных палеогеографических событий позднего кайнозоя недостаточно разработаны из-за слабой обоснованности стратиграфических подразделений и зачастую формального объединения коррелятных и конформных образований в единые пачки.

В направленности тектоно-геоморфологического развития территории Приморья в кайнозое отчетливо выделяются две крупные стадии. Первая из них, раннекайнозойская, связана с локализацией процесса интенсивного осадконакопления в многочисленных небольших тектонических впадинах-мульдах на юге и грабенах - на севере Приморья. Междепрессионные перемычки вели себя как пассивные тела, с чем связано мощное коробразование на этих участках. Эта стадия хорошо зафиксирована в геологических разрезах впадин, где в течение олигоцен-раннего миоцена накопились мощные толщи в разной степени дислоцированных континентальных аллювиальных, озерно-аллювиальных и озерно-болотных отложений, мощность которых, по данным И.И.Берсенева и В.К.Сохина (1969), превышает 1000 м. К этой стадии относится аккумуляция мелководно- и прибрежно-морских отложений, вскрытых на материковом склоне Японского моря в интервале глубин от 386 до 650 м (Васильев и др., 1973).

Вторая крупная стадия рельефообразования, начавшаяся в позднем миоцене, отвечает этапу консолидации тектоно-геоморфологической структуры Сихотэ-Алиня и Юго-Западного Приморья и однотипному развитию отдельных крупных блоков, которые совпадают с описанными ранее геоморфологическими зонами (см. раздел "Факторы осадконакопления"). В пределах выделенных блоков накопление осадков шло в основном по пути выполнения рыхлым материалом крупных эрозионных долин вне тесной связи с раннекайнозойскими локальными тектоническими структурами. Этой стадии из-за неравномерности развития тектоно-геоморфологического процесса и, вероятно, климатических осцилляций отвечают несколько этапов развития природной среды.

Позднемиоценовый этап отвечает началу позднекайнозойского вулкано-осадочного ритма осадконакопления, который является одновозрастным

стадии консолидации Сихотэ-Алинской сводовой морфоструктуры. Позднемиоценовые континентальные отложения (устьсуйфунская свита) непосредственно в береговой полосе и предгорьях Сихотэ-Алиня залегают в эрозионных долинах, врезанных как в устьдавыдовскую свиту и более древние породы, как и в древние коры выветривания. Контуры распространения устьсуйфунской свиты в целом повторяют абрис древних долин (палео-Раздольной и ее притоков, палео-Артемовки, палео-Партизанской). Эрозионная природа понижений, выполненных аллювиальными и озерно-аллювиальными отложениями устьсуйфунской свиты, отчетливо устанавливается и для краевых частей Раздольненской депрессии (Денисов, 1965_1; Худяков и др., 1972). Размыв в основании устьсуйфунской свиты допускается практически для всех мульд, за исключением центральных частей Раздольненской и Ханкайской впадин (Берсенев, Устиновский и др., 1969).

В начале позднего миоцена осадконакопление локализовалось вдоль речных долин, а к концу этапа отмечается резкое расширение бассейна аккумуляции. Однако даже в этом случае мощности и фации устьсуйфунской свиты распределяются в соответствии с закономерностями аллювиального осадконакопления в речных долинах. Максимальные мощности осадков отмечаются в устьевых частях долин (до 100 м), сокращаясь вверх по долинам (до 10-12 м), причем изменение мощностей происходит довольно постепенно (Худяков и др., 1972). Повсеместное превышение нормальной мощности осадков, вероятно, определялось устойчивым тектоническим погружением прибрежной зоны и распространением волны трансгрессивной аккумуляции вверх по палеодолинам.

Бо́льшая грубообломочность осадков устьсуйфунской свиты, чем устьдавыдовской, видимо, определяется большей геоморфологической контрастностью рельефа в пределах областей денудации и исчезновением тектонического барьера, так как мульды с озерными водоемами в центральных частях впадин являлись преградой для дальнего перемещения грубообломочного материала.

Можно предположить, что одной из причин перекомпенсированного осадконакопления в бассейнах палео-Раздольной, палео-Партизанской и других рек в позднемиоценовое время были интенсивные извержения вулканов, на что указывают постоянно присутствующие в разрезе устьсуйфунской свиты алевритовые, пелитовые и псаммитовые витрокластические туфы (Берсенев, Сохин, 1969). Неравномерная по площади аккумуляция определила, вероятно, возникновение в пределах аллювиальной равнины многочисленных озер, в которых накапливались туффиты и туфодиатомиты. Тот факт, что озерные отложения тяготеют к долинам притоков палео-Раздольной, позволяет предположить интенсивную аккумуляцию обломочного материала вдоль оси долины магистральной реки и подтопление устьевых частей долин притоков, как это отмечается в настоящее время для нижнего течения р. Амур (Мордовин, Сохина, 1968).

Влияние извержений вулканов было преимущественно в западной части Южного Приморья (Малеев, 1957; Денисов, 1965_1).

Положение береговой линии Японского моря для позднемиоценового этапа весьма неопределенно. Достоверно установлено лишь то, что она располагалась к югу и юго-востоку от современного берега. На это указывают континентальные комплексы диатомовых водорослей, изученных в разрезах позднемиоценовых долин, подрезанных Японским морем (данные Е.И.Царько и А.И.Моисеевой, 1971).

Возникшие в конце позднего миоцена аккумулятивно-денудационные равнины испытали эрозионное расчленение с амплитудой до 60-80 м. Палеодолины этого возраста, выполненные осадками суйфунской свиты, хорошо диагностируются лишь в береговой зоне. В центральных частях позднекайнозойских зон осадконакопления выделение эрозионных врезов затруднено из-за сходства литологического состава отложений устьсуйфунской и суйфунской свит (Денисов, 1965_1).

Возможно, предплиоценовый эрозионный врез проявился в связи с регрессией Японского моря, которая была реакцией на крупные тектонические опускания в зоне современного материкового склона (Васильев и др., 1973). Вполне вероятно, что этим объясняется хорошая палеогеоморфологическая выраженность времени врезания в прибрежной зоне и затухание ее во внутренних частях позднекайнозойских зон осадконакопления.

Раннеплиоценовый этап отвечает оформлению рельефа, близкого в своих основных чертах к современному, но с меньшей амплитудой эрозионного расчленения (на 150-250 м) и более крутыми продольными профилями речных долин. Этим объясняется накопление более грубообломочного материала по сравнению с поздним миоценом и плейстоценом.

В прибрежной зоне Сихотэ-Алиня и Восточно-Маньчжурских гор раннему плиоцену отвечает формирование аккумулятивно-денудационного уровня, частично разрушенного в антропогене (Никонова, 1966; Короткий, 1975_3). К началу плиоцена в прибрежной зоне Приморья возникло в основном близкое к современному плановое распределение речных бассейнов и направлений сноса обломочного материала (Денисов, 1965_1; Худяков и др., 1972; Короткий, 1975_3). В связи с иным положением береговой линии Японского моря контуры и размеры водосборов отличались от современных. Можно предположить, что большинство рек побережья Амурского залива принадлежало к системе палео-Раздольной, а водосбор палео-Артемовки включал в себя палеобассейны рек Шкотовки, Суходола и др. К востоку от мыса Поворотный, в связи с сужением размеров шельфовой ступени, различия в размерах современных и древних рек не были столь значительны, как в зал. Петра Великого.

Для плиоценовых отложений наиболее четко фиксируется зависимость распределения мощностей и фаций от рельефа палеодолин. Даже в бассейне р. Раздольной, где эти особенности сильно затушеваны широким площадным распространением осадков, наблюдается отчетливое увеличение мощностей и уменьшение грубообломочного материала от истоков к нижнему течению. Следует отметить и такую особенность, как одинаковое гипсометрическое положение для подошвы (+5-10 м на ур. м.) и кровли (60-80 м) плиоценового разреза, вскрытого в переуглубленных крупнопорядковых долинах. Подобная одновысотность положения аккумулятивных тел типична для эрозионных долин, привязанных к единому базису эрозии, в данном случае – уровню Японского моря.

Как отмечалось, в плиоцене береговая линия Японского моря располагалась у края материкового шельфа. Ранее А.М.Короткий (Худяков и др., 1972) предполагал, что ей соответствует "Приморский галечниковый пояс", выделенный Е.Д.Гершановичем (1951), на глубинах 110-130 м. Сопоставление геоморфологического положения этого уровня с выходами плиоценовых галечников на побережье, сопровождавшееся расчетом возможной формы продольных профилей плиоценовых рек, позволило сделать вывод, что уровень Японского моря в момент аккумуляции галечников суйфунской свиты был близок к современному. Поэтому 110-метровая погруженная береговая линия рассматривается как более молодая и предположительно соответствующая послеплиоценовому эрозионному врезу (Короткий, 1975_3). Современное положение кровли плиоценовых слоев (+60-80 м над ур. м.), вероятно, определяется более поздним тектоническим поднятием прибрежной зоны, предположительно в позднем плиоцене-раннем плейстоцене.

В пределах Уссури-Ханкайско-Раздольненской депрессии в раннем плиоцене формируется аккумулятивно-денудационная равнина, более обширная по площади, чем позднемиоценовая (Карасев, 1963; Устиновский и др., 1966; Худяков и др., 1972). В краевых частях горных сооружений и в

обрамлении Уссури-Ханкайской впадины преобладали аллювиальные фации, накопление которых шло в основном по перстративному типу (в понимании В.В.Ламакина, 1950). С удалением от гор, в зоне выполаживания продольных профилей (до 0,0015), происходила фуркация водотоков и формирование аллювиально-озерных фаций. В центральной части Уссури-Ханкайской равнины в раннем плиоцене, вероятно, существовало озеро, хотя и меньших размеров, чем в позднем миоцене.

Водосборный бассейн речной системы, дренировавшей Уссури-Ханкайскую впадину, включал на западе бассейн р. Мулинхе, на востоке – р. Уссури (Короткий, Никонова, 1965; Худяков и др., 1972). Сброс вод из пределов депрессий осуществлялся предположительно в бассейн р. Наолихе, через глубокую седловину в центральной части хр. Надань-Хада-Алинь, где сохранился хорошо выраженный в рельефе плиоценовый аккумулятивно-денудационный уровень. Водосборные бассейны нижнего и среднего течения р. Уссури в это время предположительно были разобщены Самурским хребтом. С этим явлением связывается отсутствие плиоценовой террасы на этом участке долины р. Уссури и хорошая ее выраженность выше по реке.

Рельеф Центрального Сихотэ-Алиня (за пределами площадей излияния плиоценовых базальтов) существенно не отличался от современного. В основном совпадал и план гидрографической сети, который достаточно уверенно восстанавливается по положению остатков плиоценовой террасы и вещественному составу аллювия. Последний по своей структуре существенно не отличался от современного. Значительные различия плана современной и раннеплиоценовой гидросети отмечаются в пределах внутригорных депрессий. Здесь, по сравнению с современным Главным сихотэ-алинским водоразделом, древний водораздел располагался значительно восточнее. В бассейн р. Уссури входили вся верхняя и средняя части бассейна р. Милоградовки, а в бассейн р. Павловки – значительная часть бассейна р. Зеркальной (Ганешин, 1958; Короткий, 1968$_1$; Худяков и др., 1972). Особенно крупные несовпадения плана современных и раннеплиоценовых речных долин и водосборных бассейнов отмечаются на площадях распространения плиоценовых базальтов (Денисов, 1965$_1$; Короткий, 1968$_1$; Худяков и др., 1972; Олейников, 1976). Так, бассейна р. Бикин в верхнем течении, в его современном положении, до излияния этих эффузивов не существовало. Истоки этой реки, вероятно, были ориентированы на верховье р. Единки (Олейников, 1976). Значительно отличался и план плиоценовой гидросети от современной в верховьях рек Кабаньей, Зевы, Светлой, Соболевки. Здесь до излияния базальтов верховья рек восточного склона располагались значительно западнее.

К числу важнейших палеогеографических событий раннего плиоцена относятся излияния базальтов, с которыми связано формирование громадных по площади плато – Нельминско-Самаргинского и Бикинско-Максимовского на севере Сихотэ-Алиня, Шкотовского и Борисовского – на юге Приморья. Излияния базальтов вызвали перестройку речной сети, формирование новых водотоков, обходивших вулканические хребты и отдельные вулканы. В пределах плато рисунок речной сети определялся положением центров излияния эффузивов и перекосами его поверхности. В итоге возникла новая речная сеть, близкая к современной по плановому положению долин и сочетанию водосборных бассейнов.

Излияния базальтов на первых этапах существенно ослабили интенсивность эрозионных процессов, привели к возникновению небольших подпрудных озер, осадки которых вскрываются на разных уровнях в разрезах базальтовых плато (Олейников, 1976). Возникновение озер дополнительно приводило к притормаживанию процессов эрозии, возникновению локальных террас и мощному корообразованию на водоразделах.

Наиболее значительные изменения гидрографической сети произошли в пределах Уссури-Ханкайско-Раздольненской депрессии. Здесь водоразделы

между водосборными бассейнами, как правило, сильно снижены, а реки имеют сравнительно малые уклоны. Поэтому при достаточно мощных излияниях базальтов в южной части депрессии происходило подпруживание долин и формирование стока противоположного направления. Так, р. палео-Илистая до излияния эффузивов принадлежала к бассейну р. палео-Раздольной. После образования базальтовой плотины в нижнем течении этой палеореки начался сброс вод через низкую седловину в бассейн р. палео-Снегуровки, принадлежавший к системе р. Уссури.

Не исключено, что верхняя часть бассейна р. Раздольной, вскоре после излияния базальтов, имела сток в котловину оз. Ханка. Вероятный сброс вод происходил, скорее всего, по широкой долине, освоенной в настоящее время небольшим по водности потоком – р. Абрамовкой. На существование здесь крупной палеореки, ориентированной на север, указывают хорошо окатанные галечники на левобережье р. Абрамовки (дер. Лучки).

О климате раннего плиоцена можно судить по ряду косвенных геологических и палеонтологических факторов, из которых, по существу, наиболее информативными являются данные о составе растительности и направленности эволюции ландшафтов. В результате изучения спор и пыльцы для территории Приморья выявляется достаточно четко направленное изменение климата, соответствующее общепланетарному похолоданию климата в позднем кайнозое.

Начальному этапу раннего плиоцена отвечает значительное распространение термофильных широколиственных летнезеленых лесов, образованных представителями родов Juglans, Pterocarya, Carya, Carpinus, Fagus, Ulmus, реже Quercus. Леса этого состава в Южном Сихотэ-Алине и Юго-Западном Приморье занимали высокие равнины, предгорья и большую часть гор. Лишь в вершинном поясе наблюдались хвойные леса из ели, пихты, тсуги, сосен.

В Северном Сихотэ-Алине вертикальная ландшафтно-климатическая поясность была выражена более четко. В пределах сильно заболоченных днищ долин произрастали леса из мелколиственных пород, Taxodium и Pterocarya (см. рис. 11). Лучше дренируемые отроги были, вероятно, заняты полидоминантными широколиственными лесами (Fagus, Castanea, Carpinus и др.). Верхнюю часть гор занимала темнохвойная тайга с примесью древних хвойных.

Такие ландшафты в целом отвечают теплоумеренному климату с достаточно большим и равномерным распределением осадков (Вальтер, 1974).

Из средней части разрезов, отнесенных к раннему плиоцену, получены спорово-пыльцевые комплексы, в которых отмечается постепенное увеличение (снизу вверх) пыльцы темнохвойных и сокращение пыльцы широколиственных пород (Короткий, Демидова, 1977). Такие спектры, косвенно указывающие на относительное похолодание климата, отвечают появлению на юге Сихотэ-Алиня четко выраженных вертикально-ландшафтных зон и увеличению в составе растительности роли хвойных пород, особенно ели (см. рис. 9). В Северном Сихотэ-Алине к концу раннего плиоцена получили широкое развитие ольхово-березовые леса (в пределах днищ впадин и на поверхности низких базальтовых плато), выше по склонам господствовали ассоциации из тсуги с примесью широколиственных пород, а в пределах среднегорья и невысоких базальтовых плато – темнохвойная тайга с участием древних сосен и кедра корейского. Подобные ландшафтно-климатические изменения в раннем плиоцене вполне согласуются с установленными для сопредельных территорий климатическими осцилляциями (Геологическое развитие..., 1968; Фотьянова, Серова, 1976; Igarashi, 1976).

Позднеплиоценовый этап на территории Приморья является важнейшим палеогеографическим рубежом, которому отвечает первое крупное хорошо выраженное похолодание климата, обширная озерная трансгрессия в Уссури-

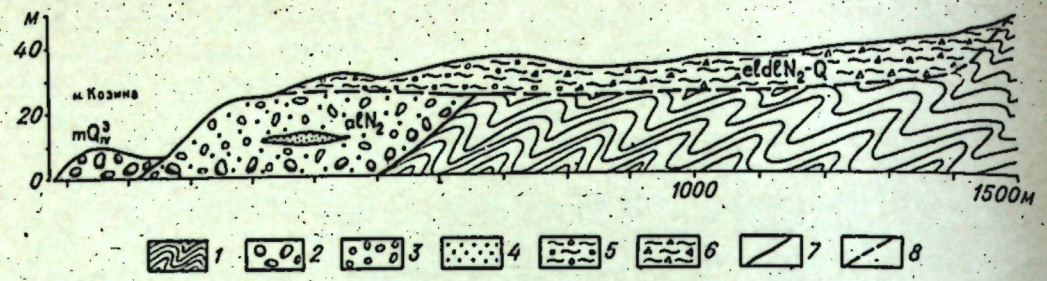


Рис. 56. Соотношение плиоценового аллювия и покровного комплекса в пределах аккумулятивно-денудационного уровня (Южное Приморье).

1 – коренные породы; 2 – валуны; 3 – галечники; 4 – пески; 5 – суглинки и глины с галькой; 6 – суглинки и глины со щебнем коренных пород; 7 – установленный контакт; 8 – предполагаемый контакт.

Ханкайской котловине, интенсивное накопление красноцветов и формирование останцово-денудационной поверхности в обрамлении впадин, прибрежной зоне и по бортам магистральных долин. Наконец, эпоха интенсивной аккумуляции в позднем плиоцене сменилась значительным по амплитуде эрозионным расчленением практически всей территории Приморья.

В пределах Уссури-Ханкайско-Раздольненской депрессии в позднем плиоцене повсеместно отмечается значительное расширение зоны осадконакопления. Меняется и фациальный состав осадков: в центральной части Ханкайской котловины происходила аккумуляция преимущественно озерных отложений (Берсенев, 1956; Худяков и др., 1972), в краевых частях впадин и в зоне предгорий, где интенсивно формировался останцово-педиментный уровень – покровных красноцветов. Уменьшалась относительно и роль аллювиальных фаций в формировании рельефа аккумулятивной равнины.

Резкое расширение зоны аккумуляции и трансгрессии палео-Ханки вызвали общее выполаживание продольных профилей рек и усиление фуркации потоков. Эти причины хорошо объясняют в целом малую грубообломочность позднеплейстоценового разреза без всякого привлечения к этому гипотезы об общем снижении высот Сихотэ-Алиня и Восточно-Маньчжурских гор.

К концу позднего плиоцена выровненность рельефа в предгорьях Сихотэ-Алиня и Юго-Западного Приморья, а также в обрамлении внутригорных впадин была большей, чем в настоящее время, и, вероятно, достигла своего максимума для всего позднего кайнозоя (рис. 56). Этот вывод не распространяется на горные районы, где относительные высоты рельефа, крутизна горных склонов, характер эрозионного расчленения были близки к современным (Худяков и др., 1972). Процессы выравнивания привели здесь к возникновению лишь узких придолинных педиментов.

Климат позднего плиоцена для основания красноцветной пачки восстановлен по косвенным признакам. Широкое распространение красноцветов, образование кирасы и красноземов на поверхности педиментов, присутствие в глинистой фракции в обилии каолинита и монтмориллонита указывают на достаточно умеренно теплый климат с резким переменным увлажнением.

В кровле красноцветной толщи в разрезе плиоценовой террасы установлен наиболее холодный для плиоцена спорово-пыльцевой комплекс, отвечающий полному господству в ландшафтах Южного Приморья темнохвойной тайги с элементами холодолюбивой растительности (кустарниковые березы, ольховник). К этому времени в Северном Сихотэ-Алине относится заболачивание котловин подпрудных озер, на что указывает появление среди красноцветов маломощных торфяников и торфянистых алевритов.

С таким климатическим режимом, вероятно, связаны и некоторые особенности геоморфологических процессов позднего плиоцена. В частности, увеличение объемов глинистого материала, поступающего в центральные части впадин, возможно, вызвано усиленным размывом кор выветривания, широко развитых в обрамлении впадин и в зонах мелкогорного и низкогорного рельефа Сихотэ-Алиня и Восточно-Маньчжурских гор.

В распределении красноцветов отмечаются следующие особенности: 1) на западном склоне Сихотэ-Алиня и в пределах Уссури-Ханкайско-Раздольненской депрессии роль красноцветов в разрезах позднего плиоцена возрастает с юга на север и особенно на крайнем западе Приморья; 2) в прибрежной зоне наблюдается обратное распределение красноцветов – в южной части Приморья они более распространены, чем на севере, где красноцветы замещаются бурыми глинами и суглинками.

Такое распространение красноцветов, по-видимому, объясняется усилением аридности во внутриконтинентальных районах и большей гумидностью климата (широкое развитие темнохвойной тайги) в прибрежной зоне Японского моря.

Эпоха аккумуляции галечников суйфунской свиты и покровных базальтов завершилась крупным региональным врезом с амплитудой от 100–120м в прибрежной зоне до 200–250 м во внутригорных районах. В качестве особенностей эрозионного процесса отмечаются следующие: 1) общее уменьшение амплитуды вреза от центральных частей Сихотэ-Алиня к впадине Японского моря; 2) амплитуда вреза увеличивается с юга на север, достигая максимальных значений в бассейне рек Северного Сихотэ-Алиня; 3) наибольшие значения амплитуды эрозионного вреза в пределах базальтовых плато (до 350–400 м в бассейнах рек Кабаньей, Самарги); 4) амплитуда эрозионного вреза на западном склоне Сихотэ-Алиня уменьшается от краевых частей впадин к верховьям водосборных систем, соответственно здесь, в отличие от Восточного Сихотэ-Алиня, максимум ее – в долинах магистральных рек.

Такой мощный региональный врез обусловлен общими для территории Сихотэ-Алиня и Юго-Западного Приморья причинами. Ни одна из рассмотренных (Худяков и др., 1972) ранее причин (увеличение абсолютных высот рельефа за счет излияния базальтов и понижения уровня Мирового океана, тектонический подъем территории и т.д.) не объясняет полностью повсеместного проявления эрозии и особенностей в площадном распределении амплитуд вреза. Решающей причиной, вероятно, было общее тектоническое поднятие территории.

Хорошая сохранность базальтовых плато, отсутствие их деформаций, по мнению А.В.Олейникова (1976), указывают на отсутствие послебазальтовых тектонических движений сводового или дифференцированно-блокового характера. Следовательно, надо допускать общее тектоническое поднятие всей территории. Позднекайнозойская тектоническая активизация широко проявилась в Северной Евразии, если судить по распространению предчетвертичных переуглубленных речных долин (Архипов, 1971; Горецкий, 1964; Равский и др., 1964; Суздальский, 1976).

Различия в амплитуде эрозионного врезания для отдельных районов Сихотэ-Алиня и Юго-Западного Приморья, вероятно, определяются особенностями распространения эрозии в речных бассейнах, непосредственным влиянием возникших базальтовых плато и возможным крупным понижением базиса эрозии в ходе регрессий Мирового океана, допускаемой для позднего плиоцена (Флинт, 1963; Суздальский, 1976).

Важнейшим геоморфологическим следствием послебазальтового эрозионного вреза явилась перестройка гидрографической сети, которая выразилась в перехвате реками Восточного Сихотэ-Алиня верховий рек западного склона. Наиболее ярко этот процесс проявился в пределах кайнозойских деп-

рессий и особенно в местах излияния базальтов (бассейны рек Милоградовки, Зеркальной, Венюковки, Соболевки и др.). Крупная плановая перестройка речных долин и бассейнов отмечена в Уссури-Ханкайско-Раздольненской депрессии. Развитие эрозионного вреза привело к "прорыву" Самурского хребта и прекращению стока вод пра-Уссури через "Уссурийский коридор" в хр. Надань-Хада-Алинь. На этом этапе произошло заложение долины р. Уссури в современном виде на участке Краснояровка-Шмаковка и прекращение стока в котловину оз. Ханка через "Гринтальский коридор".

Глубокое эрозионное расчленение зоны предгорий и центральной части Уссури-Ханкайско-Раздольненской депрессии привело к полному исчезновению палео-Ханки, на что указывает отсутствие озерных отложений даже в центральной части котловины, где последующая четвертичная аккумуляция приурочена к крупным эрозионным долинам.

За пределами крупных магистральных долин в зонах предгорий Сихотэ-Алиня и Восточно-Маньчжурских гор и в пределах крупных впадин (Уссури-Ханкайской, Арсеньевской) процессы эрозионного расчленения выразились в образовании глубокой овражно-балочной сети (до 40-50 м). На уплощенных водоразделах и поверхностях базальтовых плато продолжалось формирование красноцветных кор и покровных суглинков и глин.

Четвертичная эпоха

Палеогеографические события плейстоцена являются лишь частично продолжением тектоно-геоморфологических процессов плиоцена. Наиболее четко эта преемственность проявляется в развитии природной среды в раннем плейстоцене. Максимальное несходство отмечается для позднего плейстоцена-голоцена, когда на развитие геоморфологических процессов и обусловленных ими особенностей осадконакопления наибольшее влияние оказали квазипериодические резкие колебания климата (смена типов ландшафтов, различная интенсивность элювиальных, склоновых и эрозионных процессов, гляциоэвстатические колебания уровня моря). В конечном итоге климатические осцилляции затушевали многие особенности развития рельефа и осадконакопления, определяемые общим характером тектонических движений и затруднили палеогеографическую и палеогеоморфологическую интерпретацию четвертичных геологических разрезов. Дополнительную трудность в палеогеографическом анализе событий плейстоцена приносит относительное запаздывание геоморфологических и сопряженных с ними процессов осадконакопления по сравнению с пространственно-временной миграцией ландшафтов. Все это определяет в значительной мере условность палеогеографических реконструкций, а для нижнего плейстоцена и формальную возрастную привязку отдельных геологических явлений.

Раннечетвертичный этап

Уссурийское время. Тектоно-геоморфологические процессы, отвечающие теплой климатической фазе раннечетвертичного этапа, являются унаследованными от тех явлений, которые имели место в позднем плиоцене. Сохранилось высокое стояние суши и низкое положение базиса эрозии. В прибрежной зоне материкового сектора Японского моря продолжалось расчленение возникшего в плиоцене аккумулятивно-денудационного уровня и базальтовых плато. Глубина вреза считая от бровки плиоценовой террасы к концу раннего плейстоцена составляла 30-120 м. Очевидна прямая зависимость величины вреза и порядка водотока: для водотоков III-IУ порядка она равна 30-70 м, а для крупных рек (Туманная, Раздольная, Партизанская, Зеркальная) - 80-120 м.

Более интенсивная эрозия по сравнению с плиоценом, привела к изменению рисунка речной сети, которое выразилось в исчезновении большинства участков долин, субпараллельных простиранию прибрежной зоны. Эти перестройки в раннем плейстоцене наиболее значительно изменили рисунок высокопорядковой речной сети. Спрямление долин в нижнем течении отмечено для таких рек, как Туманная, Барабашевка- в Юго-Западном Приморье, Пещерная, Единка- в Северном Приморье. Разрушение субмеридиональной речной сети осуществлялось за счет перехвата магистральных рек водотоками низкого порядка, имевших субширотное направление долин. На участках перехватов возникли глубоко врезанные узкие долины с серией более молодых, чем ранний плейстоцен, террас. Эти террасы обычно имеют максимальную высоту в нижнем течении рек, образуя сходящийся вверх по реке спектр террас - явный признак развития регрессивной эрозии на участках перестройки.

В бассейнах низкопорядковых водосборов и особенно в шовной части плиоценового аккумулятивно-денудационного уровня в нижнем плейстоцене унаследованно от плиоцена развивались процессы выравнивания. К этому времени относится формирование громадных по площади водосборных воронок, врезанных в плиоценовую террасу. Остатки днищ подобных водосборных воронок, разрушенных в ходе гляциоэвстатических колебаний уровня моря, сохранились в виде локальных террас (высота от 15 до 40 м) практически на всем материковом побережье Японского моря. Именно эти образования, лишенные типичных аллювиальных отложений, принимались ранее за высокие морские абразионные террасы (Ганешин, 1957; Ивашинников, 1971; Крапивнер, 1975). В настоящее время эти поверхности чаще рассматриваются как локальные террасы, сформировавшиеся исключительно в субаэральной обстановке при ином положении базиса денудации и уровня моря (Короткий, 1970; Кулаков, 1973; Соловьев, 1963; Худяков и др., 1972).

Предположительно регрессия Мирового океана, датируемая поздним плиоценом-ранним плейстоценом, явилась одной из причин интенсивного расчленения прибрежной зоны Приморья. Недостаточная изученность материкового шельфа Японского моря не позволяет точно установить положение уровня в раннечетвертичный этап. Для этого использован косвенный расчетный способ. По известным гипсометрическим отметкам днищ переуглубленных долин прибрежной суши рассчитано высотное положение их устьевых частей на Япономорском шельфе (Короткий, 1975_1). Такие расчеты с использованием уравнения параболы n-й степени (Иванов, 1951) были проделаны для палеодолин рек Артемовки, Суходола, Киевки, Партизанской. Полученные расчетные отметки устьев этих рек совпали с выходами валунно-галечникового материала на внешней бровке материкового шельфа.

Имеются предположения, что эти грубообломочные отложения соответствуют суйфунской свите (Васильев и др., 1973), с чем, по нашему мнению, не увязываются следующие факты.

1. Галечники у бровки материкового шельфа в целом более грубообломочные, чем осадки суйфунской свиты в береговых обнажениях зал. Петра Великого. Можно ожидать, исходя из общей геолого-геоморфологической ситуации раннего плиоцена, что непосредственно в устьях рек (за пределами материкового побережья) осадки свиты будут преимущественно песчаными и мелкогалечниковыми.

2. Явное несоответствие высотного положения кровли разреза суйфунской свиты (+60-80 м) и полосы галечников у края материкового шельфа (-110-130 м). Вполне допустимо, что их современное положение возникло в результате тектонического опускания плиоценовых отложений в верхнем плиоцене-раннем плейстоцене. Амплитуда такого опускания для внешней части материкового шельфа должна превышать 100 м. На данной стадии изучения, с учетом недостаточного количества фактического материала и плохой

возрастной привязки галечников на бровке материкового шельфа, следует отдать предпочтение геоморфологической гипотезе, основанной на корреляции этих отложений с осадками в днищах переуглубленных долин прибрежной зоны.

В пределах Уссури-Ханкайско-Раздольненской депрессии к началу раннего плейстоцена сформировалась сеть глубоко врезанных магистральных речных долин, ориентированных на юг (бассейн р. Раздольной) и на север (бассейн р. Уссури). К этому времени относится оформление Раздольненско-Ханкайского водораздела. Глубина эрозионных долин в Ханкайской котловине составляла относительно поверхности плиоценовой террасы около 130-150 м (долина р. Мельгуновки). Здесь сформировался водосборный бассейн с радиально-центростремительным рисунком речной сети, гидрографический узел которой располагался в нижнем течении р. Большой Уссурки. Эта сеть долин, вскрытая при бурении, в уссурийское время частично была выполнена довольно мощной толщей (до 30-40 м) аллювиальных (на юге) и аллювиально-болотных (на севере) отложений. Изучение этих осадков привело к выводу о полном или почти полном исчезновении озерного водоема в Ханкайской котловине (Короткий, Караулова, 1970; Худяков и др., 1972). Сложилась, таким образом, сходная с раннеплиоценовой ситуация, когда предплиоценовый врез привел к исчезновению позднемиоценового озерного водоема (Карасев, 1963).

Волна аккумуляции, достаточно активная в центральных частях депрессии, затухала постепенно вверх по магистральным долинам и особенно активно в верховьях низкопорядковой речной сети, где в начале раннего плейстоцена продолжалось формирование эрозионных долин. Непосредственно в вершинах водосборных систем наиболее низкого порядка и на поверхности плиоценовых педиментов отлагалась мощная пачка покровных красноцветов (см. гл. IУ, раздел "Некоторые вопросы генетической классификации отложений"). Таким образом, рельеф центральной Уссури-Ханкайско-Раздольненской впадины имел облик высокого плато с глубоко врезанными речными долинами. В краевых частях и в предгорьях Сихотэ-Алиня и Восточно-Маньчжурских горах за пределами магистральных долин рельеф нижнего плейстоцена существенно не отличался от современного. Развитие процессов планации, вероятно, достаточно активных (на что указывает значительная ширина денудационных площадок, перекрытых красноцветами), привело к заложению четвертичного аккумулятивно-денудационного уровня, расположенного гипсометрически ниже плиоценового и отделенного от последнего хорошо выраженным уступом (Короткий, Караулова, 1970).

В горной части Сихотэ-Алиня в уссурийское время формируются поверхность и комплекс осадков 20-40-метровой террасы на юге и 60-140-метровой – на севере рассматриваемой территории. Высота уступа, разделяющего плиоценовую и нижнечетвертичную террасы, колеблется в очень широких пределах: от 20-40 м на западном до 50-130 м на восточном склонах Сихотэ-Алиня. Совершенно очевидна прямая связь между величиной предраннечетвертичного вреза и порядком водотока. Даже в пределах базальтовых плато амплитуда вреза больше в магистральных долинах. Уклоны нижнечетвертичных долин близки к современным, что подтверждается сравнительным анализом структуры разновозрастного руслового аллювия. Уже к раннему плейстоцену, за счет большей амплитуды эрозионного вреза, продольные профили рек в горной части Сихотэ-Алиня стали более выработанными, чем в позднем плиоцене.

Анализируя распространение нижнечетвертичной (Q^1_I) террасы, можно сделать вывод о преимущественном плановом совпадении долин этого возраста с современными. В отдельных случаях, когда нижнечетвертичная аллювиальная равнина отделяется от современной долины крупными эрозионными останцами (реки Киевка, Зеркальная), ширина древней долины сравнима с шириной современной (на уровне высокой поймы и I НПТ).

Перестройка плана гидрографической сети к этому времени в основном завершилась, на что указывает тождественность структуры и вещественного состава руслового аллювия в разрезах четвертичных террас в бассейнах рек, испытавших перестройку (реки Милоградовка, Зеркальная).

Климат и ландшафты уссурийского времени восстановлены на основании изучения палеоботанических остатков (споры и пыльца), а также некоторых особенностей литологии нижнечетвертичных отложений. По сравнению с неогеном во флоре раннего плейстоцена произошло обеднение родового и видового состава за счет выпадения из растительности таких видов, как Ginkgo, Sciadopitys, Engelhardtia. Широко распространились сообщества из современных видов маньчжурской флоры, которая еще в значительной мере была обогащена реликтами тургайской флоры.

Наиболее сложный комплекс листопадных широколиственных лесов существовал на юге края. Кроме современных видов маньчжурской флоры он включал представителей таких родов, как Castanea, Fagus, Pterocarya, Nyssa, Zelkova, распространяющихся сейчас в более южных широтах (Павлов, 1965; Gisaburo, 1965; Icenes Plantarum Koreanum, 1956). Из хвойных отмечаются различные виды корейских и японских сосен типа Pinus densiflora, P. tabulaeformis; Tsuga представлена, по крайней мере, двумя видами (T. canadensis и T. diversifolia). Вместе с тем в растительности еще сохранились представители сем. Taxodiaceae (Cryptomeria) и Cupressaceae (Torreya?). В сумме пыльца экзотических видов составляет 20-25, реже 30%.

Южные районы Приморья с повышенной влажностью и большим количеством тепла и в настоящее время отличаются самой богатой и разнообразной растительностью: грабово-чернопихтовые леса, относящиеся к лесной умеренной предсубтропической северокорейской флоре (Колесников, 1961). В состав ее входят Carpinus, cordata, Kalopanax septemlobum, Quercus dentata, Abies holophylla, Betula schmidtii и др.

Особая флористическая провинция, видимо, была здесь и в уссурийское время. Она имела определенное сходство с современными летнезелеными лесами северной части о. Хонсю, где среднегодовые температуры +9, +10°, средняя температура января -2, -3°, средняя температура августа +22, +24°С (Витвицкий, 1954). В настоящее время там произрастают несколько видов Quercus (Q. grosseserata, Q. grandulifera, Q. dentata), Pterocarya rhoifolia, Fagus sieboldii, Zelkova keakii, Torreya nucifera, Tsuga diversifolia, Cryptomeria japonica (Gisaburo, 1965). Пыльца представителей всех этих родов содержится в нижнеплейстоценовых отложениях Южного Приморья.

В настоящее время на юге Приморья среднегодовые температуры составляют +5,5, +6,8° С (Справочник по климату СССР, 1966). Таким образом, предполагаемое повышение среднегодовых температур раннего плейстоцена по сравнению с современными примерно составляло 3-4° С. Наличие пыльцы таких родов, как Fagus, Tsuga и даже Taxodiaceae, позволяет предполагать повышение не только среднегодовых температур, но и количества атмосферных осадков (до 1000-1200 мм в год против 650-800мм в год в настоящее время).

