Д 432.72
А 465

A.N. Alexandrova

Pleistocene of Sakhalini

PUBLISHING HOUSE «NAUKA»
Moscow 1982

А.Н. Александрова

Плейстоцен Сахалина

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1982

УДК 551.79+551.89 (571.642)

Александрова А.Н. Плейстоцен Сахалина. М.: Наука, 1982, с. 192

Биостратиграфическое изучение наиболее полных и глубоких на Дальнем Востоке разрезов морского и континентального плейстоцена Центрально-Сахалинских депрессий и осадков морских террас острова позволило выделить основные стратиграфические подразделения плейстоцена, произвести корреляцию разнофациальных плейстоценовых отложений Сахалина и сопредельных территорий, проследить изменения растительности, климата и колебания уровней окружающих морей в плейстоцене.
Табл. 18, ил. 59, библиогр.: с. 180–190 (273 назв).

Ответственный редактор:
доктор геолого-минералогических наук
М.Н. АЛЕКСЕЕВ

Alexandrova A.N. Pleistocene of Sakhalini. M.: Science, 1982.

Biostratigraphic studying of the most complete and thick of marine and continental pleistocene of depression in the centre of Sakhalini and sediments of marine terraces of the island allowed to carry on the correlation of heterofacial pleistocene deposits of Sakhalini and conjugate areas, to trace the changes in vegetation, climate and sea level fluctuations in the Pleistocene.

Editor-in-chief:
doctor of geology-mineralogy sciences
M.N. ALEKSEEV

БИБЛИОТЕКА
ИНСТИТУТА ВУЛКАНОЛОГИИ
ДВ СССР

30211

Алла Николаевна Александрова

ПЛЕЙСТОЦЕН САХАЛИНА

Утверждено к печати Комиссией по изучению четвертичного периода и Геологическим институтом АН СССР

Редактор издательства *О.М. Ванюкова.* Художественный редактор *М.В. Версоцкая* Технический редактор *Н.М. Петракова.* Корректор *А.Н. Попова*

ИБ № 24254

Подписано к печати 24.06.82. Т-04199. Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл.печ.л. 12,0 + 2,0 вкл. Усл. кр.-отт. 14,3. Уч.-изд. л. 16,7
Тираж 900 экз. Тип. зак. 1317. Цена 2 р. 60 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

А 1904040000–324 / 055 (02)-82 174–82, кн. 2

©Издательство "Наука", 1982 г.

ВВЕДЕНИЕ

Географическое положение Сахалина в цепи островов Тихоокеанской островной дуги благоприятствует разрешению целого ряда важнейших вопросов стратиграфии и палеогеографии плейстоцена: проведения нижней границы квартера в серии морских осадков; колебания уровня моря, изменения климата в Притихоокеанском районе в плейстоцене и др. Общность геологического развития о-ва Сахалина и Японских островов позволяет коррелировать хорошо изученные разрезы плейстоцена Японии не только с таковыми Сахалина, но и далее – Камчатки и Приморья.

Между тем плейстоцен острова изучен довольно слабо. В 33-м томе "Геологии СССР", посвященном геологическому описанию Сахалина, Г.С.Ганешин [1970], подытоживая результаты изучения четвертичных отложений острова, отмечает полное отсутствие в них фауны, радиоуглеродных датировок, палеомагнитных измерений и расчленяет их на плиоцен-нижнечетвертичные, нижнечетвертичные, среднечетвертичные, верхнечетвертичные и современные.

Отсутствие надежной биостратиграфической основы препятствует корреляции разнофациальных отложений различных частей острова и созданию обоснованной региональной стратиграфической схемы плейстоценовых отложений, а также восстановлению истории осадконакопления и палеогеографии Сахалина в плейстоцене. От решения этих вопросов зависит успешное проведение не только геологосъемочных, но и ряда поисковых и разведочных работ (поиски россыпного золота в Восточно-Сахалинских горах, Поронайской низменности, разведка строительных материалов и т.д.).

На протяжении ряда лет (с 1957 г.) автор занимался изучением четвертичных отложений острова, участвуя в проведении крупномасштабной государственной геологической съемки и тематических работ на территории острова, в результате которых был получен большой фактический материал по стратиграфии и палеопалинологической характеристике четвертичных отложений, положенный в основу настоящей работы.

Особый интерес представляет детальное биостратиграфическое изучение полных и мощных разрезов морских и континентальных отложений Центрально-Сахалинских депрессий, где в течение всего плейстоцена происходило относительно непрерывное накопление осадков. Большая же часть территории острова на протяжении плейстоцена находилась в условиях дифференцированных неотектонических движений, поэтому плейстоценовые осадки слагают здесь многочисленные, трудно сопоставимые геоморфологические уровни, изучение которых особенно важно для определения размаха новейших движений в плейстоцене, размеров эвстатических коле-

Таблица 1

Стратиграфические схемы, использованные в работе

Радиометрическая хронология, тыс. лет	Палеомагнитные зоны [Cox, 1969]	Схема Геологической службы СССР: Система	Ярус	Основные подразделения	Схема Краснова, Никифоровой [1973]: Основные подразделения	Схема Геологической службы Японии	Подразделения, рекомендованные Стратиграфической комиссией ИНКВА, 1973 г.
100	Брюнес	Четвертичная	Плейстоцен	Голоцен	Антропоген	Плейстоцен	Четвертичная система
200				Верхний		Голоцен	Голоцен
300						Верхний	Верхний плейстоцен
400				Средний		Татикава	
500						Мусасино	
600				Нижний		Симосузеси	
700						Средний	Средний плейстоцен
800						Тама	
900						Бёбуга-уоа	
1000						Нижний	
1100						Верхняя часть группы кадзуса	
1200							
1300							Основание кромера
1400							
1500							
1600							
1700	Матуяма	Неогеновая	Плиоцен	Верхний	Неоген	Плиоцен	Плейстоцен
1800							Нижний плейстоцен
1900							
2000							
2100							
2200							
2300							
2400							Основание калабрия
2500	Гаусс						
2600							
2700							

Голоцен	Плейстоцен	Зоплейстоцен	Неоген	Четвертичная система	Неоген
Верхний	Верхний	Верхний	Плиоцен	Плейстоцен	Плиоцен
Средний	Средний	Средний	Верхний акчагыл	Нижний плейстоцен	Верхний плиоцен
Нижний	Нижний	Нижний			

баний уровня окружающих остров морей и др. Корреляция плейстоценовых образований этих различных структурно-фациальных зон, возможная лишь на надежной биостратиграфической основе, позволяет определить характер палеогеографических изменений территории острова в плейстоцене.

В работе принята с небольшими изменениями стратиграфическая схема Геологической службы СССР. Плейстоцен (или четвертичная система) разделен на нижний, средний, верхний плейстоцен и голоцен. Граница между плейстоценом и неогеном проведена по смене полярности магнитного поля (Брюнес–Матуяма) (табл. 1). Одновременно сделана попытка определения стратиграфического положения эоплейстоцена в разрезе верхненеогеновых и нижнеплейстоценовых отложений острова, нижняя граница которого в соответствии с рекомендациями XXIV сессии Международного геологического конгресса проводится по подошве калабрия, т.е. приблизительно на уровне палеомагнитного эпизода Олдувей (1,8 млн. лет назад) эпохи обратной намагниченности Матуяма шкалы Кокса [Cox, 1969].

В работе использованы материалы глубокого бурения Второго гидрогеологического управления и Сахалингеологии. Изучение диатомовой флоры проведено Л.А. Струве, В.П. Болдыревой, фауны морских моллюсков – О.М. Петровым, древесины – В.Р. Филиным. Палеомагнитные исследования выполнены Е.И. Вириной, М.А. Певзнером, В.И. Ремизовским. В палинологических исследованиях, помимо автора, принимали участие П.Н. Соколова, В.Ф. Морозова, Г.Г. Карташева. Автором просмотрено более двух тысяч полных образцов плиоценовых и плейстоценовых отложений.

В геологические исследования плейстоцена острова вложил свой огромный труд коллектив геологов Второго гидрогеологического управления под руководством С.А. Салуна, в составе которого автор работал многие годы: С.М. Александров, С.В. Белецкая, Л.П. Ботылева, Г.М. Кугель, В.О. Михальцов, В.П. Мытарев, А.Л. Освальд, А.А. Трепалина, В.П. Феликс, В.И. Чернявский, А.С. Шуваев.

На протяжении всей работы автор пользовался дружеским расположением и помощью М.Н. Алексеева, В.Г. Беспалого, Н.Я. Брутман, С.Д. Гальцева-Безюка, Г.С. Ганешина, В.П. Гричука, М.П. Гричук, К.К. Маркова, Л.И. Митрофановой, В.О. Савицкого, К.Ф. Сергеева, В.В. Соловьева. Всем товарищам автор искренне признателен за их бесценную помощь.