Некоторое обеднение растительного покрова отмечается в среднегорье Сихотэ-Алиня, где суммарное содержание пыльцы экзотических видов составляет 15-18%. Одновременно увеличивается количество пыльцы темнохвойных пород. Это может быть объяснено существовавшей в то время вертикальной поясностью в распределении растительного покрова.

Растительность Уссури-Ханкайской равнины и окружающих ее предгорий наиболее обеднена (сумма пыльцы экзотических видов составляет 2-13, чаще 9-10%) по сравнению с южными районами Приморья, что является выражением широтной зональности уссурийского времени.

Преобладание в спорово-пыльцевых спектрах пыльцы широколиственных пород и большое ее разнообразие (Ulmus, Juglans, Pterocarya, Fagus, Tsuga, Tilia, Castanea, Carpinus, Syringa, Corylus, Quercus mongolica, Q. dentata, Quercus экзотический) дают основание предполагать распространение широколиственных полидоминантных лесов на западных склонах Сихотэ-Алиня (см. рис. 20). На территории самой Уссури-Ханкайской равнины, видимо, существовал своеобразный комплекс лесостепной растительности. На холмисто-увалистых местах, с довольно резкими суточными колебаниями температур и небольшим количеством осадков, доминантными из древесных пород были различные виды дубов с подлеском из лещины и сирени, березы даурской и маньчжурской, сосны могильной. Преобладание в спектрах среди пыльцы травянистых растений Compositae, Gramineae, Artemisia, Polygonaceae, Polemoniaceae свидетельствует о развитии степных ассоциаций в пределах самой депрессии, имеющих, возможно, более широкое распространение, чем в настоящее время.

В среднем поясе гор, где температурный режим мягче, влажность воздуха и количество осадков выше, к дубам примешиваются каштаны, липы, орех, граб, лапина и различные виды сосен типа Pinus densiflora, P. tabulaeformis и т.д. В целом растительность Уссури-Ханкайской равнины и окружающих ее предгорий имела сходство с теплоумеренной подзоной северокитайской и северокорейской флоры, которой соответствуют среднегодовые изотермы +6, +13° (Арманд и др., 1956; Вальтер, 1974).

Таким образом, палеоботанический материал, полученный для уссурийского времени Приморья, позволяет предполагать значительное смещение растительных зон к северу, а климатические условия теплее современных.

Подобный климат, неоднородный в разных частях Сихотэ-Алиня и Юго-Западного Приморья, подтверждается и некоторыми литологическими особенностями нижнечетвертичных осадков. В частности, усиление красноцветности осадков с востока на запад и с севера на юг, как и для позднего плиоцена, может быть объяснено как различиями в температурном режиме (север-юг), так и разным количеством осадков и неравномерностью их распределения в течение года (восток-запад). Преобладающее распространение красноцветов в Уссури-Ханкайской впадине отвечает тому климату, который установлен на основании изучения спор и пыльцы. Глубокая выветрелость обломочного материала в русловом аллювии и достаточно высокая степень зрелости псаммитовой фракции вполне объяснимы более интенсивными, по сравнению с современными, процессами гипергенеза. Вероятно, с более теплым климатом, чем современный, связана и высокая глинистость нижнечетвертичного аллювия в долинах горных рек (рис. 57).

Существует такое предположение, что увеличение доли устойчивых минералов и обломков горных пород в четвертичных разрезах от современных отложений к более древним связано с длительностью процесса выветривания. Однако изучение вещественного состава руслового аллювия показало, что увеличение роли абразивно-устойчивых пород произошло синхронно процессу осадконакопления. Сложнее объяснить возрастание в псаммитовой фракции содержания устойчивых минералов: здесь такой прямой зависимости нет. Возможное увеличение доли неустойчивых минералов в позднечетвертичном и голоценовом аллювии, а также в разрезах террас нижнего и среднего плейстоцена, сформировавшихся в холодные эпохи, по нашему предположению, связано с большой глубиной эрозионного вреза и более активным поступлением в магистральные долины в холодные эпохи обломочного материала из верхнего пояса гор. Состав глинистых минералов (преобладают каолинит и монтмориллонит с примесью гидрослюд и монотермита) также косвенно указывает на достаточно теплый и влажный климат. Активное накопление гидроокислов железа и марганца в аллювиальных отложениях (ожелезненные конг-

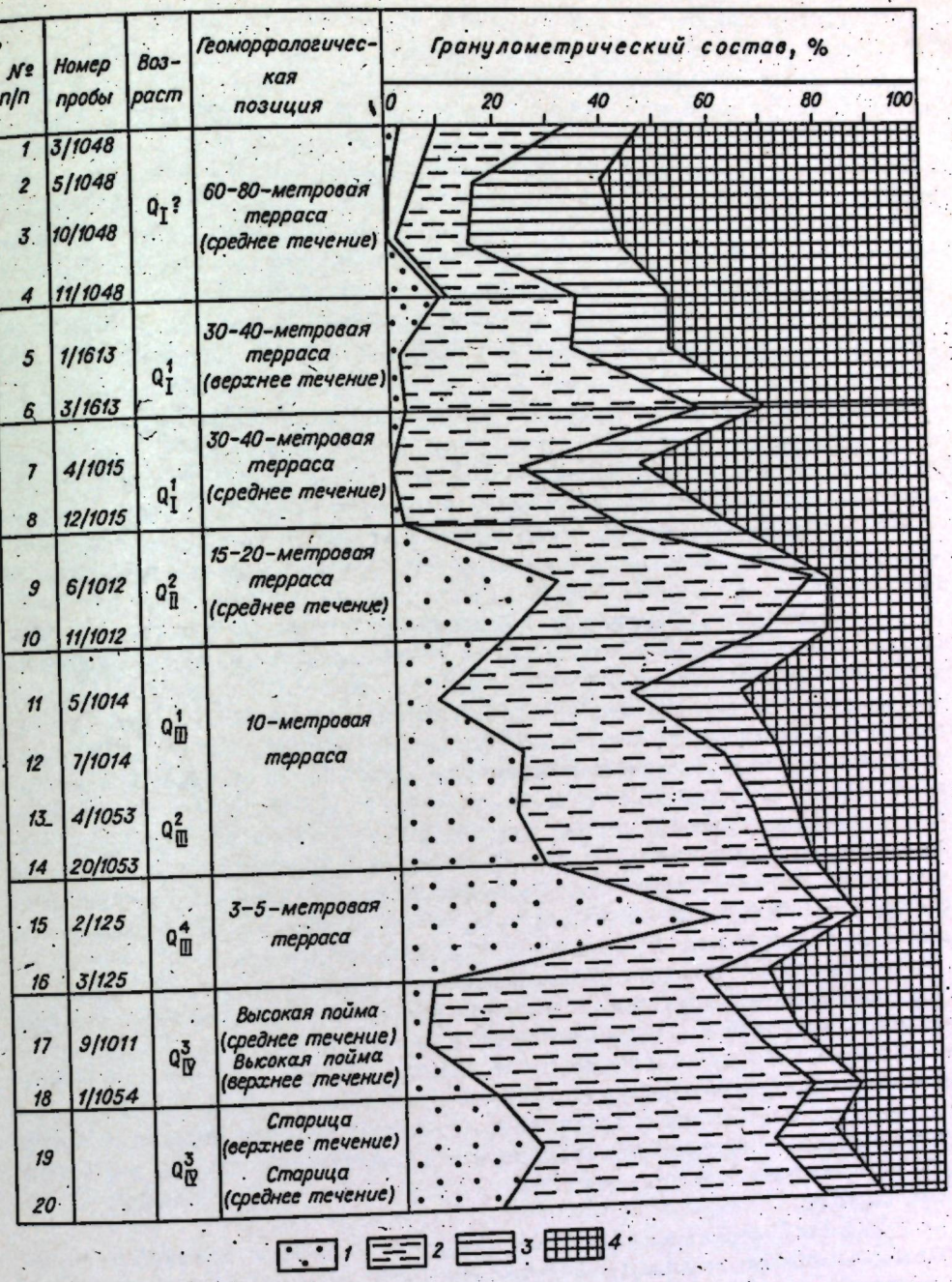


Рис. 57. Гранулометрический состав пойменного и старичного аллювия в разрезе четвертичных террас Юго-Восточного Приморья (р. Киевка).
1 – песок (фракция > 0,1 мм); 2 – алеврит (0,1–0,01), 3 – глина (0,01–0,001), 4 – глина (0,001).

ломераты, линзы лимонита в основании и кровле пачек старичного аллювия и в разрезе покровных отложений), возможно, связано с наличием свободных окислов железа и размывом элювиальных и склоновых красноцветов, сформировавшихся в позднем плиоцене.

Рудневское время. Разделение тектоно-геоморфологических событий раннего плейстоцена для его отдельных этапов затруднительно из-за скудности информации. Предполагается довольно тесная унаследованность в начале рудневского времени и постепенное изменение типа процессов к концу

этого отрезка раннечетвертичного этапа. Эти изменения выразились в следующем. Отмечается замедление, а возможно, и прекращение эрозионного вреза в магистральных долинах Восточного Сихотэ-Алиня и Южного Приморья (бассейн Японского моря). С этим связано накопление достаточно мощной пачки аллювия (до 10-15 м) в основании четвертичного разреза, отнесенного к рудневскому горизонту. Активизируются процессы осадконакопления и в низкопорядковой речной сети, где аллювием почти полностью выполнены врезы, возникшие в начале раннего плейстоцена. К этому времени относится заболачивание днищ низкопорядковых долин и вершин водосборных систем, где формируются торфяники низинного типа. Прекращение эрозии и достаточно активная аккумуляция в речных долинах, возможно, связаны с некоторым повышением уровня Японского моря к концу раннего плейстоцена.

В Уссури-Ханкайской впадине практически на всей площади продолжалось аллювиальное осадконакопление. Лишь в междуречье рек Уссури и Сунгач[7] возникают обширные низинные болота, которые затем превратились в мелководные озера. На это указывает, по данным Е.И.Царько, характер изменения состава диатомовых водорослей - в основании пачки преобладают почвенные формы, выше к ним примешиваются формы, живущие в мелководных водоемах.

Интенсивное заболачивание в Ханкайской котловине, косвенно обусловленное общим тектоническим опусканием депрессии и ближайшего обрамления, вероятно, вызвано созданием мощной аллювиальной "плотины" на слиянии многоводных рек Уссури, Большой Уссурки и Мулинхе. Бассейны этих рек расположены в наиболее высоких частях Сихотэ-Алиня и Восточно-Маньчжурских гор, что обеспечивает вынос большего объема обломочного материала. Водосборы рек, пересекавших современную Ханкайскую котловину, имели менее контрастный рельеф, благодаря чему они выносили в целом меньше обломочного материала. В результате здесь возникла зона недостаточной компенсации общего погружения осадконакопления. В пределах этой зоны широкое развитие, особенно на удалении от устьев рек, получили ландшафты низинных болот, а затем появились и мелководные озера.

В краевых частях депрессии в рудневское время произошло замирание глубинной эрозии и образование на месте оврагов балочных систем. С этим связано исчезновение в разрезах бурых суглинков слабоокатанных щебней и глинистых песков - аналогов русловой фации и преобладающее накопление в условиях слабозаболоченных днищ и сухих склонов красно-бурых глин и суглинков. Вблизи крупных останцовых массивов в разрезе покровных бурых глин отмечаются горизонты мелких умеренно выветрелых щебней, указывающих на появление открытых участков склонов в зоне останцово-денудационного рельефа.

В горной части Сихотэ-Алиня в рудневское время предполагается активизация склоновых процессов, приведшая к образованию мощного покровного чехла красно-бурых мелкощебнистых глин на поверхности плиоценовой (60-80 м) и раннеплейстоценовой (35-40 м) террас. Строение покровного чехла и особенности текстур позволяют допустить развитие в это время процессов медленной солифлюкции. Возможно, что эти процессы были вызваны достаточно интенсивным похолоданием, которое отчетливо устанавливается на основе палинологического изучения осадков рудневского горизонта.

В связи с похолоданием произошла существенная перестройка ландшафтов Сихотэ-Алиня и Юго-Западного Приморья. По всему краю самое большое распространение получила формация темнохвойных лесов (см. рис. 20). При общем преобладании бореальной флоры (в широком смысле) в это время отмечается присутствие экзотических сосен типа Pinus densiflora, P. tabulaeformis и Tsuga. Единичные зерна пыльцы широколиственных пород, очевидно, свидетельствуют о диффузном их распространении в растительном покрове. К этому времени приурочено проникновение на территорию Приморья кустарниковых берез, ольховника, кедрового стланика - представителей гипоарктической флоры, фиксирующих первое в плейстоцене появление гольцовой растительности в Сихотэ-Алине.

На наш взгляд, нет существенного противоречия в совместном нахождении пыльцы несходных по экологии форм. Вероятно, в южных районах края и на западных склонах Сихотэ-Алиня сохранялись благоприятные условия, способствовавшие произрастанию экзотических сосен, кедра корейского, широколиственных пород. Более высокие части Сихотэ-Алиня были покрыты охотско-камчатской бореальной флорой из Picea и Abies и, наконец, в верхнем поясе гор, на высоте свыше 1500 м, впервые появляются небольшие островки горных тундр и субальпийских стелющихся лесов. Помимо этого миграция элементов гипоарктической флоры к югу могла происходить вдоль побережья Японского моря и по Уссури-Ханкайско-Раздольненской депрессии, отличавшимся заболоченностью ландшафтов. С этим, вероятно, связаны находки древесины Larix (заключение В.И.Стародубцева) и пыльцы кустарниковых берез и ольховника в опорном разрезе рудневского горизонта (бухта Опасная - на широте г. Владивостока).

Намечается существенная разница в растительности Южного и Среднего Сихотэ-Алиня. На Среднем Сихотэ-Алине гораздо большие площади занимали, видимо, горные тундры и зеленомошные ельники, а в самых северных районах края был самостоятельный пояс березово-лиственничных лесов с подлеском из кустарниковых берез, ольховника и кедрового стланика. Исчезают широколиственные породы и экзотические хвойные.

Таким образом, имеется основание утверждать, что в рудневское время отчетливо проявилась широтная зональность и вертикальная поясность в распределении растительного покрова. На юге Сихотэ-Алиня предположительно можно выделить следующие вертикальные пояса растительности: на низких элементах рельефа - темнохвойная тайга с участками заболоченных морей; в Ханкайской котловине - осоково-вейниковые луга и низинные болота; в зоне холмисто-увалистого рельефа - неморальная темнохвойная тайга с экзотическими соснами; в зоне среднегорья - охотско-камчатская бореальная тайга; в вершинном поясе - горные тундры и подгольцовые стелющиеся леса.

Итак, отличительной чертой растительности рудневского времени является доминантное положение темнохвойной тайги и, с одной стороны, присутствие сохранившихся экзотических сосен, а с другой - появление арктических элементов. Такое сложное сочетание представителей тургайской, охотско-камчатской и гипоарктической флор впервые зафиксировано в истории развития ландшафтов плейстоцена на этой территории и не имеет аналогов в современной растительности. Сходный растительный покров, а следовательно, и климатическая обстановка определены по палеокомплексам из красноцветной толщи 60-метровой террасы Хасанского района для плиоценового (дунайского?) похолодания.

Таким образом, в развитии природной среды на раннечетвертичном этапе зафиксирована унаследованность процессов и ландшафтов от позднеплиоценовой эпохи. Вместе с тем на этом этапе получает развитие та направленность тектоно-геоморфологических процессов и изменений климата, которая в конечном итоге и привела к возникновению современного рельефа с коррелятным и конформным комплексом осадков и существующей ландшафтно-климатической поясностью и вертикальной зональностью.

---

[7] Р. Сунгач как активная самостоятельная система возникла в среднем плейстоцене, когда в Ханкайской котловине началась озерная эпоха.

Среднечетвертичный этап

Ханкайское время. Развитие природной среды в начале среднечетвертичного этапа, по сравнению с концом раннего плейстоцена, характеризуется ослаблением процессов эрозии в прибрежной зоне, где в магистральных долинах накопилась 15–20-метровая пачка аллювия. Вызван ли этот процесс общим погружением территории прибрежной зоны или он обусловлен трансгрессивным подъемом уровня Японского моря, решить в настоящее время не представляется возможным ввиду отсутствия надежного фактического материала. Ранее относимые к среднему плейстоцену аллювиально-лагунные осадки в устье р. Туманной в настоящее время считаются голоценовыми. Сведения о среднечетвертичных морских террасах, приводимые в геоморфологических работах (Ганешин, 1957; Власов, 1957; Соловьев, 1963; Ивашинников, 1971), в основном не подтвердились. Последующее изучение этих поверхностей доказало их аллювиально-денудационную природу (Худяков и др., 1972; Кулаков, 1973; Шахгельдян и др., 1975). Вопрос о положении береговой линии Японского моря к началу среднего плейстоцена остается, таким образом, нерешенным. К этому времени относится расширение днищ долин прибрежной зоны за счет процессов интенсивного меандрирования. На это указывают как хорошо выраженные перегибы склонов с постепенным уменьшением их крутизны, так и преимущественно перстративный облик аллювия. Уклоны русел магистральных рек были бо́льшими, чем в настоящее время (табл. 7).

Таблица 7

Сравнение уклонов современного русла и среднечетвертичного тальвега (нижнее течение р. Партизанской)

Уровни аккумуляции	Расстояние от устья, км				Средний уклон участка долины
	0–14	14–21	21–26,5	26,5–29,0	
	Уклон русла, м/м				
Современный	0,0005	0,0016	0,0021	0,004	0,0014
Среднечетвертичный	0,0014	0,0028	0,0036	0,004	0,0025

Интенсивность среднечетвертичной аккумуляции затухала вверх по магистральным долинам, где в это время, вероятно, сильно проявилась глубинная эрозия, приведшая к образованию уступа раннечетвертичной террасы и днищ на уровне 15–20-метровой террасы (в верхнем течении рек), а ниже – эрозионных днищ современных долин. Вся последующая история этих участков долин в Южном Сихотэ-Алине свелась к формированию разновозрастных аккумулятивных террас. Амплитуда эрозионного послеплиоценового врезания в этой части рассматриваемой территории составила 25–30 м, а в Среднем и Северном Сихотэ-Алине – около 40–50 м. К этому времени относятся небольшие внутрибассейновые перестройки речной сети (реки Киевка, Зеркальная).

В Уссури-Ханкайской впадине в начале среднего плейстоцена продолжала формироваться аллювиальная равнина, причем площади накопления обломочного материала были более значительными, чем в нижнем плейстоцене. Вероятно, к этому времени борта послеплиоценовых долин сильно выположены денудацией, что облегчило разрастание аллювиальной равнины.

К началу среднего плейстоцена в центральной и северной частях этой впадины возникли отдельные озерные водоемы, осадки которых вскрыты в среднем течении р. Сунгач и к северу от устья р. Ильинки. В южной части Ханкайской котловины, видимо, формировалась аллювиально-озерная равнина, которая продолжалась к северу вплоть до озерного водоема в междуречье рек Сунгач и Белой. Однако не исключено, что цепочка низинных болот и озер существовала к востоку от совместной долины рек Мельгуновки и Илистой, пересекавшей Ханкайскую равнину по линии устье р. Мельгуновки – устье р. Сунгач. На небольшие размеры озер, их мелководность и сильную заболоченность указывают вскрываемые в разрезах скважин вивианитовые глины с погребенными почвами.

В краевых частях Уссури-Ханкайской впадины в начале среднего плейстоцена происходило частичное разрушение покровного слоя красно-бурых глин и суглинков, накопившихся в холодную фазу раннечетвертичного этапа. Эти врезы четко фиксируются по линзам глинистых песков с обломками и окатышами красно-бурых нижнечетвертичных глин, вскрываемых в основании разрезов современных балок.

Наступление ханкайского времени ознаменовалось новой коренной перестройкой растительного покрова. Исчезли холодоустойчивые виды и сообщества рудневского времени. Отступили к северу бореальные представители охотско-камчатской флоры. Преобладающим типом растительности вновь стали широколиственные леса, состоящие в основном из современных видов маньчжурской флоры – Juglans, Carpinus, Ulmus, Phellodendron, Syringa, Tilia, Quercus, Corylus (см. рис. 20).

Самой термофильной ассоциацией того времени были сложные широколиственные леса, которые по своему составу близки грабовым чернопихтарникам, произрастающим в настоящее время в Хасанском районе. В их составе дополнительно входили представители таких родов, как Castanea, Fagus, Zelkova, Pterocarya, современный ареал которых находится в Северной Корее, Северо-Восточном Китае и Японии. Судя по данным спорово-пыльцевых спектров, эта термофильная формация в ханкайское время занимала довольно значительные площади. Вдоль предгорий Западного Сихотэ-Алиня она доходила до северных пределов края.

В среднем поясе гор Южного и частично Среднего Сихотэ-Алиня на высотах от 400–500 и до 800–900 м, где сейчас произрастают широколиственные кедрово-широколиственные и елово-пихтовые леса, существовали широколиственные леса маньчжурского типа с примесью кедра корейского и экзотических хвойных типа Pinus densiflora, P. tabulaeformis. Сейчас эти породы произрастают в лесах Северной Кореи и Северной Японии и занимают там высоты от 400–500 до 1000 м и больше (Павлов, 1965; Gisaburo,1965; Icenes Plantarum Koreanum, 1956). Только самые высокие части рельефа (выше 1000 м), где сейчас распространены высокогорные формации из пихтово-еловых зеленомошных лесов, пояс каменноберезового криволесья и субальпийских стелющихся лесов, были покрыты темнохвойной неморальной тайгой с примесью кедра корейского и широколиственных пород. Горные тундры и субальпийские стелющиеся леса значительно сокращали свои площади, а возможно, исчезали совсем.

Ареал дубовых лесов был значительно шире современного, предгорья сплошь покрыты дубовыми лесами. Причем дуб зубчатый проходил гораздо севернее своего современного ареала и распространялся, по крайней мере, до Большой Уссурки.

В Уссури-Ханкайской впадине и окружающих ее предгорьях создавался своеобразный комплекс растительности из остепненных сосновых (сосна монгольская) и дубовых редколесий в сочетании со степными группировка-

ми. Среди пыльцы трав чаще всего преобладает Artemisia. Кроме того, постоянно присутствует пыльца Gramineae, Polygonaceae, Caryophyllaceae, Compositae, Chenopodiaceae, Rosaceae, Ranunculaceae, Umbelliferae, Leguminosae. Подобные ассоциации и в настоящее время имеются на этой территории (Куренцова, 1962). В ханкайское время они имели, возможно, большие площади распространения.

Таким образом, намечаются некоторые провинциальные особенности растительности ханкайского времени и значительное смещение вверх границ вертикальных поясов по сравнению с современными. Смещение широтных зон к северу было меньшим, чем в уссурийское время, видимо, не превышало 3–4°.

Климатические условия максимально приближались к таковым уссурийского времени. Однако выпадение из растительности таких представителей, как Cryptomeria, сокращение общего процентного содержания экзотических видов свидетельствуют о том, что первое плейстоценовое похолодание наложило отпечаток на общий ход развития растительного покрова и климатические характеристики стали ниже, чем в раннем плейстоцене.

На достаточно влажный и умеренно теплый климат указывает преобладание в основании разреза 15–20-метровой террасы плотносцементированных валунников и галечников, охристо-желтых песков и глин. Интенсивность накопления гидроокислов железа и марганца многократно превосходила подобные явления, имевшие место в среднем голоцене. Максимальное по интенсивности накопление гидроокислов отмечено в разрезах Хасанского района.

Шмаковское время. Прогрессирующее похолодание климата, вероятно, явилось одной из причин развития активной аккумуляции в речных системах разных порядков. В прибрежной зоне Сихотэ-Алиня и Юго-Западного Приморья этот процесс имел место в низкопорядковой сети, а в магистральных долинах – в 10–15 км от современной береговой линии Японского моря. Этому времени соответствует первое крупное развитие конусов выноса на территории Сихотэ-Алиня, которые не выходили за пределы низкопорядковых долин. Поэтому осадки в средней части 15–20-метровой террасы, отнесенные к шмаковскому горизонту, в крупных долинах сложены обычно аллювием, который по своим структурно-петрографическим характеристикам отвечает осадкам магистральной долины (см. рис. 25).

В Уссури-Ханкайской впадине в шмаковское время, вероятно, имела место первая крупная озерная трансгрессия. С ней связано широкое распространение озерных осадков в Ханкайской котловине (инт. 27–37 м) и появление их в разрезе дельтовых осадков (реки Мельгуновка, Илистая). В ближайшем обрамлении озера шмаковскому времени отвечает интенсивное расширение и заболачивание днищ балок с накоплением толщи синевато-серых алевритов и суглинков. На западном склоне Сихотэ-Алиня волна устойчивой аккумуляции достигла среднего течения крупных магистральных рек и проникла во внутригорные впадины.

Новая волна похолодания в среднем плейстоцене привела к более значительной перегруппировке растительных ассоциаций по сравнению с ханкайским временем. Вновь отступают к югу полидоминантные широколиственные леса и, наоборот, с севера широким фронтом смещаются представители бореальной и охотско-камчатской флоры. Господствующим типом растительности по всему Приморью опять становится темнохвойная тайга (см. рис. 20, 23 и 24).

В общих чертах растительный покров имел сходство с таковым рудневского времени. Но, видимо, второе плейстоценовое похолодание было интенсивнее и привело к более существенному обеднению растительного покрова.

На юге края по-прежнему выделяется особая, наиболее термофильная провинция. Здесь произрастала неморальная темнохвойная тайга с кедром, широколиственными породами и, в некоторой мере, экзотическими сос-

нами. По мере увеличения высот Сихотэ-Алиня большую роль в растительности начинают играть мелколиственные породы, в том числе кустарниковые березы, ольховник и кедровый стланик.

Следуя общегеографическому закону высотной поясности, на более высоких частях рельефа располагались зеленомошная тайга, пояс субальпийских стелющихся лесов и небольшие "острова" горных тундр. На Среднем Сихотэ-Алине, особенно на восточных его склонах, происходит общее усиление бореальных черт растительности, повышается роль зеленомошных еловых и елово-лиственничных лесов, увеличиваются площади горных тундр.

Довольно значительное распространение елово-лиственничных и елово-березово-лиственничных лесов в Среднем и частично Южном Сихотэ-Алине указывает на большую интенсивность шмаковского похолодания, на некоторое усиление сухости по сравнению с рудневским временем и является косвенным признаком первого значительного появления многолетней мерзлоты. Прямым доказательством ее распространения служат установленные в осадках шмаковского горизонта следы интенсивной солифлюкции (Короткий, 1975$_2$). Наиболее детально они описаны в разрезе 10–15-метровой террасы р. Суходол (рис. 58, ж, з). Там в нижней части террасы наблюдается смятие слоев в толще светло- и зеленовато-серых и желто-бурых глин с прослоями комковатых темно-бурых глин. Первичное залегание слоев, судя по отдельным ненарушенным блокам, было горизонтальное или горизонтально-волнистое, со слабым наклоном пачки в направлении центра долины. Интенсивность смятия слоев возрастает от подошвы к кровле, где наиболее деформирована погребенная почва. Асимметричный изгиб слоев, вплоть до опрокидывания, фиксирует общее смещение осадков в направлении русла р. Суходол. Наблюдающиеся следы криогенных явлений, вероятно, относятся к разряду "медленной" солифлюкции (Каплина, 1965). На это указывают следы выжимания грунта, достаточно хорошая сохранность первичной слоистости, асимметрично-коробчатый абрис криогенных складок. В целом смещение грунта не было равномерным, чем объясняется наличие в поперечном разрезе террасы достаточно крупных линз глин и суглинков с ненарушенными блоками пород.

Текстуры солифлюкционного течения грунтов, подобные вышеописанным, но меньших масштабов, встречены в осадках шмаковского горизонта в долинах рек Киевки (среднее течение), Партизанской (дер. Сергеевка), Виноградной (бассейн р. Гладкой).

Сунгачское время. Потепление климата, вероятно, явилось одной из причин усиления эрозии в пределах Сихотэ-Алиня. Анализ геологических разрезов 15–20-метровой террасы позволяет установить амплитуду вреза в 8–10 м. В прибрежной зоне этому времени соответствовало умеренно интенсивное осадконакопление аллювиальных и аллювиально-лагунных отложений (озера Лотос и Соленое на Хасанском взморье). Видимо, в сунгачское время и началось достаточно активное погружение материковой окраины Японского моря. Анализ размерности обломков среднеплейстоценового аллювия, соответствующего теплым климатическим условиям, и сравнение его с нижнечетвертичным в разрезах локальных террас позволяют сделать вывод о выполаживании продольных профилей низкопорядковых водотоков.

Косвенно, если исходить из общепринятого представления о приуроченности трансгрессий к эпохам потеплений, можно допустить развитие в материковом секторе Японского моря среднеплейстоценовой трансгрессии, следы которой известны на Тихоокеанском побережье Японских островов (Геологическое развитие..., 1968). Вывод Г.У.Линдберга (1965) о мощной трансгрессии в среднем плейстоцене (до отметки +80 м) является в значительной мере преувеличенным и не получил подтверждения фактическим материалом (Марков, Суетова, 1965; Кулаков, 1973). Расчет формы продольного профиля для низкопорядковых водотоков (вплоть до 1У), непосредственно впа-

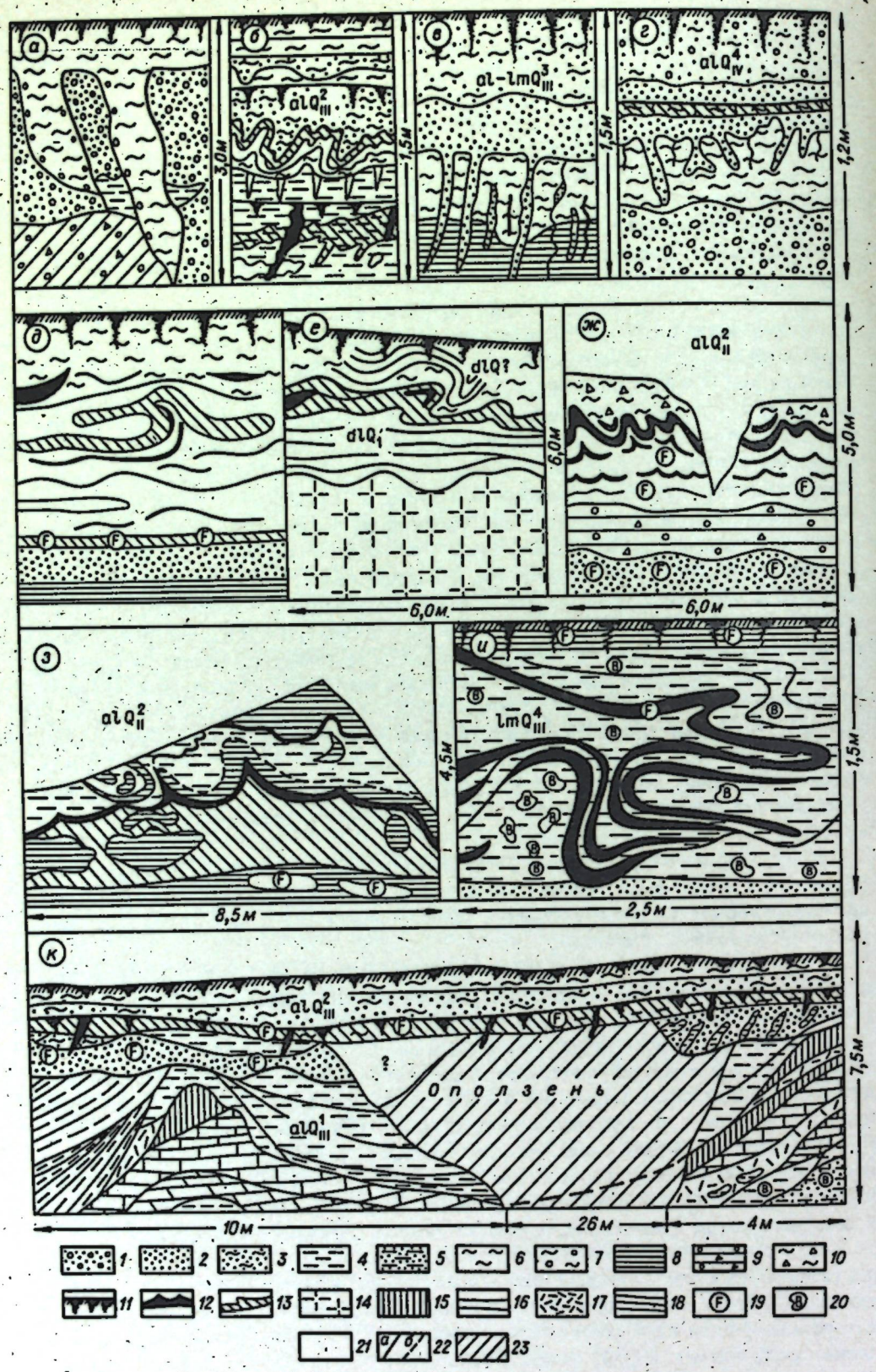


Рис. 58. Следы криогенных явлений в четвертичных отложениях Южного Приморья.

1 – галька с песком; 2 – песок; 3 – песок суглинистый; 4 – алеврит; 5 – алеврит песчаный; 6 – суглинок; 7 – суглинок с галькой; 8 – глина; 9 – глина с галькой и щебнем; 10 – суглинок со щебнем; 11 – ненарушенные современные и погребенные почвы; 12 – погребенные почвы со следами криотурбации; 13 – глины со следами мерзлотных нарушений слоистости; 14 – кора выветривания; 15 – слабо разложенный торф; 16 – умеренно разложенный торф; 17 – сильно разложенный торф; 18 – торфянистый алеврит; 19 – следы ожелезнения; 20 – гнезда вивианита; 21 – древесные остатки; 22 – границы: а – установленные, б – предполагаемые; 23 – оползни, морозобойные клинья: а – в кровле плиоценовой террасы (Арсеньевская депрессия), б – в разрезе 6–8-метровой террасы руч. Болотный (зал. Восток); в – в кровле низкой озерной террасы (оз. Ханка, устье р. Мельгуновки); г – высокая пойма р. Уссури (пос. Чугуевка); д – 40-метровая терраса в Артемовской котловине (Соловьев, 1961); е – нижнечетвертичный денудационный уровень (бухта Опасная); ж, з – 10–15-метровая терраса р. Суходол (с. Новонежино); и – кровля озерной террасы (оз. Ханка, устье р. Спасовки); к – торфяные бугры, 6–8-метровая терраса руч. Болотный (зал. Восток).

давших в Японское море, показал, что зона максимального выполаживания днищ долин располагалась ниже отметки –30 м (относительно современного уровня моря).

В Ханкайской котловине можно предположить небольшую регрессию озера: появление в разрезе дельтовых отложений относительно грубозернистых осадков и типично пойменных суглинков. С сокращением площади озера за пределами устьевых зон, вероятно, связано появление в разрезе типичных лугово-болотных почв и вивианитовых глин.

В краевых частях Уссури-Ханкайской впадины в сунгачское время на отдельных участках произошла частичная перестройка гидросети. В это время, по-видимому, сформировалась бифуркация в бассейне р. Белой. Эта река до среднего плейстоцена впадала в р. Уссури ниже с. Бельцово. После перехвата небольшим притоком р. Черной верхней части бассейна р. Белой из-за незначительной разницы в уклонах сток этой реки, вплоть до позднего плейстоцена, осуществлялся как по новой, так и по старой долинам.

Восстановление климата и ландшафтов сунгачского времени для всей территории Приморья пока затруднительно ввиду малого количества разрезов. Анализ спор и пыльцы позволяет допустить достаточно широкое распространение зоны широколиственных лесов и сокращение пояса темнохвойной тайги. Климат по температурному режиму и увлажнению, вероятно, был близок к современному.

Вяземское время. В отличие от первых двух холодных эпох плейстоцена (рудневское и шмаковское время) позднесреднечетвертичное похолодание привело к коренной перестройке ландшафтов и к изменению хода геоморфологических процессов, особенно в горной части Сихотэ-Алиня.

В прибрежной зоне в вяземское время, видимо, за счет снижения уровня Японского моря, амплитуда которого не установлена, активизировались эрозионные процессы. Амплитуда эрозионного вреза, который проявился практически на всем побережье Японского моря и довольно быстро затухал в средних частях водосборных бассейнов, в зависимости от порядка водотока колеблется от 10–15 (I–III порядок) до 25–30 м. По своей амплитуде этот врез был менее значительным, чем предголоценовый, что, вероятно, связано с меньшим размахом колебаний уровня моря в среднем плейстоцене.

Эрозионный врез привел к дальнейшему спрямлению речных долин прибрежной зоны, в основном низкопорядковых. Примеры таких перестроек известны в бухте Бойсмана, Славянском заливе (Юго-Западное Приморье).

К этому времени, по-видимому, произошел распад р. Осиновой (Юго-Восточное Приморье) на два самостоятельных водосбора. Ряд мелких перестроек, условно датируемых вяземским временем, зафиксирован на Восточном Сихотэ-Алине (заливы Евстафия, Пластун, устье р. Таежной и другие участки).

В Уссури-Ханкайской впадине кратковременная регрессия оз. Ханка сменилась трансгрессией, приведшей к образованию достаточно глубоководного озерного водоема (на отметках -26-15 м ниже современного уровня озера). Глубина озера предположительно превышала современную, на что указывает достаточно богатый комплекс диатомей, в том числе представители рода Melosira. Предполагается, что контур озера в это время существенно отличался от современного. В северо-западной части современного озера на продолжении мыса Белоглиняный почти в центре и к северу от о. Сосновый существовали острова, которым соответствуют в настоящее время мелководные банки (до 4 м), перекрытые аркозовыми песками со щебнем гранитов (Короткий и др., 1975).

В устьях наиболее крупных рек существовали ингрессионные заливы, о чем косвенно свидетельствуют пачки тонкогоризонтально-слоистых глин, алевритов, тонкозернистых песков и глин, вскрытые в устьях рек Мельгуновки, Илистой и Спасовки. Гранулометрический анализ отдельных разностей осадков из скв. 3-ю (устье р. Мельгуновки) показал их полное тождество с современными осадками оз. Ханка. Особенно убедительно выявляется это сходство при нанесении результатов анализа на генетическую диаграмму Р.Пассега (Passega, 1957).

В псаммитовой тяжелой фракции из предполагаемых озерных отложений вяземского горизонта практически отсутствует магнетит. Этот признак в качестве характерного установлен для современных донных осадков оз. Ханка.

К этому времени, вероятно, относится возникновение крупного водоема или залива оз. Ханка в пределах Уссури-Сунгачского междуречья. Осадки нижних болот, относимые к сучанскому горизонту, здесь перекрыты мелководно-озерными отложениями. Обилие вивианита и наличие вертикально-ориентированных остатков водных растений объясняются периодическим обмелением озера. Ритмическое чередование озерных и болотных отложений, возможно, объясняется влиянием долины р. Уссури, имевшей более низкие гипсометрические отметки (от +40 до +45 м) по сравнению с озером на Верхнесунгачской равнине (+49 м)[8].

Озера подпрудного типа, вероятно, существовали и в устьях рек Большой Уссурки и Бикин, в которых накапливались довольно однородные по составу серые глины с богатой флорой диатомей и малакофауной из унионид (данные В.И.Сохина и Б.П.Поды).

К вяземскому времени в краевых частях Уссури-Ханкайской впадины и ближайшем горном обрамлении относится накопление балочного аллювия и покровного чехла "бурых" суглинков и глин на склонах (Худяков и др., 1972; Короткий, Караулова, 1975).

В горной части Сихотэ-Алиня в вяземское время получили широкое развитие склоновые процессы открытого типа, которые привели к интенсивной аккумуляции как в малых, так и в магистральных долинах. В результате этих процессов сформировалась верхняя часть разреза аккумулятивной 15-20-метровой террасы в среднем и цокольной - в верхнем течении рек Восточного Сихотэ-Алиня.

Вяземское время можно считать эпохой развития крупных конусов выноса (мощность до 25-30 м), которые на отдельных участках почти перегородили днища магистральных долин. Вместе с ростом конусов выноса

[8] Отметки рассчитаны для кровли вяземского горизонта в скв. 7 (бассейн р. Сунгач) и по скважинам в долине р. Уссури выше г. Лесозаводска.

наблюдался подъем поверхности аккумуляции в магистральных долинах (до отметок +15-20 м над современным руслом). В разрезе конусов выноса иногда вскрывается крупногалечный материал (явно не местного происхождения), сцементированный красно-бурым глинистым песком. (При размыве таких конусов в руслах современных рек образуется перлювиальная отмостка). Так, в среднем течении р. Киевки в обилии встречены валуны и глыбы гранитов и габбро-диоритов, выходы которых находятся в верхнем поясе хребтов Алексеевский и Макаровский (водораздел рек Киевки и Партизанской). Расчет скоростей течения, необходимых для перемещения таких глыб, дал величины порядка 7-10 м/с, что при относительно малых расходах воды в низкопорядковых водотоках вряд ли возможно. Происхождение этой толщи рассматривалось нами с точки зрения трех гипотез - ледниковой, курумовой и селевой. Ледниковая гипотеза не подтверждается локальным распространением валунов. Они отсутствуют на более высокой аккумулятивно-денудационной равнине плиоцена - раннего плейстоцена (40-80 м), широко развитой по правобережью р. Киевки у подножия хребтов Алексеевский и Макаровский. Естественно, что ледники при выходе из горных долин на эту пологую равнину должны были оставить моренный материал. Развитию ледников не благоприятствует и геоморфологическая обстановка, о чем будет сказано ниже.

Более реальным представляется предположение о курумово-селевом происхождении валунно-глыбовой толщи. Обилие глинистого материала на склонах и резко переменное увлажнение, вероятно, способствовали дальнему переносу крупных обломков (Короткий, 1976$_1$).

В вяземское время в горной части Сихотэ-Алиня формировался мощный глинисто-щебнистый чехол (мощность до 5-7 м), имеющий предположительно делювиально-солифлюкционную природу. Именно из таких осадков и получен наиболее холодный для вяземского времени спорово-пыльцевой комплекс.

В нижней трети крупных магистральных долин, впадающих в Японское море, в разрезах вяземского горизонта наблюдается значительная по мощности (до 10-12 м) пачка пойменных глин и суглинков. Накопление ее связывается как с более значительными по высоте паводками, так и с более активным, чем в настоящее время, поступлением глинистого вещества в долины рек. По всей вероятности, климатический режим вяземского времени способствовал активному склоновому смыву, а неравномерное выпадение атмосферных осадков в сочетании с вечной мерзлотой в бассейнах рек - быстрому скатыванию вод и мощным паводкам.

Ландшафты и климат вяземского времени восстановлены на основании изучения спор и пыльцы, а также ряда других косвенных признаков. В отличие от двух первых холодных эпох (рудневское и шмаковское время), для которых характерно преобладание в растительности Приморья темнохвойной тайги и даже некоторое участие в ней экзотических хвойных, в вяземское время впервые в истории плейстоцена происходит значительная деградация темнохвойных лесов. На первый план выступают елово-лиственничные и лиственично-березовые леса.

Полученные данные дают основание довольно четко выделить три фазы в истории развития растительности и наметить некоторые провинциальные особенности флор отдельных районов (см. рис. 20).

В первую, начальную фазу вяземского похолодания, в Приморье, видимо, значительно распространилась темнохвойная тайга, пришедшая в связи с общим похолоданием климата на смену кедрово-широколиственным и широколиственным лесам сунгачского времени. Климат был довольно холодным и влажным.

Во вторую фазу, фазу климатического минимума, сократились площади темнохвойных лесов, уступая место елово-лиственничным и березово-лист-

венничным лесам. Еловые и пихтово-еловые леса произрастали в южных районах края, образуя широкий пояс на Черных горах. В наиболее благоприятных местообитаниях сохранились такие элементы маньчжурской флоры, как Pinus koraiensis, и такие широколиственные породы, как Quercus, Tilia, Ulmus. Верхнюю границу леса в таких районах составляли лиственичные, елово-лиственничные леса и частично стелющиеся леса кедрового стланика.

На Южном и Среднем Сихотэ-Алине были широко распространены елово- и березово-лиственничные леса. В северных горных районах Приморья преобладали тундровые, лесотундровые и северотаежные фитоценозы. Особенно обеднена растительность восточных склонов Сихотэ-Алиня, где преобладали лиственничные и березово-лиственничные леса и редколесья. В прибрежной полосе, где несомненно сказывалось охлаждающее влияние моря, формировались ассоциации из кустарниковых берез и ольховника, которые проникали вплоть до самых южных пределов края. По долинам крупных рек были развиты лиственничные мохово-кустарниковые леса в сочетании с лиственичными сфагновыми марями и ерниковыми зарослями.

В Уссури-Ханкайской впадине на холмисто-увалистых частях рельефа располагалось березово-лиственничное редколесье, на низинах – травяно-моховые ерниковые болота.

Общее значительное сокращение темнохвойных лесов на Южном и Среднем Сихотэ-Алине, возможно, объясняется не только (а может быть, и не столько) понижением температурного режима, но и увеличением сухости климата. Однако следует отметить, что в отличие от Западной и Восточной Сибири, где в это время была обширная зона перигляциальных степей и остепненных редколесий (Гитерман, 1963; Гитерман и др., 1968; Равский и др., 1964; и др.), в Приморье, видимо, все же сказывалась близость моря и иссушение климата не было столь велико.

Примерный современный аналог растительности вяземского времени расположен в Южном Приохотье, где среднегодовые температуры равны -2–2,5°С, средняя температура января -20–23° С, средняя температура июля +15–18° С. Количество годовых осадков от 400 до 600 мм в год (Справочник по климату СССР, 1966). Соответственно предполагаемое снижение среднегодовых температур в вяземское время по сравнению с современными 5–6° С. Смещение растительных зон с севера на юг примерно 6–8° по широте.

При наступлении более благоприятных условий (третья фаза развития растительности) березово-лиственничные леса отступили к северу, уступая место темнохвойной тайге. Климат оставался довольно холодным, но более влажным.

Такой палеоклиматической интерпретации спорово-пыльцевых комплексов не противоречат и косвенные климатические признаки (наличие следов вечной мерзлоты, отсутствие ледниковых накоплений, широкое развитие делювиально-солифлюкционного покровного чехла). Предполагается, что в эпохи похолоданий, в том числе и в среднем плейстоцене, криогенные явления на территории Южного Приморья получили более широкое развитие, чем в настоящее время (Ганешин, 1957; Соловьев, 1961; Короткий, 1968_2, 1976_1; Никольская, 1972). По В.В.Соловьеву (1961), следы перигляциальных[9] явлений в современном рельефе Приморья сохранились в виде реликтовых нагорных террас, курумов, полигональных грунтов, термокарстовых просадок, разнообразных криотурбаций. Многослойный делювий, описанный для ряда мест Приморья, также рассматривается как продукт чередования холодных и теплых эпох плейстоцена (Ганешин, 1957; Берсенев, 1963_1; Соловьев, 1961; Короткий, 1976_1). Возникновение мощной толщи бурых суглинков в окраинных частях Сихотэ-Алиня и прилегающих впадинах рассматривается как следствие усиления делювиально-солифлюкционных процессов в холодные эпохи плейстоцена, особенно в вяземское время. Покровные суглинки и сопряженные с ними щебнистые отложения объединяются в осадки единой перигляциальной формации, развитие которой происходило в условиях вечной мерзлоты.

[9] В.В.Соловьев (1961) употребляет термин "перигляциальные явления", так как он рассматривает Южное Приморье ареной мощных горно-долинных оледенений в средне- и позднечетвертичное время.

Вопрос о возможности развития среднечетвертичного оледенения на территории Сихотэ-Алиня и Восточно-Маньчжурских гор уже рассматривался и решен отрицательно, по крайней мере для юга Приморья (Короткий, 1968_2; Худяков и др., 1972). Изучение отложений, выделенных ранее как моренные, показало их неледниковую природу. Не противоречат этим данным и результаты палеоклиматических реконструкций (Караулова, Назаренко, 1972; Худяков и др., 1972). К аналогичным выводам пришел М.Н.Алексеев (Алексеев, Голубева, 1973).

К этому следует добавить следующее. Особенности денудационных процессов на юге Дальнего Востока определяют как плохую сохранность экзарационных форм, так и способствуют возникновению псевдогляциальных образований. Поэтому один и тот же комплекс отложений морфологически сходных форм получает различную трактовку (Баженов, 1954; Денисов, 1965_2; Заморуев, Сей, 1963; Казакова, 1955; Колбин, 1960; Ли Сыгуан, 1952; Никольская, Щербаков, 1956; Соловьев, 1964). В силу этого требуется осторожный подход при выделении следов горно-долинных оледенений в средневысотных горах юга рассматриваемой территории.

Широко распространенным критерием при выделении древних оледенений служат находки глыб и валунов (Колбин, 1960; Чемеков, 1959_2). Данные о находках ледниковых эрратических валунов требуют также осторожной трактовки, так как крупные неокатанные глыбы экзотических пород могут быть перемещены на значительные расстояния оползнями и селевыми потоками. Последующий размыв и вынос более мелкого материала приводит к тому, что от тела оползня или селевого конуса выноса сохраняется только наиболее грубый материал.

Находки крупных глыб среди нормально-аллювиальных отложений считаются либо признаком флювиогляциального генезиса отложений, либо размыва древней морены (Ганешин, 1959; Чемеков, 1959_1). Подобный материал в русле в изобилии поступает со склонов на участках эрозионных подмывов коренных берегов и разрушения древних конусов выноса, образуя перлювиально-аллювиальную фацию. Частично глыбы и крупный щебень разносятся речным льдом (Билибин, 1956).

Недоучет этих факторов и неправильное толкование генезиса рыхлых отложений в речных долинах и на склонах приводят к преувеличению роли четвертичного оледенения в формировании рельефа средневысотных гор юга Дальнего Востока.

Таким образом, на развитие рельефа и ландшафтов Приморья в среднем плейстоцене существенное влияние оказали направленно ритмические колебания климата. На этом этапе сформировалась тектоно-геоморфологическая структура территории, получившая свою завершенность к концу позднего плейстоцена.

Позднечетвертичный этап

Находкинское время. К началу позднего плейстоцена в прибрежной зоне Приморья возникла сеть переуглубленных речных долин, продолжавших-ся далеко на шельф; в речных долинах горной части Сихотэ-Алиня сформи-

ровались разновысотные аллювиально-пролювиальные поверхности, в краевой части Уссури-Ханкайской впадины – обширная озерно-аллювиальная равнина.

В прибрежной зоне реакцией на начавшееся потепление климата явилась гляциоэвстатическая трансгрессия, резко изменившая режим осадконакопления и направленность геоморфологических процессов.

До сих пор почти единодушно признавался современный (позднеголоценовый) возраст абразионных и аккумулятивных форм береговой зоны Приморья. Их возникновение объяснялось обычно подъемом уровня Японского моря в ходе послеледниковой гляциоэвстатической трансгрессии, ингрессией морских вод в речные долины, интенсивной абразией континента и возникновением прибрежных аккумулятивных равнин (Денисов, 1959; Медведев и др., 1961; Худяков и др., 1972).

Изучение аккумулятивных прибрежно-морских форм, расположенных на современном уровне Японского моря и сопоставляемых с камчатской цикловой линией (Чемеков, 1961_2), позволяет считать их в основном голоценовыми. Более древние аккумулятивные морские формы известны только на мелководном шельфе (материалы К.В.Яблокова, Г.А.Евсеева, И.Г.Шахгельдяна, А.М.Короткого).

Детальная геоморфологическая съемка прибрежной зоны Приморья позволила выявить несколько точек с морскими осадками, которые приурочены к более высокому (6–10 м), чем береговые линии голоцена, уровню. Так, в 20 км от устья р. Гладкой, впадающей в залив Посьет, на абсолютной высоте +8 м, ниже покровных и аллювиальных отложений, вскрыты илы, лагунный генезис которых неоспоримо доказывается присутствием форминифер (Jadammina macrescens) и раковин моллюсков (определение Т.Г.Калишевич) сем. Hydrobiidae. Обнаруженный в илах комплекс диатомей (определение Е.И.Царько) содержит более половины морских (Navicula glacialis Cl., Surirella fastuosa Ehr., Nitzschia granulata Grün.), солоновато-морских (Cocconeis scutellum Ehr., Achnanthes brevipes Ag. и др.) и солоноватоводных форм в сочетании с пресноводными горными и североальпийскими видами. Подобный по структуре комплекс отвечает режиму осадконакопления в приустьевой лагуне (Пушкарь, Короткий, 1975; Троицкая и др., 1971). Накопление илов происходило в середине позднего плейстоцена, на что указывает как структура спорово-пыльцевого комплекса, так и абсолютный возраст торфяника (41000–46000 лет, по данным М.Н.Алексеева и Л.В.Голубевой), кроющего лагунные илы.

Осадки лагунного облика (алевриты с ядрами пелеципод) вскрываются в разрезе 6–8-метровой террасы в устье р. Зеркальной. Галечники, сходные по своим текстурно-литологическим признакам с прибрежно-морскими отложениями, описаны в разрезе 10-метровой террасы близ оз. Духовского и в устье р. Самарги. В последнем случае галечники, отличающиеся идеальной окатанностью и исключительно однообразные по вещественному составу, на основании спорово-пыльцевого анализа (заключение Л.П.Карауловой) относятся к одной из теплых фаз верхнего плейстоцена.

Таким образом, можно предполагать, что уровень Японского моря превышал современный на несколько метров и был примерно равен +10 м. Эта величина вполне соответствует расчетным данным (Марков, Суетова, 1965) и известному фактическому материалу о высоте подъема уровня Мирового океана в рисс-вюрме для других акваторий (Каррей, 1968; Milliman, Emery, 1968). Общая амплитуда подъема уровня Японского моря трудноопределима, так как неизвестно положение береговой линии к началу позднего плейстоцена. В первом приближении можно считать, что минимальная амплитуда в ходе первой гляциоэвстатической трансгрессии позднего плейстоцена превышала 50 м. Основанием для этого являются данные

о положении подошвы лагунных и морских отложений находкинского горизонта (–40 м), вскрытых на мелководном шельфе Японского моря.

В силу значительной амплитуды этой трансгрессии, вероятно, необходимо пересмотреть вопрос о времени возникновения и роли древней трансгрессии в становлении абразионно-денудационного типа берегов в северо-западном секторе Японского моря. Более древний, чем голоценовый, возраст абразионно-денудационных уступов подтверждается наличием у их подножий верхнечетвертичных конусов выноса, а в логах, расчленяющих эти уступы, описаны локальные террасы каргинского времени (Короткий, Караулова, 1975).

Второй важный вывод, следующий из изложенного материала,– риасовые берега в основных своих контурах сформировались, по крайней мере, в начале позднего плейстоцена, когда даже в таких полузакрытых акваториях, как бухты Золотой Рог и Патрокл, пролив Стрелок, накопились лагунные осадки значительной мощности (в бухте Золотой Рог, по данным И.Г.Шахгельдяна, до 30 м). За пределами ингрессионных лагун в нижнем течении рек в зоне эвстатического подпора возникли обширные аллювиальные, сильно заболоченные равнины.

Вверх по долинам, в пределах горной части Приморья, интенсивность осадконакопления уменьшалась и уже на удалении 25–30 км от устьев магистральных рек отмечаются следы эрозионного вреза. Амплитуда вреза увеличивалась вверх по долинам магистральных рек, достигая своего максимума в их среднем и верхнем течении – в пределах 20–25 м. На западном склоне Сихотэ-Алиня амплитуда вреза в приводораздельной части составляла 10–15 м, постепенно затухая в направлении Уссури-Ханкайской впадины (до 4–6 м).

На конечной стадии эрозионного вреза в речных долинах Сихотэ-Алиня сформировалась аккумулятивная терраса высотой до 6–8 м. Осадки этой террасы погребены под аллювием лазовского горизонта и вскрываются обычно в основании 10-метровой позднечетвертичной террасы в Восточном и 5–6-метровой – в Западном Сихотэ-Алине.

Причина проявления эрозионного вреза кроется, на наш взгляд, помимо общего тектонического воздымания Сихотэ-Алиня, в изменении климата. Потепление привело к постепенному восстановлению сомкнутого древесного покрова. В результате интенсивность открытых склоновых процессов – основных агентов, перемещающих обломочный материал со склонов, резко замедлилась. Вероятно, на первом этапе эрозионного вреза возникли щелевидные тальвеги, а затем, по мере разрушения аккумулятивного чехла, возникшего в вяземское время, происходило формирование широкого днища долины. В результате оживления глубинной эрозии образовалась 15–20-метровая терраса, аккумулятивная в нижнем и среднем течении магистральных долин, цокольная – в верхней их трети. На западном склоне Сихотэ-Алиня эта терраса преобладающе аккумулятивная.

В Уссури-Ханкайской впадине в начале находкинского времени озерная трансгрессия достигла своего максимума, а затем, по мере потепления климата, видимо, произошла частичная регрессия. В краевых частях зоны озерной аккумуляции, располагавшейся на отметках 16–15 м ниже современного уровня озера, отмечается появление в устьях рек пойменных суглинков, лугово-болотных почв, а за их пределами – осадков низинных болот. На удалении 2–5 км от современного берега на глубинах –26–29 м ниже современного уровня аккумуляции вскрываются озерные осадки находкинского горизонта, содержащие спорово-пыльцевые комплексы климатического оптимума этого времени. Эти данные позволяют оценить амплитуду регрессии оз. Ханка в 4–5 м.

Причиной регрессии, по всей вероятности, явились некоторое сокращение и усиление неравномерности стока и испарение с поверхности озера. В

основном же частичный спуск озера произошел благодаря оживлению эрозии в долине р. Уссури, где амплитуда эрозионного вреза в начале позднего плейстоцена составляла 4–6 м. Следы эрозии зафиксированы в виде погребенной террасы, вскрытой при бурении в долине р. Уссури и Большой Уссурки. В долинах малых притоков этому врезу соответствует 3–5-метровая терраса, которая довольно быстро погружается в направлении магистральных долин. В пределах останцово-денудационного обрамления Уссури-Ханкайской впадины потепление климата вызвало замедление осадконакопления в балочных системах и оживление овражной эрозии.

Климатические изменения в начале позднего плейстоцена привели к коренной перестройке ландшафтов на территории Приморья, что установлено на основании изучения спор и пыльцы, а также древесных остатков. Палинологически охарактеризованные разрезы расположены в разных районах – на юге Приморья (см. рис. 28), в горных районах Сихотэ-Алиня (см. рис. 30), на Уссури-Ханкайской равнине (см. рис. 19). Это дает возможность устанавливать не только отдельные фазы развития растительности, но и говорить об особенностях широтной зональности и вертикальных растительных поясов. На смену березово-лиственничным и частично темнохвойным лесам, господствовавшим в Приморье в вяземское время, вновь приходят полидоминантные широколиственные леса маньжурского типа. Только значительное изменение общей климатической обстановки могло привести к таким изменениям в растительном покрове.

Выделяются три фазы в истории развития растительного покрова. Растительность начала межледниковья (первая фаза) устанавливается для Уссури-Ханкайской равнины. В начале находкинского времени происходит постепенное восстановление маньчжурской флоры. К темнохвойным лесам конца вяземского времени примешиваются широколиственные породы, сначала в основном за счет рода Ulmus. Однако доминантными в растительности по-прежнему оставались темнохвойные и березово-лиственничные леса. Большое количество пыльцы Cyperaceae, а среди спор Bryales и Sphagnum свидетельствует о том, что процессы заболачивания в начальную стадию межледниковья все еще имели место на Уссури-Ханкайской равнине. Климат, вероятно, был несколько холоднее и влажнее современного.

Наиболее полно можно охарактеризовать растительность оптимальной (второй) фазы находкинского времени. В южных районах Приморья (см. рис. 20) было полное господство широколиственных лесов сложного состава. Они близки современным грабовым чернопихтарникам, только в них бóльшую роль, чем в настоящее время, играли широколиственные умеренно теплолюбивые породы, которые распространялись, как и в ханкайское время, до северных пределов края. Наиболее термофильные представители флоры (Carpinus cordata, Quercus dentata) играли бóльшую роль в растительности, чем в настоящее время. Из реликтов тургайской флоры сохранялись Castanea, Fagus, Pterocarya, Celtis и экзотические сосны. Пыльца их обнаружена в достаточном количестве как в пробах южных районов края, так и в Уссури-Ханкайской равнине. На южном и западных склонах Среднего Сихотэ-Алиня располагались широколиственные леса с соснами типа Pinus densiflora.

На Уссури-Ханкайской равнине, как и в ханкайское время, распространяются редколесья из дуба монгольского, частично дуба зубчатого и березы маньчжурской и даурской. Бóльшие площади, чем в настоящее время, занимала сосна могильная. На пониженных частях рельефа возникли благоприятные условия для развития остепненной растительности. Отмечается увеличение количества пыльцы таких представителей, как Artemisia, Polygonaceae, Chenopodiaceae, и, наоборот, сокращение пыльцы Cyperaceae, а в спорах – Bryales и Sphagnum.

По мере увеличения высоты Сихотэ-Алиня изменялся состав растительного покрова. Бóльшая роль принадлежит дубу, меньшая – другим, более термофильным породам, в значительной мере представлен Pinus koraiensis.

Распределение растительности по вертикальным поясам значительно отличалось от современного. В высотном интервале, занятом современными пихтово-еловыми лесами, произрастали широколиственные и кедрово-широколиственные леса. Пихтово-еловые леса могли располагаться на самых высоких частях рельефа (свыше 1200 м). Зона горных тундр и субальпийских стелющихся лесов, видимо, не существовала во время климатического оптимума находкинского времени. В целом растительный покров этого времени был несколько богаче и разнообразнее современного. Отмечается значительное смещение растительных зон к северу. Среднегодовые температуры были выше современных на 4–5°.

В конце климатического оптимума сокращаются площади, занятые разнообразными широколиственными лесами. Большую роль в растительности начинает играть кедр корейский. Спорово-пыльцевые спектры по своему составу очень сходны с поверхностными пробами этих же районов (преобладание пыльцы Pinus koraiensis при небольшом участии широколиственных пород). Видимо, началось снижение среднегодовых температур, хотя на самом юге края по-прежнему к растительности примешиваются экзотические сосны типа Pinus densiflora, Pinus tabulaeformis. Как и во все предыдущие эпохи плейстоцена, здесь была наиболее термофильная флористическая провинция, которая по составу растительности всегда тяготела больше к северокорейской флоре, чем к приморской.

При дальнейшем снижении температур происходят существенные изменения в растительном покрове Приморья. Третья фаза находкинского времени характеризуется преобладанием темнохвойной тайги. Сначала – это елово-кедровые леса, так называемые северные кедровники. В их древостое преобладал кедр, но уже довольно значительно было участие ели и пихты, изредка встречались широколиственные породы (липа, ясень, клен, лещина). В настоящее время подобные растительные ассоциации типичны в бассейне р. Хор на высотах до 500 м. Полагаем, что в начале третьей фазы уже произошел значительный сдвиг широтных растительных зон с севера на юг (не меньше чем на 3–4°). В конце третьей фазы на юге Приморского края уже беспредельно господствует темнохвойная тайга. Произошла замена маньчжурской флоры охотско-камчатской. Климатические условия были холоднее современных.

Лазовское время. Главнейшие палеогеографические события этого отрезка позднего плейстоцена развивались под влиянием сильного похолодания климата. В прибрежной зоне проявился эрозионный врез, вызванный понижением уровня Японского моря. В горной части умеренно интенсивная аккумуляция привела к накоплению верхней части разреза 10-метровой террасы. В Уссури-Ханкайской впадине лазовскому времени соответствует небольшая озерная трансгрессия и усиление аккумуляции на склонах и в низкопорядковой речной сети.

Понижение уровня Японского моря, сопряженное с гляциоэвстатической регрессией Мирового Океана, по времени не совпадает с началом похолодания климата в лазовское время. Так, вскрытые в долине р. Виноградной лагунно-морские осадки (абс. выс. +8 м) содержат спорово-пыльцевой комплекс, соответствующий климатическому минимуму лазовского времени. Непосредственно выше здесь залегают субаэральные осадки с умеренно холодными спорово-пыльцевыми комплексами. Такое гипсометрическое положение морских осадков в какой-то мере противоречит известным данным по другим районам Дальнего Востока. Эту трансгрессию, вероятно, можно сопоставить с трансгрессией Симосуэси на Японских островах (Геологическое развитие..., 1968), валькатленской (пелукской) – Чукотки (Петров, 1976), которые считаются межледниковыми.

Для лагунных слоев р. Виноградной следует допустить накопление их в "остаточной" лагуне либо предположить, что трансгрессия, начавшаяся в первую теплую фазу позднего плейстоцена, частично продолжалась в лазовское время.

Амплитуда эрозионного вреза в прибрежной зоне для лазовского времени устанавливается в пределах от 30–40 м для низкопорядковой речной сети, впадавшей в Японское море, до 50–60 м в магистральных долинах этого бассейна. Начавшийся эрозионный врез привел к разрушению созданной в начале позднего плейстоцена аллювиально-морской равнины и осушению шельфа. Особенно активно после снижения уровня моря происходило разрушение абразионных берегов, возникших в начале позднего плейстоцена. Глубина эрозионных врезов, в зависимости от высоты обрывов, достигала 80–130 м, а в устьях логов возникали крупные конуса выноса, поднимающиеся над уровнем современного моря до 25–30 м. Столь быстрое преобразование абразионных уступов в абразионно-денудационные определялось, вероятно, значительной крутизной этих уступов и отсутствием у их подножий достаточно широкой абразионной платформы. Возможно, ускоренной денудации обрывов способствовало и наличие в береговой зоне мощных кор выветривания.

Амплитуда снижения уровня моря оценивается косвенно расчетным путем (по уклонам тальвегов эрозионных врезов) в пределах 90–100 м, что в первом приближении соответствует предполагаемому снижению уровня Мирового океана в максимальную висконсинскую регрессию (Хопкинс, 1976), но меньше амплитуды на кривой Дж.Каррея (1968).

Отмечается довольно быстрое затухание эрозионного вреза в глубь суши. В долинах магистральных рек уже на удалении 10–15 км от устьевых зон отмечается распространение аккумулятивной террасы, в кровле которой вскрываются осадки лазовского горизонта. Такое соотношение зон эрозии и аккумуляции в нижнем течении крупных рек (Партизанская, Киевка, Аввакумовка) предполагает довольно резкий перегиб продольного профиля, что подтверждается материалами бурения (материалы В.Г.Болотова и др.).

В Уссури-Ханкайской впадине с началом лазовского времени начался быстрый подъем уровня озера. Об этом свидетельствует довольно резкая смена в разрезе песчанистых осадков и лугово-болотных почв, соответствующих регрессии, тонкогоризонтальными глинами и алевритами. Пачка этих осадков вскрыта по южному обрамлению оз. Ханка в пределах низкой озерной террасы. Амплитуда трансгрессии, определенная по положению кровли лазовского горизонта на акватории современного озера и за пределами, вероятно, превышала 4 м. В окраинных частях впадины и магистральных долинах в предгорьях Сихотэ-Алиня и Восточно-Маньчжурских гор эрозионные врезы находкинского времени были выполнены аллювием и к концу лазовского времени зона аккумуляции по ширине превышала современные днища долин (на уровню высокой поймы). Особенно активно шло накопление балочного аллювия и покровных бурых суглинков на склонах, что, видимо, определялось сильной разреженностью растительного покрова.

К этому времени относятся небольшие перестройки гидросети в краевых частях впадины. В частности, р. Черниговка, впадавшая в оз. Ханка к северо-западу от г. Синий Гай, развернулась к югу и стала притоком р. Илистой. На это указывает отсутствие в разрезе древней долины р. Черниговки типично аллювиальных осадков (материалы В.И.Пчелкина и др.). Здесь весь разрез в интервале от 14 м ниже уровня воды в оз. Ханка и вплоть до кровли образован озерными и озерно-болотными фациями.

В горной части Сихотэ-Алиня к лазовскому времени относится формирование верхней части аккумулятивного чехла 10–12-метровой (восточный склон) и 5–7-метровой (западный склон) террас.

Интенсивность аккумуляции была ниже, чем в вяземское время: максимальная мощность аллювиально-пролювиального чехла в разрезе лазовской террасы не превышает 7 м (против 10–15 м в разрезе среднечетвертичной террасы). Изменился и характер аккумуляции – после выполнения эрозионных врезов произошло широкое распластывание зоны аккумуляции, в пределах которой водотоки испытывали интенсивную фуркацию. Этим объясняется частое чередование в разрезе лазовского горизонта пластов аллювия и пролювия с линзовидными прослоями темно-бурых комковатых суглинков – аналогов лугово-болотных почв. В низкопорядковых долинах в лазовское время происходила аккумуляция валунно-глыбового материала, содержащего обычно щебни.

Такое строение разрезов в речных долинах указывает на преобладание на склонах гор открытого перемещения обломочного материала. По сравнению с аллювиально-пролювиальными отложениями вяземского горизонта в осадках лазовского горизонта снижается содержание глинистого материала. Вероятно, это определяется почти полным размывом к началу лазовского времени нижнечетвертичного покровного чехла красно-бурых глин. Денудации начали подвергаться породы, расположенные в нижней части древней зоны гипергенеза. Подобным образом частично можно объяснить и увеличение доли неустойчивых минералов в составе псаммитовой фракции лазовского аллювия.

Широкое развитие открытых склоновых процессов и пролювиального смыва связывается нами со значительным похолоданием климата. Об этом свидетельствует и структура спорово-пыльцевого комплекса из осадков лазовского горизонта, по которым и восстановлен характер растительности того времени.

Накопившийся к настоящему времени палеоботанический материал позволяет выделить три фазы в развитии растительности. Однако большинство геологических разрезов на террасовых уровнях отражают наличие только двух первых фаз. Это объясняется, видимо, тем, что к концу лазовского времени происходило преимущественное накопление грубообломочных пролювиальных и склоновых отложений, не содержащих спор и пыльцы. Непрерывный процесс осадконакопления удалось проследить в Уссури-Ханкайской равнине (см. рис. 19), где зафиксированы все три фазы лазовского времени.

В первую фазу климат уже был достаточно холодным. В растительности большое участие принимала темнохвойная тайга, состоящая в основном из представителей охотско-камчатской флоры – Picea и Abies. К этому времени уже сократилась площадь широколиственных и кедрово-широколиственных лесов находкинского времени. Темнохвойная тайга с больших высот (больше 1000 м) спустилась в нижний пояс гор и на предгорные равнины. В верхнем поясе гор расширила свой ареал гольцовая зона. Значительную роль в растительности того времени играли лиственничные и березово-лиственничные леса.

Еще большая перестройка растительного покрова произошла во вторую фазу – фазу климатического минимума. Деградировали темнохвойные леса. Отдельные участки елово-лиственничных лесов сохранились лишь в наиболее благоприятных местообитаниях. Спорово-пыльцевые спектры имеют чрезвычайно бедный состав (см. рис. 19 и 28). Преобладает в них, как правило, пыльца Betula sect. Nanae, Betula sp., Alnus и Alnaster, постоянно присутствует пыльца Larix. На Уссури-Ханкайской равнине чрезвычайно широкое распространение имели не только низинные зеленомошные болота, характерные для среднеплейстоценовых холодных эпох, но и верховые сфагновые болота. Нередки заболоченные осоково-вейниковые луга. На холмисто-увалистых частях рельефа – березово-лиственничное редколесье.

Растительность горных районов в лазовское время отличалась присутствием хвойных в основном за счет Pinus pumila, в меньшей мере

Picea, а прибрежных районов – преобладанием берез и ольховника. Такое соотношение, видимо, связано с охлаждающим влиянием Японского моря на прибрежную растительность. В настоящее время растительность прибрежных районов также значительно беднее соответствующих континентальных районов. Верхняя граница леса и остальные вертикальные пояса постепенно понижаются по мере приближения к побережью Татарского пролива. Эта особенность в настоящее время проявляется к северу от бухты Ольга (Манько, 1967). Предполагается, что во время первого позднеплейстоценового похолодания климата эта тенденция распространилась на всю прибрежную зону, где преобладали ассоциации из кустарниковых берез и ольховника.

В растительности Сихотэ-Алиня в это время, по всей вероятности, наблюдалось сокращение количества вертикальных поясов по сравнению с климатическими оптимумами плейстоцена. В зоне предгорий и на бывшей шельфовой равнине преобладали в условиях застойного увлажнения маревые ландшафты с островами редкостойных лиственничников. Нижний и средний пояса гор, вероятнее всего, были покрыты лиственничными лесами с подлеском из Pinus pumila и Betula middendorffii. На наиболее прогреваемых склонах росли ельники, на более высоких частях рельефа – стелющиеся леса из кедрового стланика. Горные тундры, которые в пределах Приморского края в настоящее время выражены слабо (Куренцова, 1973), в лазовское время, несомненно, имели гораздо большее распространение. Заросли из Betula middendorffii, которые сейчас не вполне типичны для высокогорий Среднего Сихотэ-Алиня, судя по нашим данным, были характерны не только для Среднего, но и для Южного Сихотэ-Алиня.

Betula sect. Albae, которая является неотъемлемым компонентом всех спектров, представлена в основном B. platyphylla. Это холодовыносливый "заменитель" маньчжурской березы произрастает в настоящее время в Хабаровском крае, отличается большой энергией распространения, заселяет все почему-либо освободившиеся от леса пространства, быстро формируя древостои со своим господством, во многих случаях достигая верхней границы леса в горах. Эта порода обычна по речным долинам и в настоящее время присутствует почти во всех типах леса по бассейну Амура и Охотскому побережью (Цымек, 1950). Довольно большое количество пыльцы Betula sect. Albae в спектрах холодных эпох говорит о достаточном участии ее в растительности.

В лазовское время повсеместно исчезали широколиственные, кедрово-широколиственные и елово-пихтовые леса. Ель, которая не выносит близкого залегания многолетней мерзлоты, требовательна к устойчивым показателям влажности воздуха, могла сохраняться только в экологических убежищах. В настоящее время северный предел распространения ели находится в бассейне р. Уды (Доронина, 1967). Основным типом растительности этих мест являются заболоченные редкостойные лиственничные леса и редколесья с подлеском из кедрового стланика и кустарниковых берез и сплошным сфагновым покровом, занимая средний пояс гор от 400-500 до 800-900 м. Выше размещены заросли кедрового стланика, среди которых разбросаны кусты ольхи камчатской и березы Миддендорфа. Этот пояс продолжается до высоты 1400-1500 м. Выше расположены гольцы. В нижнем течении р. Уды на повышенных хорошо дренированных участках сохраняются заросли еловых лесов. В целом район отличается малым количеством вертикальных поясов. В равнинно-низкогорных районах Удской депрессии преобладают верховые болота и заболоченные редкостойные лиственничники. Среднегодовые температуры в этих районах колеблются от -3,9 до -6,2°С (средняя температура января -27, -34°, средняя температура июля +4, +16°). Количество осадков 500-700 мм.