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Остров Сахалин расположен у восточной окраины Азиатского материка, между 45° 54′ и 54° 24′ с.ш., вытянувшись в субмеридиональном направлении почти на 950 км. Ширина острова достигает 157 км, а в самом узком месте перешейка Поясок – 50 км. С севера и востока Сахалин омывается водами Охотского моря. Средняя и южная части западного побережья омываются водами Татарского пролива, северная – Амурским лиманом.

Остров незначительно удален от материка. Наименьшее расстояние от материка (мыс Лазарева) до острова (мыс Погиби) составляет лишь 8 км. К северу и югу от этой точки расстояние между островом и материковым побережьем увеличивается, достигая на крайнем севере (мыс Елизаветы) 160 км, а на крайнем юго-западе Сахалина (мыс Крильон) – 250–280 км.

Ближайшие к Сахалину участки суши, расположенные к северу, востоку и юго-востоку от него, отдалены еще больше. Так, расстояние между северной оконечностью Сахалина и северо-западным побережьем Охотского моря повсюду превышает 350 км; наименьшее расстояние между юго-восточной частью Сахалина и южными островами Курильской гряды составляет 300–350 км, а между Сахалином и юго-западной Камчаткой – около 800 км. Но от расположенного южнее о. Хоккайдо Сахалин отделен проливом Лаперуза, ширина которого в самом узком месте немного превышает 40 км.

Таким образом, северо-западная окраина Сахалина почти вплотную прилегает к материку, южная оконечность лишь слабо изолирована от Хоккайдо, в то время как любые другие связи с материковой или островной сушей не могут рассматриваться в современных условиях как непосредственные.

Географическое положение и субмеридиональная вытянутость острова определяют широтные различия в природе отдельных его частей, а также резко неодинаковые возможности распространения на разные части острова влияния со стороны материка и примыкающих к острову водных пространств. Если относительная обширность последних на юге Сахалина (а отчасти на самом севере у п-ова Шмидта) создает предпосылки развития в природе его типично островных черт, то близость к материку северной части острова в значительной степени затушевывает их [Толмачев, 1955].

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ОСТРОВА

Настоящий раздел ставит своей задачей изложение тех черт геологического (в частности, неотектонического) и геоморфологического строения острова, которые будут необходимы нам для восстановления характера осадконакопления в различных его частях, а также выявления палеогеографических изменений, которые произошли в плейстоцене.

Наша задача облегчается выходом в свет ряда работ по геологии и геоморфологии острова [Алексейчик и др., 1963; Пущаровский, 1964; Кропоткин, Шахварстова, 1965; Геология СССР, 1970, т. 33; Соловьев, Ганешин, 1971; Александров, 1973].

Основные орографические элементы рельефа острова являются прямым выражением тектонических структур. В пределах Сахалина выделяются следующие основные структурные элементы, протягивающиеся в направлении, близком к меридиональному.

1. Восточно-Сахалинский антиклинорий охватывает систему Восточно-Сахалинских гор от п-ова Шмидта до Тонино-Анивского полуострова (29–44, 46–48 на рис. 1, вкл.).

2. Западно-Сахалинский антиклинорий, соответствующий системе Западно-Сахалинских гор (1–28, 45 на рис. 1).

3. Центрально-Сахалинский синклинорий – система межгорных впадин, протягивающихся в субмеридиональном направлении от залива Байкал до залива Анива. Это Байкальская, Тымь-Поронайская и Сусунайская тектонические депрессии, которым соответствуют Байкальская, Тымь-Поронайская и Сусунайская низменности (IX, IV, V на рис. 1).

Указанные структуры продолжаются южнее на о. Хоккайдо, который вместе с Сахалином составляет единое поднятие кайнозойской складчатой системы [Родников и др., 1969; Александров, 1973].

Восточно-Сахалинский антиклинорий сложен наиболее древними, сильно дислоцированными метаморфическими породами домелового возраста. Западно-Сахалинский антиклинорий слагают морские и прибрежно-континентальные, в меньшей степени – магматические породы позднемелового-кайнозойского возраста. Центрально-Сахалинский синклинорий, так же как и Центрально-Камчатский синклинорий и синклинории Наеро и Асахигава о. Хоккайдо [Геологическое развитие Японских островов, 1968], выполнен мощной толщей неоген-плейстоценовых отложений (6000–8000 м в Байкальской, 3000–3500 м в Тымь-Поронайской и 2000–2500 м в Сусунайской депрессиях).

Основные неотектонические структуры в целом совпадают с выделенными тектоническими элементами.

Среди неотектонических структур различают: области новейших поднятий, приуроченные к горст-антиклинориям и характеризующиеся горным эрозионным рельефом; области слабых новейших поднятий, которым соответствуют предгорья, денудационные равнины с эрозионно-денудационным и денудационным рельефом; области неотектонических погружений, к которым относятся Центрально-Сахалинские депрессии с их аккумулятивным рельефом. Соотношение этих неотектонических структур показано на рис. 2 (вкл.) [Снеговской, Александров, 1971].

Область новейших поднятий охватывает Западно-Сахалинские, Восточно-Сахалинские горы, гряды Северного Сахалина (49–52 на рис. 1). Наиболее характерен для Западно-Сахалинских гор структурно-эрозионный тип рельефа, образование которого происходило в результате расчленения моноклинально падающих пластов и препарировки более устойчивых пород в условиях новейшего поднятия (хребты Шренка, Мицульский, Бамбуковый и др.). Высота хребтов колеблется от 300–500 до 1300 м (гора Онор – 1330 м). В Западно-Сахалинских горах широко развиты внутригорные котловины, образованные процессами селективной денудации (5, 9, 11, 13, 15, 18, 22, 26 и на рис. 1). Они имеют холмистый, увалистый рельеф. На выровненных поверхностях и пологих в верхней части склонах преобладают элювиальные, делювиальные и оползневые процессы.

Восточно-Сахалинские горы характеризуются аструктурным эрозионным рельефом с останцами поверхностей выравнивания (в Набильском, Лунском, Абрамовском и других хребтах). Глыбовые поднятия Восточно-Сахалинских гор разделяются грабенами (Набильской, Лунской, Борской депрессий), имеющими разное время заложения, начиная с нижнего миоцена до верхнего плиоцена. На протяжении первой половины плейстоцена они являлись областями аккумуляции пролювиальных и флювиогляциальных осадков. К Восточно-Сахалинским горам приурочены максимальные высоты острова (горы – Лопатина – 1609, Невельского – 1397 м).

Гряды Северного Сахалина (Вал-Оссойская, Вагисская, Оха-Эхабинская, Джимданская – 49–52 на рис. 1) представляют классический пример совпадения форм рельефа с антиклинальными структурами. Они имеют низкогорный увалистый рельеф с абсолютными отметками от 80–120 до 500–600 м.

Плейстоценовые отложения области новейших поднятий характеризуются небольшой мощностью, представлены отложениями склонового ряда преимущественно позднеплейстоценового-голоценового возраста. На морском побережье к ним приурочены абразионные, редко абразионно-аккумулятивные террасы с маломощными галечниковыми чехлами.

К области слабых поднятий относятся денудационная равнина Северного Сахалина, а также широко развитые на Среднем и Южном Сахалине предгорья. Они имеют холмистый или увалистый рельеф с интенсивным овражным расчленением и абсолютными отметками от 100 до 300 м. Именно к этой области приурочены достаточно мощные, доступные для непосредственного изучения разрезы морских и аллювиальных осадков.

К области неотектонических погружений приурочены депрессии, в которых можно выделить следующие геоморфологические разновидности:

а) морские аккумулятивные равнины с аккумулятивными и в меньшей степени абразионно-аккумулятивными морскими террасами высотой от 4 до 25 м, сложенными осадками позднеплейстоценового-голоценового возраста, окаймляющие Байкальскую, Лунскую, Тымь-Поронайскую, Сусунайскую, Айнскую, Муравьевскую депрессии;

б) аллювиальные и пролювиальные аккумулятивные равнины, распространенные в краевых частях депрессий;

в) озерно-аллювиальные аккумулятивные равнины, широко развитые на западном и восточном побережье Северо-Сахалинской равнины и в центральных частях Байкальской, Поронайской, Сусунайской низменностей.

На протяжении плейстоцена депрессии являлись областями относительно непрерывного накопления осадков, в результате чего здесь наблюдаются максимальные мощности плейстоценовых отложений (200–250 м в Поронайской и Сусунайской; 50 м – в Байкальской депрессиях).

В связи с тем что в настоящей работе разбираются вопросы строения и стратиграфического положения плейстоценовых толщ депрессий и побережья острова, остановимся более подробно на геоморфологическом строении этих районов.

Геоморфологическое строение депрессий

Тымь-Поронайская депрессия представляет собой систему двух впадин, северная из которых – Тымская – узкая, занята продольной долиной р. Тымь, имеет небольшие мощности плейстоценовых отложений (15–50 м), преимущественно современного и позднеплейстоценового возраста.