Сравнивая палеорастительность и палеоклимат лазовского и находкинского времени, можно предположить снижение среднегодовых температур (по сравнению с современными) на 8-9° и смещение широтных растительных зон к югу на 8-10°. В конце лазовского времени (третья фаза в истории развития растительности) опять возросла роль таежных элементов. Началось новое наступление охотско-камчатской флоры.

Структура спорово-пыльцевых комплексов лазовского горизонта предполагает развитие в это время многолетней мерзлоты. Следами ее развития можно считать погребенные торфяные бугры, установленные в разрезе 5-7-метровой террасы руч. Болотный (А.М.Короткий, 1957 г.). Здесь эти образования перекрыты лазовским аллювием с хорошо выраженными криотурбациями и морозобойными трещинами (см. рис. 58). Аналогичные изменения первичной структуры осадков лазовского времени зафиксированы в кровле 10- и 5-7-метровой террас (бассейны рек Киевки, Партизанской, Красной речки). Следы интенсивного течения грунтов с морозобойной трещиноватостью в осадках лазовского горизонта отмечены и на самом юге Приморья в бассейне р. Виноградной (Алексеев, Голубева, 1973).

Черноручьинское время. Изменение хода геолого-геоморфологических событий, по сравнению с лазовским временем, прежде всего определяется общим значительным потеплением климата, ход которого не был равномерным (Кинд, 1974).

В прибрежной зоне черноручьинскому времени отвечает трансгрессия Японского моря, которая вызвала подтопление переуглубленных тальвегов лазовского времени и тем самым существенно изменила режим аккумуляции и ход геоморфологических процессов.

К настоящему времени получены достаточно убедительные доказательства значительного подъема уровня Японского моря, амплитуда которого оценивается в пределах 65-75 м. Подъем уровня моря до абсолютных отметок около -15-20 м определен на основании высотного положения кровли лагунных осадков, образующих верхнюю часть разреза черноручьинского горизонта в ингрессионных лагунах и на мелководном шельфе (Короткий, Караулова, 1975; Короткий, 1976_1; Внучков и др., 1976).

Вскрытый в бухте Золотой Рог на глубине -14 м водорослевый торф, имеющий радиоуглеродную датировку 29000±30 лет, позволяет, с некоторыми оговорками, допустить, что уровень Японского моря достигал этой отметки. Предполагается, что эта цифра близка к максимальной для черноручьинской (каргинской) трансгрессии Японского моря, тем более, что она хорошо сопоставляется с уровнем Мирового океана в интервале 32-28 тыс. лет (Каррей, 1968; Milliman, Emery, 1968). Эта трансгрессия, вероятно, соответствует трансгрессии итами на Японских островах, когда уровень достигал современного или был несколько ниже (Huzita, Maeda, 1971).

Для материкового побережья Японского моря существует ряд косвенных признаков, показывающих, что уровень моря, по сравнению с лазовским временем, испытывал подъем, но не достигал современного. К числу таких доказательств относится четко выраженное двухчленное строение 3-5-метровой позднечетвертичной локальной террасы, широко распространенной в низкопорядковых долинах прибрежной зоны. Здесь фазе поднятия базиса эрозии, т.е. трансгрессии моря, соответствует пачка аллювиально-болотных отложений, вскрываемая в основании разреза террасы. Континентальному генезису этой пачки осадков отвечает типично пресноводно-болотный комплекс диатомовых водорослей, среди которых, по заключению Е.И.Царько, встречены обломки панцирей морских диатомей и целые экземпляры солоноватоводных форм (Diploneis ovalis (Hilse) Cl., Rhopalodia gibberula (Ehr.) O. Müll.). Их появление вполне объяснимо ветровым переносом из зоны пляжа и литорали. На континентальное происхождение

торфяника в бухте Неприметная указывает и "пневый" горизонт (C^{14}-дата, 40000±1600 лет, МАГ-274) со следами их прижизненного захоронения торфом.

Бурением на мелководном шельфе Японского моря в Юго-Восточном Приморье установлено, что на глубинах 10-15 м аллювиально-болотные осадки фациально замещаются лагунно-морскими (Внучков и др., 1975; Короткий, 1976_1). В основании пачки морских осадков здесь вскрыт базальный грубозернистый горизонт, представленный галечниками, гравийниками, песками с обломками толстостенных раковин (Mercenaria simpsoni, Callista brevisiphonata, Dosinia japonica, по заключению Г.А.Евсеева).

Подъем уровня Японского моря привел к частичному затоплению мелководного шельфа, возникшего в находкинское время, усиленной аккумуляции в переуглубленных тальвегах, особенно в низкопорядковой речной сети, где типичная аллювиальная аккумуляция сменилась аллювиально- и лагунно-болотной. Проникновение волны аллювиальной аккумуляции в глубь материка было достаточно значительным. В зависимости от порядка водотока для магистральных рек оно составляло 5-25 км. На таком расстоянии от современного берега отмечены участки террасы (высота 3-5 м), полностью сложенные аллювием черноручьинского горизонта.

Такое проникновение в глубь суши волны аккумуляции, вызванной трансгрессией Японского моря, не соответствует амплитуде поднятия уровня моря. Вероятно, оно определяется и усиленной аккумуляцией аллювия на участках развития этой террасы за счет поступления обломочного материала из зоны среднегорья Сихотэ-Алиня, где черноручьинскому времени соответствует эрозионная фаза.

Эрозионные процессы в горных районах Приморья не были одинаковыми по своей интенсивности и синхронности. В верхнем течении рек, где общая амплитуда вреза составляет 5-8 м, аккумуляция в низкопорядковых системах продолжалась и в начале черноручьинского времени. В среднем течении магистральных долин ему отвечает эрозионный врез с амплитудой до 10-12 м, который сменился формированием маломощной (от 3 до 5 м) пачки инстративного аллювия. Нижней трети магистральных долин волна аккумуляции достигла во второй половине черноручьинского времени. Отмечается хорошее совпадение времени (C^{14}-дата, 30 000-20 000 лет) формирования аллювиальной террасы на этих участках долин и поверхности аллювиально-лагунной аккумуляции на мелководном шельфе.

В Уссури-Ханкайской впадине черноручьинскому времени отвечает кратковременное снижение уровня озер, зафиксированное в основном в южной части депрессии (в разрезах отсутствуют осадки, соответствующие климатическому оптимуму этого времени), в северной - наблюдалось обмеление озер, вплоть до возникновения низинных болот, с чем связано увеличение, по сравнению с комплексами лазовского времени, в осадках бентических и болотных форм диатомей. На вероятное обмеление и заболачивание краевых частей озер указывает появление в осадках черноручьинского времени прослоев вивианитовых глин (скв. 7, на севере впадины) и пойменных суглинков (скв. 3-ю, на юге впадины).

В краевых частях впадины и магистральных долинах Западного Сихотэ-Алиня, вероятно, также наблюдалось сокращение площадей аккумуляции и, возможно, развитие процессов эрозии. Уловить следы последней трудно из-за плохой разработанности стратиграфии осадков черноручьинского горизонта в этой части Приморья, а также из-за общего ослабления эрозии в ходе тектонического опускания этого региона и значительного повышения базиса эрозии. Волна аккумуляции, распространявшаяся из Уссури-Ханкайской впадины, достигла к середине позднего плейстоцена среднего течения наиболее крупных рек.

Изучение спорово-пыльцевых спектров в разрезах черноручьинского горизонта, подкрепленное радиоуглеродными датами, показало хорошую сходность климатических колебаний на территории Приморья с осцилляциями на сопредельных территориях (Кинд, 1974). Установленные климатические фазы черноручьинского времени соответствуют в первом приближении климатическим ритмам каргинского межледниковья Сибири - раннекаргинскому, малохетскому и липовско-новоселовскому теплым интервалам, раннекаргинскому и конощельскому похолоданиям климата.

Четко устанавливаются следующие фазы развития растительности: первая - соответствует распространению темнохвойной тайги; вторая - характеризуется преобладанием на территории Южного Приморья березово-лиственничных лесов; третья - соответствует климатическому оптимуму черноручьинского времени, охарактеризована широким распространением полидоминантных широколиственных лесов в нижнем поясе гор и кедрово-широколиственных - в поясе среднегорья. По своему климатическому режиму эта фаза может быть сопоставлена с находкинским климатическим оптимумом. Четвертой фазе отвечает распространение в нижнем поясе кедрово-еловой тайги с островами мелколиственных лесов и незначительной примесью широколиственных пород. К концу фазы - широкое развитие мелколиственных лесов с примесью фригидных форм берез и ольховника. Эта фаза развития растительности, вероятно, соответствует конощельскому похолоданию климата.

Пятая фаза, которой соответствует относительное потепление климата, охарактеризована полным господством темнохвойной тайги (в нижнем поясе гор с примесью широколиственных пород), в конце фазы - сокращение темнохвойных лесов и наступление елово-лиственных и елово-березово-лиственничных лесов. Для этой фазы с достаточной детальностью восстанавливаются основные закономерности распределения вертикальных ландшафтно-климатических поясов и в некоторой мере намечаются признаки широтной зональности. Во всех районах Приморья основными лесообразующими были темнохвойные породы. Однако на юге края к ним в значительной мере примешивался кедр корейский, а местами и широколиственные породы. По мере увеличения абсолютной высоты на Сихотэ-Алине уменьшается доля участия в растительности кедра и, наоборот, увеличивается роль растительных ассоциаций с кустарниковыми березами. Уменьшается также роль кедра корейского в Уссури-Ханкайской равнине и окружающих ее предгорьях.

Западные склоны Сихотэ-Алиня были покрыты темнохвойной тайгой до самых низких частей рельефа. В настоящее время, когда темнохвойные леса на западных склонах Сихотэ-Алиня расположены выше пояса широколиственных и кедрово-широколиственных лесов, занимая высоты от 700-800 и до 1200-1300 м (Куренцова, 1973), в поверхностных пробах Уссури-Ханкайской депрессии пыльца ели и пихты встречается лишь в виде единичных зерен, а преобладает пыльца Pinus koraiensis и широколиственных пород. Повышенное содержание пыльцы Picea в спорово-пыльцевых спектрах в черноручьинское время и почти полное отсутствие пыльцы P. koraiensis и широколиственных пород свидетельствуют о значительном смещении вниз вертикальных поясов по сравнению с современным их положением. Пояса широколиственных и кедрово-широколиственных лесов, видимо, не было совсем.

По долинам рек и в межгорных депрессиях могли распространяться березовые и березово-лиственничные леса. По-видимому, климатические условия этой фазы были недостаточно теплые для существования широколиственных пород. Современный предел распространения широколиственных пород находится в Приамурье со следующими климатическими показателями: средняя температура января -20-26°, июля +18-20°, среднегодовые температуры от -2 до +2° С, осадков 500-800 мм. Климатическая обстановка конечной фазы черноручьинского времени приближается к обстановке лазовского времени.

Партизанское время отвечает той стадии геолого-геоморфологических процессов плейстоцена, следы деятельности которых наиболее четко фиксируются в современном рельефе и хорошо сопоставляются с подобными явлениями на сопредельных с Приморьем территориях. Детальная стратиграфия позднеледниковых осадков позволяет уверенно восстановить ландшафтно-климатические изменения для разных районов. На фоне общетектонической ситуации послеледниковья существенную роль в изменении хода геолого-геоморфологических процессов играет крупное похолодание климата.

В прибрежной зоне определяющим фактором в развитии рельефа и осадконакоплении явилась мощная регрессия Японского моря. Амплитуда снижения уровня определяется в 95–115 м. Береговая линия, отвечающая полной регрессии, по данным разных авторов, располагалась вблизи отметок -110–130 м (Геологическое развитие..., 1968; Iseki, 1971; Shibasaki e. a., 1971; Худяков и др., 1972; Кулаков, 1973). Во время регрессии шельф представлял собой субаэральную пологонаклонную аккумулятивно-денудационную равнину, расчлененную речными долинами. Глубина вреза магистральных долин достигала максимума (40–50 м) вблизи современной береговой линии, постепенно уменьшаясь в сторону Японского моря и в глубь суши. По нашим расчетам, зона регрессивной эрозии проникала во внутриматериковые районы вплоть до участков долин, где уклоны новообразованных тальвегов были примерно равны уклонам древних тальвегов. Для долины р. Партизанской длина зоны эрозионного вреза составляла, по расчетным данным, 25–30 км, что примерно совпадает с данными, полученными при бурении (30–35 км). Наиболее глубоко зона регрессивной эрозии распространилась вверх по долинам рек Туманной и Раздольной (80–100 км).

Процесс эрозионного расчленения аккумулятивных поверхностей, возникших в черноручьинское время, происходил активно, практически на протяжении всего послеледниковья. Лишь в пределах внешнего шельфа этот процесс был ослаблен, а во второй половине, когда начался подъем уровня Мирового океана, подавлен аккумуляцией. На участках переуглубленных долин, расположенных в пределах суши, врез продолжался вплоть до конца позднеледниковья. Поэтому здесь в разрезах позднего плейстоцена отмечается крупный стратиграфический перерыв, охватывающий практически все позднеледниковье (Короткий, Караулова, 1975). Четкий контакт маломощных (до 3–5 м) верхнеплейстоценовых аллювиальных отложений, выстилающих днища предголоценовых тальвегов, и морских голоценовых осадков, выполняющих эти долины, объясняется преимущественным транзитом наносов в эпоху эрозионного расчленения шельфа и прибрежной суши.

К середине позднеледниковья, когда сушей стала практически вся шельфовая ступень Японского моря, произошло восстановление крупных речных бассейнов, сходных в общих чертах с палеосистемами раннего плейстоцена. Не исключено, что к системе р. Раздольной принадлежали реки бассейна Уссурийского залива. Наибольшее смещение, по сравнению с ранним плейстоценом, испытала долина р. Туманной, сместившаяся из района зал. Посьет к югу и занявшая современное положение. На востоке Сихотэ-Алиня, где ширина шельфа колеблется в пределах 10–30 км, в позднем плейстоцене происходило лишь наращивание водосборных бассейнов за счет вновь возникающей суши. Лишь к северу от мыса Сосунова, где наблюдается расширение шельфовой ступени (до 40 км), возникла крупная система р. Самарги, включавшая бассейны рек Желтой, Самарги, Единки и Венюковки. Этой палеосистеме на шельфе соответствует громадный аккумулятивный выступ, протянувшийся от мыса Золотой до мыса Гиляк (более 60 км).

Песчано-галечные отложения, соответствующие конечной фазе позднеледниковой регрессии, вскрыты в ряде точек на глубинах свыше 90 м, где их возраст, установленный по результатам спорово-пыльцевого анализа, совпадает с одной из фаз похолодания климата в конце позднего плейстоцена. В распределении аккумулятивных выступов в глубоководной части шельфа отмечается тесная (прямая) связь прежде всего с уклонами магистральных долин и затем с размерами водосборных бассейнов.

Позднеледниковая-голоценовая трансгрессия, начавшаяся около 17 000 лет назад и достигшая максимума в среднем голоцене (Каплин, 1973; Каррей, 1968; Milliman, Emery, 1968; Fujii, Mogi, 1971), привела к оформлению в нынешнем облике рельефа прибрежной зоны и возникновению в предголоценовых долинах трансгрессивной толщи аллювиально-морских осадков (мощность до 50 м). Подъем уровня Японского моря не был непрерывным. Кратковременные остановки и приводили к возникновению на шельфе погруженных береговых линий (Внучков и др., 1975; Евсеев, 1975; Короткий, 1975_1; Кулаков, 1973; Худяков и др., 1972; На шельфе Японского моря у берегов Приморья разными исследователями установлены следы погруженных позднеплейстоценовых береговых линий на глубинах 110–120, 80–90, 52–60, 42–48 м.

Подъем уровня Японского моря сопровождался проникновением морских вод в речные долины, где начала формироваться пачка трансгрессивных осадков. На участках, за пределами ингрессионных долин, происходила активная абразия и накопление маломощных осадков в пределах береговых линий. Одна из таких пляжевых зон вскрыта бурением на шельфе бухты Неприметная в интервале глубин около 60–70 м. Формирование этой линии с хорошо выраженным комплексом осадков мелководных лагун и пляжей по времени соответствует позднему дриасу европейской шкалы. На достаточно длительную остановку уровня моря указывает хорошо выраженная абразионная платформа, оконтуренная уступом. Мощность пачки лагунных алевритов, вскрытых на этой платформе, составляет 1,5–2,0 м, что требует для их образования, исходя из скорости современного осадконакопления в малых лагунах (Короткий и др., 1976_2), около 700–900 лет.

В Уссури-Ханкайской впадине позднеледниковье ознаменовалось мощной озерной трансгрессией, когда впервые за плейстоцен уровень оз. Ханка превышал современный на 1,5–2,0 м. Вероятно, возник озерный водоем, простиравшийся до широты г. Лесозаводска (Никольская, 1952; Худяков и др., 1972). Помимо рек, впадающих в озеро в настоящее время, в этот водоем на востоке впадала р. Белая, а на северо-западе – р. Мулинхе. Древние дельты этих рек хорошо прослеживаются в современном рельефе низкой озерной террасы, где фиксируются грядово-меандровым рельефом. Изучение размеров меандр позволяет сделать вывод о бо́льшей, чем в настоящее время, обводненности речных систем. Быстрое выдвижение речных дельт привело к заполнению возникших ингрессионных заливов в основном песчаным материалом, что, вероятно, связано как с большой водностью потоков, так и усиленным поступлением грубого материала из верхних частей водосборных бассейнов. Особенно большие объемы песка на последнем этапе трансгрессии накопились в устьях рек, в бассейнах которых широко развиты коры выветривания на гранитах и плиоценовые песчано-галечные отложения.

На этом этапе озерной трансгрессии в береговой зоне существовали протяженные потоки наносов, перераспределявшие песчаный материал. Особенно активно этот процесс происходил на восточном и северо-западном побережье позднечетвертичного водоема, где в рельефе низкой озерной террасы хорошо сохранились древние береговые валы, сложенные песком и частично переработанные ветром. Усиление потоков наносов привело к "отшнуровыванию" лагун, в которых накапливались озерно-болотные отложения.

Быстрый подъем оз. Ханка в позднем плейстоцене привел к подтоплению овражно-балочных систем и накоплению здесь преимущественно балочного аллювия (в верхних частях водосборных бассейнов) и осадков низинных болот в низовьях балок.

В краевых частях Уссури-Ханкайской впадины, в пределах Хорольского мелкогорья, а также в зонах предгорий Сихотэ-Алиня и Восточно-Маньчжурских гор позднеледниковью отвечает интенсивная аккумуляция как в днищах речных долин, так и в нижних частях склонов. На плакорах предполагается достаточно интенсивная денудация (за счет делювиального смыва и медленной солифлюкции), вызвавшая частичное разрушение покрова красноцветов.

Интенсивная аккумуляция в долине р. Уссури привела к тому, что в устьях ее притоков в позднеледниковье возникли небольшие подпрудные озера, осадки вскрываются под голоценовым пойменным аллювием в устьях таких рек, как Арсеньевка, Подгорная, Большая Уссурка (данные Б.П.Поды, В.К.Сохина, Л.П.Карауловой и др.).

В горной части Сихотэ-Алиня позднечетвертичное похолодание привело к широкому развитию открытых склоновых процессов, интенсивной аккумуляции в речных долинах. Вопрос о возможности возникновения, характере и размерах позднечетвертичного оледенения в Сихотэ-Алине считается дискуссионным (Соловьев, 1964; Худяков и др., 1972; Алексеев, Голубева, 1973). Если для Северного Сихотэ-Алиня образование небольших каровых и горно-долинных ледников можно считать доказанным (Варфоломеева, 1957; Ганешин, 1959; Чемеков, 1959_2; Соловьев, 1961), то для Южного Сихотэ-Алиня и тем более окраинных частей Восточно-Маньчжурских гор можно констатировать лишь широкое развитие в верхнем поясе гор мерзлотно-нивационных процессов (Худяков и др., 1972; Короткий, 1976_1). Выделенные в этом районе так называемые "бесспорные" следы позднечетвертичного оледенения базируются исключительно на особенностях морфологии водосборных воронок в верховьях рек Киевки, Уссури, Извилинки, Цукановки, которые рассматриваются как ледниковые цирки и каровые ниши. Осадки, выполняющие эти формы и долины рек в верхнем течении отнесены к гляциальным и флювиогляциальным (Соловьев, 1961, 1964).

Предполагаемые ледниковые формы рельефа и "моренные" отложения изучены в районе горных массивов Облачной, Снежной, Сестры и затем сопоставлены с несомненными ледниковыми формами в областях распространения четвертичного оледенения (Северный Сихотэ-Алинь, Ям-Алинь, Дуссе-Алинь, Эзоп). В результате сделан вывод, что данные формы в Южном Приморье представляют собой нормальные водосборные воронки, морфология которых находится в теснейшей связи с характером расчлененности территории и интенсивностью эрозионно-денудационных процессов. Их формирование продолжается вплоть до настоящего времени (Короткий, 1968_2). Анализ палеоклимата холодных эпох антропогена и оценка орографических условий возникновения оледенений в Южном Приморье также показали невозможность развития достаточно мощных ледников даже в наиболее высоких среднегорных массивах Сихотэ-Алиня (Короткий, 1968_2; Худяков и др., 1972). К аналогичным выводам для юга Приморья пришли и другие исследователи этого района (Алексеев, Голубева, 1973).

Развитие в горной части Приморья открытых склоновых процессов и усиление медленной солифлюкции в позднеледниковье привело к прекращению эрозионного цикла чернореченского времени и активной аккумуляции в речных долинах. В результате этого возникла поверхность I НПТ. В строении разреза этой террасы, как и для других холодных эпох плейстоцена, отмечается увеличение роли, по сравнению с теплыми климатическими фазами, пролювиально-склонового материала. Однако по сравнению с вяземским и лазовским временем интенсивность аллювиальной аккумуляции в магистральных долинах была меньшей. Избыточная аккумуляция наиболее активно проявилась в долинах малых рек. Здесь произошло выполнение обломочным материалом эрозионных врезов предыдущего этапа развития и распластывание аккумулятивного чехла по всей площади долин. В среднем течении магистральных рек разрез I НПТ образован в основном аллювием, соответствующим по своей структуре порядку водотока. Конуса выноса притоков, особенно низкопорядковых, участвуют в строении I НПТ лишь в краевых частях долин, где пролювий частично переработан магистральным потоком. За счет конусов, наползающих на поверхность I НПТ, ее пришовная часть значительно повышена относительно центральной части долин. Благодаря такому соотношению аккумуляции в долинах малых и магистральных рек, в позднеледниковое время особенно четко, по сравнению с другими этапами плейстоцена, проявилась "игра притоков", которая и привела к оформлению в современном виде бортов долин, развитию попеременной и односторонней асимметрии. Классическим примером проявления "игры притоков" в позднеледниковое время служат долины рек Киевки и Партизанской.

В Среднем и Северном Сихотэ-Алине позднеледниковью отвечает более широкое, чем на юге Приморья, развитие открытых склоновых процессов. Долины малых рек, особенно в среднегорной и высокогорной зонах, были выполнены полностью курумовым и осыпным материалом, что привело практически к полному подавлению аллювиальной аккумуляции. Конуса выноса, возникшие в местах слияния малых и больших долин, обычно полностью перегораживали днища долин; по своей морфологии и структурно-текстурным особенностям очень напоминают морены. Однако долины, которые выполняются этими каменно-поточными образованиями, не несут следов ледниковой экзарации. В верховьях рек развиты обычные водосборные воронки со следами мерзлотно-нивальной денудации. Можно допустить, что лишь в наиболее высоких горных массивах (горы Алинь, Водораздельная, Высокая и др.) существовали небольшие каровые ледники и многолетние снежники. На отсутствие мощного оледенения в вершинном поясе гор указывает и широкое развитие в Среднем и Северном Сихотэ-Алине крупноячеистого трещинно-полигонального рельефа, который образовался явно в условиях вечной мерзлоты.

Причина относительно малой интенсивности пролювиально-склоновой аккумуляции в горных районах Южного Приморья кроется не столько в интенсивности позднеледникового похолодания климата, сколько в геоморфологической ситуации, сложившейся к концу плейстоцена. Проявившиеся в нижнем-среднем плейстоцене эрозионные фазы привели к образованию достаточно крупных склонов долин, особенно в среднем и верхнем течении рек. Последующая история развития речных долин сводилась, по существу, к переработке обломочного материала, поступающего со склонов в малые и магистральные долины. Это и определило в целом малую интенсивность глубинной эрозии. Склоны, как основные поставщики обломочного материала в речные системы, к концу позднего плейстоцена были сильно выположены, особенно в придолинных частях. Вторая причина усматривается в меньшей продолжительности позднеледниковья, по сравнению с длительностью других холодных эпох среднего и позднего плейстоцена (Марков и др., 1965; Москвитин, 1972).

Климатические условия партизанского времени способствовали возникновению малодифференцированных ландшафтов, растительность которых была сходна с таковой для лазовского времени. Однообразная по составу, чрезвычайно бедная растительность, состоящая в основном из березово-лиственничных лесов и редколесий, распространялась по всему краю, вплоть до его южных пределов. Роль темнохвойных лесов была незначительной, а широколиственные породы в составе леса практически не участвовали.

Во время климатического минимума большие площади на Сихотэ-Алине были под горными тундрами и субальпийскими стелющимися лесами и березово-лиственничными лесами и редколесьями. Исчезали вертикальные пояса широколиственных, кедрово-широколиственных и темнохвойных лесов.

Многочисленные данные, полученные в разных местах Уссури-Ханкай-

ской равнины, показывают на широкое распространение низинных и верховых болот по всей этой территории, особенно в котловине оз. Ханка. Плакорные пространства в обрамлении впадины были покрыты березовым и березово-лиственничным редколесьем с подлеском из ерника.

Амплитуда смещения широтных растительных зон к югу была весьма значительной. Примерный современный аналог растительности партизанского времени расположен в Среднем Приохотье на 55–56° с.ш., где находится северный предел распространения ели. Таким образом, смещение широтных зон к югу было почти на 10°, которое предполагает снижение среднегодовых температур не менее чем на 8–9°. Климат был холодным и сухим. В целом климатическая обстановка, особенно в конце позднеледниковья, не была устойчивой, что нашло отражение на спорово-пыльцевых диаграммах (см. рис. 19, 40, 41). Изменения в составе растительности заключались в очередном увеличении и сокращении ареала ели, сокращении и увеличении ареала берез, в том числе и кустарниковых. Особенности экологии ели позволяют сделать вывод о потеплении (по крайней мере, о трехкратном) и увлажнении климата в конце позднеледниковья. В интервалах между вспышками темнохвойной тайги климат был более сухим и холодным, чему соответствует временная экспансия березово-лиственничных лесов. Радиоуглеродные даты позволяют привязать эти климатические осцилляции к европейской временной шкале. В частности, широкое распространение темнохвойных лесов на юге Приморья в середине $\overline{XII}$ тысячелетия соответствует аллерёдскому потеплению климата (11500±130 лет, СОАН-288). Последовавшее затем на этой же территории наступление березово-лиственничных лесов соответствует похолоданию климата в позднем дриасе (10780±50 лет, СОАН-628).

Необходимо отметить, что потепления партизанского времени были менее интенсивными, чем современные климатические условия Приморья. Березово-лиственничные леса с подлеском из ерников продолжали существовать в течение всего этого времени.

Столь холодный и относительно сухой климат вполне способствовал широкому развитию на территории Приморья вечной мерзлоты, следы которой зафиксированы в рельефе и осадках разных ландшафтно-климатических поясов и зон (Соловьев, 1961; Худяков и др., 1972; Короткий, 1975_2, 1976_1). Подтверждением развития толщи многолетнемерзлых грунтов являются различного рода криотурбации.

Морозобойное трещинообразование достаточно интенсивно происходило в пределах разновозрастных элементов рельефа, но чаще всего эти формы описываются в кровле толщи, отвечающей позднеледниковью. Наиболее активные морозобойные трещины формировались во внутригорных впадинах западного склона Сихотэ-Алиня (например, Арсеньевской и Верхнеуссурийской) и в Уссури-Ханкайской депрессии, где и в голоцене отмечается возникновение небольших морозобойных трещин (см. рис. 58). В целом климатические условия холодных фаз позднего плейстоцена способствовали образованию зачаточных форм трещинно-полигонального рельефа в нижнем поясе гор и в депрессиях и хорошо выраженных "пятнистых" горных тундр в наиболее мощных горных узлах Южного Приморья (массивы гор Облачной, Снежной, Сестры, Китайской и др.). Крупные по размерам трещины отмечаются в кровле озерно-аллювиальной террасы по западному побережью оз. Ханка, где в устьях рек Мельгуновки, Комиссаровки и других уровень аккумуляции был выше зеркала воды оз. Ханка. В этих условиях на террасе, сложенной суглинками и глинами, происходило образование трещин размером не свыше 1 м. Захоронение возникших трещин происходило в ходе медленного погружения озерно-аллювиальной равнины на фоне периодических колебаний уровня озера. Хорошая сохранность стенок трещин и отсутствие следов сильного осыпания в верхней части свидетельствуют о достаточно быстром перекрытии песчаными осадками поверхности с зачаточными трещинными полигонами.

Наиболее часто в разрезах террас фиксируются следы криогенных процессов, обусловленных периодическим протаиванием грунтов (солифлюкция и реже термокарст).

Высокая глинистость разреза низкой озерной террасы оз. Ханка, вероятно, является одной из причин интенсивного развития здесь в позднеледниковье процессов солифлюкции. В верхней части разреза озерной террасы в нижнем течении р. Спасовки отмечаются два темно-серых горизонта глин с криотурбациями, которые разделены пластом (мощность до 0,5 м) сильно-ожелезненных комковатых глин с хорошо выраженными вертикальными столбчатыми текстурами. В верхнем горизонте следы солюфлюкции выражены на границе с погребенной ожелезненной почвой и представлены структурами медленного течения в синевато-серых глинах (малоамплитудные изгибы с участками их разрушения и сжатия слоев). В нижнем горизонте криотурбации (см. рис. 58) развита сложная слоистость типа плойчатой, с крупным и даже опрокинутым расположением слоев, часто разорванных и сохранившихся в виде цепочки линзочек темно-серой глины среди синевато-серой песчанистой вивианитовой глины. В продольном сечении разреза отмечается чередование блоков вивианитовой глины со слабонарушенной текстурой и карманов (шириной до 4–6 м) с интенсивным смятием, выжиманием и растягиванием слоев. В поперечном разрезе кровли озерной террасы сложнодеформированные отложения имеют горизонтальную слоистость. Такой характер слоистости в поперечном и продольном срезе горизонта с криотурбациями позволяет предположить, что здесь происходило растекание грунта по направлению наклона озерно-аллювиальной равнины (в данном случае к югу).

Формирование двух горизонтов с криотурбациями, разделенных погребенной лугово-болотной почвой, отвечает, по нашему мнению, климатическим фазам позднеледниковья: $\overline{II}$ горизонт и погребенная почва возникли в раннем дриасе-аллерёде, $\overline{I}$ горизонт – в позднем дриасе. Этим объясняется изменение спорово-пыльцевых спектров, фиксирующих, по заключению Е.М.Назаренко, стадии развития ландшафтов от березово-лиственничных лесов к темнохвойной елово-пихтовой тайге и березовым лесам с примесью кедра корейского.

Характер переслаивания озерных и болотных осадков, наличие погребенных почв, сильное ожелезнение отдельных слоев указывают, на то, что горизонты с криотурбациями в кровле позднечетвертичной террасы оз. Ханка возникли при неоднократных колебаниях уровня озера с амплитудой до 1,5–2,0 м. С этим же, вероятно, связаны выявленные Е.М.Назаренко закономерные изменения в разнообразии травянистой растительности (появление остепненных ассоциаций в осадках, лежащих выше вивианитовых глин и в погребенных почвах).

Развитие солифлюкции на поверхности верхнечетвертичной террасы, видимо, было явлением неповсеместным. Наиболее благоприятные условия для возникновения этого процесса наблюдались в устьях рек, где, согласно классическим представлениям об условиях развития медленной солифлюкции (Бойцов, 1972; Каплина, 1965; и др.), имели место: 1) ясно выраженный наклон поверхности аккумуляции от центра дельт к их краям; 2) чередование в разрезе высокоглинистых и глинисто-песчанистых осадков; 3) субаэральное положение горизонтов с криотурбациями; 4) обильный подток вод из водоносных озерно-аллювиальных песков и довольно значительная поверхностная заболоченность террасы (ландшафт кочкарных лугов). Мощность горизонтов с криотурбациями позволяет определить вероятную величину сезонно-талого слоя от 0,5 ($\overline{I}$ горизонт) до 1,5–2,0 м ($\overline{II}$ горизонт).

Гораздо труднее датировать наблюдаемые в гольцовой зоне элементы рельефа и комплекс покровных отложений, обязанных своим происхождением значительным похолоданиям климата. Можно лишь констатировать, что наиболее хорошо сохранившиеся древние формы (крупные нивационные кары, курумы и осыпи, обширные нагорные террасы) соответствуют по масшта-

бам своего проявления климату позднеледниковья, когда верхняя граница леса в Южном Сихотэ-Алине опускалась до 700-900 м.

В Северном Сихотэ-Алине перечисленный выше комплекс мерзлотных форм рельефа был развит практически до современного уровня моря, что объясняется большей континентальностью и суровостью климата позднеледниковья в зоне Татарского пролива, который в то время был перешейком, соединявшим материк и о. Сахалин (Гальцев-Безюк, 1964; Худяков и др., 1972). Высокая ледовитость залива, существовавшего в северной части Японского моря, способствовала развитию в прибрежной зоне тундровых ландшафтов, аналогичных прибрежным тундрам Западной Камчатки и Северного Сахалина.

Таким образом, на позднечетвертичном этапе зафиксирована решающая роль квазипериодических резких колебаний климата в миграции широтных растительных поясов и вертикальных зон с максимальным для плейстоцена изменением структуры ландшафтов. Не меньшим оказалось влияние этих колебаний на динамику геолого-геоморфологических процессов горных территорий и особенно прибрежной суши. В Уссури-Ханкайской депрессии они осложнили общий ход рельефообразования и осадконакопления, обусловленный тектоническим погружением.

Голоценовый этап

Раннеголоценовое время. Ранний голоцен является важным палеогеографическим этапом в истории позднего плейстоцена-голоцена. Во-первых, ему отвечает глобально проявившееся интенсивное потепление климата на рубеже 10 500-10 200 лет, которое считается естественным рубежом позднеледниковья (Tsukada, 1967; Хотинский, 1971; Кинд, 1974). Во-вторых, с этим временем связана интенсивная послеледниковая трансгрессия Мирового океана, начавшаяся около 17 тыс. лет назад и достигшая максимума в среднем голоцене (Каррей, 1968; Milliman, Emery, 1968; Fujii, Mogi, 1971; Каплин, 1973; Кулаков, 1973). На территории Приморья с ранним голоценом связано распространение березово-ильмовых лесов - формации, не имеющей аналогов в современной растительности Дальнего Востока СССР (Нейштадт, 1954; Караулова, 1974).

Амурская (пребореальная) фаза. Рельеф современного материкового шельфа Японского моря в конце позднеледниковья и в начале раннего голоцена представлял собой субаэральную пологонаклонную аккумулятивно-денудационную равнину с береговой линией Японского моря на отметке -50-70м, расчлененную речными долинами (с амплитудой вреза до 40-50 м). Подъем уровня Японского моря в раннем голоцене существенно изменил течение геоморфологических процессов лишь в средней части шельфовой ступени, где абразии подверглась аккумулятивно-денудационная равнина позднего плейстоцена. Достаточно быстрый подъем уровня моря вызвал смещение зоны аккумуляции в сторону суши. Маломощные дельтовые осадки этого времени почти полностью уничтожались в ходе абразии. Поэтому в возникающих ингрессионных лагунах морские осадки пребореала чаще всего перекрывают позднечетвертичные и более древние осадочные комплексы, а за пределами речных долин абразионная платформа была выработана в коренных дочетвертичных породах.

В верхней части шельфа и прибрежной зоне изменение климатических условий привело к прекращению аккумуляции в низкопорядковой речной сети и на склонах долин. Достаточно большой перепад высот в пределах пологонаклонной равнины вызвал эрозию, которая привела к частичному размыву покровного чехла на склонах долин и возникновению ложков в низкопорядковой речной сети. Магистральные долины в пребореальную фазу раннего голоцена являлись в основном зоной транзита обломочного материала, о чем свидетельствует аллювий инстративного облика, вскрытый в основании голоценового разреза, выполняющего переуглубленные тальвеги позднеледниковья.

Положение береговых линий Японского моря в раннем голоцене находилось в зависимости от общего хода мировой гляциоэвстатической трансгрессии. Анализ кривых уровня Мирового океана в позднеледниковье-голоцене не имеет однозначной оценки для интервала 11-8 тыс. лет. На осредненной кривой Дж.Каррея (1968) к началу голоцена уровень Мирового океана располагался на -35-40 м, на более детальных кривых - на глубине около -60 м (Curray, 1961). На гляциоэвстатических кривых (Фейрбридж, 1966; Milliman, Emery, 1968) осредненное положение уровня Мирового океана совпадает соответственно с отметкой -30 м. На шельфе Японских островов с ранним голоценом сопоставляется 40-60-метровая подводная терраса, отвечающая стадии Ариаке в интервале 12 500-10 000 лет (Fujii, Mogi, 1971; Fujii, Lin, Fujia, 1971). Осредненная отметка с учетом новейших движений для шельфа Японии принимается равной 30 м.

Неоднозначность определения уровня Мирового океана в ходе гляциоэвстатической трансгрессии для начала голоцена определяется несколькими причинами. Во-первых, трудно выявить величину тектонической деформации раннеголоценовых береговых линий, особенно в пределах подвижных шельфов. Например, кривая подъема уровня моря япономорского шельфа после введения поправки на новейшие движения (Revised elevation) для раннего голоцена оказалась выше истинной (Present elevation) на 10-12 м. Точность и методы расчета поправки в приведенной работе не приводятся (Fujii, Mogi, 1971). Во-вторых, недостаточно четки критерии восстановления столба воды для подводно-склоновых морских отложений. Используемые при этом данные по экологии морской микро- и макрофауны, диатомовых водорослей позволяют оценить глубину водоема в значительном интервале глубин (иногда до 50 м).

Более надежным репером для восстановления положения уровня являются лагунные отложения с прослоями торфа, который чаще накапливается в мелководных водоемах. В этом отношении интересен разрез скв. 510 (см. рис. 46, 47), где в нижней части толщи, накопление которой происходило в мелководной с периодическим осолонением лагуне, наблюдаются прослои торфа и торфянистого алеврита. Подошва пребореальных слоев с Jadammina macrescens и Millammina tichangouensis, характерных для береговых лагун и эстуариев, вскрыта здесь на глубине -47,2 м (Короткий и др., 1976_2).

Осадки, отвечающие проникновению морских вод в переуглубленные долины рек Туманной, Раздольной, Киевки и возникновению здесь приустьевых лагун и заливов, вскрыты в интервале глубин -48,7 и -43 м и представлены либо лагунными, либо пляжевыми и подводно-склоновыми отложениями. Наиболее достоверный разрез, фиксирующий положение уровня Японского моря в пребореале, вскрыт скв. 2 в Амурском заливе, где фациальная граница, отделяющая континентальные отложения от морских, проходит на отметке -42,9 м (Троицкая, 1974, 1975).

Результаты бурения на мелководном южноприморском шельфе позволяют предположить, что к началу голоцена уровень Японского моря располагался ниже 40 м и соответствует таковому для времени формирования 40-60-метровой подводной террасы на подвижном шельфе Японских островов. Наблюдающиеся расхождения с усредненными кривыми хода гляциоэвстатической трансгрессии Мирового океана (Каррей, 1968; Milliman, Emery, 1968; Fujii, Mogi, 1971; и др.), на которых уровень моря к началу голоцена располагался около -30-36 м, для Приморья не имеют достаточно уверенного объяснения.

Предполагается, что подъем уровня Мирового океана в ходе голоценовой трансгрессии был неравномерным (Каррей, 1968; Каплин, 1973). Оста-

новки уровня, приводившие к формированию хорошо выраженных в рельефе шельфа подводных береговых линий, или частичные малоамплитудные регрессии сопоставляются с эпохами похолодания климата (Кинд, 1974). Разрезы, формировавшиеся в открытых заливах с большим столбом воды, обычно не несут прямой информации об этом процессе. Здесь фиксируется относительное снижение температуры водной массы (Троицкая, 1974). В осадках мелководных лагун, как установлено скв. 510, фазам похолоданий климата в нижнем голоцене соответствует изменение фациального состава отложений вплоть до полного исчезновения лагун и формирования на их месте низинных пресноводных болот, лишь периодически заливаемых морскими водами.

Ритмика колебаний уровня моря в раннем голоцене отчетливо фиксируется изменением структуры комплексов диатомей и микрофауны. В составе диатомей в слое осадков, накопившихся в фазу питско-игаркинского похолодания, по сравнению с комплексами ниже- и вышележащих отложений, отмечается высокая численность холодноводных пресноводных видов: Melosira islandica, Eunotia praerupta, E. papilio, E. fallax, E. valida, Pinnularia borealis, P. lata, P. isostauron, P. streptoraphe, P. viridis и практически полное (по заключению В.С.Пушкаря) исчезновение морских сублиторальных, океанических и неритических тепловодных и умеренно тепловодных форм. В разрезе скв. 510 питско-игаркинскому похолоданию соответствует, вероятно, лишь кратковременная остановка уровня Японского моря, приведшая к образованию слоя торфа. Следы размыва, которые фиксировали бы значительный перерыв в осадконакоплении, отсутствуют. Наличие раковин Aloidis amurensis Schr. и Muckulus sp., по заключению Г.А.Евсеева, фиксирует существование мелководной, сильно опресненной лагуны.

Таким образом, стабилизация уровня на границе пребореала-бореала, по-видимому обусловленная похолоданием климата (питско-игаркинское похолодание, по Н.В.Кинд, 1974), привела к возникновению на мелководном шельфе ряда аккумулятивных морских форм, в настоящее время фиксируемых при эхолотной съемке и донном бурении (см. рис. 46). Быстрый подъем уровня Японского моря явился причиной хорошей сохранности морских аккумулятивных форм (Короткий и др., 1976_2).

Если в прибрежной зоне Сихотэ-Алиня и Юго-Западного Приморья потепление в раннем голоцене явилось причиной подъема уровня моря, то в Уссури-Ханкайской впадине оно вызвало обратный эффект – маломощную регрессию оз. Ханка (Короткий, Караулова, 1970; Худяков и др., 1972). Некоторое снижение уровня оз. Ханка зафиксировано сокращением площади озерного осадконакопления и расширением зоны аллювиально-болотной аккумуляции. Видимо, в эту фазу раннего голоцена произошло уменьшение роли верховых болот и увеличение ландшафтов низинных болот и заболоченных луговых равнин. Этот процесс привел к возникновению мощной (до 1 м) лугово-болотной почвы, хорошо выраженной в кровле низкой озерной террасы и $\overline{I}$ НПТ, широко распространенной в речных долинах Уссури-Ханкайской равнины. В краевых частях впадины и особенно в верховьях низкопорядковых систем осадконакопление продолжалось, вероятно, в течение всего раннего голоцена.

На западном склоне Сихотэ-Алиня раннеголоценовый эрозионный врез проявился в магистральных долинах и в основном в нижнем течении рек этих долин. В средней и особенно верхней части бассейнов в течение пребореальной фазы продолжалась аллювиально-болотная аккумуляция. О достаточно интенсивной аккумуляции свидетельствует широкое распространение пролювиальных осадков, вскрываемых в кровле $\overline{I}$ НПТ в долинах таких рек, как Павловка, Извилинка, Красная речка.

На восточном склоне Сихотэ-Алиня эрозионный врез к началу раннего голоцена, вероятно, проявился в магистральных долинах. Отмечается

быстрое его затухание в верховьях речных систем, расположенных в зоне среднегорного рельефа. В Северном Сихотэ-Алине в раннем голоцене эрозионный врез проявился также в верховьях речных систем, что, по мнению Г.С.Ганешина (1961), было вызвано таянием небольших ледников и многолетних снежников, сформировавшихся в послеледниковое время.

Начало раннего голоцена характеризуется резким глобальным улучшением климата на рубеже 10 200-10 300 лет (Кинд, 1974). Этому времени соответствует уменьшение роли березово-лиственничных формаций и начало экспансии широколиственных лесов в основном за счет вяза и в некоторой степени дуба. Намечаются заметные различия в составе широколиственных пород с юго-запада на северо-восток: в Хасанской скважине (Короткий, Караулова, 1975) отмечается большее разнообразие пыльцы широколиственных пород на фоне преобладания вяза и дуба. Непосредственно в ландшафтах субаэральной части южноприморского шельфа важную роль играли ассоциации с кустарниковыми березами, сохранившиеся от позднего дриаса.

В целом климатические условия были холоднее и суше современных, температура водной массы ниже. Об этом свидетельствует высокий процент холодноводных моллюсков, вскрытых в мелководно-морских осадках зал.Восток на глубине около 41-42 м (Евсеев, 1975). Аналогично в составе диатомового комплекса (скв. 510, бухта Спокойная) из осадков пребореала отмечается преобладание пресноводных аркто- и северо-бореальных видов родов Eunotia и Pinnularia и сублиторальных морских холодолюбивых Podosira maxima, Cocconeis scutellum, Navicula marina и др. Среди фораминифер преобладают виды, широко распространенные на современном южноприморском шельфе, что приводит к выводу о сходстве термического режима водных масс в пребореале с современным (Троицкая, 1974, 1975).

В конце пребореальной фазы имело место довольно значительное похолодание климата, известное в Сибири как питско-игаркинское (Кинд, 1974). Судя по спорово-пыльцевым комплексам изученных разрезов, этому похолоданию в растительности отвечает сокращение широколиственного элемента (особенно значительное на северо-восточном участке прибрежной зоны), усиление роли берез (в том числе и кустарниковых форм) и появление Alnaster. Особенно четко это похолодание фиксируется по диатомеям (скв. 510), среди которых отмечается преобладание пресноводных аркто- и северо-бореальных видов (в сумме 76%: доминанты – Melosira islandica, Eunotia papilio, E. praerupta, E. faba, Pinnularia borealis, P. streptoraphe, P. viridis, P. isostauron и др.).

Хасанская (бореальная) фаза. Во второй половине раннего голоцена продолжалось улучшение общей климатической обстановки, что привело к возникновению формации березово-широколиственных лесов. На юго-западе Приморья, по сравнению с пребореалом, фиксируется увеличение роли Quercus, Phellodendron, Juglans, Tilia и некоторое сокращение Ulmus. В пределах прибрежных заболоченных ландшафтов Хасанского взморья практически исчезают кустарниковые березы и ольховник. В растительности близлежащего горного обрамления отмечается появление кедра корейского. К северо-востоку была развита формация березово-ильмовых лесов со значительной примесью дуба монгольского и реже ореха маньчжурского, граба, сирени, бархата амурского; в субаэральной части мелководного шельфа ольхово-березовые леса с примесью в подлеске кустарниковых берез и ольховника. На прибрежных хребтах к концу бореала появляются "острова" темнохвойной тайги из ели и пихты.

Более широкое развитие холодолюбивых элементов в растительности на северо-востоке рассматриваемого района, вероятно, определялось влиянием холодного Приморского течения. Подобное предположение объясняет постоянное присутствие в составе диатомового комплекса, даже в части

разреза, соответствующей наиболее теплому отрезку времени нижнего голоцена, сублиторальных аркто- и северо-бореальных форм. Действием этого течения можно объяснить и появление в мелководном комплексе диатомей океанических северо-бореальных форм (Короткий и др., 1976_2).

Климатические условия по термическому режиму, возможно, уже становятся несколько теплее современных, чем определяется большое разнообразие широколиственных, но менее влажными, и этим объясняется развитие березово-ильмовых лесов. Температура водной массы к концу бореала была также выше современной, чему отвечает появление в микрофаунистическом мелководном комплексе фораминифер Ammonia japonica и Elphidium etigoense, планктонного вида Globigerina bulloides и бентосного Nonionella pulchella и одновременное уменьшение Ammonia beccarii. В целом бореальные комплексы фораминифер, изученные в Амурском заливе, более термофильны, чем к востоку от мыса Поворотный.

Продолжающаяся гляциоэвстатическая трансгрессия к концу бореальной фазы привела практически к полному затоплению мелководного шельфа и глубокому проникновению морских вод в речные долины.

Подъем уровня Мирового океана в раннем голоцене был значительным с амплитудой (по оценкам разных авторов) от 15 до 20 м (Каплин, 1973). Для вероятной оценки амплитуды подъема уровня Японского моря в раннем голоцене нами используется разрез Хасанской скважины, вскрывшей осадки, накопление которых происходило на протяжении пребореала-бореала в мелководной лагуне. Кровля бореальных осадков располагается на отметке -27 м и, с учетом неполной компенсации подъема уровня моря осадконакоплением, совпадает с уровнем моря к началу атлантического периода на кривой Милимана и Эмери (Milliman, Emery, 1968).

Быстрый подъем уровня моря сопровождался наиболее интенсивной для голоцена абразией как коренных берегов, так и древних аккумулятивных форм. В продолжение бореальной фазы достаточно активным, по сравнению со средним-поздним голоценом, оставалось поступление обломочного материала из внутренних частей водосборных бассейнов. Все это в сумме и обеспечило высокие скорости осадконакопления в данную фазу раннего голоцена. Максимальные скорости осадконакопления отмечены в лагунах, сопряженных с крупнопорядковыми водотоками (устье р. Туманной – 6,7-9,0 мм/год). По мере удаления от устьевых зон в открытых заливах скорости осадконакопления сокращаются (Амурский залив – 3,6-5,6 мм/год), достигая минимальных величин в лагунах, сопряженных с малыми реками и ручьями (бухта Спокойная – 1,6 мм/год). Следует отметить, что в бореальную фазу, благодаря ингрессии и уменьшению поступления обломочного материала на мелководный шельф, произошел распад протяженных потоков наносов, существовавших в хасанскую фазу раннего голоцена (Короткий и др., 1976_2).

В Уссури-Ханкайской впадине и ее ближайшем обрамлении в бореальную фазу раннего голоцена отмечается резкое снижение уровня озера, с чем, вероятно, связано почти полное отсутствие на этой территории осадков этого возраста. Усиление эрозии, особенно в магистральных долинах, видимо, определялось изменением баланса наносов в речных долинах (р. Уссури и ее притоки). В нижнем течении рек, впадающих в оз. Ханка, этот процесс усилился и понижением уровня озера (вероятно, на 3-4 м). Возможные причины озерной регрессии кроются в потеплении климата (Худяков и др., 1972). Не исключено, что усиление эрозии в долине р. Уссури привело к частичному спуску оз. Ханка.

Амплитуда вреза в магистральных долинах Западного Сихотэ-Алиня в их нижнем течении определяется в 3-4 м. Вверх по рекам амплитуда вреза увеличивалась до 5-6 м (долина р. Павловки).

На восточном склоне Сихотэ-Алиня с бореальной фазой связано наиболее активное проявление эрозии в голоцене (особенно в среднем течении

крупных рек). Судя по положению подошвы осадков барабашевских слоев (средний голоцен), глубина вреза к концу бореала составила 6-8 м, в результате чего окончательно оформилась I НПТ – главный геоморфологический элемент в среднем и верхнем течении речных долин Восточного Сихотэ-Алиня.

Усиление эрозии, помимо общетектонических причин, связано, вероятно, с отрицательным балансом наносов в системе склон-речная долина. Этот дефицит был вызван почти полной залесенностью Сихотэ-Алиня в связи с возникновением вертикально-ландшафтной поясности, близкой к современной.

Среднеголоценовое время. Барабашевская (атлантическая) фаза отвечает климатическому оптимуму голоцена. Кратковременное похолодание климата на рубеже раннего-среднего голоцена, сопоставляемое с новосанчуговским похолоданием Сибири (Кинд, 1974), явилось причиной относительной стабилизации уровня моря, которое привело к образованию погруженной береговой линии на глубинах 20-25 м. Комплекс осадков этого возраста, сопряженный с абразионной платформой значительной ширины, установлен на мелководном южноприморском шельфе.

Чрезвычайно быстрый подъем уровня Японского моря на 20-25 м в течение атлантической фазы вызвал глубокое проникновение морских вод вверх по речным долинам. Именно на этом этапе голоцена изрезанность береговой линии достигла своего максимума. Особенно значительные по длине ингрессионные заливы возникли в Юго-Западном Приморье (до 40-50 км). Быстрая трансгрессия обусловила чрезвычайную активизацию абразионных процессов, которая в конечном итоге привела к образованию современного абразионно-денудационного побережья Приморья. В ряде участков побережья абразия достигла бо́льших масштабов, чем в начале позднего плейстоцена (находкинское время).

Важным следствием интенсивной абразии прибрежной суши явилось усиление эрозии в низкопорядковых системах, которая привела к формированию локальных террас. Парадоксальный факт сочетания на одном участке побережья глубоких ингрессионных заливов и поднятых аллювиальных террас в некоторых случаях интерпретирован как результат разноамплитудного вертикального тектонического смещения отдельных блоков суши (наблюдения Л.Б.Хершберга, А.Н.Рязанцева и др.). Механизм формирования подобных локальных террас, возникающих за счет регрессивной эрозии, объясняется как результат увеличения средних уклонов русел рек в ходе "укорачивания" водосборных бассейнов на участках интенсивной абразии (Худяков и др.,1972; Короткий, 1975_3). Дополнительно следует отметить хорошее совпадение реальных и рассчитанных высот, полученных для отдельных низкопорядковых водосборов Восточного Сихотэ-Алиня. Усиление абразии помимо влияния быстрого подъема уровня Японского моря, было вызвано и резким сокращением объемов рыхлого материала, выносимого речными системами в береговую полосу. Почти весь обломочный материал перехватывался ингрессионными лагунами.

К концу атлантической фазы голоценовая (фландрская) трансгрессия достигла своего апогея. Остается дискуссионным вопрос о положении уровня моря в среднем голоцене относительно современного (Fairbridge, 1961; Каплин, 1973; Гильше, 1974). По данным Р.Фейрбриджа (Fairbridge, 1961), Л.Г.Никифорова (1975), уровень фландрской трансгрессии в перонскую фазу превышал современный на несколько метров (до 4 м). Противоположная точка зрения высказывается Шепардом и его последователями (Shepard, 1963; Shepard, Curray, 1967; Каплин, 1973), согласно которой современный уровень Мирового океана считается максимальным для голоцена.

В настоящее время имеюся достаточно убедительные доказательства более высокого, по сравнению с современным, уровня Мирового океана в

среднем голоцене. Соответствующая этой трансгрессии морская терраса выделена на берегах Тихого океана под названием "уровня Дэли" (Гильше, 1974). Даже для тектонически стабильных районов или зон, испытывающих слабое погружение, эта береговая линия по своей высоте выше современной на 1,5–4,0 м (Никифоров, 1975).

Поднятая голоценовая береговая линия описана практически для всего материкового побережья Японского моря (Буданов, 1951; Власов, 1957; Ганешин, 1957; Денисов, 1959; Короткий, 1972_1; Кулаков, 1973; Медведев и др., 1961; Соловьев, 1963; Троицкая и др., 1971; Худяков и др., 1972; Чемеков, 1961_1). Среднеголоценовый возраст этой береговой линии установлен на основе изучения спор и пыльцы, макро- и микрофауны, диатомовых водорослей и подтвержден датами по C^{14} (Алексеев, 1975; Караулова и др., 1972; Короткий и др., 1972; Короткий, Караулова, 1975; Пушкарь, Короткий, 1975; Троицкая и др., 1971).

Эта терраса в Юго-Западном Приморье образует обширную низменную равнину (Хасанское взморье), а далее, к северо-востоку, отмечается в основном в устьях рек и изголовьях бухт. Ее высота колеблется в пределах 4–8 м (рис. 59). Гипсометрически она выше современных надводных форм и отделена от последних хорошо выраженным уступом. За зоной древних штормовых валов расположена аллювиально-лагунная терраса (высота 3–4м).

Амплитуда относительного поднятия прибрежной суши в материковом секторе Японского моря, как и для других районов Мирового океана, оценивается неоднозначно – от 2–3 (Худяков и др., 1972), 5–8 (Медведев и др., 1961) и до 11–13 м (Крапивнер, 1975). Такой разнобой, на наш взгляд, вызван отсутствием четкого геоморфологического и фациального критерия, положенного в основу отсчета верхнего предела голоценовой трансгрессии. По данным Л.А.Никифорова (1975), большинство радиоуглеродных дат, отвечающих максимуму голоценовой трансгрессии, получены для аккумулятивных форм, созданных волновыми движениями. Поэтому естественна и разновысотность одновозрастных прибрежно-морских аккумулятивных форм (Буданов, 1951; Власов, 1957; Зенкович, 1962; Худяков и др., 1972).

В качестве репера для отсчета предельных колебаний уровня Японского моря в среднем голоцене использованы высотные отметки кровли лагунных слоев в разрезе 3–4-метровой террасы (Короткий, Троицкая и др., 1976). Возникновение этой террасы связано с ингрессией морских вод в речные долины, постепенным отчленением возникших заливов барьерными формами и последующим выполнением их толщей аллювиально-лагунных осадков. Особенно активное смещение дельт в направлении моря отмечается в конце атлантического–начале суббореального времени, когда произошло замедление темпа голоценовой трансгрессии (Короткий, Караулова, 1975; Пушкарь, Короткий, 1975; Троицкая и др., 1971). Эта терраса наблюдается практически в устьях всех рек и большинства мелких ручьев на обследованном участке побережья Японского моря (от устья р. Туманной и до устья р. Кипрейной) и имеет сходное геоморфологическое строение и литолого-фациальный состав осадков. Вскрываемые в основании террасы лагунные отложения обычно содержат комплекс солоноватоводной микро- и макрофауны и смешанный пресноводно-лагунный комплекс диатомовой флоры (Караулова, Назаренко, 1972; Пушкарь, Короткий, 1975; Троицкая и др., 1971). Возраст этой пачки осадков для разных участков побережья Японского моря колеблется в пределах от 7360±160 лет (МГУ-ИОАН-229) в устье р. Барабашевки до 4500–5000 в устье р. Черной. Во всех изученных разрезах получены спорово-пыльцевые спектры, отвечающие альтитермалу голоцена с относительным обеднением комплекса на границе лагунных и аллювиальных отложений (Короткий, Караулова, 1975).

Возраст пачки лагунных осадков в разрезе 3–4-метровой террасы хорошо сопоставляется с временем накопления пляжевых отложений в разрезе

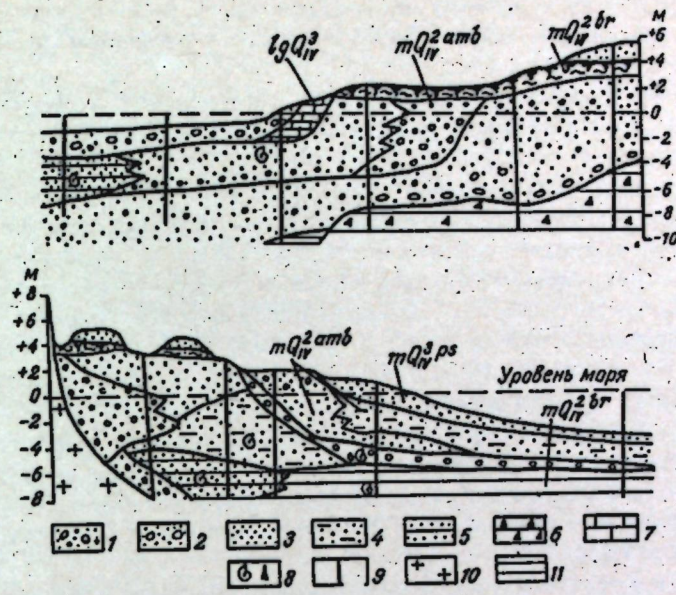


Рис. 59. Геологический разрез низкой морской террасы некоторых бухт Южного Приморья.

1 – пески с гравием и галькой; 2 – галька с песком; 3 – песок; 4 – песок алевритовый; 5 – глинистый песок; 6 – глина со щебнем; 7 – торфянистый алеврит; 8 – морская фауна; 9 – скважины; 10 – коренные породы; 11 – глины.

5-метровой морской террасы, для которой, по данным М.Н.Алексеева (1975), известны радиоуглеродные датировки в 5530±110 лет (ГИН-738), 5630±±110 лет (ГИН-739а) и 6000±130 лет (ГИН-739б). Некоторое расхождение в датах по C^{14} для поверхности морской и лагунной аккумуляции, соответствующих максимуму фландрской трансгрессии, вероятно, определяется тем, что возникновение барьерных форм предшествует осадконакоплению в лагунах (Короткий и др., $1976_{1,2}$).

Существование поднятой среднеголоценовой береговой линии в северо-западном секторе Японского моря в геологической литературе не оспаривается, но причина ее возникновения рассматривается в разных аспектах. По В.С.Медведеву и др., (1961), образование этой береговой линии определяется тектоническим поднятием суши на фоне замедления эвстатического повышения уровня Мирового океана, которое привело к абсолютному поднятию побережья, идущему и в настоящее время. Р.Б.Крапивнер (1975) связывает возникновение голоценовой береговой линии, высота которой, по его мнению, меняется от 5–6 до 25 м, с прерывистой регрессией послеледниковго моря при общем поднятии Сихотэ-Алиня. По В.С.Соловьеву (1963), решение вопроса о последовательности и причинах колебания уровня у берегов Приморья следует искать не столько в изменении количества воды в Мировом океане, сколько в неотектонической подвижности земной коры в данном районе. А.П.Кулаков (1973) отрицает фазу послеледникового эвстатического максимума на 4–6 м выше современного, объясняя возникновение низкой морской террасы тектоническими движениями многих участков побережья Приморья.

На основании известного предположения о преобладании в плейстоцене процессов погружения в материковом секторе Японского моря (Берсенев, 1963_1; Кулаков, 1973; Короткий, $1972_{1,2}$; Худяков и др., 1972; Шах-

гельдян, 1973; и др.) мы связываем образование 4–8-метровой морской и 3–4-метровой аллювиально-лагунной террас с понижением уровня Мирового океана.

Рассмотрим имеющийся фактический материал для 3–4-метровой аллювиально-лагунной террасы и установим, насколько он соответствует каждой из изложенных точек зрения.

1. В разрезе 3–4-метровой террасы на всем протяжении береговой зоны отмечается совпадение по высоте (+2,5–3,0 м над уровнем моря) и возрасту (конец атлантического–начало суббореального периода) кровли лагунных слоев. Это трудно объяснимо с позиции тектонического воздымания береговой зоны в голоцене, тем более, что для берегов Приморья допускается неоднородность этого процесса в пространстве (Власов, 1957; Денисов, 1965$_1$; Ионин и др., 1971). Одновысотность и одновозрастность хорошо объясняются формированием пачки илов близ единого базиса эрозии (+2–3 м над современным уровнем моря) и быстрым по времени прекращением процесса осадконакопления в результате понижения уровня моря, что соответствует точке зрения о существовании более высокого, чем современный, уровня Мирового океана около 5–6 тыс. лет назад (Fairbridge, 1961; Никифорова, 1975).

2. На формирование уступа 3–4-метровой террасы в результате понижения уровня Японского моря указывает и ее геоморфологическое строение: в направлении берега моря отмечается увеличение ее высоты, а вверх по реке величина вреза уменьшается и за пределами зоны ингрессионного подпора поверхность аллювиально-лагунной террасы сливается с высокой поймой. Подобное изменение высоты террасы в приустьевой части долины, согласно классическим представлениям (Буркар, 1959), возникает при снижении уровня приемного бассейна. При тектоническом воздымании прибрежной зоны, сопряженной с Сихотэ-Алинем, более вероятно увеличение высоты эрозионного вреза вверх по долине, как это наблюдается для речных террас западного склона Сихотэ-Алиня (Короткий, 1972$_{1,2}$).

3. Отмечается совпадение во времени двух процессов: прекращение осадконакопления в среднеголоценовых лагунах и похолодание в конце атлантического–начале суббореального времени. Контакту лагунных и аллювиально-болотных отложений, зафиксированному по смене диатомовых комплексов, соответствует спорово-пыльцевой комплекс, в котором отмечается сокращение доли пыльцы термофильных широколиственных и появление пыльцы холодолюбивых форм мелколиственных пород (Короткий и др., 1976$_1$). Появление в спорово-пыльцевых спектрах близ этого рубежа значительного количества пыльцы Alnus, вероятно, объясняется осушением прибрежных равнин и расселением здесь мелколиственных пород. Непосредственно выше этого контакта в разрезе 3–4-метровой террасы располагается датированный пласт низинного торфа (4450±100 лет, МГУ-234). Изменение климатических условий фиксируется и по структуре диатомового комплекса в разрезах 3–4-метровой террасы.

Таким образом, геоморфологическое строение и соотношение фаций в разрезе 3–4-метровой аллювиально-лагунной террасы позволяет прийти к выводу о формировании лагунных слоев при уровне Японского моря, который превышал современный на 2–3 м. Формирование лагунной террасы и 5-метровой морской террасы (около 5000–6000 лет назад) сопоставляется с перонскими стадиями голоценовой трансгрессии Мирового океана. Для других акваторий дальневосточных морей допускается среднеголоценовое превышение уровня моря над современным на 2–4 м (Владимиров, 1961; Задкова и др., 1973; Мелекесцев и др., 1974; Gohara, 1976; Ohshima, 1971).

Система низкая морская терраса–поднятые бенчи–аллювиально-лагунная терраса рассматривается нами как среднеголоценовая береговая линия, которая сопоставляется с камчатской цикловой линией (Чемеков, 1961$_1$), террасой Дзёмон и ее анапогами на Японских островах (Геологическое развитие..., 1968; Fujii, Mogi, 1971; Gohara, 1976; Ohshima, 1971).

В Уссури-Раздольненско-Ханкайской котловине барабашевской фазе среднего голоцена отвечает завершение эрозионного вреза и начало нового цикла аккумуляции. Амплитуда вреза и снижения уровня оз. Ханка определяется в 3–4 м. Здесь отмечается некоторое расхождение в величине эрозионного вреза и амплитуде регрессии. Наиболее глубокий эрозионный врез, выполненный осадками среднего голоцена, установлен в нижнем течении р. Илистой (до 8 м). В то же время погребенные лугово-болотные почвы, вскрытые при бурении в зап. Лузановой сопки, расположены на 4 м ниже современного уровня. Такое расхождение вполне объяснимо способностью водного потока создавать глубокие плесы. Поэтому вполне логично оценивать амплитуду регрессии как разницу высотных отметок позднечетвертичной озерной террасы и подошвы субаэральных накоплений, вскрытых на дне озера (т.е. в 3–4 м)[10]. Вероятно, в это время сформировались аллювиально-дельтовые равнины в устьях рек Ильинки, Мельгуновки, Спасовки, которым на дне озера соответствуют поля песчано-гравийного материала (Короткий и др., 1975). Из других геоморфологических процессов следует упомянуть о возникновении эоловых форм рельефа в пределах осушенного дна озера и низкой озерной террасы (Ивашинников, Короткий, 1976).

В краевых частях Уссури-Ханкайской котловины, в основном в низкопорядковых системах, к барабашевской фазе приурочено возникновение овражной сети, особенно хорошо выраженной в зоне останцово-денудационного рельефа.

В нижнем течении магистральных рек западного склона Сихотэ-Алиня отмечается развитие аккумуляции, которая привела к выполнению аллювием раннеголоценовых врезов и оформлению нижней части разреза высокой поймы этих рек. Эрозионное расчленение в среднем и верхнем течении рек привело к возникновению уступа I НПТ (высота до 3–5 м). На восточном склоне Сихотэ-Алиня в атлантическую фазу получила широкое развитие боковая эрозия, которая способствовала выработке широких днищ долин и накоплению перстративного аллювия в наиболее древних сегментах высокой поймы. Интенсивность боковой миграции нарастала от верховий к средним течениям рек, что и зафиксировано сокращением площади I НПТ от истоков к устьям рек (Худяков и др., 1972). В этом же направлении уменьшается глубина среднеголоценового эрозионного вреза, который наиболее ярко проявился в верхнем течении рек, в среднем течении в основном наблюдался транзит обломочного материала. В зоне же воздействия голоценовой трансгрессии в долинах таких рек, как Киевка, Партизанская, Аввакумовка, происходила усиленная аккумуляция на расстоянии 25–30 м от современных устьев рек.

За пределами речных долин в зонах низкого и среднегорного рельефа на средний голоцен падает практически полное затухание открытых склоновых процессов. По всей вероятности, этому отрезку голоцена соответствует полное исчезновение "островной" вечной мерзлоты даже в гольцовой зоне (Короткий и др., 1976$_1$; Короткий, 1976$_1$). Такому ходу геоморфологических процессов в барабашевскую фазу способствовал более теплый, чем современный, климат (оптимум голоцена).

Кратковременное сокращение роли термофильного элемента в составе растительного покрова на границе раннего и среднего голоцена затем сменилось быстрым распространением широколиственных лесов, флористический состав которых существенно изменился, по сравнению с бореальной фазой, особенно на Северном Сихотэ-Алине.

Интерпретация полученных для устья рек Туманной, Барабашевки, Черной спорово-пыльцевых спектров и сравнение их с рецентными пробами этого района (см. рис. 2) приводит нас к выводу о развитии в нижней части гор Восточного Сихотэ-Алиня и Восточно-Маньчжурских гор пояса поли-

[10] Глубина современных плесов в нижнем течении р. Илистой составляет 6–8 м ниже меженного уровня.

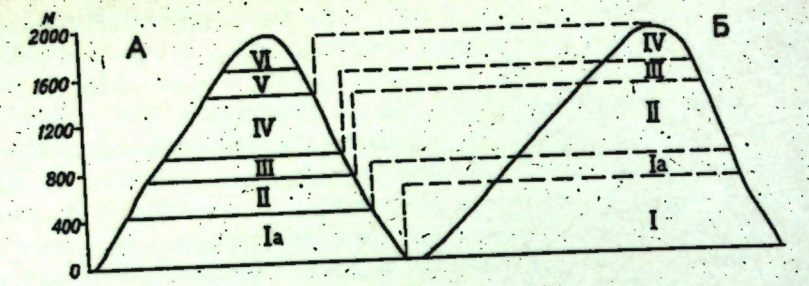


Рис. 60. Сопоставление вертикальных ландшафтных зон для современности (А) и среднего голоцена (атлантическое время – Б).

I – полидоминантные широколиственные леса; Ia – дубово–широколиственные леса; II – кедрово–широколиственные леса; III – елово–кедрово–широколиственные леса; IУ – елово–пихтовые леса; У – подгольцовые стелющиеся леса; У1 – горные тундры.

доминантных широколиственных лесов с более широким участием, чем в настоящее время, таких термофильных пород, как Juglans manshurica Maxim., Carpinus cordata Blume. В северных районах Сихотэ–Алиня этой фазе отвечает распространение сомкнутых лесов из дуба монгольского и других широколиственных пород (до абсолютных высот в 300–400м). Видимо, северная граница распространения подобных лесов достигала в атлантическую фазу голоцена 49–50° с.ш., так как в спектрах этого возраста даже в северной части Татарского пролива (г. Советская Гавань) содержание пыльцы Quercus составляет 15–20%.

Почти полное отсутствие пыльцы темнохвойных пород и в целом меньшее участие, чем в современных пробах, пыльцы Pinus koraiensis Sieb. et Zucc. приводят к выводу о значительном сдвиге вверх вертикальных ландшафтно–климатических зон Сихотэ–Алиня (рис. 60). Это предположение хорошо подтверждается анализом спорово–пыльцевых комплексов из голоценовых разрезов внутригорных районов Сихотэ–Алиня (абс. выс. 300–600 м).

Спорово–пыльцевой комплекс из средней части разреза высокой поймы р. Киевки (абс. выс. 260 м), предположительно сопоставляемый с климатическим оптимумом голоцена, содержит пыльцы широколиственных пород около 55% (Quercus mongolica Fisch.– 35,8, Q. dendata Thunb. – 7,1, Juglans manshurica Max. – 10, Ulmus – 2,1, а также – Tilia, Phellodendron, Corylus, Syringa), кедра корейского (20%) и единично елей. Такой спектр соответствует полному преобладанию в растительности речной долины и близлежащих склонов широколиственных пород. Мелколиственные породы, вероятно, образовали отдельные острова (Betula manshurica (Rgl.) Nakai – 17, B. costata Trautv.– 3,5, B. schmidtii Rgl. – 1).

Большое содержание пыльцы Pinus koraiensis Sieb. et Zucc. отмечается в спорово–пыльцевых спектрах, отвечающих климатическому оптимуму голоцена в разрезе I НПТ р. Милоградовки (высота 580–600 м). В составе этих спектров отмечается незначительное, по сравнению с современными комплексами, участие пыльцы темнохвойных пород (в сумме 8%) на фоне обилия пыльцы Pinus koraiensis Sieb et. Zucc. (23–44) и разнообразия широколиственных пород (в сумме 25–30%: Quercus – 8–22, Juglans – до 3, Ulmus – до 4, Tilia – до 3, Corylus, Carpinus, Acer, Phellodendron – единично). Из этого же разреза Бацамыгиной определена древесина бархата амурского, дуба монгольского, клена, ясеня маньчжурского. Анализ среднеголоценовых спектров и состава древесины приводит нас к выводу, что в момент накопления осадков верхняя граница пояса полидоминантных широколиственных лесов располагалась выше 600 м. Обилие пыльцы Pinus koraiensis Sieb. et Zucc. может быть связано как с его появлением на этой абсолютной высоте, так и с заносом пыльцы из вышележащих растительных поясов. Для сравнения отметим, что в современных спорово–пыльцевых комплексах, полученных для уровня моря, доля пыльцы Pinus koraiensis Sieb. et Zucc. превышает 40–60%. В целом незначительное содержание пыльцы Picea и Abies заставляет предполагать малое участие этих пород в составе растительности. Доля пыльцы темнохвойных в разрезе высокой поймы р. Милоградовки на этой абсолютной высоте составляет 40–50%.