Более сложное геоморфологическое строение имеет Поронайская депрессия. В тектоническом отношении она асимметрична – минимальные мощности неогеновых отложений (до 500 м) приурочены к восточной периферии синклинория [Русаков, 1961]. В центральной и западной частях синклинория мощность неогеновых отложений увеличивается до 1000–4000 м. Неотектонические движения обусловили сходное (унаследованное) распределение мощностей плейстоценовых отложений, минимальных (5–7 м – пос. Соболиное) по восточной периферии депрессии и максимальных (до 250 м – пос. Боюклы) в ее западной части (рис. 6). Кроме того, в северной части депрессии наблюдается поднятие оси синклинория, что находит свое геоморфологическое выражение в существовании водораздела рек Тымь и Поронай.

Аналогичная картина наблюдается и в Сусунайской депрессии, где к устьевым частям депрессий происходит погружение оси синклинория и увеличение мощности плейстоценовых отложений. Выступ палеозойского фундамента в центре депрессии (район пос. Ново-Александровска) обусловил существование водораздела продольных рек Сусуя и Большой Такой [Сирык, Стасенков, 1962].

Поверхность депрессий террасирована. Вдоль ее бортов в Поронайской депрессии почти повсеместно, в Сусунайской – фрагментарно развита высокая предгорная терраса относительной высотой 50–80 м (над урезом воды рек Поронай, Сусуя), абсолютной высотой 160–200 м (рис. 3). Вдоль западного борта Поронайской депрессии терраса узкая, шириной около 2 км; на юго-востоке терраса расширяется до 20 км. Уступ террасы четкий, поверхность слегка выпуклая, тыловой шов затянут делювиальными конусами. Вдоль подножия Славянского хребта терраса сложена грубыми несортированными пролювиальными галечниками, на остальной

части депрессии – тонкими глинистыми и суглинистыми осадками озерно-аллювиального генезиса. В северо-западной части Сусунайской депрессии наблюдается фрагмент морской террасы высотой 50–60 м. Возраст описываемой террасы определяется как среднеплейстоценовый (Q^2_{II}).

Более низкий геоморфологический уровень образует основную поверхность депрессий, представляя собой систему отдельных или слившихся конусов выноса, внутренних субаэральных дельт, сложенных аллювиальным, пролювиальным и флювиогляциальным материалом. Оговоримся, что вслед за Е.В.Шанцером [1966] под пролювием мы понимаем весь комплекс субаэральных дельт, конусов выноса и предгорных шлейфов, образованных выносами временных водотоков и постоянных рек при выходе потоков с гор на равнину в периоды паводков и резкого увеличения расходов воды. Однако пролювий, образованный постоянными, особенно крупными, реками отличается от пролювия временных водотоков и является как бы прямым продолжением речного аллювия. В его составе значительную роль играют осадки, литогенетически очень близкие к обычным русловым аллювиальным отложениям. С известным правом, как указывает Е.В. Шанцер [1966], их можно называть аллювиально-пролювиальными или, как выразился Ю.А. Скворцов, [1956] "аллювием в пролювиальной форме".

Изучение особенностей строения крупных конусов выноса, образованных в результате резкой потери живой силы воды на стыке гор и равнин, показало, что они резко отличаются от строения собственно аллювиальных отложений и обнаруживают все характерные принципиальные черты пролювиального типа накоплений [Курдюков, 1954, 1957]: отсутствие сортировки материала по механическому составу, неправильная линзовидная слоистость, связанные с крайним непостоянством режима паводков временных горных ручьев; присутствие в разрезе разных по степени окатанности валунов, глыб, галек, щебня, смешанных с разнозернистыми песками и глинами; уменьшение крупности обломочного материала от вершины конуса к его краям, связанное с растеканием вод по его поверхности; уменьшение расходов и скоростей течения потока, сказывающееся в смене крупновалунных галечников мелковалунными; уменьшение мощности пролювиальных толщ от вершины конуса к его краям (от 250 м в районе пос. Боюклы до 40 м у пос. Абрамовка).

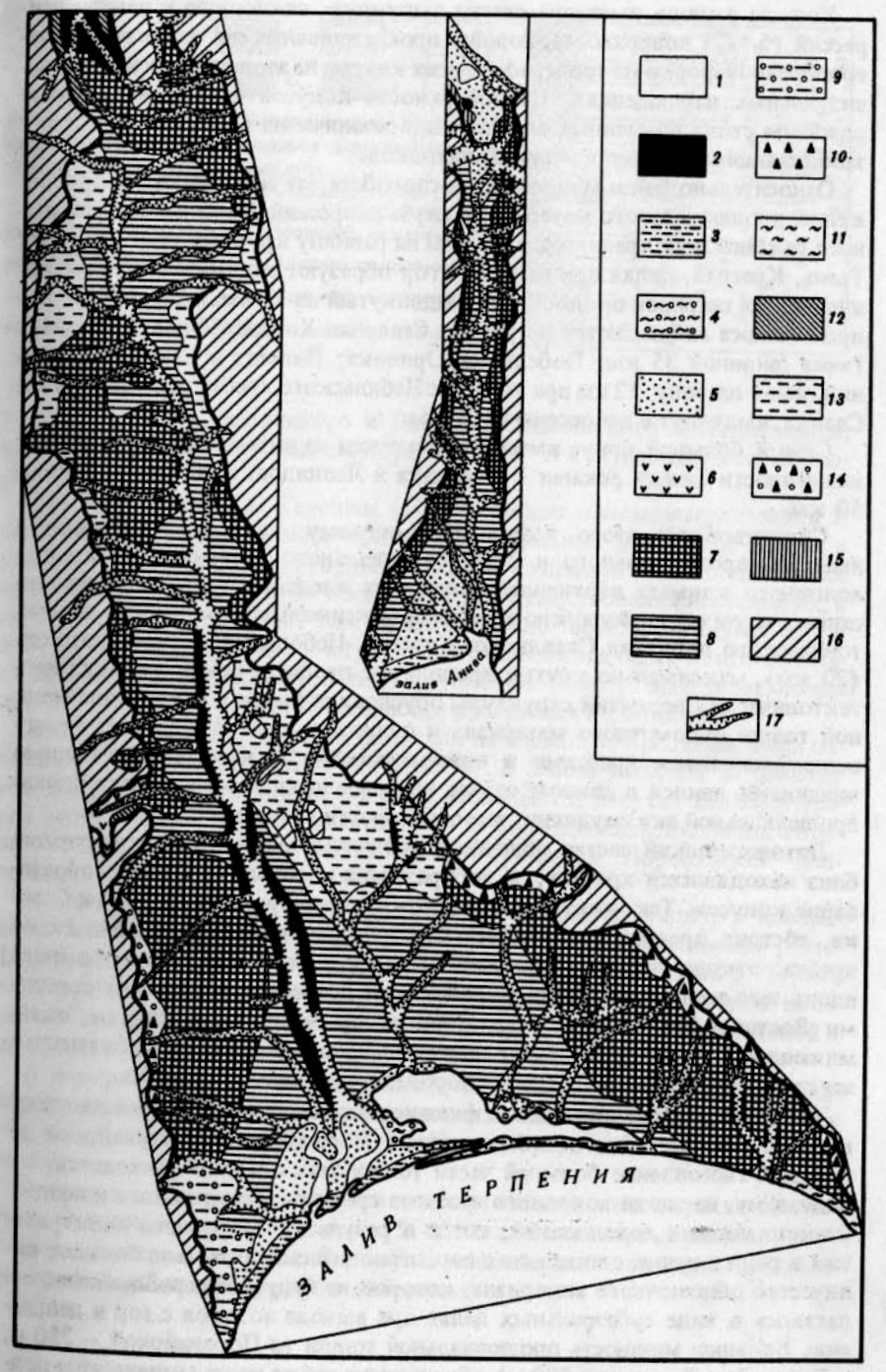


Рис. 3. Схема геоморфологического строения Поронайской и Сусунайской депрессий *1* – пойма (Q^2_{IV}); *2* – надпойменная терраса (Q^1_{IV}); *3* – пляжи, косы, пересыпи (Q^2_{IV}); дельты рек (Q^1_{IV}); *5* – морская голоценовая равнина (Q^1_{IV}); *6* – террасы рек 12–20 м (Q_{III}); *7* – аллювиально-пролювиальные равнины (Q_{III}); *8* – озерно-аллювиальные равнины (Q_{III}); *9* – аллювиально-морские равнины (Q_{III}); *10* – пролювиально-делювиальные шлейфы (Q_{III-IV}); морские террасы 12–15 м (Q_{III}); *13* – террасы рек 40–50 м (Q_{II}); *13* – озерно-аллювиальные равнины высоких предгорных террас (Q_{II}); *14* – аллювиально-пролювиальные равнины высоких предгорных террас (Q_{II}); *15* – морские террасы 50–60 м (Q_{II}); *16* – предгорья; *17* – эрозионные обрывы.

Конусы выноса, имеющие слегка выпуклую, наклонную к центру депрессий (5–7°) поверхность, хорошо прослеживаются по характерной веерообразной форме на топографических картах, на аэроснимках и при аэровизуальных наблюдениях. На поверхности конусов наблюдаются сухие ложбины стока временных водотоков, врезанные на глубину 0,5–1,5 м и заполняющиеся только в периоды паводков.