Вертикальная поясность среднегорья Южного и Среднего Сихотэ–Алиня для климатического оптимума голоцена определена по спорово–пыльцевым спектрам из разреза оз. Алексеевское (абс. выс. 1640 м). Осадки, отвечающие барабашевским слоям, выделены в интервале 0,25–0,35 м (рис. 61). В спорово–пыльцевом спектре, соответствующем наиболее теплому отрезку времени, сумма пыльцы широколиственных составляет 20–28% (Ulmus – до 4, Juglans – до 7, Quercus – до 13,5, Tilia – до 3,5, Corylus, Carpinus – единично) при малом содержании темнохвойных пород (5–8%) и обилии пыльцы Pinus (P. koraiensis Sieb. et Zucc. – до 26, P. pumila (Pall.) Rgl. – до 6, P. n/p Haploxylon – до 13). Среди мелколиственных преобладает пыльца древесных берез (Betula manshurica (Rgl.) Nakai – до 8, B. ermanii Cham. – до 9, B. costata Trautv. – до 2) с единичными зернами кустарниковых берез и ольховника. Такой состав спорово–пыльцевого комплекса не соответствует современной растительности гольцовой зоны и отвечает зоне среднегорья кедрово–еловой тайги с термофильными широколиственными элементами. Непосредственно вблизи вершин произрастали леса из древовидных берез с элементами гольцовой растительности в подлеске (Pinus pumila (Pall.) Rgl., Alnaster).

В Северном Сихотэ–Алине пояс кедрово–широколиственных лесов располагался на высоте 400–700 м, а выше распространялись елово–кедрово–широколиственные и елово–пихтовые леса. В наиболее высоких горных массивах "островами" сохранялась гольцовая растительность. По своей структуре вертикально–ландшафтная поясность Северного Сихотэ–Алиня была сходна с современной Юго–Восточного Приморья (бассейн р. Киевки).

Хорошая возрастная привязка климатического оптимума голоцена позволила оценить изменение температур и увлажнения для больших территорий Евразии и Северной Америки (Нейштадт, 1954; Гричук, 1969; Хотинский, 1969). Отмечается различная выраженность изменений растительности для разных широтных зон северного полушария. В.П.Гричук, проанализировавший изменение растительности для рубежа 5500±200 лет, пришел к выводу об общепланетарном проявлении климатического оптимума с максимумом потепления в средних широтах (50–59° с.ш.). К югу от 50° с.ш. отмечаются все менее значительные отклонения среднегодовых температур и для широты Южного Приморья, по мнению В.П.Гричука (1969), различия в температурах современной эпохи и атлантического периода близки к нулевым. Несходство структуры современных и среднеголоценовых сообществ, по В.П.Гричуку, определяется большей увлажненностью климата в позднем голоцене. Такая трактовка дальневосточных материалов, на наш взгляд, неубедительна по следующим причинам.

Для оценки температур климатического оптимума голоцена в этом районе В.П.Гричук использует разрез осадков горного озера Нодзири (о.Хонсю) с абсолютным возрастом 4830±60 лет (V – 1621). Если учитывать эту дату, то данный отрезок времени отвечает похолоданию климата ("ма-

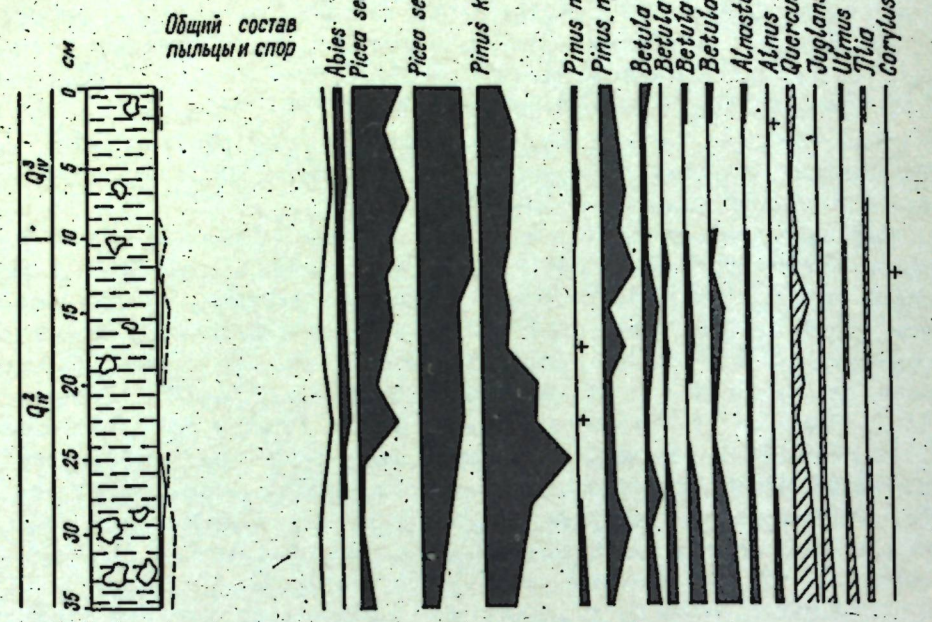


Рис. 61. Спорово-пыльцевая диаграмма голоценовых отложений оз. Алексеевское (гора Ольховая). Усл. обозн. см. на рис. 2.

лый ледниковый период"). Поэтому состав растительности для разреза оз. Нодзири, использованный В.П. Гричуком (1969) для палеоклиматических реконструкций в Восточной Азии, может отвечать начавшемуся похолоданию климата (4,5–5,5 тыс. лет назад), а не климатическому оптимуму. Именно этому отрезку времени в разрезе р. Черный Яр отвечают спорово-пыльцевые спектры с обилием пыльцы кустарниковых берез и ольховника и первый максимум пыльцы кедра корейского.

В.П. Гричук (1969) при оценке температур и влажности исходит в основном из качественного состава пыльцевых спектров. Выполненные нами только на основе качественной оценки современных и среднеголоценовых спектров палеоклиматические реконструкции не дали значительных расхождений в среднегодовых температурах. В данных случаях, с позиции соответствия современных спектров вертикальной ландшафтно-климатической поясности, трудно объяснимо превалирующее положение и разнообразие пыльцы широколиственных пород в спектрах, соответствующих климатическому оптимуму голоцена.

Расчет среднегодовых температур для эпохи климатического оптимума, выполненный нами с учетом количественного соотношения пыльцы термофильных широколиственных и фригидных пород, дал величину на 3–5° выше современных годовых температур (для уровня моря). Контролем при расчете температур по спорово-пыльцевым комплексам послужили результаты комплексного изучения (споры и пыльца, микрофауна, диатомеи) морских голоценовых разрезов в устье р. Козин (Пушкарь, Короткий, 1975; Троицкая и др., 1971) и в Амурском заливе (Короткий, Караулова, 1975; Троицкая, 1974, 1975). В целом получены сходные результаты: по изменению спорово-пыльцевых комплексов – 3–5°, фораминифер – 5–8°, диатомей – 3–6°.

Нами сделана попытка выяснить степень унаследованности современных мерзлотных и нивационных форм, наблюдаемых в рельефе среднегорья Сихотэ-Алиня. По этому поводу имеются две точки зрения: 1) мерзлотные формы, связанные с распространением "островной" вечной мерзлоты, рассматриваются как реликтовые явления, унаследованные от эпохи позднеледниковья (Ганешин, 1957; Колесников, 1939; Соловьев, 1961); 2) наблюдаемое современное формирование мерзлотных и нивационных форм рельефа и сопряженных с ними осадков рассматривается как следствие похолодания климата на границе атлантического и суббореального периодов и в позднем голоцене. Вторая точка зрения наиболее обоснована в работах гляциологов, которые связывают возникновение большинства горных ледников в умеренных широтах с этими климатическими депрессиями (Дегтяренко, 1961; Карлстрем, 1966; Колосов, 1947; Тушинский, 1963; Шнитников, 1957).

Вопрос о реликтовости мерзлотных явлений, наблюдаемых в Южном Приморье, как это следует из вышеприведенного материала, не может быть решен на основании сопоставления климатических условий позднеледниковья и позднего голоцена, климат которого способствует сохранности "островной" вечной мерзлоты в гольцовой зоне Южного Сихотэ-Алиня (Ганешин, 1957; Соловьев, 1961). Иная ситуация наблюдалась в среднем голоцене, климат которого привел к проникновению в вершинный пояс Южного Сихотэ-Алиня кедрово-широколиственных и кедрово-еловых лесов. Под пологом этих лесов в настоящее время не сохраняются даже очаги вечной мерзлоты. Следовательно, можно утверждать, что климатические условия барабашевской фазы не способствовали сохранению даже очаговой вечной мерзлоты.

На Северном Сихотэ-Алине мы допускаем сохранение в гольцовой зоне отдельных очагов многолетнемерзлых грунтов. По наблюдениям В.И.Высочина, "островная" вечная мерзлота (мощность до 6 м) в этой части Приморья встречена на абсолютных высотах менее 900 м.

Амбинская (суббореальная) фаза. Похолодание климата на рубеже атлантической и суббореальной фаз голоцена наиболее существенно изменило течение геоморфологических процессов и условия осадконакопления в прибрежной зоне Приморья и гольцовой зоне Сихотэ-Алиня.

Имеющийся фактический материал, основанный на изучении разрезов средне- и позднеголоценовых морских террас, подтверждает прерывистый ход регрессии Японского моря с общим понижением уровня относительно максимума фландрской трансгрессии на 2,5 – 3,0 м. Можно допустить, что общее снижение уровня моря носило ритмический характер с понижением ниже современного в относительно холодные климатические фазы на границе атлантического и суббореального ("малый ледниковый период") и в начале субатлантического времени ("историческое оледенение"); повышением на 1,5–2,0 м в ксеротермическую фазу суббореального времени и на 0,6–0,8м в фазу потепления в первом тысячелетии нашей эры (рис. 62).

Минимально допустимая величина регрессии Японского моря, подтвержденная фактическим материалом, незначительно превышает 5 м (относительно современного уровня моря). Примерно на такой глубине вскрыта подошва аллювиальных отложений в позднеголоценовых эрозионных врезах (устье рек Душкиной, Киевки, Глинки) и осадки древних береговых линий в бухтах Южного Приморья (см. рис. 60). Так, при бурении в одной из бухт зап. Восток на глубине 5 м вскрыта древняя пляжевая зона, сложенная хорошо окатанными галечниками и раковинами мелководных моллюсков (Grassostrea gigas Thunberg, Mya (Arenomya) arenaria Lay, Macoma calcarea (Gmelin), Anicocorbula venusta (Gould.), Littorina squalida Broderip et Sowerby), которые, по заключению Г.А.Евсеева, являются типичными береговыми выбросами. Суббореальный возраст этих пляжевых отложений и вышележащих лагунных илов установлен предположительно по результатам спорово-пыльцевого анализа. В пробах из морских осадков, залегающих ниже пляжевых накоплений, установлен характерный для атлантической фазы спектр с общей суммой пыльцы широколиственных около 78%. Спектр из пляжевых накоплений отличается появлением в небольшом количестве пыльцы Betula sp. (до 8), B. sect. Nanae (до 2), B. ermanii, Pinus pumila – форм, типичных для голоценовых похолоданий Южного Приморья. Лагунные осадки, вскрытые выше древней пляжевой зоны, имеют спектр, близкий к оптимальному для суб-

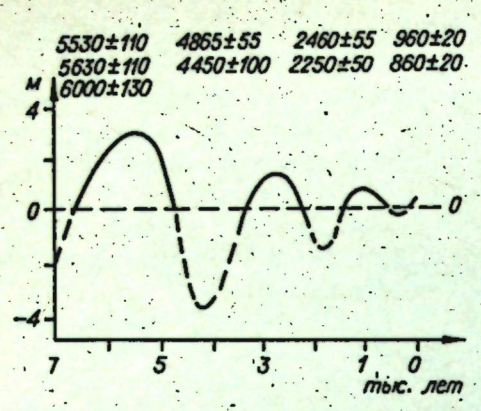


Рис. 62. Кривая колебаний уровня Японского моря на последних этапах фландрской трансгресии.

бореала побережья Приморья (Короткий, Караулова, 1975). Данный материал позволяет интерпретировать древний пляж в зал. Восток как береговую линию, возникшую при снижении уровня Японского моря на границе атлантической и суббореальной фаз голоцена.

В качестве доказательства быстрой регрессии уровня Японского и Охотского морей на этом рубеже может служить синхронное начало эпохи торфонакопления на поверхности среднеголоценовой лагунной террасы, хорошо прослеживаемое для континентального побережья Японского моря и островных территорий в интервале 4300–4500 л.т.н. (Задкова и др., 1973; Короткий, Троицкая и др., 1976; Бровко и др., 1975). Вряд ли следует ожидать столь большую синхронность этого процесса, если причиной относительного снижения уровня моря считать тектонические движения в голоцене.

Понижение уровня Японского моря на границе атлантической и суббореальной фаз голоцена сопоставляется с регрессивной среднедземонской фазой на япономорском побережье о. Хоккайдо, которой соответствует понижение уровня моря на 1–2 м (Ohshima, 1971).

Предполагается, что значительному потеплению климата в середине суббореальной фазы отвечает небольшая трансгрессия Мирового океана. Следы подъема уровня Японского моря в суббореале зафиксированы в разрезе второй лагунной террасы (высота 2 м), изученной нами в устьях рек Черной, Маргаритовки, Аввакумовки и ручьев Болотный, Неприметный. В основании этой террасы вскрыт слой лагунных илистых отложений, выше – аллювиальные пойменные суглинки. Полученный из нижней части второй террасы смешанный комплекс диатомей (определения Е.И.Царько) с преобладанием морских (Arachnoidiscus ehrenbergii, Diploneis suborbicularis, Cocconeis vitrea, D. interrupta, Surirella fastuosa и др.) и солоноватоводных форм (Cocconeis scutellum, Diploneis smithii, Navicula peregrina и др.) отвечает прибрежной опресненной зоне моря.

Амплитуда поднятия уровня моря в момент формирования лагунных отложений второй террасы была выявлена путем сопоставления микрофауны и диатомей в устьях рек Краковки, Севастопольской, Черной. Бедные по видовому составу фораминиферы (Reophax difflugiformis (Brady) и текамебы встречены здесь в интервале 0,8–1,2 м над уровнем моря, в то время как комплексы диатомей с прибрежно-морскими формами встречаются вплоть до слоя в интервале 1,5–1,8 м. Амплитуда подъема определяется по фораминиферам, как минимальная (около метра) над современным уровнем моря, а максимальная (по диатомеям) – до 2 м.

В этом же интервале в горизонте илов второй террасы р. Суходол, по заключению Т.Г.Калишевич, встречены в изобилии ископаемые раковины и отдельные створки Corbicula fluminea (Müller) var. suifunensis (Lindholm). Выше этого горизонта залегает торф, состоящий в основном из остатков злаковых и осоковых растений.

Субаэральный генезис верхней пачки в разрезе второй террасы фиксируется и по изменению диатомового комплекса. Количество солоноватоводных форм в нем сокращается до минимума и начинают господствовать пресноводные формы, среди которых изобилуют представители родов Pinnularia (P. borealis, P. viridis, P. streptoraphe) и Eunotia (E. praerupta, E. valida, E. pectinalis var. minor).

Такое изменение комплекса отвечает не только субаэральной обстановке осадконакопления, но и общему похолоданию климата. Относительному похолоданию климата к концу формирования пачки лагунных осадков в разрезе второй террасы соответствует и структура спорово-пыльцевых спектров. В спектрах, полученных из видимого основания второй террасы, хотя менее обильно, чем в лагунных осадках третьей террасы, представлена разнообразная пыльца широколиственных пород (в сумме до 27–30%) при минимальном участии пыльцы холодолюбивых форм мелколиственных пород. Вверх по разрезу при относительном сокращении пыльцы широколиственных пород (в сумме до 10–12%) отмечается появление пыльцы Pinus pumila, Betula sect. Nanae, Betula sp., Alnaster (в сумме до 10–15%). В целом интенсивность похолодания климата на этом этапе формирования второй террасы была меньшей, чем на рубеже атлантического и суббореального времени. Вышеизложенный материал, положенный в обоснование возраста второй лагунной террасы, не противоречит абсолютным датам (2770±60, МАГ-344; 2460±55, СОАН-553; 2250±35, МАГ-319).

Подъему уровня Японского моря в середине суббореала соответствует одна из генераций древних береговых валов высотой до 2–3 м, особенно хорошо выраженная на побережье Юго-Западного Приморья и в отдельных бухтах Восточного Сихотэ-Алиня. Возраст этой ступени соответствует амбинской фазе. Эта генерация береговых валов отделена от более высокой морской ступени хорошо выраженным уступом. Появление в основании разреза 2–3-метровой генерации валов более грубого материала, чем в разрезе 4–8-метровой террасы, косвенно свидетельствует о перерыве в осадконакоплении и размыве древних аккумулятивных форм на этом рубеже. Подобное соотношение разновозрастных генераций береговых валов, расположенных в пределах разновысотных ступеней морской террасы, является довольно распространенным явлением на берегах Приморья (Кривулин и др., 1975; Короткий, Троицкая и др., 1976).

В Уссури-Ханкайской впадине и ее ближайшем обрамлении этому этапу соответствует постепенное повышение уровня озера и развитие активной аккумуляции в речных долинах. По крайней мере к концу амбинской фазы уровень аккумуляции в долинах таких рек, как Ипьинка, Мельгуновка, Спасовка, был близок к современному, что подтверждается датами по C^{14}, полученными для основания разреза 3-метровой террасы (2350±50, МАГ-332; 2750±50, МАГ-333). В связи с подъемом уровня оз. Ханка предполагается развитие процесса заболачивания низкой озерной террасы.

В краевых частях Уссури-Ханкайской впадины, видимо, в суббореальную фазу началось отмирание овражной сети за счет заполнения эрозионных рытвин овражно-балочным аллювием. Этот процесс был менее интенсивным, чем в позднеледниковье. В долинах магистральных рек к этому времени эрозионные врезы раннего голоцена были полностью выполнены аллювием. Зоной аллювиальной аккумуляции стала поверхность I НПТ. Погребенные участки этой террасы вскрыты при бурении в долине р. Уссури, где на сильно размытый почвенный горизонт ложатся пойменно-старичные суглинки, спорово-пыльцевые комплексы из которых соответствуют амбинским слоям.

В горной части Сихотэ-Алиня амбинской фазе соответствует аккумуляция малой интенсивности, приведшая к формированию крупных сегментов высокой поймы, отделенных от ранее сформировавшихся сегментов хорошо выраженным уступом и русловым понижением. Амбинский возраст этих сегментов подтвержден как спорово-пыльцевыми данными (Карягин и др., 1974; Короткий, Караулова, 1975), так и датами по C^{14}, полученными в долинах рек Киевки и Зеркальной (3700±90, МГУ-301; 3790±80, МАГ-275; 2880±25, МАГ-281). В верхнем течении магистральных рек в эту

фазу сформировался в основном разрез 2-метровой террасы (реки Милоградовка, Партизанская, Маргаритовка). С некоторым усилением интенсивности аккумуляции в долинах этих рек связано, вероятно, появление в разрезах аллювия конструктивного типа, а также линзовидных прослоев пролювия, что, объясняется изменением климата амбинской фазы по сравнению с барабашевской.

Климатические условия в начале амбинской фазы отвечают довольно значительному похолоданию климата – "малому ледниковому периоду", имевшему место на рубеже атлантического–суббореального времени. Видимо, в это время наблюдалось некоторое сокращение площади и обеднение флористического состава широколиственных лесов, расширение темнохвойной тайги, появление гольцовой зоны на юге и расширение ее площади на севере Сихотэ-Алиня.

Как показывает изучение разреза в устье р. Черный Яр, с похолоданием на рубеже атлантической и суббореальной фаз связано первое обилие пыльцы Pinus koraiensis Sieb. et Zucc. на фоне общего преобладания пыльцы широколиственных пород. В разрезе оз. Алексеевского (см. рис. 61) этому интервалу отвечает резкое увеличение в спектре Picea sect. Omorica (23,5), Abies (5,3) и максимальное для голоцена возрастание Pinus koraiensis Sieb. et Zucc.(32), а также почти полное исчезновение пыльцы широколиственных (в сумме не более 4%). Такой спектр в верхнем поясе гор соответствует развитию елово-пихтово-кедровых лесов и определяет начало позднеголоценовой экспансии темнохвойной тайги.

Аналогичные изменения, соответствующие похолоданию климата, отмечаются и в структуре диатомового комплекса оз. Алексеевского (Короткий и др., 1976_1). Здесь в осадках, отвечающих амбинской фазе, отмечается почти полное исчезновение планктонных и умеренно тепловодных видов и на фоне значительного увеличения аркто-, северо-бореальных и северо-альпийских видов. Этому похолоданию климата, вероятно, отвечает появление в верхнем поясе Сихотэ-Алиня многолетних снежников и крупных наледей, с чем хорошо, по заключению В.С.Пушкаря, согласуется уменьшение в структуре комплекса реофильных диатомовых водорослей (Короткий и др., 1976_1).

Такое значительное похолодание климата на территории Сихотэ-Алиня находится в ряду общепланетарных явлений. Ему соответствует "историческая стадия" наступления ледников Северной Америки (Флинт, 1963), ялвваямское оледенение Корякского нагорья (Дегтяренко, 1961) и возникновение большинства ледников умеренных широт (Серс, 1958).

Потепление климата в середине суббореальной фазы привело к распространению широколиственных лесов, но несколько более бедного флористического состава, чем полидоминантные леса атлантической фазы. Для территории Приморского края этот период можно охарактеризовать временем господства дубовых лесов. Видимо, произошло не только понижение среднегодовых температур, но и увеличение сухости климата, что создало благоприятные условия для распространения дуба.

В южной части Сихотэ-Алиня в середине амбинской фазы произошло вторичное сокращение площади гольцовой растительности и проникновение широколиственных пород (в основном дуба) вплоть до вершинного пояса. Видимо, дубовые леса имели развитие на сухих склонах южной экспозиции, а темнохвойная кедрово-еловая тайга – на "теневых" склонах.

Потеплению климата в суббореальную фазу соответствует исчезновение многолетних снежников и возникновение небольших озер в нивационных котловинах. С этим связано появление в структуре диатомового комплекса термофильных планктонных форм (Melosira italica (Ehr.) Kütz., Stephanodiscus astraea (Ehr.) Grün) .Общее повышение минерализации вод оз. Алексеевского (содержание диатомей-кальцифилов – 54%), возможно, вызвано относительным иссушением климата в суббореале по сравнению с климатическим оптимумом голоцена. С этим же явлением предположительно увязывается относительное сокращение в ландшафтах высокогорья роли темнохвойных пород на фоне увеличения пыльцы древесных берез и Quercus mongolica Fisch.

На севере Сихотэ-Алиня, по сравнению с атлантической фазой, получили большое распространение темнохвойные породы. В нижнем поясе гор самостоятельную формацию образовали кедрово-широколиственные леса. Допускается распространение сомкнутых дубовых лесов, проникавших на север вплоть до г. Советская Гавань. Развитие торфяников в узкой прибрежной зоне привело к широкому распространению маревых ландшафтов и пихтовничников. В южной части прибрежной зоны на заболоченных равнинах преобладали ольхово-березовые леса (пика пыльцы ольхи в спорово-пыльцевых диаграммах амбинских слоев).

На границе суббореальной и субатлантической фаз фиксируется одно из похолоданий голоцена, выразившееся значительным сокращением в составе растительности широколиственных пород и увеличением кустарниковых холодолюбивых форм. Этому рубежу отвечает значительная экспансия темнохвойной тайги, особенно в северных районах Приморья.

Позднеголоценовое время. Рязановская (субатлантическая) фаза по направленности геолого-геоморфологических процессов, структуре ландшафтной поясности и вертикальной зональности соответствует в основных чертах современности. Наблюдающиеся колебания в интенсивности этих процессов и изменении ландшафтов сопоставимы с вековыми колебаниями климата.

Уже к началу субатлантической фазы структура вертикальной поясности была близкой к существующей в настоящее время. Небольшое, в сравнении с современным, потепление климата в середине $\overline{II}$ тысячелетия привело к некоторому увеличению в составе растительности широколиственных пород и широкому распространению кедровых лесов. Похолодание климата в начале $\overline{I}$ тысячелетия ("историческое оледенение") явилось причиной экспансии темнохвойной тайги в зоне среднегорья Сихотэ-Алиня и обусловило становление кедрово-елово-широколиственной тайги. Таким образом, современная вертикальная зональность в Сихотэ-Алине окончательно возникла в позднем голоцене. Именно таким поздним становлением ландшафтных вертикальных зон можно объяснить неполноту и фрагментарность горно-тундровых фитоценозов (Сочава, 1946).

Похолодание климата на рубеже амбинской и рязановской фаз голоцена вызвало небольшую регрессию Японского моря. Ее амплитуда, определенная по мощности современных пляжевых и лагунных отложений, слагающих современную серию береговых валов и первую лагунную террасу, не превышала 1,5 м.

Косвенными признаками снижения уровня Японского моря в начале позднего голоцена являются следующие факты: 1) "пневый горизонт" и почвы, погребенные осадками современного пляжа, на глубине 0,2-0,4 м ниже уровня моря (бухта Черная); 2) погружение ниже уровня моря древней дюны с горизонтами гумусированных песков (бухты Черная, Киевка, Хасанское взморье); 3) положение подошвы конуса выноса ниже современного уровня моря на 1,2 м и перекрытого галечниками современного пляжа (морской берег к северу от устья р. Таежной).

Обоснование возраста снижения уровня Японского моря дается по аналогии с "пневым горизонтом" на япономорском побережье Центральной Японии, даты по C^{14} для которого равны 1750±90 и 1960±70 лет назад (Fujii e. a., 1971).

Относительное потепление климата в $\overline{I}$ тысячелетии привело к незначительному подъему уровня моря – на 0,6-0,8 м выше современного. Имен-

но на такой высоте вскрыты осадки в разрезе первой террасы, наблюдаемой в устьях рек и изголовьях лагун прибрежной зоны.

Лагунно-морской генезис основания первой террасы (высотой до 1,0м) не вызывает особых сомнений. По заключению Г.А.Евсеева и Т.Г.Калишевич, в ряде точек прибрежной зоны Приморья установлен комплекс макрофауны, соответствуюший теплой фазе субатлантика: Anadara broughtoni (Schrenk), Modiolus difficilis (Kuroda et Habe), Spicula sachalinensis (Schrenk), Crassostrea gigas Thunberg, Chlamys nipponensis Kuroda, Macoma baltica (L.), Tapes philippinarum A. Adams, Aloidis amurensis Schrenk.

Здесь же выявлен, по заключению Е.И. Царько и В.С.Пушкаря, комплекс диатомей с участием морских и солоноватоводных форм: Actinophychus undulatus (Bail.) Ralfs, Diploneis smithii (Breb.) Cl., D. interrupta (Kütz.) Cl., Cocconeis scutellum Ehr., Navicula peregrina (Ehr.) Kutz., Trachyneis aspera (Ehr.) Cl., Biddulphia aurita (Lyngb.) Breb. et Godey, а также пресноводных диатомей, типичных как для планктона эвтрофных водоемов (Melosira granulata (Ehr.) Ralfs), так и горных рек (Meridion circulare (Ag.) Cl.). Диатомеи в верхней части разреза этой террасы указывают на стадии заболачивания и усыхания лагуны (Pinnularia borealis Ehr., Navicula amphibola Cl., Hantzschia amphioxys (Ehr.) Grün.), а затем выполнения аллювиальными отложениями. Лагунный генезис основания разреза первой террасы подтверждается находками микрофауны (Jadammina macrescens (Brady), Lituola parva Troitckaja и текамебы).

Возраст первой лагунной террасы сопоставляется нами с теплой фазой атлантического периода европейской схемы. Полученные из основания разреза спорово-пыльцевые спектры, судя по соотношению пыльцы широколиственных (в сумме до 14-20%) и хвойных пород, были теплее современных (Короткий, Караулова, 1975).

Абсолютный возраст осадков с подобными спектрами отвечает середине субатлантического периода (860±20, СОАН-552; 960±20, СОАН-275; 970±70, МАГ-338). Более холодные спорово-пыльцевые спектры, близкие к современным, получены из пойменного аллювия, венчающего разрез первой лагунной террасы. Позднеголоценовая регрессия осложнила геоморфологическую обстановку и условия осадконакопления на берегах Приморья.

В результате общего снижения уровня моря на 2,5-3,0 м, по сравнению со средним голоценом, на многих участках побережья возникли поднятые бенчи и замедлилась абразия коренных берегов (Ионин и др., 1971; Худяков и др., 1972). Все это, в совокупности со слабым поступлением аллювия, привело к дефициту наносов в волноприбойной зоне и частичному разрушению аккумулятивных форм в бухтах. За счет этого современные пляжевые отложения в бухтах более обогащены тяжелой фракцией, чем осадки среднего голоцена, вплоть до образования пляжевых концентратов.

В Уссури-Ханкайской депрессии в позднем голоцене подъем уровня оз. Ханка до современного усилил аккумуляцию. Поэтому в прирусловых частях речных долин позднечетвертичная терраса была частично перекрыта молодым аллювием (рис. 63). Сильная сближенность уровней позднечетвертичной и позднеголоценовой аккумуляции привела к стиранию морфологических границ между ними.

На участках интенсивной озерной аккумуляции (восточное побережье озера) наблюдается морфологически единая поверхность, лишь в устьях таких рек, как Ильинка и Спасовка, где в позднем плейстоцене была достаточно интенсивная аккумуляция, отмечаются различия высотных отметок современной и более древней поверхностей аккумуляции. Озерная трансгрессия позднего голоцена привела к возникновению огромных по площади болот на

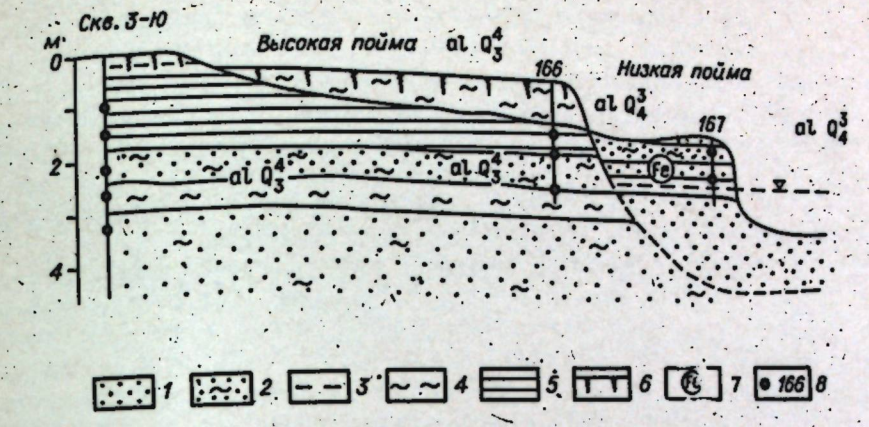


Рис. 63. Соотношение верхнечетвертичных и голоценовых отложений в разрезе низкой озерной террасы и низкой поймы (устье р. Мельгуновки).

1 – песок; 2 – песок глинистый; 3 – алеврит; 4 – суглинок; 5 – глина; 6 – почва; 7 – следы ожелезнения; 8 – места взятия проб в скважинах.

восточном побережье озера. Торфяники, вскрытые здесь при бурении, имеют в основном позднеголоценовый возраст.

В окраинных частях впадины и в речных долинах Западного Сихотэ-Алиня к позднему голоцену относится формирование высокой и возникновение низкой пойм. На восточном склоне в долинах магистральных рек в позднем голоцене образовались наиболее молодые сегменты высокой поймы (даты по C^{14}: 565±25, МАГ-129; 830±30, МАГ-265; 490±25, МАГ-000), а в верхнем течении рек зоны среднегорья – разрез высокой поймы (1590±±40, МАГ-265).

Следует отметить, что в краевых частях магистральных долин к началу позднего голоцена относится формирование конусов выноса, которые с небольшим размывом ложатся на осадки амбинского горизонта и в виде линз пролювия встречаются в кровле разреза высокой поймы (реки Киевка, Аввакумовка, Партизанская). Является ли их возникновение причиной оживления глубинной эрозии в низкопорядковой гидросети, как это считается в некоторых случаях (Карягин и др., 1974), установить трудно. Дело в том, что подобные конуса выноса наблюдались нами на участках резкой асимметрии речных долин, где крутой эрозионный склон возник в среднем голоцене. Подрезание ложковых систем на таких склонах вызвало оживление эрозии и усиленный вынос обломочного материала в магистральную долину.

В Северном Сихотэ-Алине, где уклоны достаточно велики и ареной деятельности водного потока является все днище долины (реки Кабанья, Тохтинка и др.), активное поступление пролювия наблюдалось практически на протяжении всего голоцена. Некоторая активизация этого процесса в позднем голоцене отвечает активной боковой миграции рек, благодаря чему в среднем и частично нижнем течении рек практически полностью была уничтожена поверхность позднечетвертичной аккумуляции. Подрезание склонов магистральных долин привело к активизации эрозии в небольших долинах, которые на протяжении голоцена оставались бестальвежными системами.

Следует отметить некоторое оживление в зоне среднегорья осыпного и курумового процесса, особенно в Северном Сихотэ-Алине. Частично этот процесс обусловлен похолоданием климата, частично – деятельностью человека (пожарами). В позднем голоцене в верхнем поясе гор отмечается появление "островной" вечной мерзлоты, которая в Северном Сихотэ-Алине

опускается до абсолютных высот 800–900 м. Здесь она приурочена к высоко приподнятым днищам кайнозойских впадин, где в позднем голоцене сформировались обширные маревые ландшафты.

Не исключено, что на границе среднего–позднего голоцена в гольцовой зоне наблюдалась активизация нивационных процессов, с чем, вероятно, связано возникновение морфологически "свежих" нивационных котловин и рвов (Короткий, 1976_2). В позднем голоцене на уплощенных водоразделах возникли мелкоячеистые "медальонные" горные тундры.

Таким образом, в развитии природной среды голоцена зафиксированы как крупные колебания климата (оптимум голоцена), так и более мелкие его осцилляции. Обусловленные этими изменениями геоморфологические процессы (колебание уровня Японского моря, интенсивность аккумуляции и эрозии в речных долинах и т.д.) по своей эффективности превосходили возможное влияние на рельеф тектонических процессов голоцена. Климатические колебания голоцена приводили к весьма крупным перестройкам структуры растительных ландшафтов, особенно вертикальной поясности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Четвертичные отложения рассматриваются нами как часть единого комплекса верхнекайнозойских отложений, соответствующего этапу консолидации тектоно–геоморфологической структуры Сихотэ–Алиня и сопредельных территорий и однотипному развитию отдельных крупных блоков. Выделенные осадочные ритмы (плиоценовый и четвертичный) отвечают пространственно–временной неравномерности и прерывистости процессов эрозии и аккумуляции. Началу каждого из осадочных ритмов соответствует резкое эрозионное расчленение как областей денудации, так и зон устойчивой аккумуляции; второй части ритма отвечает затухание эрозионных процессов в горных областях и интенсивная аккумуляция в областях устойчивой седиментации, а в переходных зонах – развитие процессов выравнивания и формирование покровного комплекса глинистых осадков. По структуре и фациальному составу отложений четвертичный осадочный ритм соответствует лишь части плиоценового. Следует отметить, что прерывистость эрозионных процессов и ритмика позднекайнозойского осадконакопления на территории Приморья довольно уверенно сопоставляется с ходом этих процессов в континентальных районах Северной Евразии (Равский и др., 1964; Худяков и др., 1972; Нагорья Прибайкалья и Забайкалья..., 1974; Алексеев, 1975), менее четка эта связь с более подвижными островными структурами Сахалина и Японии (Геологическое развитие..., 1968; Александров, 1973).

Выявление основных особенностей развития природной среды на территории Приморья в плейстоцене затруднялось отсутствием надежной стратиграфической основы расчленения и слабой генетической диагностикой четвертичных комплексов осадков этой территории. Именно это и является одной из причин достаточно детальной разработки стратиграфических и генетических аспектов плейстоцена и голоцена Приморья.

На основании изучения непрерывных разрезов плейстоцена в Уссури–Ханкайской впадине и голоцена в прибрежной зоне, а также осадков четвертичных террас в Горном Приморье предложена новая стратиграфическая схема для этой территории. Выделенные горизонты и слои увязаны в первом приближении с возрастными подразделениями плейстоцена и голоцена сопредельных территорий. Впервые для территории юга Дальнего Востока СССР предлагается столь дробное расчленение осадков позднего плейстоцена–голоцена, которое сделано в результате применения комплекса методов, включая радиоуглеродный, что позволяет проводить корреляцию выделенных горизонтов и слоев со стратиграфическими аналогами как сопредельных, так

и более удаленных территорий. Как и для других регионов, выделенные стратиграфические горизонты и слои соответствуют климатическим ритмам плейстоцена и голоцена. Доказано хорошее соответствие спорово–пыльцевых, диатомовых и микрофаунистических комплексов региональным климатическим условиям, которые в свою очередь достаточно уверенно сопоставляются по времени с климатическими осцилляциями всего северного полушария. Эта корреляция, подтвержденная датированием по C^{14}, наиболее надежна для позднеледниковой эпохи и голоцена.

Изучение позднечетвертичного разреза Приморья показало, что интерпретация седиментационных ритмов и эрозионных "циклов" в областях устойчивого осадконакопления и зонах денудации во многом зависит от точности возрастной корреляции и генетического толкования осадочных комплексов. Разночтение генезиса проблематичных отложений Приморья (красноцветных глин и бурых суглинков в Уссури–Ханкайской депрессии и прибрежной зоне Японского моря, щебнисто–глыбовых накоплений на поверхности уплощенных водоразделов и в вершинах водосборных систем Сихотэ–Алиня и Восточно–Маньчжурских гор и т.д.) существенно меняет палеогеографические представления о наиболее характерных региональных событиях плейстоцена: озерных и морских трансгрессиях, развитии и характере ледниковых явлений, формировании террасовых рядов в долинах горных рек и "впадинном" обрамлении (Соловьев, 1961, 1963; Берсенев и др., 1969; Худяков и др., 1972; Сохин, 1972; Короткий, 1975_1, 1976_2).

Изучение современных осадков муссонно–гумидной и семигумидной зон Восточной Азии показало значительное сходство отложений, накапливающихся при разных режимах температур и увлажнения, но при одинаковой интенсивности тектоно–геоморфологических процессов (Лебедев, 1968; Равский, 1972; Худяков и др., 1972; Короткий и др., 1975). Поэтому сравнение литологии (структуры, текстуры, вещественного состава) древних проблематичных осадков с их современными аналогами позволяет прийти к выводу о возможности временных корреляций генетически сходных комплексов современных и древних отложений.

Палеогеографические события плейстоцена являются лишь частично продолжением тектоно–геоморфологических процессов плиоцена. Наиболее четко эта преемственность прослеживается в развитии природной среды в раннем плейстоцене. Максимальное несходство отмечается для позднего плейстоцена, когда на развитие геоморфологических процессов и обусловленных ими особенностей осадконакопления оказывали наибольшее влияние квазипериодические резкие колебания климата. Именно изучение четвертичных разрезов Приморья позволяет подойти к решению проблемы о соотношении тектонического и климатического факторов в развитии эрозионно–аккумулятивных процессов во внеледниковых районах с муссонно–гумидным климатом.

Идеи А.Ленка и В.Зергеля о решающем влиянии климатических колебаний квартера на чередование фаз эрозии и аккумуляции в речных долинах обладают определенной притягательной силой, так как они позволяют объяснить механизм накопления избыточных мощностей аллювия и формирование аккумулятивных террас в горных областях. Однако до сих пор идут споры о характере этого влияния и его соотношении с тектоническими процессами в разнопорядковых флювиальных системах (Архипов, 1971; Равский, 1972). Соответственно остается неясной и природа террасовой лестницы как отражение чередования фаз эрозии, транзита и аккумуляции наносов в речных долинах.

Очевидно, степень влияния климата на рельефообразование в речном бассейне будет неодинаковой для равнинных и горных территорий, а в последнем случае – в областях развития четвертичных оледенений и за их пределами. Особенно сложно устанавливается это соотношение в средневысотных горах зоны с умеренно гумидным климатом вне районов развития чет-

вертичных оледенений, где видимый эффект климоморфогенеза в речных долинах затушеван благодаря мощному развитию растительности на склонах, которая в данном случае выступает как активный регулятор баланса наносов в речной долине (помимо геоморфологического и гидрологического факторов).

В качестве объекта для выяснения роли тектоники и климата в долинном морфогенезе рассматриваются Сихотэ-Алинь, Восточно-Маньчжурские и сопредельные с ними межгорные впадины (Уссури-Ханкайская и Япономорская). Рельеф этих горных стран практически не затронут ледниковыми процессами, но климат холодных эпох плейстоцена был настолько суров, что здесь перигляциальные явления получали широкое развитие даже в нижнем поясе гор. Можно считать доказанным, что в речных долинах Сихотэ-Алиня и Восточно-Маньчжурских гор резко и неоднократно менялась направленность геоморфологических процессов в эпохи климатических оптимумов и минимумов антропогена. Столь четкое проявление разных типов климоморфогенеза в этих горных системах обеспечивается их положением в умеренных широтах (40-50° с.ш.). Климатические смены плейстоцена были в этих широтах наиболее контрастными по сравнению с более южными и северными территориями, где зональный тип рельефообразующих процессов обладает в целом большей устойчивостью.

Анализ структуры террасовых рядов в III зоне (см. раздел "Факторы осадконакопления", гл. IV) и соотношения мощностей разновозрастного аллювия в I и II зонах показал четкое действие закона факторной относительности. В соответствии с этим законом климатические изменения в наибольшей степени повлияли на процесс формирования рельефа речных долин в верхних и средних участках гидрографической сети, а в нижнем течении магистральных рек, дренирующих I зону, четко проявилась реакция на колебание уровня приемного бассейна (см. табл. 1).

В целом особенности долинного морфогенеза, обусловленные климатическими осцилляциями плейстоцена, могут быть сведены к следующему.

1. Отмечается увеличение мощности аллювия в разрезах четвертичных террас от нижнего плейстоцена к голоцену (с 3-5 до 15-20 м).

2. Изменяется геоморфологический тип речных террас: верхний комплекс (Q_{I-II}) по строению преимущественно цокольный, нижний (Q_{III} - Q_{IV}) - аккумулятивный. Максимальные мощности аллювия в разрезах аккумулятивных террас, формировавшегося по конструктивному типу, соответствуют холодным фазам конца среднего плейстоцена и позднего плейстоцена. С теплыми эпохами совпадает накопление маломощных пачек перстративного, а местами инстративного аллювия, вероятно отвечающего эрозионному расчленению днищ речных долин (см. рис. 14).

3. Отмечается общее уменьшение интенсивности глубинного эрозионного вреза в речных долинах III зоны от нижнего плейстоцена к голоцену. По существу, эрозионные днища магистральных долин возникли в среднем плейстоцене (долины рек Партизанской, Киевки, Аввакумовки и др.). Вся последующая история этих речных долин свелась к формированию аккумулятивных террас в холодные эпохи плейстоцена и их расчленению в эпохи климатических оптимумов.

4. Не исключено, что прогрессирующее похолодание климата в плейстоцене явилось одной из причин постепенного сужения днищ речных долин в пределах разновозрастных срезов. Изменение режима аккумуляции в горных долинах (преобладание конструктивного) и усиленный вынос обломочного материала в магистральные долины низкопорядковыми притоками привел к ослаблению процессов боковой эрозии, с которыми связано расширение днищ долин.

5. Вероятно, с общим похолоданием климата связано огрубление долинного комплекса осадков и увеличение в его структуре доли аллювия низкопорядковых водотоков и пролювия.

Влияние похолоданий климата на баланс наносов в речных долинах III зоны находится в прямой зависимости от уклонов русел рек, что и подтверждается большими мощностями аллювия в речных долинах западного склона Сихотэ-Алиня и преобладанием здесь аккумулятивных террас.

Анализ осадочной толщи, выполняющей речные долины Уссури-Ханкайской впадины, позволяет рассматривать климат как фактор, мало влияющий на изменение структуры разреза (крупности обломков, их вещественного состава) в нижнем-среднем плейстоцене, но в какой-то мере усложняющий соотношение мощностей, осадков, образовавшихся в теплые и холодные эпохи, и их фациального состава на поздних этапах осадконакопления (верхний плейстоцен-голоцен). Почти полное отсутствие в разрезе впадины отложений, отвечающих климатическим оптимумам верхнего плейстоцена и голоцена, позволяет рассматривать эти фазы как перерывы в осадконакоплении, связанные с исчезновением или значительным сокращением площади оз. Ханка. В этой связи первая надпойменная терраса магистральных долин I и II зон рассматривается как результат оживления глубинной эрозии в эпоху голоценового климатического оптимума. В позднем голоцене начался новый цикл аккумуляции, который привел к тому, что вблизи речных русел позднечетвертичный аллювий уже перекрыт молодыми осадками. В результате этого процесса в речных долинах I и II зон возникла морфологически единая, но разновозрастная аккумулятивная терраса.

Колебания уровня Японского моря, гляциоэвстатическая природа которых доказана, по крайней мере для позднего плейстоцена-голоцена, можно рассматривать как опосредованное влияние на долинный морфогенез ритмично направленных изменений климата. Понижение базиса эрозии в холодные эпохи плейстоцена приводило к расчленению аккумулятивного рельефа, возникшего при трансгрессиях Японского моря, по времени совпадающих с климатическими оптимумами плейстоцена и голоцена. Такие ритмические колебания базиса эрозии на фоне общего погружения материковой окраины Восточной Азии в плейстоцене привели к формированию в переуглубленных крупнопорядковых долинах прибрежной зоны сложнопостроенного геологического разреза (мощность до 60-70 м), состоящего из прислоненного ряда разновозрастных пачек аллювиально-морских осадков, разделенных поверхностями размыва (см. рис. 27). В низкопорядковой сети периодические колебания уровня моря явились причиной возникновения локальных террас регрессивного типа. Понижение уровня моря вызвало эрозионный врез в приустьевой части этих долин, который затухал в средней и верхней частях этих бассейнов. Чередование фаз эрозии и аккумуляции здесь подчинялось в основном климатической ритмике плейстоцена. Помимо этого, в низкопорядковых долинах, впадающих в Японское море на участках интенсивной абразии, отмечается и геоморфологический феномен - эрозионный врез в эпохи трансгрессий. Возникновение локальных террас в таких случаях объясняется укорачиванием в ходе абразии водосборных бассейнов, увеличением средних уклонов и оживлением глубинной эрозии.

Ландшафтно-климатические изменения на территории Приморья в течение плейстоцена проявились как в периодических сменах палеофлор, так и в закономерном выпадении наиболее термофильных видов - элементов тургайской флоры. В плейстоцене и голоцене выделяются 6 ритмов развития растительности, каждый из которых включает в себя одну теплую и одну холодную фазы. В смене фаз растительности теплых эпох плейстоцена отмечается одна общая закономерность - начальные и конечные фазы в развитии растительности теплых эпох характеризуются распространением темнохвой-

ных и кедрово-еловых лесов, фазам термических оптимумов соответствуют полидоминантные широколиственные леса маньчжурского типа. Для наиболее теплых ритмов характерно участие в составе растительных ассоциаций реликтов тургайской флоры с наибольшим их разнообразием в раннем и среднем плейстоцене.

Эта же направленность и необратимость изменений природной среды зафиксирована и в эволюции растительности холодных эпох плейстоцена:

рудневское время ($Q\frac{2}{I}$) – господство темнохвойной тайги со значительным участием кедровых и широколиственных лесов, японских и корейских сосен;

шмаковское время ($Q\frac{2}{II}$) – полное господство темнохвойной тайги;

вяземское время ($Q\frac{4}{II}$) – преобладание елово- и березово-лиственничных лесов;

лазовское время – распространение березово-лиственничных лесов с небольшим участием елово-лиственничных;

партизанское время – господство березово-лиственничных лесов и редколесий с ассоциациями кустарниковых берез и ольховника.

Таким образом, нарастание суровости и континентальности климата холодных эпох наиболее ярко выражается в сокращении участия в растительности ели и все более широком распространении ассоциаций с холодолюбивыми формами березы и ольхи. Однако лес, как зональный тип растительности, существовал в Приморье в течение всего плейстоцена.

Общее снижение среднегодовых температур от нижнего плейстоцена к голоцену для теплых эпох, рассчитанное для самого юга Приморья, составило 6–8°. Примерным аналогом растительности уссурийского времени ($Q\frac{1}{I}$) на этой территории можно считать растительность северной части о. Хонсю. В холодные эпохи плейстоцена снижение среднегодовых температур, по сравнению с современными, вероятно, составляло не менее 8–9°. Смещение широтных растительных зон к югу в холодные эпохи плейстоцена составляло, по сравнению с современным распределением растительности, не менее 8–10° (для партизанского времени). Столь же значительными были и изменения в структуре вертикальной поясности Сихотэ-Алиня. В холодные эпохи конца среднего и в позднем плейстоцене формировались малодифференцированные растительные ландшафты с сокращением количества вертикальных поясов и со снижением верхней границы леса на 700–900 м по сравнению с современной. Для теплых эпох плейстоцена отмечается значительный сдвиг вверх границ ландшафтно-климатических поясов Сихотэ-Алиня (для голоценового оптимума на 600–700 м по сравнению с современным положением границ вертикальных поясов).

Следует отметить, что на поздних этапах плейстоцена влияние тектоно-геоморфологических процессов на развитие природной среды Приморья было сильно затушевано крупными изменениями климата.

ЛИТЕРАТУРА

Александров С.М. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Остров Сахалин. М., "Наука", 1973. 184 с.

Александрова А.Н. Стратиграфия четвертичных отложений и некоторые вопросы палеогеографии четвертичного периода острова Сахалина. – В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М., "Наука", 1972, с. 243–248.

Алексеев М.Н. Антропоген Восточной Азии. Автореф. докт. дис. М., 1975. 59 с.

Алексеев М.Н., Ахметьев М.А., Голубева Л.В., ПевзнерМ.А. Новые данные о возрасте платобазальтов совгаванской свиты Восточного Сихотэ-Алиня. – "Изв. АН СССР. Серия геол.", 1975, № 5, с. 34–46.

Алексеев М.Н., Голубева Л.В. Новые данные по стратиграфии плейстоцена Южного Приморья. – В кн.: Стратиграфия, палеогеография и литогенез антропогена Евразии. М., "Наука", 1973, с. 12–34.

Алексеев М.А., Кинд Н.В., Матвеева О.В., Троицкий С.Л. Новые данные по абсолютной хронологии верхнего плейстоцена и голоцена Сибири. – "Докл. АН СССР", 1965, т. 160, № 5, с. 1147–1150.

Анерт А.А. Богатства недр Дальнего Востока. Хабаровск – Владивосток, "Книжное дело", 1928. 932 с.

АрмандД.Л., Добрынин Б.Ф., Ефремов Ю.К., Зиман Л.Я., Мурзаев Э.М., Спрыгина Л.И. Зарубежная Азия. М., Госучпедгиз, 1956. 608 с.

Арсеньев В.К. Ледниковый период и первобытное население Восточной Сибири. – "Зап. Владивост. отд. ГРГО", 1929, т. 3(20), вып. 2, с. 273–296.

Архипов С.А. Четвертичный период в Западной Сибири. Новосибирск, "Наука", 1971. 332 с.

Архипов С.А., Волкова В.С., Гольберт А.В., Гудина В.И., Сакс В.Н., Троицкий С.Л. К палеогеографии четвертичного периода в Западной Сибири. Критика основных положений антигляциализма. – В кн.: Известия Новосибирского отделения Геогр. о-ва СССР. Вып. 5. Новосибирск, "Наука", 1971, с. 7–36.

Арчиков Е.И. Влияние склоновых процессов на развитие берегов закрытых и полузакрытых бухт дальневосточных морей. Автореф. канд. дис. Владивосток, 1970. 26 с.

Ахметьев М.А. Новые данные о стратиграфии миоценовых отложений Северо-Восточного Сихотэ-Алиня. – "Сов. геология", 1965, № 4, с. 133–135.

Баженов Б.П. К вопросу о древних оледенениях в бассейне р. Зея. – "Сборник статей ВЗПИ", 1954, вып. 6, с. 33–39.

Барановская З. К вопросу о колебаниях береговой линии Амурского залива. – "Изв. ВГО", 1934, т. 66, вып. 6, с. 839–843.

Берсенев И.И. Основные черты геологического строения, верхнемеловая и кайнозойская история геологического развития Южного Приморья. Автореф. канд. дис. М., 1956. 27 с.

Берсенев И.И. Стратиграфия четвертичных отложений Приморья. – "Информ. сборник ПГУ", 1963_1, № 4, с. 37–43.

Берсенев И.И. Основные черты тектоники Приморского края. – В кн.: Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963_2, с. 405–422.

Берсенев И.И., Морозова В.Ф., Салун С.А., Соколова П.Н., Сохин Е.К. Новые данные по стратиграфии аллювиальных, озерно-аллювиальных и озерных четвертичных отложений Приморья и Среднего Приамурья. – "Сов. геология", 1962, № 9, с. 78–86.

Берсенев И.И., Сохин В.К. Четвертичные отложения. – В кн.: Геология СССР. Т. 32. Приморский край. Ч. 1. Геологическое описание. М., "Недра", 1969, с. 373–395.

Берсенев И.И., Устиновский Ю.Б., Неволина С.И., Бурьянова И.З. Неогеновая система. – В кн.: Геология СССР. Т. 32. Приморский край. Ч. 1. Геологическое описание. М., "Недра", 1969, с. 351–367.

Беспалый В.Г., Зданская Г.Г., Соловьев В.В. Стратиграфия четвертичных отложений Сахалина и сопредельных районов материка по данным спорово-пыльцевого анализа. – В кн.: Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии. М., "Недра", 1967, с. 208–229.

Билибин Ю.А. Основы геологии россыпей. М., Изд-во АН СССР, 1956. 463 с.

Бойцов М.Н. Мерзлотный (криогенный) рельеф. – В кн.: Методическое руководство по геоморфологическим исследованиям. Л., "Недра", 1972, с. 169–191.

Болотникова М.Д. Пыльца и споры из палеогеновых и неогеновых отложений южной части Дальнего Востока. – Автореф. канд. дис. Владивосток – Новосибирск, 1970. 36 с.

Ботвинкина Л.Н. Слоистость осадочных пород. М., Изд-во АН СССР, 1962. 544 с.

Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Евтеева И.С., Лупикина Е.Г. Стратиграфия четвертичных отложений и оледенения Камчатки. М., "Наука", 1968. 327 с.

Бровко П.Ф., Задкова И.И., Фурсенко К.Б. О развитии приморских озер Сахалина в голоцене. – В кн.: История озер в голоцене. Л., "Наука". 1975, с. 179–186.

Буданов В.И. О поднятии берегов Приморья. – "Труды Ин-та океанологии АН СССР", 1951, т. 6, с. 83–87.

Буркар Ж. Изменение уровня базиса эрозии и развитие аллювиальных террас. – В кн.: Вопросы климатической и структурной геоморфологии. М., ИЛ, 1959, с. 99–112.

Бушинский Г.И. Апатит, фосфорит, вивианит. М., Изд-во АН СССР, 1952. 91 с.

Вальтер Г. Растительность земного шара. Эколого-физиологическая характеристика. Т. 2. М., "Прогресс", 1974. 424 с.

Варфоломеева Э.П. Древнее оледенение хребта Тардоки-Яни (Северный Сихотэ-Алинь). – "Изв. ВГО СССР", 1957, т. 89, вып. 6, с. 542–548.

Васильев Б.И., Репечка М.А., Караулова Л.П. О скорости осадконакопления голоценовых отложений в северо-западной и центральной частях Японского моря. – В кн.: Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток, 1973, с. 124–128.

Васьковский А.П. Спорово-пыльцевые спектры современных растительных сообществ Крайнего Северо-Востока СССР и их значение для восстановления четвертичной растительности. – В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 11. Магадан, 1957, с. 130–178.

Векшина В.П., Царько Е.И. Комплексы диатомовых водорослей четвертичных отложений Приморья. – В кн.: Вопросы геологии северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1966, с. 61–62.

Витвицкий Г.Н. Климат Японии. М., Географгиз, 1954. 176 с.

Владимиров А.Т. Морфология и эволюция лагунного берега острова Сахалина. – "Труды Ин-та океанологии АН СССР", 1961, т. 48, с. 145–171.

Власов Г.М. Третичные отложения Сихотэ-Алиня. – Автореф. канд. дис. Владивосток – Москва, 1949. 27 с.

Власов Г.М. Движение береговой линии залива Петра Великого в четвертичное время. – В кн.: Вопросы географии Дальнего Востока. Вып. 3. Хабаровск, 1957, с. 102–115.

Власов Г.М. Об изменениях климата в палеогеновое и неогеновое время на территории Дальнего Востока. – "Докл. АН СССР", 1964, т. 157, № 3, с. 589–592.

Волкова В.С. Верхнеплиоценовые и нижнечетвертичные отложения юга Западной Сибири. – В кн.: Кайнозойские флоры Сибири по палинологическим данным. Новосибирск, "Наука", 1971, с. 61–93.

Воскресенский С.С. Динамическая геоморфология. Формирование склонов. Изд-во МГУ, 1971. 230 с.

Втюрин Б.И. О некоторых геоморфологических терминах в геокриологии. – В кн.: Материалы к основам учения о мерзлых зонах земной коры. Вып. 3. М., Изд-во АН СССР, 1956, с. 126–134.

Внучков В.А., Горбатов А.И., Яблоков К.В. Условия формирования морских отложений в прибрежной части шельфа Японского моря (Приморье). – В кн.: Проблемы геологии шельфа. М., "Наука", 1975, с. 132–137.

Внучков В.А., Каплин П.А., Шлюков А.И. Древние береговые линии на шельфе Японского моря. – "Докл. АН СССР", 1976, т. 228, № 4, с. 914–916.

Гальцев-Безюк С.Д. О соединении Сахалина с материком и о. Хоккайдо в четвертичное время. – "Изв. АН СССР. Серия геогр.", 1964, № 1, с. 56–61.

Гальцев-Безюк С.Д., Полунин Г.В. О нижней границе четвертичной системы на Сахалине. – В кн.: Природные ресурсы Сахалина, их охрана и использование. Южно-Сахалинск, 1975, с. 83–93.

Ганешин Г.С. Геоморфология Приморья. Л., Госгеолтехиздат, 1957. 135 с. (Труды ВСЕГЕИ, т. 4).

Ганешин Г.С. О причинах речных перехватов в хребте Сихотэ-Алинь. – "Изв. ВГО", 1958, т. 90, вып. 4, с. 363–366.

Ганешин Г.С. Четвертичное оледенение Сихотэ-Алиня. – В кн.: Материалы ВСЕГЕИ. Новая серия. Четвертичная геология и геоморфология, 1959, вып. 2, с. 132–146.

Ганешин Г.С. Стратиграфия верхнетретичных и четвертичных отложений Сихотэ-Алиня и Приморья. – В кн.: Материалы совещания по изучению четвертичного периода. Т. 3. М., Гостоптехиздат, 1961, с. 311–317.

Ганешин Г.С., Жамойда А.И. Конуса выноса на Сихотэ-Алине. – "Информ. сб. ВСЕГЕИ", 1956, № 3, с. 16–18.

Ганешин Г.С., Смирнов А.М. К стратиграфии четвертичных отложений Приморского края и прилегающих территорий. – "Геол. и геофиз.", 1960, № 5, с. 28–39.

Геологическое развитие Японских островов. М., "Мир", 1968. 720 с.

Гершанович Д.Е. Особенности современного глубоководного осадкообразования в северной половине Японского моря. – "Метеорология и гидрология", 1951, № 11, с. 36–41.

Гершанович Д.Е., Забелина Э.К. Геоморфологические и литологические исследования аккумулятивного берега Охотского моря в районе Охотска. – "Труды Гос. океаногр. ин-та", 1957, вып. 34, с. 93–141.

Гильше А. Колебания уровня моря в плейстоцене и голоцене. – В кн.: Четвертичное оледенение Земли. М., "Мир", 1974, с.186–221.

Гитерман Р.Е. Этапы развития четвертичной растительности Якутии и их значение для стратиграфии. М., Изд-во АН СССР, 1963. 191 с. (Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 78).

Гитерман Р.Е., Голубева Л.В., Заклинская Е.Д., Коренева Е.В., Матвеева О.В., Скиба Л.Н. Основные этапы развития растительности Северной Азии в антропогене. М., "Наука", 1968. 251 с.

Гитерман Р.Е., Петров О.М., Хорева И.М. Морские верхнеплиоценовые и нижнечетвертичные отложения Восточной Камчатки. – В кн.: Кайнозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1975, с. 105–108.

Голубева Л.В. О влиянии верхнеплейстоценового оледенения на развитие растительности южной части Приморского края. – В кн.: Палинология плейстоцена. М., "Наука", 1972, с. 143–165.

Горецкий Г.И. Аллювий великих антропогеновых прарек Русской равнины. М., "Наука", 1964. 415 с.

Гричук В.П. Опыт характеристики состава пыльцы в современных отложениях различных растительных зон европейской части СССР. – "Проблемы физ. географии", 1942, вып. 11, с. 101–130.

Гричук В.П. Опыт реконструкции некоторых элементов климата северного полушария в атлантический период голоцена. – В кн.: Голоцен. М., "Наука", 1969, с. 47–51.

Гричук В.П. Изменение типа флоры как основание для установления положения границы плиоцена и плейстоцена. – В кн.: Граница между неогеном и четвертичной системой. III Междунар. коллоквиум. М., "Наука", 1972, с. 74–82.

Гричук В.П., Хей Р.В., Венцо С. Отчет подкомиссии ИНКВА по плиоцен-плейстоценовой границе. – В кн.: Научные итоги VI конгресса ИНКВА. М., "Наука", 1964, с. 12–18.

Гричук М.П. Результаты палеоботанического изучения четвертичных отложений Приангарья. – В кн.: Ледниковый период на территории европейской части СССР и Сибири. Изд-во МГУ, 1959, с. 442–497.

Гричук М.П. Вопросы изучения истории растительного покрова в Сибири в четвертичное время. – В кн.: Четвертичный период Сибири. М., "Наука", 1966, с. 299–308.

Громов В.И., Алексеев М.Н., Вангенгейм Э.Н., Кинд Н.В., Никифорова К.В., Равский Э.И. Схема корреляции антропогеновых отложений Северной Евразии. – В кн.: Корреляция антропогеновых отложений Северной Евразии. М., "Наука", 1965, с. 5–33.

Громов В.И., Никифорова К.В. Граница между неогеном и антропогеном (четвертичным периодом). – В кн.: Граница третичного и четвертичного периодов. М., "Наука", 1968, с. 9–16.

Громов В.И., Краснов И.И., Никифорова К.В., Шанцер Е.В. Схема подразделения антропогена. – "Бюл. комиссии по изучению четвертичного периода", 1969, № 36, с. 41–55.

Дегтяренко Ю.П. Древнее оледенение Корякской горной страны. – "Труды ВСЕГЕИ. Новая серия", 1961, т. 64, с. 135–140.

Денисов Е.П. К вопросу об образовании низменных берегов Южного Приморья. – "Сообщ. Дальневост. филиала СО АН СССР", 1959, вып. 10, с. 246–248.

Денисов Е.П. О возрасте покровных базальтов Южного Приморья. – "Докл. АН СССР", 1960, т. 136, № 1, с. 167–168.

Денисов Е.П. Новейшая тектоника и позднекайнозойский вулканизм Южного Приморья и прилегающих областей. Владивосток, Дальневост. кн. изд-во, 1965_1. 82 с.

Денисов Е.П. К вопросу об оледенении Северной Кореи. – "Записки Приморского филиала ГО СССР", 1965_2, I(XX1У), с. 113–114.

Денисов Е.П., Берсенев И.И. Позднекайнозойские базальты и проблема неоген-четвертичной границы в Приморье и Приамурье. – В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М., "Наука", 1972, с. 248–251.

Доронина Ю.А. Очерк растительности бассейна р. Уды. – В кн.: Комаровские чтения. Вып. 14. Владивосток, 1967, с. 43–58.

Дылис Н.В., Виппер П.В. Леса западного склона Среднего Сихотэ-Алиня. М., Изд-во АН СССР, 1953. 304 с.

Евсеев Г.А. Донные отложения залива Восток (Японское море) и их стратиграфия по фауне двухстворчатых моллюсков. – В кн.: Вопросы геоморфологии и четвертичной геологии юга Дальнего Востока. Владивосток, 1975, с. 144–156.

Животовская А.И. О бурых глинах Южного Приморья и третично-четвертичной границе. – В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири и Дальнего Востока. Ч. 1. М., Гостоптехиздат, 1956_1, с. 74–88. (Матер. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 15).

Животовская А.И. О лёссовидных породах в Уссурийской равнине. – В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири и Дальнего Востока. Ч. 1. М., Гостоптехиздат, 1956_2, с. 89–93. (Матер. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 15).

Журкина В.В. Первые данные о диатомовых водорослях озера лагунного типа Приморского края (Дальний Восток). – В кн.: Новости систематики низших растений. М.–Л., "Наука", 1972, с. 17–19.

Задкова И.И., Орлова Л.А., Рыбаков В.Ф., Тарасевич Ю.Н., Фурсенко К.Б. К истории геологического развития лагуны Буссе и прилегающих озер в четвертичное время (о. Сахалин). – В кн.: Плейстоцен Сибири и смежных областей. М., "Наука", 1973, с. 124–129.

Заморуев В.В., Сей И.И. О древнем оледенении Верхне-Зейской депрессии и хребта Тукурингра-Джагды. – "Изв. АН СССР. Серия геогр.", 1963, № 6, с. 76–80.

Зенкович В.П. Основы учения о развитии морских берегов. М., Изд-во АН СССР, 1962. 711 с.

Иванов Д.В. Основные черты орогеологического строения хребта Сихотэ-Алинь. – "Зап. Приамур. отд. Русск. геогр. о-ва", 1897, т. 1, вып. 3, с. 5–94.

Иванов П.В. Метод количественной характеристики формы продольного профиля. – "Изв. ВГО", 1951, вып. 6, с. 585–594.

Ивашинников Ю.К. Новые данные о геоморфологии побережья Юго-Восточного Приморья. – "Информ. сб. Приморского геол. упр.", 1971, № 7, с. 156–158.

Ивашинников Ю.К., Короткий А.М. О значении эолового переноса в формировании аккумулятивного рельефа Приморья. – В кн.: География и палеогеография климоморфогенеза. Владивосток, 1976, с. 73–79.

Ионин А.С., Каплин П.А., Леонтьев О.К., Медведев В.С., Никифоров Л.Г., Павлидис Ю.А., Щербаков Ф.А. Особенности формирования рельефа и современных осадков прибрежной зоны дальневосточных морей СССР. М., "Наука", 1971. 181 с.

Исполинов В.А., Мусихин Э.Н. Геологическое строение верхнего течения р. Джаусы. Тезисы докладов УП геол. конф. Вып. 1. Хабаровск, 1967, с. 25–27.

Казакова Н.М. Некоторые данные о древнем оледенении Китая. – В кн.: Вопросы геоморфологии и палеогеоморфологии Азии. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 243–255.

Камчатка, Курильские и Командорские острова. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М., "Наука", 1974. 437 с. Авт.: И.В.Мелекесцев, О.А.Брайцева, Э.Н.Эрлих, А.Е.Шанцер, А.И.Челебаева, Е.Г.Лупикина, И.А.Егорова, Н.Н.Кожемяка.

Капица А.А. О возрасте базальтов Советской Гавани и острова Сахалина. – В кн.: Геология, геоморфология, полезные ископаемые Приамурья. Хабаровск, 1961, с. 90–96.

Каплин П.А. Новейшая история побережий Мирового океана. Изд-во МГУ, 1973. 266 с.

Каплина Т.Н. Криогенные склоновые процессы. М., "Наука", 1965. 296 с.

Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Стратиграфия плейстоценовых отложений низовий рек Иртыша и Тобола. – В кн.: Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии. М., "Недра", 1966, с. 82–134. (Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 145, вып. 6).

Карасев М.С. Новые данные по палеогеографии Юго-Западного Приморья в верхнем миоцене – плиоцене. – "Сообш. Дальневост. филиала СО АН СССР", 1963, вып. 20, с. 35–40.

Караулова Л.П. Основные палинологические комплексы плейстоценовых и голоценовых отложений Приморья. – В кн.: Стратиграфия, палеогеография и литогенез антропогена Евразии. М., "Наука", 1973, с.133–143.

Караулова Л.П. Палинологическое обоснование стратиграфии плейстоценовых и голоценовых отложений Приморья. Автореф. канд. дис. М., 1974. 25 с.

Караулова Л.П., Назаренко Е.М., Федорова Л.А. К вопросу о роли видового определения берез при интерпретации спорово-пыльцевых спектров. – В кн.: Вопросы геологии и океанологии советского сектора Тихоокеанского подвижного пояса. Владивосток, 1968, с. 70–74.

Караулова Л.П., Назаренко Е.М. К характеристике климата Приморья в антропогене по данным спорово-пыльцевого анализа. – В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М., "Наука", 1972, с.388–392.

Караулова Л.П., Короткий А.М., Царько Е.И. Морской голоцен Приморья. – В кн.: Палинология голоцена и маринопалинология. М., "Наука", 1973, с. 137–141.

Карлстрем Т.Н.В. История оледенения Аляски и ее значение для теории палеоклимата. – В кн.: Солнечная активность и изменения климата. Л., Гидрометеоиздат, 1966, с. 119–176.

Каррей Дж. Позднечетвертичная история материковых шельфов в США. – В кн.: Четвертичный период в США. Т. 1. М., "Мир", 1968, с. 451–472.

Карташов И.П. Основные закономерности геологической деятельности рек горных стран. М., "Наука", 1972. 184 с.

Карташова Г.Г. Спорово-пыльцевые спектры современных отложений в бассейне реки Олы (северное побережье Охотского моря). – В кн.: Спорово-пыльцевой анализ при геоморфологических исследованиях. Изд-во МГУ, 1971, с. 90–106.

Карягин П.М., Левинтов М.Е., Чернюк А.В. О времени и условиях образования конусов выноса на Сихотэ-Алине. М., 1808–74 деп., 1974. 7 с.

Кинг Л. Морфология Земли. Изучение и синтез сведений о рельефе Земли. М., "Прогресс", 1967. 560 с.

Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М., "Наука", 1974. 256 с.

Клопотовская Н.Б. Основные закономерности формирования спорово-пыльцевых спектров в горных районах Кавказа. Тбилиси, "Мецниереба", 1973. 186 с.

Колбин М.Ф. О следах оледенения на Самурском хребте (Приморский край). – "Сообш. Дальневост. филиала СО АН СССР", 1960, вып.12, с. 150–151.

Колесников Б.П. Вечная мерзлота на Сихотэ-Алине. – "Вест. ДВФ АН", 1939, № 33(1), с. 85–95.

Колесников Б.П. Растительность. – В кн.: Дальний Восток. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 183–246.

Колесников Б.П. Высокогорная растительность Среднего Сихотэ-Алиня. Владивосток, 1969. 108 с.

Колосов Д.М. Проблемы древнего оледенения Северо-Востока СССР.– "Труды горногеологического управления Главсевморпути", 1947, вып. 19, с. 75–98.

Коренева Е.В. Спорово-пыльцевой анализ донных отложений Охотского моря. – В кн.: Геологические исследования в дальневосточных морях. М., "Наука", 1957, с. 221–251. (Труды Ин-та океанологии, т. 22).

Короткий А.М. О явлении перестройки плана гидрографической сети в Сихотэ-Алине. – В кн.: Вопросы геологии и океанологии советского сектора Тихоокеанского подвижного пояса. Владивосток, 1968_1, с. 37–42.

Короткий А.М. О развитии четвертичных оледенений в Сихотэ-Алине.– В кн.: Вопросы геологии и океанологии советского сектора Тихоокеанского подвижного пояса. Владивосток, 1968_2, с. 32–37.

Короткий А.М. Корреляция современного рельефа и осадков для целей палеогеоморфологии. Владивосток, 1970. 168 с.

Короткий А.М. К четвертичной истории развития рельефа Сихотэ-Алиня и Юго-Западного Приморья. – В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М., "Наука", 1972_1, с. 316–321.

Короткий А.М. Восточно-Маньчжурская и Сихотэ-Алинская эпигеосинклинальные горные сооружения, Западно- и Южно-Приморская группа межгорных и внутригорных впадин. – В кн.: История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Юг Дальнего Востока. М., "Наука", 1972_2, с. 264–304.

Короткий А.М. Колебания уровня Японского моря и древние береговые линии на его шельфе (северо-западный сектор). – В кн.: Проблемы геологии шельфа, М., "Наука", 1975_1, с. 117–122.

Короткий А.М. Следы криогенных явлений в четвертичных отложениях Южного Приморья. – В кн.: Вопросы геоморфологии и четвертичной геологии юга Дальнего Востока СССР. Владивосток, 1975_2, с. 131–138.

Короткий А.М. Геоморфологические условия формирования осадков в зоне Южного Приморья. – В кн.: Структурно-геоморфологические исследования в Сибири и на Дальнем Востоке. М., "Наука", 1975_3, с. 95–105.

Короткий А.М. Мерзлотные и нивационные образования в вершинном поясе Сихотэ-Алиня. – В кн.: Климатическая геоморфология Дальнего Востока. Владивосток, 1976_1, с. 100–123.

Короткий А.М. Следы позднечетвертичных морских трансгрессий в рельефе береговой зоны Приморья. – В кн.: Рельеф и рыхлые отложения Приморья и Приамурья. Владивосток, 1976_2, с. 63–75.

Короткий А.М., Демидова Т.И. Новые данные о возрасте подбазальтовых отложений м. Поворотного (Юго-Восточное Приморье). – В кн.: Стратиграфия кайнозойских отложений Дальнего Востока. Владивосток, 1977, с. 81–87.

Короткий А.М., Караулова Л.П. К истории развития Ханкайской котловины в позднем кайнозое. – В кн.: Вопросы геологии, геохимии и металлогении северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970, с. 27–31.

Короткий А.М., Караулова Л.П. Новые данные по стратиграфии четвертичных отложений Приморья. – В кн.: Вопросы геоморфологии и четвертичной геологии юга Дальнего Востока. Владивосток, 1975, с. 79–110.

Короткий А.М., Караулова Л.П. Радиоуглеродный (C^{14}) контроль четвертичной стратиграфии Приморья. – В кн.: Геоморфология и четвертичная геология Дальнего Востока. Владивосток, 1976, с. 98–111.

Короткий А.М., Караулова Л.П., Пушкарь В.С. Климат и колебания вертикальных ландшафтных зон Сихотэ-Алиня в голоцене. – В кн.: Геоморфология и четвертичная геология Дальнего Востока. Владивосток, 1976_1, с. 112–130.