Относительно более мощные реки способствуют значительному продвижению пролювиального материала в глубь депрессий. Крупные конусы выноса связаны, как правило, с выходом на равнину крупных рек. Так, реки Тымь, Красная, Белая при выходе с гор образуют единый слившийся конус выноса шириной около 30 км, выдвинутый на 15 км. Аналогичные конусы выноса наблюдаются по рекам: Северная Хондаса, Онорка, Седьмая Речка шириной 35 км; Побединка, Орловка; Пиленга и Славка. Последний, имея ширину 12 км при выходе с Набильского хребта рек Пиленга и Славка, выдвинут в депрессию на 20 км.

Самый большой конус выноса расположен на юго-западе Поронайской низменности между реками Боюклинка и Леонидовка общей шириной в 50 км.

Существование этого конуса, по-видимому, связано не столько с выносом пролювиального и флювиогляциального материала в условиях холодного климата верхнеплейстоценовых оледенений, как в вышеописанных случаях, а приурочено к области максимальной амплитуды неотектонического поднятия Славянского хребта. Небольшая длина водотоков (20 км), максимально крутые продольные профили рек в условиях неотектонических поднятий структуры обусловили вынос и накопление мощной толщи обломочного материала у подножия хребта. Контраст между воздымающимися хребтами и примыкающими к ним тектоническими впадинами явился в данном случае не менее важным фактором мощной пролювиальной аккумуляции, чем особенности климата.

Литологический состав обломков пролювия тесно связан с породами близ находящихся хребтов, за счет размыва которых произошло образование конусов. Так, конус выноса, образованный реками Пиленга и Славка, состоит преимущественно из мезозойских песчаников Набильского хребта, откуда берут начало реки. Полоса слившихся конусов выноса вдоль юго-восточного борта Поронайской депрессии образована породами Восточно-Сахалинских гор. Мощные пролювиальные конусы, окаймляющие Сусунайский хребет, сложены исключительно зеленокаменными сланцами, яшмами и другими породами Сусунайского хребта.

Описанные пролювиальные и флювиогляциальные отложения составляют весь разрез плейстоценовых осадков Поронайской и Сусунайской депрессий. Накопление большей части толщи этих осадков приходится, по-видимому, на эпохи холодного климата среднеплейстоценового и позднеплейстоценовых похолоданий, когда в результате морозного выветривания в реки и ручьи, стекающие с гор, периодически поступало большое количество обломочного материала, которое, не будучи переработанным, отлагалось в виде субаэральных дельт при выходе потоков с гор в депрессию. Большая мощность пролювиальной толщи (в Поронайской – 250 м, в Сусунайской – около 200 м) обусловлена также неотектоническим под-

Рис. 4. Характер взаимоотношения верхнеплейстоценового аллювио-пролювия Поронайской депрессии с аллювием горных рек

1 – эрозионный рельеф Славяновского хребта; *2* – аллювио-пролювий высоких предгорных террас (Q_{II}); *3* – аллювио-пролювий аккумулятивной равнины (Q_{III}); *4* – аллювий цокольной террасы 10–15м (Q^4_{III}); *5* – аллювий аккумулятивной террасы 6–7 м (Q^1_{IV}); *6* – аллювий пойм (Q^2_{IV})

нятием Западно-Сахалинского и Восточно-Сахалинского антиклинориев, с одной стороны, и опусканием Поронайского и Сусунайского синклинориев – с другой.

В.В. Соловьев и Г.С. Ганешин [1971] относят описываемые осадки к перигляциальному аллювию, считая, что "обильные муссонные осадки и увлажнение за счет таяния горных ледников создавали" в холодные эпохи на Сахалине благоприятную обстановку для существования постоянных, а не временных водотоков. Как будет показано ниже, в холодные эпохи зона муссонов сдвигалась к югу и климат становился более континентальным, в связи с чем основная масса крупнообломочного материала, по-видимому, поступала за счет деятельности временных водотоков.

Интересен характер взаимоотношений аллювиально-пролювиальных отложений с аллювием горных рек (рис. 4). В районе выходов на равнину рек Матросовка, Побединка, Орловка наблюдается переход аллювия второй надпойменной террасы высотой 12–15 м позднеплейстоценового возраста (Q^4_{III}) в верхнюю часть аллювио-пролювия Поронайской депрессии.

Ближе к центру депрессий субаэральные дельты переходят в поверхность озерно-аллювиальных равнин с типичным термокарстовым рельефом в виде бесчисленных, различной величины округлых озер. Термокарст развит повсеместно на северо-западном, северо-восточном побережье Северо-Сахалинской равнины, в Лунской, Айнской, Поронайской и северной части Сусунайской низменности.

В поверхность аккумулятивных пролювиальных и озерно-аллювиальных равнин вложены поймы и первые надпойменные террасы основных рек депрессий – Поронай, Большой Такой, Сусуя и их многочисленных притоков.

В краевых частях низменностей местами наблюдаются морские позднеплейстоценовые террасы высотой 15–25 м, а также широко развиты морские голоценовые равнины. Последние описаны ниже при характеристике геоморфологического строения побережья.

Геоморфологическое строение побережья

По характеру строения и развития выделяется три типа побережья: гористое, террасированное и аккумулятивное (рис. 1).

Гористое побережье имеет ограниченное распространение. Оно характерно для участков интенсивного новейшего поднятия, включающих: восточные склоны Восточного хребта п-ова Шмидта, Центрального хребта Восточно-Сахалинских гор, Тонино-Анивского хребта, Западно-Сахалинские горы. Этот тип побережья, кроме отсутствия морских террас, отличается преимущественным развитием денудационно-абразионных мелкобухтовых берегов. Лишь местами сохранились отдельные обрывки высоких абразионных террас.

А.П. Кулаков [1973] связывает формирование этого типа побережья со стабилизацией тектонических процессов структур (в частности, Сусунайского, Тонино-Анивского и др. поднятий). Отсутствие лестницы террас в долинах рек, а также "висячие устья" на абразионном побережье Тонино-Анивского, Сусунайского, Восточного хребтов п-ова Шмидта свидетельствуют об интенсивном новейшем поднятии территорий.

Террасированное побережье в противоположность первому типу имеет наиболее широкое распространение на Сахалине. Оно окаймляет на значительном протяжении обращенные к морю склоны Западно- и Восточно-Сахалинских гор, Сусунайского, Тонино-Анивского хребтов, Западного хребта п-ова Шмидта, Корсаковского плато на юге острова. Морские террасы занимают значительные площади Муравьевской низменности и п-ова Терпения, а также на участках перехода от горных хребтов к прибрежным низменностям в северной части острова, на берегах залива Терпения.

Анализ распространения морских террас Сахалина позволяет прийти к выводу о приуроченности данного типа побережья к участкам, испытывающим в течение плиоцен-плейстоценового времени замедленное поднятие. Отмечается четко выраженная унаследованность развития побережья: обычно те участки, где наблюдаются нижние (голоценовые, позднеплейстоценовые) террасы, имеют также и высокие уровни более древних террас.

Аккумулятивное побережье приурочено к выходам к морю неотектонических депрессий. Основными элементами строения низменного побережья являются различные береговые аккумулятивные формы: косы, аккумулятивные выступы, пересыпи, береговые бары, отделяющие от моря лагуны. За последними со стороны суши в одних случаях расположены террасированные морские равнины (Муравьевская низменность), в других – низменные аллювиальные, пролювиальные и озерные равнины (Тымь-Поронайская, Сусунайская низменности).

Общая черта различных участков низменного побережья – отмелый береговой подводный склон, сложенный рыхлыми наносами и осложненный подводными аккумулятивными формами; затопленные устья рек; срезание древних береговых валов более молодыми сериями; общее надвигание пересыпей на лагуны; следы современного размыва морского края пересыпей.

Наряду с отмеченными особенностями местами отчетливо наблюдается уменьшение высот валов от берега по направлению к суше, что ясно указывает на медленное погружение берега.

Классический пример этого типа побережья – восточное лагунное побережье Северо-Сахалинской равнины, детально рассмотренное в работах А.Т. Владимирова [1961] и П.Ф. Бровко [1979]. Крупные аккумулятивные формы окаймляют с севера Байкальскую, Сусунайскую, с юга – Поронайскую и Сусунайскую низменности.

Таким образом, заканчивая краткий обзор геологического и геоморфологического строения острова, отметим, что, согласно основным неотектоническим элементам, в пределах острова можно наметить три области, различающиеся по характеру осадконакопления в плейстоцене: область опусканий, характеризующуюся относительно непрерывным осадконакоплением в плейстоцене и максимальными мощностями плейстоценовых отложений (аккумулятивные равнины); область слабых поднятий, характеризующуюся прерывистым осадконакоплением, местами (в зависимости от скорости поднятий) аккумуляцией мощных толщ плейстоценовых осадков (денудационные предгорья, высокие террасы побережья); область неотектонических поднятий, в пределах которой накапливаются лишь маломощные плейстоценовые отложения (горные районы острова).

КЛИМАТ

Климат – определяющий фактор формирования флоры, растительного покрова и интенсивности физико-геологических процессов. Поскольку изменение климата, а следовательно, и растительного покрова в плейстоцене положено нами в основу стратификации плейстоценовых отложений, рассмотрим современный климат с этой точки зрения.

Отметим три фактора, оказывавшие в прошлом и оказывающие в настоящее время решающее влияние на формирование флоры и растительного покрова.

1. Близость к обширному Азиатскому материку и к Тихому океану при всей изменчивости соотношений между сушей и морем в деталях представляет очень древнюю черту рассматриваемого участка земной поверхности.

Вследствие неоднородных, изменяющихся от сезона к сезону влияний суши и моря атмосферная циркуляция носит резко выраженный муссонный характер. В холодный период, когда над центральными районами Восточной Сибири устанавливается мощный антициклон, на восточной периферии его возникает устойчивый перенос континентального воздуха, сопровождающийся ветрами северных, северо-западных и западных направлений (зимний муссон). Это особенно ярко выражено на севере Сахалина, где нет искажающего действия рельефа.

Над Японией в средней тропосфере образуется широкая зона повышенных контрастов температуры и сильных ветров. В этой зоне создаются благоприятные условия для возникновения циклонов, которые отсюда движутся к северо-востоку [Земцова, 1968]. Они обусловливают на Сахалине обильные снегопады, штормовые ветры, сильные и продолжительные метели. Наибольший процент дней с циклонической циркуляцией отмеча-

ется в декабре (81%), чему способствует резкий контраст температуры между континентом и морем. За полугодие с октября по март в среднем через Охотское море проходит около 50 циклонов [Ильинский, Егорова, 1962].

Для теплого периода характерно усиление циклонической деятельности над континентом и установление над Охотским морем области повышенного давления. Господствует перенос на континент влажного морского воздуха (летний муссон), сопровождающийся ветрами южных и юго-восточных направлений. Охотский антициклон является весьма устойчивой системой, особенно в первую половину лета, чему способствует подстилающая поверхность – холодное море с плавающими льдами. Сахалин оказывается, как правило, полностью или частично под его воздействием. В результате преобладания антициклонической циркуляции в июне и в первой половине июля над Охотским морем в районе Сахалина наблюдается пасмурная и холодная погода с туманами [Земцова, 1968].

Годовая сумма осадков на Сахалине изменяется от 500 до 1000 мм на побережье и достигает 1200 мм в горах. Для распределения осадков по территории характерно: общее их возрастание с севера на юг (с 500–650 мм на севере до 800–1200 мм на юге); уменьшение их во внутренних долинах; увеличение осадков на восточных склонах гор, связанное с прохождением восточных и юго-восточных циклонов и тайфунов. Последнее имело место на протяжении по крайней мере всего четвертичного периода, обусловив большую высоту снежного покрова и развитие ледниковых форм рельефа преимущественно на восточных склонах, и в первую очередь Восточно-Сахалинских гор.

Избыток влаги в пределах острова (испарение составляет за год 300 мм на севере и 400 мм на юге), особенно в местах, где сток и просачивание влаги в почву затруднены вследствие мерзлоты или распространения водонепроницаемых пород, обусловливает заболачивание территории (север Сахалина, Поронайская, Сусунайская низменности).

2. На протяжении длительного времени близость к Азиатскому материку сочеталась с относительной обособленностью от материка.

Окружающие Сахалин Охотское и Японское моря, а также Берингово море и северо-западная часть Тихого океана оказывают и оказывали большое влияние на климат острова, поздней осенью и зимой воздействуя отепляюще, весной и в первую половину лета – охлаждающе [Земцова, 1968]. В связи с особенностями муссонной циркуляции больше сказывается охлаждающее влияние морей весной и в первую половину лета. Кроме того, вдоль восточного побережья Сахалина проходит с севера на юг холодное Восточно-Сахалинское течение, сильно охлаждающее побережье острова. Западный же берег Южного Сахалина находится под воздействием более теплого Японского моря (Цусимское течение), благодаря чему температура воды Татарского пролива у западных берегов выше на 3–4°, чем температура вод Охотского моря у восточных берегов Сахалина. Это обстоятельство оказывало и оказывает значительное воздействие на формирование флоры и растительного покрова, и в настоящее время наиболее теплолюбивая широколиственная флора сохранилась лишь на западном побережье Среднего и Южного Сахалина [Толмачев, 1959].

3. Значительная протяженность Сахалина с севера на юг, изменение условий циркуляции и радиационного режима в этом направлении, различные свойства окружающих морей обусловливали в прошлом и обусловливают в настоящем изменение температуры воздуха с севера на юг. Средняя годовая температура воздуха изменяется от –2,0–2,7° на севере Сахалина до +4,0 +4,5° на юге. Изменение температуры с севера на юг ярче выражено зимой, чем летом. Различия в крайних значениях средней месячной температуры января между севером и югом составляют более 15° (пос. Кировское –24,2°, м. Крильон –7,6°), в летнее же время года они уменьшаются до 5° (м. Терпения +12°, г. Невельск +18,2°).

4. И наконец, гористый рельеф представляет одну из устойчивых особенностей этого участка земной поверхности, создавая предпосылки для значительной высотной дифференциации растительного покрова [Толмачев, 1959] и обусловливая различия в климате отдельных частей острова. Зимой, кроме общего понижения температуры с юга на север, происходит ее понижение от берега внутрь острова, летом же происходит увеличение температур в том же направлении.

Таким образом, в центральных частях острова (Тымь-Поронайская и Сусунайская низменности) наблюдаются наибольшие годовые амплитуды температуры воздуха (30° – г. Южно-Сахалинск, 39,8° – пос. Кировское), что указывает на увеличение континентальности климата в центральных районах острова по сравнению с другими районами [Колосков, 1936]. Коэффициент континентальности этих районов, вычисленный по методике, предложенной А.А. Борисовым [1965], достигает 60–80%. Это обстоятельство, на наш взгляд, является определяющим в процессе вымирания наиболее теплолюбивых широколиственных растений сахалинской флоры в пределах Тымь-Поронайской и Сусунайской низменностей, а также в формировании растительного покрова, схожего с растительностью Северного Сахалина. Наименьшей континентальностью отличается юго-запад (годовая амплитуда составляет 25°), что обусловило сохранение теплолюбивых элементов флоры, некогда широко распространенных на территории всего острова [Толмачев, 1955, 1959].

РАСТИТЕЛЬНЫЙ ПОКРОВ И СОВРЕМЕННЫЕ СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВЫЕ СПЕКТРЫ

По данным "Геоботанического районирования СССР" [1974], Сахалин относится к Евразиатской хвойнолесной области; территория, лежащая к северо-востоку от мыса Погиби – устье р. Набиль, рассматривается как Северо-Сахалинский округ Восточно-Сибирской подобласти светлохвойных лесов, а к юго-западу от той же линии – как Сахалинский округ Южно-Охотской подобласти темнохвойных лесов. Заметим, что различия в характере растительности упомянутых округов подкрепляются и достаточно резкими различиями в составе флоры. Так, из 70 представленных на Сахалине родов древянистых растений около 30 совершенно чужды северной трети острова. Роды Taxus, Sasa, Quercus, Ulmus, Schizandra, Cerasus, Malus, Acer, Actinidia, Ilex, Euonymus, Eleuteroccocus и др. не встречаются севернее 51°–51°30′ с.ш. [Толмачев, 1959]. В этой связи интересно про-

водимое в "Геоботаническом районировании СССР" [1947] сопоставление лиственничных лесов Северо-Сахалинского округа с лесами более северных округов (Аянского и Бурейско-Удского), относимых к подзоне кустарниковых лиственничных лесов. Этим оттеняется резкость перехода от лиственничных лесов к темнохвойным лесам средней части острова, сопоставляемых с южными вариантами хвойных лесов других частей Евразии.

Другой, не менее важной геоботанической границей является граница между Южным Сахалином (где развиты преимущественно темнохвойные леса) и крайним юго-западом п-ова Крильона, где благодаря "утепляющему" влиянию Цусимского течения сохранились многие теплоумеренные широколиственные и субтропические элементы флоры.