Короткий А.М., Караулова Л.П., Пушкарь В.С., Троицкая Т.С. К характеристике нижнеголоценовых морских отложений южноприморского шельфа (северо-западный сектор Японского моря). – В кн.: Рельеф и рыхлые отложения Приморья и Приамурья. Владивосток, 1976_2, с. 82–97.

Короткий А.М., Караулова Л.П., Фирсов Л.В., Панычев В.А., Орлова Л.Н. К стратиграфии осадков голоцена Южного Приморья по данным радиоуглеродного анализа. – В кн.: Комплексные исследования шельфа. Владивосток, 1972, с. 32–36.

Короткий А.М., Китаев И.В., Михайлова Н.А., Горчаков А.М. К литологической характеристике современных осадков озера Ханка. – В кн.: Осадочные формации нефтегазоносных областей Дальнего Востока. Владивосток, 1975, с. 78–96.

Короткий А.А., Никольская В.В., Скрыльник Г.П. Сходство и различие в общем и частном морфолитогенезе в условиях муссонного и континентального климата Дальнего Востока. – В кн.: Климатическая геоморфология Дальнего Востока. Владивосток, 1976, с. 124–138.

Короткий А.М., Никольская В.В., Скрыльник Г.П. Пространственно-временные закономерности осыпного и курумового морфолитогенеза в условиях муссонного и континентального климата Дальнего Востока. – В кн.: Локальные контрасты в геосистемах. Владивосток, 1977, с.122–134.

Короткий А.М., Никонова Р.И. К вопросу об истории формирования долин рек Улахе, Даубихе, Шетухе. – В кн.: Вопросы геоморфологии и морфотектоники южной части Дальнего Востока. Владивосток, 1965, с. 123–126.

Короткий А.М., Никонова Р.И., Пода Б.П. Условия формирования "бурых" суглинков и глин Приморья. – В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М., "Наука", 1972, с. 57–63.

Короткий А.М., Троицкая Т.С., Караулова Л.П., Царько Е.И. О позднеголоценовой регрессии Японского моря . – В кн.: Рельеф и рыхлые отложения Приморья и Приамурья. Владивосток, 1976, с. 126–135.

Короткий А.М., Шахгельдян И.Г. Генетические типы четвертичных отложений северо-западной части Японского моря (побережье и шельф). – В кн.: Материалы второй научно-технической конференции Дальморниипроекта. Ч. 1. Владивосток, 1971, с. 282–293.

Костенко Н.П. Формирование и строение горного аллювия рек Средней Азии. – В кн.: Четвертичный период Сибири. М., "Наука", 1966, с. 400–417.

Костицина Р.П., Полещук В.П., Стрижкова А.И., Юдина Е.В. Спорово-пыльцевая характеристика и вопросы стратиграфического расчленения четвертичных отложений центральных районов Западной Сибири. – В кн.: Четвертичный период Сибири. М., "Наука", 1966, с. 309–318.

Крапивнер Р.Б. К вопросу о колебаниях уровня Японского моря в четвертичное время. – В кн.: Проблемы геологии шельфа. М., "Наука", 1975, с. 109–116.

Краснов И.И., Никифорова И.К. Схема стратиграфии четвертичной (антропогеновой) системы СССР, уточненная по материалам последних

лет. Тезисы докладов советских ученых к IX конгрессу ИНКВА (Новая Зеландия, 1973 г.). М., 1973, с. 26–27.

Кривулин К.П., Лукьянова С.А., Соловьева Г.Д. К вопросу о развитии шельфа побережья Приморья. – В кн.: География и геоморфология шельфа. Владивосток, 1975, с. 65–67.

Криштофович А.Н. Геологический обзор стран Дальнего Востока. Л.-М., Госгеолиздат, 1932. 332 с.

Кудров В.Ф. Оползни базальтов в нижнем течении р. Кангауз и Шитухе Приморского края. – "Информ. сборник ПГУ", Владивосток, 1971, № 7, с. 154–155.

Кулаков А.П. Четвертичные береговые линии Охотского и Японского морей. Новосибирск, "Наука", 1973. 183 с.

Кулаков А.П., Короткий А.М., Худяков Г.И., Никонова Р.И., Денисов Е.П., Красулев О.Н., Караулова Л.П., Назаренко Е.М., Пода Б.П. Основные проблемы четвертичной геологии и палеогеографии Приморья и Приамурья. – В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М., "Наука", 1972, с. 24–30.

Кулаков А.П., Назаренко Е.М., Пушкарь В.С. О следах четвертичных морских трансгрессий в Северо-Западном Приохотье. – В кн.: Вопросы геоморфологии и четвертичной геологии юга Дальнего Востока. Владивосток, 1975, с. 118–130.

Кулаков А.П., Пушкарь В.С. Материковая окраина Дальнего Востока в антропогене (главные черты развития). – В кн.: Рельеф и рыхлые отложения Приморья и Приамурья. Владивосток, 1976, с. 41–42.

Куренцов А.И. В горах Тачин-Гуана. Владивосток, 1951. 205 с.

Куренцов А.И. О вторичных сукцессиях в энтомофауне хвойных лесов и субальпийского пояса Дальнего Востока. – В кн.: Биологические ресурсы суши севера Дальнего Востока. Т. II. Владивосток, 1972, с. 221–232.

Куренцова Г.А. Растительность Приханкайской равнины и окружающих ее предгорий. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1962. 139 с.

Куренцова Г.А. Естественные и антропогенные смены растительности Приморья и Южного Приамурья. Новосибирск, "Наука", 1973. 231 с.

Курносов В.Б., Короткий А.М. Глинистые минералы в современных осадках оз. Ханка. – "Литология и полезные ископаемые", 1976, №4, с. 3–11.

Кухаренко А.А. Минералогия россыпей. М., Госгеолтехиздат, 1961. 319 с.

Кухаренко Л.А. К флоре водорослей и высших водных растений оз. Дорицине. – В кн.: Споровые растения советского Дальнего Востока. Владивосток, 1974, с. 29–35.

Лаврушин Ю.А., Девирц А.Л., Гитерман Р.Е., Маркова Н.Г. Первые данные по абсолютной хронологии основных событий голоцена Северо-Востока СССР. – "Бюл. комис. по изучению четверт. периода", 1963, № 28, с. 112–126.

Ламакин В.В. О динамической классификации речных отложений. – "Землеведение. Нов. серия", 1950, т. 3, с. 161–168.

Лебедева Н.А. Геоморфология, неоген-четвертичные отложения и неотектоника западной части Южного Приморья (Приханкайский район). – "Бюл. комис. по изучению четверт. периода", 1957, № 13, с. 221–227.

Лебедев В.Г. Основные проблемы геоморфологии Восточного Китая. Изд-во Саратовского ун-та, 1964. 338 с.

Линдберг Г.У. Фауна рыб Японского моря и ее история развития. Тезисы докладов диссертаций. Л., Изд-во АН СССР, 1937, с. 1–4.

Линдберг Г.У. Крупные планетарные колебания уровня океана и палеогеография четвертичного периода. – В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., "Наука", 1965, с. 135–142.

Ли Сы-гуан. Геология Китая. М., ИЛ, 1952, с. 519.

Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М., "Наука", 1964. 195 с.

Логинова И.Э. Условия формирования рельефа и рыхлых отложений севера Амуро-Зейской равнины в кайнозое (по данным литолого-минералогических исследований). Автореф. канд. дис. М., 1972. 26 с.

Ложкин А.В. Плиоценовые отложения в верховьях р. Индигирки. – В кн.: Кайнозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1975, с. 121-125.

Ложкин А.В. Растительность Западной Берингии в позднем плейстоцене и голоцене. – В кн.: Берингия в кайнозое. Владивосток, 1976_1, с.72-77.

Ложкин А.В. Развитие растительности Северо-Востока в среднечетвертичное время. – В кн.: Геоморфология и четвертичная геология Дальнего Востока. Владивосток, 1976_2, с. 88-97.

Ложкин А.В., Носов В.В. Новые радиоуглеродные определения абсолютного возраста голоценовых отложений Северо-Востока. – "Колыма", 1968, № 4, с. 34-35.

Лукашев К.И. Генетические типы и фации антропогеновых отложений. Минск, Изд-во АН БССР, 1960. 368 с.

Лымарев В.И. Некоторые данные по геоморфологии и вертикальным движениям берегов Уссурийского залива в Японском море. – В кн.: Развитие морских берегов в условиях колебательных движений земной коры. Таллин, "Валгус", 1966, с. 138-144.

Малеев Е.Ф. О суйфунской свите и возрасте базальтов Южного Приморья. – "Изв. АН СССР. Серия геол.", 1957, № 8, с. 86-92.

Манько Ю.И. Пихтово-еловые леса Северного Сихотэ-Алиня. Естественное возобновление, строение и развитие. Л., "Наука", 1967. 244 с.

Марков Ю.Д., Евсеев Г.А., Караулова Л.П., Троицкая Т.С., Царько Е.И., Чернобровкина Е.И. Голоценовые и верхнеплейстоценовые отложения Уссурийского залива. – В кн.: Геология окраинных морей Тихого океана. Т. 7. Владивосток, 1975, с. 127-143.

Марков К.К., Лазуков Г.И., Николаев В.А. Четвертичный период (ледниковый период – антропогеновый период). Т. 1. Территория СССР. Изд-во МГУ, 1965. 372 с.

Марков К.К., Суетова А.И. Эвстатические колебания уровня океана. – В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., "Наука", 1965, с. 143-146.

Материков М.П. Россыпи оловянного камня в районе хребта Сихотэ-Алиня. – "Сов. геология", 1947, № 26, с. 110-114.

Махова Ю.В. Спорово-пыльцевые спектры современного аллювия рек бассейна Среднего Амура. – В кн.: Спорово-пыльцевой анализ при геоморфологических исследованиях. Изд-во МГУ, 1971, с. 33-48.

Медведев В.В. Геологическое строение и угленосность Майхинской кайнозойской впадины в Южном Приморье. – "Сов. геология", 1966, № 10, с. 26-38.

Медведев В.С. Берега Японского моря. – В кн.: Основные черты геологии и гидрологии Японского моря. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 35-101.

Медведев В.С., Долотов Ю.С., Щербаков Ф.А. Некоторые черты строения берегов Южного Приморья. – "Труды Ин-та океанологии", 1961, т. 48, с. 121-144.

Меннер В.В. Ранг, объем, подразделение и нижняя граница антропогена (квартера). – В кн.: Граница третичного и четвертичного периодов. М., "Наука", 1968, с. 5-8.

Меннер В.В. К вопросу о нижней границе антропогена. – В кн.: Сборник докладов II Междунар. коллоквиума по проблеме "Граница между неогеном и четвертичной системой". М., "Наука", 1972, с. 170-177.

Меннер В.В., Никифорова К.В., Певзнер М.А., АлексеевМ.Н., Гладенков Ю.Б., Гурарий Г.З., Трубихин В.М. Палеомагнетизм в детальной стратиграфии верхнего кайнозоя. – "Изв. АН СССР. Серия геол.", 1972, № 6, с. 3-17.

Мернер Н.А. Положение уровня океана в период интерстадиала, около 30 тыс. лет назад, с климатогляциологической точки зрения. – В кн.: Четвертичное оледенение Земли. М., "Мир", 1974, с. 166-186.

Минкина Ц.И., Федорова Р.В. Смена лесов и история развития торфяников Дальневосточного края по данным ископаемой древесной пыльцы.– "Сов. ботаника", 1936, № 4, с. 17-24.

Моисеева А.И. Атлас неогеновых диатомовых водорослей Приморского края. Л., "Недра", 1971. 152 с.

Мордовин А.М., Сохина Э.Н. Некоторые особенности формирования озер юго-западной части Удыль-Кизинской низменности. – В кн.: Геоморфологические, ландшафтные и биогеохимические исследования в Приамурье. М., "Наука", 1968, с. 31-39.

Морозова В.Ф., Вихлянцев В.В. Стратиграфическое расчленение кайнозойских отложений Эворono-Чукчагирской депрессии на основе палеоботанических данных. – В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., "Наука", 1965, с. 116-123.

Москвитин А.И. Палеоклиматы плейстоцена Европы. – В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М., "Наука", 1972, с. 378-384.

Мушкетов Д.В. Геологическое описание района Сучанской железной дороги. – "Изв. геол. комиссии", 1910, т.29, № 5-6, с. 465-480.

Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М., "Наука", 1974. 360 с.

Наливкин Д.В. Учение о фациях. Т. II. М., Изд-во АН СССР, 1955. 393 с.

Нейштадт М.И. История растительного покрова СССР в голоцене по данным пыльцевого анализа. – В кн.: Вопросы ботаники. Т. 2. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1954, с. 577-590.

Нейштадт М.И. К истории распространения монгольского дуба на территории СССР в голоцене. – "Труды Ин-та географии АН СССР", 1955, т. 68, с. 128-138.

Нейштадт М.И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М., Изд-во АН СССР, 1957. 394 с.

Нейштадт М.И. Введение. – В кн.: Голоцен. М., "Наука", 1969, с. 3-13.

Нехайчик В.П. Многолетние колебания уровня воды озера Ханка. Тезисы докладов X1 научной конференции ДВГУ. Ч. II. Естественные науки. Владивосток, 1966, с. 274-276.

Никифоров Л.Г. Послеледниковое эвстатическое повышение уровня океана и его значение для развития морских побережий. – В кн.: Колебания уровня Мирового океана и вопросы морской геоморфологии. М., "Наука", 1975, с. 12-40.

Никифорова К.В. Основные проблемы антропогена Северной Азии.– В кн.: Основные проблемы геологии антропогена Евразии. М., "Наука", 1969, с. 5-15.

Никифорова К.В. Состояние вопроса о границе между неогеном и четвертичной системой. – В кн.: Сборник докладов III Междунар. коллоквиума по проблеме "Граница между неогеном и четвертичной системой", М., 1972, с. 110-130.

Никифорова К.В. Нижняя граница четвертичной (антропогеновой) системы. – В кн.: Итоги науки. Стратиграфия. Палеонтология. Вып. 4. М., ВИНИТИ, 1973, с. 56-89.

Никольская В.В. О нахождении костей трогонтериевого слона в четвертичных отложениях юга советского Дальнего Востока. – В кн.: Проблемы физической географии. Вып. 18. М., Изд-во АН СССР, 1951, с. 224-228.

Никольская В.В. Некоторые данные по палеогеографии озера Ханка. – В кн.: Материалы по геоморфологии и палеогеографии. № 6. М., Изд-во АН СССР, 1952, с. 215-226. (Труды Ин-та географии АН СССР, вып. 51).

Никольская В.В. Морфоскульптура бассейна Амура. М., "Наука", 1972. 295 с.

Никольская В.В., Щербаков И.И. Признаки древнего оледенения хребта Тукурингра-Джагды. – "Изв. АН СССР. Серия геогр.", 1956, № 2, с. 58-65.

Никонова Р.И. Поверхности выравнивания в рельефе Южного Приморья. М., "Наука", 1966. 95 с.

Олейников А.В. О влиянии неогеновых базальтоидов на формирование рельефа в Среднем Сихотэ-Алине. – В кн.: Геоморфология и четвертичная геология Дальнего Востока. Владивосток, 1976, с. 71-79.

Олейников А.В., Короткий А.М., Караулова Л.П., Высочин В.И. К характеристике рельефа и осадков позднекайнозойских впадин Северного Сихотэ-Алиня. – В кн.: Региональная морфотектоника, геоморфология и четвертичная геология Дальнего Востока. Владивосток, 1977, с. 106-116.

Органова Н.М. К тектонике и неотектонике полуострова Трудного. – "Сообщ. Дальневост. филиала СО АН СССР", 1959, вып. 10, с. 225-229.

Павлов Н.В. Ботаническая география зарубежных стран. М., "Высшая школа", 1965. 302 с.

Пенк В. Морфологический анализ. М., Географгиз, 1961. 360 с.

Пермяков А.И. Особенности формирования спорово-пыльцевых спектров современных континентальных отложений (на примере бассейна р. Енисей). – "Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР", вып. 25, 1964, с. 82-91.

Петраченко Р.И. Вторичные кварциты, пропилиты и оруденение в мезозойских и кайнозойских эффузивах Приморья. Новосибирск, "Наука", 1974. 170 с.

Петров О.М. Геологическая история Берингова пролива в позднем кайнозое. – В кн.: Берингия в кайнозое. Владивосток, 1976, с. 28-31.

Плахотник В.Г. Строение и возраст совгаванской свиты к северу от широты бухты Кхущин. – "Изв. АН СССР. Серия геол.", 1959, № 2, с. 78-84.

Преображенский И.А. Побережье Японского моря (бухта Абрек – мыс Поворотный). Владивосток, 1927. 38 с. (Материалы по геологии и полезным ископаемым Дальнего Востока. № 51).

Пржевальский Н.М. Путешествие в Уссурийском крае. М., ОГИЗ-Географгиз, 1947. 310 с.

Пушкарь В.С., Короткий А.М. Палеогеографические условия осадконакопления в голоценовой лагуне залива Восток (на примере изучения диатомей). – В кн.: Вопросы геоморфологии и четвертичной геологии юга Дальнего Востока. Владивосток, 1975, с. 111-117.

Равский Э.И. Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М., "Наука", 1972. 336 с.

Равский Э.И., Александрова Л.П., Вангенгейм Э.А., Гербова В.Г., Голубева Л.В. Антропогеновые отложения Восточной Сибири. М., "Наука", 1964. 280 с.

Решения межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Дальнего Востока. М., Госгеолтехиздат, 1958. 51 с.

Решения 2-го Дальневосточного межведомственного стратиграфического совещания. Владивосток, 1965. Решение секции по четвертичной системе. Л., 1971, с. 85-98.

Рынков В.С. Условия формирования отложений одной из закрытых бухт Уссурийского залива и пути отображения инженерно-геологической информации. – В кн.: Комплексные исследования шельфа. Владивосток, 1972, с. 13-18.

Серс Поль. Климат и цивилизация. – В кн.: Изменения климата. М., ИЛ, 1958. 358 с.

Скворцов Б.В. Материалы по изучению водорослей Приморской области. Диатомовые водоросли оз. Ханка. – "Записки Южно-Уссур. отдела Гос. Русск. геогр. о-ва", 1929, вып. 3. 66 с.

Скиба Л.А. Нижний и средний эоплейстоцен. – В кн.: Основные этапы развития растительности Северной Азии в антропогене. М., "Наука", 1968, с. 15-32.

Скороход В.З. Основные черты геологического строения южной части советского Дальнего Востока. Владивосток, 1941.

Соловьев В.В. Коры выветривания базальтов Южного Приморья. – "Информ. сборник ВСЕГЕИ", 1959_1, вып. 15, с. 85-92.

Соловьев В.В. О голоценовой трансгрессии в Южном Приморье. – "Материалы ВСЕГЕИ. Новая серия", 1959_2, вып. 27, с. 193-197.

Соловьев В.В. Следы древнего оледенения и перигляциальных условий в Южном Приморье. – "Труды ВСЕГЕИ. Новая серия", 1961, т. 64, с. 141-149.

Соловьев В.В. Морские четвертичные отложения Приморского края. – "Труды ВСЕГЕИ. Новая серия", 1963, т. 90, вып. 5, с. 117-125.

Соловьев В.В. Проблема четвертичного оледенения Сихотэ-Алиня и Сахалина. – В кн.: Доклады по геоморфологии и палеогеографии Дальнего Востока. Л., 1964, с. 24-31.

Соловьев В.О. Стратиграфия четвертичных отложений бассейна реки Даубихе. – "Информ. сборник ПГУ". Владивосток, 1963, № 4, с. 29-35.

Сохин В.К. Происхождение "бурых глин" Приморья и Приамурья. – В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М., "Наука", 1972, с. 63-67.

Сохина Э.Н., Росликова В.И. О приуроченности основных почвенных разновидностей Приханкайской низменности к геоморфологическим поверхностям определенного генезиса и возраста. – В кн.: Геоморфология, ландшафтные и биогеохимические исследования в Приамурье. М., "Наука", 1968, с. 63-70.

Сочава В.Б. Тайга и гольцы Северного Сихотэ-Алиня. – "Уч. зап. Ленингр. пед. ин-та им. А.И.Герцена", 1946, т. 49, с. 126-163.

Справочник по климату СССР. Вып. 29. Л., Гидрометеоиздат, 1966. 217 с.

Суздальский О.В. Палеогеография арктических морей СССР в неогене и плейстоцене. Л., "Наука", 1976. 112 с.

Троицкая Т.С. Условия обитания и распределение фораминифер в Японском море (семейства Elphidiidae, Cassidulinidae и Islandiellidae). – В кн.: Общие вопросы изучения микрофауны Сибири и Дальнего Востока и других районов. М., "Наука", 1970, с. 136-160. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 71).

Троицкая Т.С. Распределение фораминифер в современном седиментационном бассейне Японского моря. – В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М., "Наука", 1972, с. 516-522.

Троицкая Т.С. Фораминиферы из голоценовых отложений побережья залива Петра Великого. – В кн.: Вопросы биогеографии и экологии фораминифер. Новосибирск, "Наука", 1973_1, с. 45-48. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 62).

Троицкая Т.С. Фораминиферы западного шельфа Японского моря и условия их обитания. – В кн.: Вопросы биогеографии и экологии фораминифер. Новосибирск, "Наука", 1973_2, с. 119–168.

Троицкая Т.С. Миграционная последовательность комплексов бентосных фораминифер в голоценовых осадках Амурского залива (Японское море). – В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом. Палеоэкологические проблемы. Новосибирск, "Наука", 1974, с. 30–40.

Троицкая Т.С. Развитие и распределение комплексов фораминифер из голоценовых осадков Японского моря. – В кн.: Образ жизни и закономерности расселения современной и ископаемой микрофауны. Новосибирск, "Наука", 1975, с. 89–94. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 333).

Троицкая Т.С. Следы позднеплейстоценовой регрессии и голоценовой трансгрессии в Японском море (по фораминиферам). – В кн.: Геология четвертичного периода. М., "Наука", 1976, с. 132–136.

Троицкая Т.С., Короткий А.М., Караулова Л.П., Царько Е.И. Новые данные о послеледниковой трансгрессии на западном побережье Японского моря. – "Докл. АН СССР", 1971, т. 196, № 2, с. 433–436.

Троицкая Т.С., Караулова Л.П., Царько Е.И. Первый опыт детального расчленения морского голоцена Южного Приморья по комплексу палеонтологических данных. – "Бюл. комис. по изучению четверт. периода", 1978, № 48, с. 66–78.

Троицкий С.Л., Кулаков Л.П. Колебания уровня океана и рельеф побережий. – В кн.: Проблемы экзогенного рельефообразования. Т. 1. М., "Наука", 1976, с. 351–428.

Тушинский Г.К. Ледники, снежники, лавины Советского Союза. М., Географгиз, 1963. 312 с.

Устиновский Ю.Б., Хан Дон Сик, Болотникова М.Д., Карасев М.С., Бэ Ген Зын. Стратиграфия и условия формирования кайнозойских отложений. – В кн.: Геологическое строение Северо-Восточной Кореи и юга Приморья. М., "Наука", 1966, с. 162–261.

Федорова Р.В. Некоторые вопросы методики спорово-пыльцевого анализа и их значение в интерпретации спорово-пыльцевых спектров. – В кн.: Доклады к палинологическому совещанию по вопросам таксономии и номенклатуры ископаемых спор и пыльцы и методика спорово-пыльцевого анализа. Новосибирск, 1962, с. 104–117.

Фейрбридж Р.У. Сходимость данных об изменениях климата и об эпохах оледенения. – В кн.: Солнечная активность и изменения климата. Л., Гидрометеоиздат, 1966, с. 270–315.

Философов В.П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. Изд-во Саратовского ун-та, 1960. 93 с.

Флинт Р.Ф. Ледники и палеогеография плейстоцена. М., ИЛ, 1963.

Фотьянова Л.И., Серова М.Я. Положение кайнозойских флор в зональной шкале Японии и их корреляция с флорами Сахалина и Камчатки. – В кн.: Очерки геологии и палеонтологии Дальнего Востока. Владивосток, 1976, с. 104–117.

Хоментовский А.С. Некоторые особенности развития рельефа кайнозойских вулканических плато. – В кн.: Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, "Наука", 1968, с. 335–338.

Хопкинс Д.М. История уровня моря в Берингии за последние 250 000 лет. – В кн.: Берингия в кайнозое. Владивосток, 1976, с.9–28.

Хортон Р. Эрозионное развитие рек и водосборных бассейнов. М., ИЛ, 1948. 158 с.

Хотинский Н.А. Корреляция голоценовых отложений и абсолютная хронология схемы Блитта-Сернандера. – В кн.: Голоцен. М., "Наука", 1969.

Хотинский Н.А. Палинологические материалы к проблемам палеогеографии голоцена Тихоокеанской окраины СССР. – В кн.: Палинология голоцена. М., "Наука", 1971, с. 171–187.

Хотинский Н.А. Трансконтинентальная корреляция этапов истории растительности и климата Северной Евразии в голоцене. – В кн.: Проблемы палинологии. М., "Наука", 1973, с. 116–123.

Худяков Г.И. Геоморфотектоника юга Дальнего Востока. М., "Наука", 1977. 256 с.

Худяков Г.И., Денисов Е.П., Короткий А.М., Кулаков А.П., Никонова Р.И., Чернобровкина Е.И. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Юг Дальнего Востока. М., "Наука", 1972. 421 с.

Цымек А.Н. Главнейшие лиственные породы Дальнего Востока. Хабаровск, Дальневосточн. гос. изд-во, 1950, с. 3–196.

Чемеков Ю.Ф. Материалы к стратиграфии четвертичных отложений Среднего Сихотэ-Алиня. – "Материалы ВСЕГЕИ. Новая серия", 1956, вып. 17, с. 76–103.

Чемеков Ю.Ф. Следы древнейшего оледенения на Дальнем Востоке. – "Информ. сборник ВСЕГЕИ", 1959_1, № 15, с. 30–40.

Чемеков Ю.Ф. Четвертичные оледенения муссонной области Дальнего Востока СССР. – "Докл. АН СССР", 1952_2, т.127, № 2, с. 423–427.

Чемеков Ю.Ф. Четвертичная система Хабаровского края и Амурской области. – В кн.: Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии СССР Вып. 2. Л., Гостоптехиздат, 1953_3, с. 88–95.

Чемеков Ю.Ф. Стратиграфия четвертичных отложений и геоморфология Приамурья и смежных территорий. Автореф. докт. дис. Л., 1960. 36с.

Чемеков Ю.Ф. Четвертичные отложения и основные фазы развития растительности Дальнего Востока СССР. – "Труды ВСЕГЕИ. Новая серия". 1961_1, т. 65, с. 183–196.

Чемеков Ю.Ф. Четвертичные трансгрессии дальневосточных морей СССР и северной части Тихого океана. – В кн.: Морские берега. Таллин, Изд-во АН Эст.ССР, 1961_2, с. 155–173.

Чемеков Ю.Ф. О границе между четвертичным периодом и неогеном. – "Труды комис. по изучению четверт. периода", 1962, т.XX, с. 146–150.

Чемеков Ю.Ф. Морфология, возраст, генезис и условия формирования древних поверхностей денудационного выравнивания на юге Дальнего Востока. – "Труды ВСЕГЕИ. Новая серия", 1963, вып. 90, с. 24–54.

Чемеков Ю.Ф. История развития речной сети в бассейне р. Амур. – "Изв. АН СССР. Серия геогр.", 1964, № 1, с. 81–93.

Чемеков Ю.Ф. Проблема древних оледенений и плиоцен-четвертичная граница в свете абсолютной геохронологии. – "Изв. АН СССР. Серия геол.", 1970, № 19, с 110–116.

Черемисинова Е.А. Диатомовая флора неогеновых отложений Прибайкалья. Новосибирск, "Наука", 1973. 83 с.

Чернышева Э.Н. Специфика развития склонов в условиях муссонного климата. – В кн.: Климатическая геоморфология Дальнего Востока. Владивосток, 1976, с. 74–80.

Чистяков А.А. О некоторых особенностях формирования и строения горного аллювия на примере р. Зеравшан. – "Вестник МГУ. Серия биол., почвовед., геол., геогр.", 1959, № 2, с. 113–121.

Шанцер Е.В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. М., Изд-во АН СССР, 1951. 274 с. (Труды Ин-та геол. наук АН СССР, серия геол. (№ 55), вып. 135).

Шарудо Е.А. О планктонных фораминиферах Японского моря и особенностях их захоронения в поверхностном слое осадков. – В кн.: Образ жизни и закономерности расселения современной и ископаемой микрофауны. Новосибирск, "Наука", 1974, с. 28–37.

Шарудо Е.А., Троицкая Т.С., Репечка М.А. Изменение темпера-

туры вод Японского моря в позднечетвертичное время (по планктонным фораминиферам). – В кн.: Плейстоцен Сибири и смежных областей. К IX конгрессу ИНКВА (Новая Зеландия, 1973 г.). М., "Наука", 1973, с. 115–124.

Шахгельдян И.Г. Инженерно-геологическая характеристика мелководной части шельфа залива Петра Великого (Японское море) для целей крупного портового строительства. Автореф. канд. дис. Владивосток–Москва, 1973. 30 с.

Шахгельдян И.Г., Берсенев И.И., Рынков В.С. Четвертичные отложения прибрежной части шельфа Японского моря. – В кн.: Проблемы геологии шельфа. М., "Наука", 1975, с. 105–109.

Шнитников А.В. Изменчивость общей увлажненности материков северного полушария. М.–Л., Изд-во АН СССР, 1957. 337 с.

Щедрина З.Т. О распределении фораминифер в Японском море. – "Докл. АН СССР", 1952, т. 87, № 3, с. 505–508.

Эмилиани Ч. Изменения климата кайнозойской эры, определенные по стратиграфии и хронологии глубоководных колонок глобигериново-иловых фаций. – В кн.: Солнечная активность и изменения климата. Л., Гидрометеоиздат, 1966, с. 251–269.

Ян Цин-шан. Ледниковый рельеф в районе Большого Хингана. – "Вопросы географии", 1954, № 35, с. 293–295.

Asano K. The Foraminifera from the adjacent seas of Japan collected by the S.S. Soyo-maru, 1922–1930. Repts Tôhoku Univ.: a) Pt 1-Nodosariidae; Pt 2-Miliolidae; 1956, Ser. 2. v. 27; b) Pt 4-Buliminidae, 1958, v. 29; c) Pt 5-Nonionidae, 1960, spec. v. 4.

Chiji M. Foraminifera from the Asahiyama shellbed, Himi City, Toyama Prefecture. – "Contribution from Osaka Mus. Nat. Hist.", 1961, N 50, p. 229–238.

Chiji M. Foraminiferal Faunules from the Uemati Formation, Osaka City. – "Bull. Osaka Mus. Nat. Hist." 1963, N 16, p. 53–68.

Curray J.R. Late Quaternary sea level. A duscussion.– "Geol. Soc. Amer. Bull", 1961, N 72, p. 1707–1712.

Daly R.A. A recent worldwide senking of sea level. – "Geol. Mag.," 1920, N 57, p. 246–261.

Fairbridge R.W. Eustatic changes in sea level. – "Physic and Chemistry of the Earth", 1961, v. 4, p. 99–185.

Fujii S., Lin C.L., Fujia H.D. Sea level changens in Asia during the past 11000 years. – "Quaternary", 1971, N 14, p. 211–216.

Fujii S., Mogi A. On Coasts and Sheltes in their Nutual Relations in Japan during the Quaternary. – "Quaternaria", 1970 (1971), v. 12, p. 155–164.

Gisaburo C.I. Flora of Japan. Washington D.C. 1965.

Gohara V. Climate fluctuations and sea level changes during the Latest Pleistocene and Early Holocene. – "Pacific Geology", 1976, N 11, p. 87–98.

Huzita J., Maeda V. Itami terrase with special reference to the Late Pleistocene transgression in Japan. – "J. Geol. City Univ.", 1971, v. 14, Art. 3, p. 27–42.

Icenes Plantarum Koreanum. Пхеньян, Изд-во КНР, 1956.

Igarashi V. The first cold phase during Plio-Pleistocene time in Hokkaido. – "J. Geol. Soc. Jap.", 1976, v. 82, N 5, p. 337–344.

Iseki H. The Erosional Bases of the Late Pleistocene Buried Valleys in the Coastal Region of Japan. – "Quaternaria", 1971, v. 14, p. 237–241.

Itihara M., Kameu T., Mitsunaski T., Susuki K., Kuwano V. The basis of the Plio-Pleistocene Boundary in Japan. – Jn: Internatiol Colloquium on the Problem "The Boundary between Neogene and Quaternary. Collection of papers". Tokyo Univ., 1972, p. 75–116.

Klüpfel W. Uber Reliefmorphogenie und zyklische Landschaftgeneration. – "Geol. Rundschan", 1926, Bd XV111, N. 6,

Milliman J.D., Emery K.O. Sea levels during past 35 000 years. – "Sciense", 1968, v. 162, N 3858, p. 1121–1122.

Minato M., Hashimoto S., Fujiware V., Kuwano S. Pliocene-Pleistocene deposits of Japan and a preferable Pliocene- Pleistocene Boundary in Japan. – Jn: International Colloquium on the Problem "The Boundary between Neogene and Quaternary. Collection of paper". Tokyo Univ, 1972,

Ohshima K. Послеледниковая история озера Сорома, Хоккайдо (Япония). (Тисицу Тёсаи гэппо)"Bull. Geol. Surv. Jap." 1971, v. 22, N 1, p. 615–627.

Okyno H. Atlas of Fossil diatoms from Japanese diatomite depositz. Kyoto, 1952.

Passega R. Texture as characteristic of clastic deposition. – "Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.", 1957, v. 41, N 1,

Sakaguchi V. Characteristics of Ozegahara deposits and Climatic changes since Lateglacial in Central Japan. – "Bull. Dep. Geogr. Univ. Tokyo", 1976, N 8, p. 3–20.

Sato S. Palynological study on Miocene sediments of Hokkaido, Japan. – "J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. V, Geol., Miner.", 1963, v. 10, N 1. 110 p.

Shepard F.P. Thirthy five thousand years of sea level. – Jn: Essay in Marine Geology in Honour of K.O. Emery. Los Angeles, 1963, p. 1–10.

Shepard F.P., Curray U.R. Carbon-14 determination of sea level changes in stable areas. – "Progr. Oceanogr.", 1967, N 4, p. 283–291.

Shibasaki T., Aoki N., Kuwano V. Significance of Buried Valleys and other Topographies in Elucidating the Late Quaternary Geonistory of Japanese Coastal Plains. – "Quaternaria", Rome, N 14, 1971, s. 217–236.

Tanai T. Neogenal floral change in Japan. – "J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. V, "Geol., Miner.", 1961, v. 11, N 2,

То Бон Себ, Сам Хан Шин, Им Рок Зе. Nomina Plantarum Koreanum. Пхеньян, 1955.

Tsukada M. Late Postglacial absolute pollen diagramm in Lake Nojiri. – "Botanical Magasine (Tokyo)". 1966, v. 79, N 934, p. 179–184.

Tsukada M. Vegetation and Klimate around 10,000 B.P. in central Japan. – "American J. Sci.", 1967, v. 265, N 7,

Ujii H. Foraminifera from the Yûrakuchô Formation (Holocen), Tokyo City. – Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku. Sec. C", 1963, v. 8, N 79, p. 229–243.

Vonekura N., Suzuki I., Nasegawa M., Vesugi V., Endo K., Okada A., Kawana T., Ishikawa K., Fukuda M. Radiocarbon dates and Holocene marine terraces along the coast of the Bay of Sagami, Central Japan. – "Quaternary Research", 1968, v. 7, N 2.

Ward W. Postglacial changes in level of land and sea.– "Geol. en Mijnbouw", 1971, v. 50, N 5, p. 703–718.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . . .

Глава 1. Некоторые вопросы изученности четвертичных отложений Приморья . . . . . .

Глава П. Особенности современных спорово-пыльцевых спектров .

Глава Ш. Дочетвертичные отложения и проблема неоген-четвертичной границы . . . . . .

Глава 1У. Четвертичные отложения . . . . . .

Факторы осадконакопления . . . . . .

Некоторые вопросы генетической классификации отложений . . . . . .

Глава У. Стратиграфическое расчленение четвертичных отложений.

Нижнечетвертичные отложения ($Q_{\overline{I}}$) . . . . . .

Среднечетвертичные отложения ($Q_{\overline{II}}$) . . . . . .

Верхнечетвертичные отложения . . . . . .

Голоценовые отложения . . . . . .

Глава У1. Основные этапы развития природной среды в позднем кайнозое . . . . . .

Предчетвертичная эпоха . . . . . .

Четвертичная эпоха . . . . . .

Заключение . . . . . .

Литература . . . . . .

Алексей Михайлович Короткий
Лариса Петровна Караулова
Татьяна Сергеевна Троицкая

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПРИМОРЬЯ

Стратиграфия и палеогеография

Ответственный редактор Валентина Ивановна Гудина

Редактор издательства Е.Ф. Иванова. Художественный редактор М.Ф. Глазырина. Художник А.И. Смирнов. Технический редактор А.В. Семкова. Корректор В.А. Князева.

ИБ № 10401

Сдано в набор 13.10.78. Подписано в печать 29.11.79.
МН-10288 Формат 70x108 1/16 Бумага офсетная
Усл. печ. л. 20,3 + 2 вкл. Уч-изд. л. 19,8 Тираж 800 экз.
Заказ № 6 Цена 3 р. 40 к.

Издательство "Наука", Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.

4-я типография издательства "Наука", 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.