Таким образом, в пределах Сахалина выделяются следующие геоботанические подзоны (по А.И. Толмачеву [1955]). Север острова занимает подзона лиственничных лесов (I на рис. 5). Леса образованы Larix ochotensis Kobesh. и характеризуются редкостойностью; в качестве примеси в них встречаются Pinus pumila (Pall.) Rgl., Alnaster maximowiczii Call., Betula middendorfii Trautv.et Mey., B. exilis Suk. В горах и предгорьях Западно- и Восточно-Сахалинских хребтов Среднего Сахалина распространена подзона темнохвойных лесов с преобладанием ели (II). Леса образованы Picea glehnii (Fr. Schm.) Mast., P. ajanensis Fisch., Abies sachalinensis Fr. Schm. В долинных лесах из ольхи, березы, тополя, ивы, чозении встречаются теплолюбивые породы: Quercus mongolica Fisch., Ilex rugosa Fr. Actinidia kolomicta Maxim., Schizandra chinensis (Turcz.) Baill., Juglans sieboldiana Maxim., Ulmus laciniata (Trautv.) Mayr., U. propinqua Koidz., U. pumila L., Skimmia repens Nakai, Acer pictum Thunb., Vitis kaempferi Koch., Fraxinus mandschurica Rupr. Подзона темнохвойных лесов с преобладанием пихты (III) занимает юг острова. Основными лесообразующими породами являются Abies sachalinensis Fr. Schm., A. mayriana Miyabe et Kudo, Picea ajanensis Fisch., P. glehnii (Fr. Schm.) Mast. Флора подзоны обогащена южными видами деревьев и кустарников: Viburnum furcatum Blume, V. wrightii Miq., Aralia schmidtii Pojark., Eleutheroccocus senticosus Maxim., Ilex crenata Thunb. и др. Значительно распространен курильский бамбук (Sasa kurilensis Fr. Schm.). В травостое увеличивается роль крупнотравья (Polygonum sachalinensis Fr. Schm., Cardiocrinum glehnii (Fr. Schm.) Makino. Флора подзоны обнаруживает черты сходства с флорой Хоккайдо и южных Курильских островов. И наконец, на крайнем юго-западе острова находится подзона темнохвойных лесов с примесью широколиственных пород (IV). Здесь наряду с елью, пихтой и широколиственными растениями, развитыми севернее, встречаются Phellodendron sachalinense (Fr. Schm.) Sarg., Quercus crispula Blume, Padus ssiori (Fr. Schm.) C.K. Schn., Kalopanax septemlobum (Thunb.) Koidz., Toxicodendron orientale Greene, Taxus cuspidata Sieb.et Zucc., Morus bombycis Koidz.

Используя палинологические данные для выяснения истории развития растительности в плейстоцене, нам очень важно знать, насколько правильно ископаемые спорово-пыльцевые спектры отражают состав растительности. Для этого мы исследовали состав современных спорово-пыльцевых спектров Сахалина и сравнили его с составом современной растительности.

Характеристика основных зональных типов спорово-пыльцевых спектров отложений различного генезиса достаточно хорошо освещена в литературе [Гричук, 1942; Мальгина, 1950, 1952; Заклинская, 1951; Федорова, 1952а, б; Нейштадт, 1957; М.П. Гричук, 1959, 1970; Голубева, Матвеева, Гитерман, Коренева, 1960; Пермяков, 1964; Пьявченко, 1968]. Однако и для территории Дальнего Востока такие исследования редки [Васьковский, 1957; Коренева, 1955, 1957; Махова, 1971; Алешинская, Шумова, 1978].

Мы не ставили себе целью проводить детальные исследования в этом направлении, а ограничились лишь отбором ряда поверхностных проб и сравнением их спорово-пыльцевых спектров с составом растительности острова.

Эти данные явились основанием для объективной интерпретации ископаемых спорово-пыльцевых спектров.

В различных районах о. Сахалина были отобраны образцы поверхностных проб отложений различного генезиса (морских, аллювиальных, озерных, болотных, напочвенных). Результаты анализа этих образцов приведены в табл. 2 (вкл.) и на спорово-пыльцевой диаграмме (рис. 5).

Рассматривая соотношения основных компонентов общего состава спорово-пыльцевых спектров, мы видим, что спектры большей части проб четко выраженного лесного типа: в них абсолютно преобладает пыльца древесных пород (до 89%). Что же касается остальных компонентов общего состава, то совершенно закономерно в спорово-пыльцевых спектрах подзоны лиственничных лесов Северного Сахалина большое место (до 51%) занимает пыльца трав и кустарничков в соответствии с широким развитием травяного покрова под пологом редкостойных лиственничных лесов (в основном это Gramineae, Cyperaceae). В спорово-пыльцевых спектрах проб подзон темнохвойных лесов Среднего и Южного Сахалина пыльца трав составляет преимущественно 5–10% (изредка содержание ее повышается до 34%), уступая второе место спорам. В составе спектров подзоны лиственничных лесов Северного Сахалина пыльца древесных пород представлена в основном Pinus pumila (20–86%), Betula (до 70%), Alnus (6–26%). Роль пыльцы Larix (основной лесообразующей породы подзоны) в спорово-пыльцевых спектрах мала (3–8%). Небольшое участие в спектрах пыльцы темнохвойных пород Abies (встречается единично) и Picea (2–12%) соответствует незначительной роли этих растений в растительном покрове: они покрывают лишь склоны немногочисленных возвышенностей. Не встречена пыльца широколиственных растений, не произрастающих ныне на территории севера острова.

Таким образом, отражение в спорово-пыльцевых спектрах растительности подзоны лиственничных лесов не тождественно. Это связано, по-видимому, с плохой сохранностью пыльцы лиственницы [Березина, 1969] и большой продуктивностью и летучестью пыльцы кедрового стланика.

В подзонах темнохвойных елово-пихтовых и пихтово-еловых лесов на Среднем и Южном Сахалине в спектрах главенствующая роль среди пыльцы древесных пород принадлежит Abies (до 22%), Picea (8–46%), Alnus

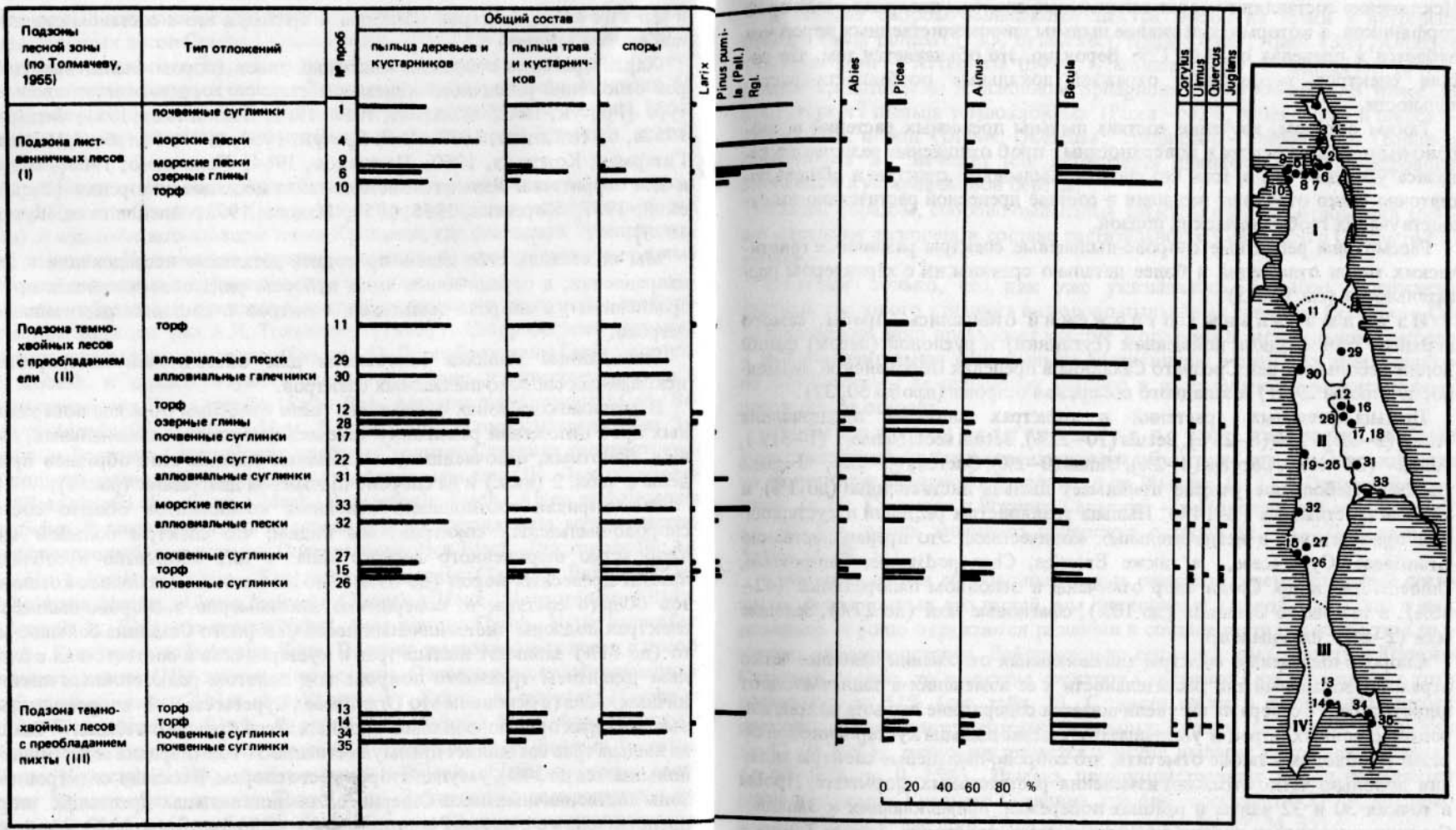


Рис. 5. Распределение пыльцы деревьев и кустарников в спорово-пыльцевых спектрах современных отложений Сахалина

(10–50%), Betula (6–44%). Роль пыльцы ели и пихты в спорово-пыльцевых спектрах значительно ниже участия этих пород в растительности этих подзон. Содержание пыльцы ольхи и берез, наоборот, превышает участие их в растительном покрове.

Процентное содержание пыльцы пихты с севера на юг увеличивается (с 2 до 22%), что отражает переход в этом же направлении пихтово-еловых лесов Среднего Сахалина в елово-пихтовые леса южной части острова. При этом сокращается участие пыльцы светлохвойных пород (Larix – единично, Pinus pumila – 2–4%). Исключение составляют районы крупных межгорных низменностей (Поронайской – пробы 31, 33 и Сусунайской – пробы 13, 14), имеющих растительный покров несколько более холодолюбивого облика, чем растительность окружающих гор. Растительность межгорных низменностей представлена разреженными лиственнично-березовыми лесами и кедрово-ольховыми зарослями со значительными пространствами болот. Это нашло отражение в увеличении роли пыльцы кедрового стланика в спектрах до 25–30%. Однако и здесь процентное содержание пыльцы кедрового стланика значительно превышает участие этой породы в местном растительном покрове.

В спорово-пыльцевых спектрах Среднего и Южного Сахалина отмечена пыльца широколиственных пород – Corylus (до 2%), Ulmus (до 6%), Quercus (до 6%), Juglans (до 2%), что хорошо отражает действительное участие данных растений в растительном покрове этих районов острова.

Исключение составляют спорово-пыльцевые спектры поверхностных проб торфяников, в которых содержание пыльцы широколиственных пород колеблется в пределах от 0 до 12%. Вероятно, это объясняется тем, что состав спектров торфяников отражает локальные особенности растительности.

Таким образом, изучение состава пыльцы древесных растений в спорово-пыльцевых спектрах поверхностных проб отложений различного генезиса убеждает нас в том, что спорово-пыльцевые спектры в общем достаточно четко отражают различия в составе древесной растительности существующих геоботанических подзон.

Рассмотрим рецентные спорово-пыльцевые спектры различных генетических типов отложений и более детально сравним их с характером растительности (см. рис. 5).

Из аллювиальных отложений отбирались пробы самого верхнего слоя осадков пойменной (суглинки) и русловой (песок) фаций долин небольших рек Среднего Сахалина в пределах Поронайской низменности (пробы 29,31) и западного побережья острова (пробы 30, 32).

Пыльца древесных растений в спектрах аллювия представлена Abies (2–8%), Picea (8–25%), Betula (10–22%), Betula sect. Nanae (1–31%), Alnus (28–40%), Corylus (0–2%), Ulmus (0–2%), Quercus (0–2%), Juglans (0–2%). Небольшое участие принимает пыльца лиственницы (до 1%) и кедрового стланика (2–14%). Пыльца травянистых растений и кустарничков присутствует в незначительных количествах. Это преимущественно Gramineae, Cyperaceae, а также Ericales, Chenopodiaceae, Compositae, Umbelliferae и др. Среди спор отмечены в основном папоротники (42–86%), в том числе Osmunda (до 10%), сфагновые мхи (до 27%), зеленые мхи (2–8%), плауны и пр.

Спорово-пыльцевые спектры аллювиальных отложений наиболее четко отражают зональный тип растительности и ее изменения в зависимости от широты. Так, с севера на юг увеличивается содержание пыльцы пихты, широколиственных пород и уменьшается участие пыльцы кустарничковой березы. Необходимо также отметить, что спорово-пыльцевые спектры аллювия довольно четко отражают изменения растительных формаций. Пробы в точках 30 и 32 взяты в районах побережья, примыкающих к Западно-Сахалинским горам, сплошь покрытым темнохвойными лесами (лишь в долинах здесь произрастают леса из мелколиственных и широколиственных пород), а пробы в точках 29 и 31 – в Поронайской низменности, растительный покров которой близок к растительности Северного Сахалина и представлен редкостойными лиственнично-кедровниково-березовыми лесами. Именно этим обстоятельством объясняется большое содержание в спорово-пыльцевых спектрах точек 30, 32 пыльцы ели, пихты и широколиственных пород, а в точках 29, 31 – лиственницы, кедрового стланика и кустарничковой березы.

Спорово-пыльцевые спектры проб современных озерных осадков отобраны с современного пляжа небольших термокарстовых озер на северо-восточном побережье Северного Сахалина (т.9) и в Поронайской низменности (т. 28), т.е. в районах, принадлежащих к различным геоботаническим подзонам.

В составе спорово-пыльцевого спектра пробы из точки 9 встречена пыльца Pinus pumila (51%), Betula sect. Nanae (44%), Alnus (3%), Alnaster (1%), из трав – Artemisia (34%), Gramineae (21%), Potamogeton (34%). Споры представлены в основном Sphagnum и Polypodiaceae. В точке 28 присутствует пыльца темнохвойных (Picea – 43%, Abies – 3%) и широколиственных пород (Ulmus, Quercus); среди спор – Sphagnum и Osmunda cinnamomea L.; исчезает или встречается единично пыльца кедрового стланика и кустарничковой березы.

Таким образом, спорово-пыльцевые спектры озерных отложений хорошо отражают различия в составе растительности Северного и Среднего Сахалина.

Отметим только, что, как уже указывалось, большое содержание пыльцы кедрового стланика в спорово-пыльцевых спектрах Северного Сахалина порою явно превышает участие этого вида в растительном покрове и что незначительная роль пыльцы лиственницы в спектрах этих осадков не соответствует ее широкому участию в растительности лиственничных лесов севера острова.

Пробы поверхностного слоя почвы являются наиболее многочисленной группой анализируемых объектов (рис. 5). Они отобраны на территории Северного Сахалина: п-ов Шмидта (т. 1) и Охинский перешеек (т.2); Среднего и Южного Сахалина – в Поронайской низменности (т. 16–18), вдоль западного побережья острова (т. 19–27) и на п-ове Анива (т. 34, 35).

Сравнивая состав спорово-пыльцевых спектров севера острова со спектрами более южных его частей, мы приходим к выводу о том, что в них довольно хорошо отражаются различия в составе растительности этих различных районов острова. Действительно если спектры Среднего и Южного Сахалина лесные, то в составе спектров Северного Сахалина пыльца трав составляет до 51% (см. табл. 2). С севера на юг в спорово-пыльцевых спектрах увеличивается содержание пыльцы пихты (с 0–1 до 29%), ели (с 12 до 62%); резко сокращается участие пыльцы кедрового стланика (с 48–57% до 0–15%). Пыльца широколиственных пород появляется лишь в спектрах Среднего Сахалина, где она составляет 0,5–3%, увеличивая свое содержание до 4,5% на юге острова (т. 26, 27, 34, 35).

Что касается пыльцы травянистых растений и спор, то нам не удалось выявить каких-либо закономерностей, анализ каждого из полученных спорово-пыльцевых спектров и сравнение их с составом растительности убеждают нас в том, что состав пыльцы трав и спор отражают в основном растительные сообщества вблизи пункта отбора пробы.

Необходимо отметить также значительные колебания процентного содержания пыльцы некоторых растений, что свойственно спектрам именно почвенных проб (например, в пределах подзоны елово-пихтовых лесов содержание пыльцы ели колеблется от 7 до 62%). Это обстоятельство может быть объяснено закономерностями формирования почвенных спорово-пыльцевых спектров, которые, подобно пробам из торфов, в большей степени, чем спектры других типов осадков (озерных, аллювиальных и т.д.), зависят от множества факторов (микрорельефа, степени и режима увлажнения, различий в составе почвенной микрофлоры и др.).

Пробы болотных отложений проанализированы со всей территории острова, начиная с севера (т. 10 – Северо-Сахалинская равнина), включая среднюю часть (т. 11, 12, 15) и кончая крайним югом (т. 13, 14).

Рассматривая соотношения основных групп пыльцы в спорово-пыльцевых спектрах этих проб, мы видим, что они могут правильно отражать флористический состав, но не всегда показательны для зонального типа растительности (см. табл. 2). Так, на севере (т. 10) пыльца деревьев и споры составляет по 46%, а пыльца трав – лишь 8%, в то время как южнее пыльца трав может встречаться в большом количестве (до 34% в т. 15), а местами преобладать над содержанием пыльцы деревьев (30%), что не характерно для зонального типа растительности острова. Кроме того, обнаружены спорово-пыльцевые спектры, которые соответствуют зональному типу растительности (т. 12), хотя участие пыльцы трав и кустарничков во всех спектрах болотных отложений довольно высокое.

Спорово-пыльцевые спектры болотных отложений в значительной мере отражают различия в составе растительности севера и юга острова. Так, спектры северной части острова представлены в основном пыльцой кедрового стланика (14%) и березы (72%), единично – ели и ольхи, южной части острова – пыльцой пихты (до 17%), ели (до 47%), березы (18–51%), широколиственных пород (лещина, дуб, вяз, орех – до 10%). Из пыльцы травянистых растений и кустарничков встречены Gramineae, Cyperaceae, Ericales, Artemisia, Myriophyllum, Alismataceae. В них присутствуют споры сфагновых мхов (52–90%), папоротников (1–8%), плаунов (до 47%), единично – чистоуста и др.

В целом спорово-пыльцевые спектры болотных отложений хорошо отражают растительные ассоциации, расположенные только в непосредственной близости от болот, что необходимо учитывать при интерпретации погребенных торфов и лигнитов.

Прибрежно-морские отложения отобраны с пляжа заливов Сахалинский (т. 3–5) и Терпения (т. 33), где они представлены песками, а также с пляжа лагуны Байкал (т. 6–8), в кутовой части которой накапливаются глины и илы. Спорово-пыльцевые спектры проанализированных образцов этих отложений хорошо отражают зональный тип растительности: пыльца деревьев преобладает во всех спектрах, составляя 33–86%, трав – 9–41%, споры – 2–48%.

Наиболее полно в составе спорово-пыльцевых спектров отражается растительность окружающего побережья. Широкому распространению кедрового стланика на побережье острова и болотах, поросших редкой березой, зарослями багульника, соответствует высокое содержание в спорово-пыльцевых спектрах пыльцы кедрового стланика (21–88%), березы (до 36%), ольхи (до 27%), злаковых (6–40%), вересковых (до 71%), спор зеленых и сфагновых мхов, папоротников и плаунов. Резкие различия в характере растительного покрова северной и средней частей острова находят некоторое отражение в составе спорово-пыльцевых спектров. Так, пыльца темнохвойных пород в сумме составляет от 1,5 до 16% на севере и 50% – на юге.

Существенных различий в составе спорово-пыльцевых спектров прибрежно-морских отложений, имеющих различный гранулометрический состав, не наблюдается.

Спорово-пыльцевые спектры прибрежно-морских отложений по общему составу и количественным соотношениям пыльцы и спор ближе всего к озерным спектрам.

Таким образом, нами установлены для Сахалина лишь самые общие закономерности соотношений состава спорово-пыльцевых спектров отложений различного генезиса с составом растительности. Вопросы влияния вертикальной зональности в распределении растительности на состав спорово-пыльцевых спектров путем детальных палинологических и геоботанических исследований ждут своего решения.

ОБЗОР ИЗУЧЕННОСТИ ПЛЕЙСТОЦЕНА САХАЛИНА

Первые сведения об отложениях плейстоцена были получены в результате геологосъемочных работ Геолкома (1908–1920гг.), в которых принимали участие Э.Э Анерт, Н.П. Тихонович, П.И. Полевой. Э.Э. Анертом [1908а, 1908б] изучены отложения в долине р. Тымь и на восточном побережье Северного Сахалина. Изучив "галечные слои" долины р. Тымь, он приходит к выводу о формировании их за счет "размыва За-Тымовского" (Набильского) хребта. Э.Э Анерт [1908б] далее указывает на наличие трех уровней морских террас высотой 10–12, 20–30 (современного возраста) и 60–80 м (постплиоценового). Между заливами Одопту и Эхаби он наблюдал морские осадки: слоистые пески с глинистыми прослойками, перекрытые глинистым песком с хорошо и плохо окатанными глыбами и валунами. Последние, по мнению Э.Э. Анерта, напоминают ледниковые отложения Европы.

Н.П. Тихонович [1909, 1914] дал схему расчленения плейстоценовых отложений п-ова Шмидта на отложения "постплиоценовой, древней и современной" морских трансгрессий. К отложениям постплиоценовой трансгрессии он относит осадки прибрежного типа мощностью от 1 до 60 м, слагающие террасу высотой до 120 м. Отложения древней морской трансгрессии, представленные "песками морского типа" мощностью до 6 м, слагают, по данным Н.П. Тихоновича, террасы высотой 20–24 м. Современные отложения расчленены им на "древние" и "новые" – аллювиального, лагунного, дельтового, делювиального и элювиального генезиса.

В 1915 г. появляется сводка по геоморфологии Северного Сахалина Н.П. Тихоновича и П.И. Полевого, в которой плейстоценовые отложения расчленены на "отложения древней морской трансгрессии" и современные.

Плейстоценовые отложения и террасовые уровни Северного Сахалина вызывают пристальное внимание исследователей. Так, Г. Кобаяси [1926] отметил множественность уровней морских террас Северного Сахалина, которая, по его мнению, является результатом "повторного" тектонического поднятия берега в эпоху постплиоцена. Среди плейстоценовых отложений он выделил отложения "древних" террас (высотой 20–30,

30–40, 40–70 м), отложения "новых" террас (7–15м) и аллювиальные отложения.

Д.И. Дамперов [1928], а позднее Д.И. Дамперов и Б.Н. Елисеев [1933] разработали схему расчленения плейстоценовых отложений на постплиоценовые (морские террасы 60, 30–35 и до 20 м) и современные морские, аллювиальные, органогенные отложения низких террас.

Н.А. Гедройц [1928] впервые упоминает о находке морской фауны в осадках, слагающих морскую террасу 15–20 м. Моллюски родов – Tellina, Natica, Mactra ребристые кардиды и Pecten. yessoensis Jouj. (определения И.П. Хоменко) обнаружены близ нижней границы верхнеплейстоценовых отложений, слагающих морскую террасу 15–20 м восточного берега Северного Сахалина.

И.П. Хоменко [1928] в голоценовых лагунных илистых песках, развитых в устьевой части р. Эхаби в 0,5 км от берега, встречена морская фауна: Mytilus edulus L., Macoma nasuta Conr., M. baltica var. solidella Pulh., Mya arenaria L., Lithorina sitchana Phill., Balanus sp. Я. Мотайоро [Motajoro, 1929] указывает на находки плейстоценовой морской фауны на Корсаковском плато на высоте от 10 до 180 м, однако в связи с неясностью геоморфологического положения и стратиграфической приуроченности находки она не может быть использована даже для характеристики отложений.

С 1938 г. начинаются геологосъемочные работы на территории Северного и Среднего Сахалина, проводившиеся геологами ДВГУ и ВНИГРИ. Однако специальные работы по стратиграфии плейстоценовых отложений и в этот период редки [Штемпель, 1940; Смехов, 1935, 1939; Плешаков, 1938, 1940].

В 1940 г. с целью установления связи Сахалина с материковой частью Дальнего Востока и синхронизации основных этапов развития рельефа и отложений плейстоцена Сахалина и Приамурья ДВГУ производилась крупномасштабная геоморфологическая съемка и съемка плейстоценовых отложений, осуществленная В.Я. Филлипович. Были изучены плейстоценовые отложения и геоморфология западного побережья на участке мыс Погиби – мыс Уанди и выделены "древнечетвертичные" отложения морской равнины высотой 40–60 м, "позднечетвертичные" отложения морской равнины высотой 8–40 м и современные отложения морской равнины, лайды, поймы высотой до 4 м.

В связи с общим развитием советской науки в послевоенный период значительно усиливаются геологические исследования и на территории Сахалина. Многочисленные геологические исследования этого периода обобщены в работах Е.М. Смехова [1953], коллектива авторов во главе с С.Н. Алексейчиком [1959] по территории Северного Сахалина и В.Д.Козыревым [1960] по Южному Сахалину. Однако вопросам стратиграфии плейстоценовых отложений в них уделено незначительное внимание. Е.М. Смехов [1953] отметил крайне низкую степень их изученности, а также отсутствие критериев проведения границы между неогеновыми и плейстоценовыми образованиями. Слабая изученность плейстоценовых отложений не позволила на состоявшемся в 1959 г. Совещании по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов принять такую схему по Сахалину [Решения Межведомственного совещания по разработке и унифицировании стратиграфических схем для Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов, 1961].

С 1955 г. началось изучение территории острова, сопровождавшееся проведением систематической съемки плейстоценовых отложений в геоморфологии, а также постановкой тематических исследований коллективами геологов Второго Гидрогеологического управления МГ СССР (С.М. Александров, А.Н. Александрова, С.В. Белецкая, Г.С. Ведерников, Э.Б. Жаров, В.П. Мытарев, В.О. Михальцов, Г.М. Кугель, Т.Г. Орлова, А.А. Трепалина, В.П. Феликс и др.), Сахалинского территориального геологического управления МГ РСФСР (Д.Я. Барков, А.И. Бондарев, В.Г. Беспалый, В.Г. Гальверсен, И.Г. Завадский, Д.В. Лопатин, Г.В. Полунин, В.А. Савицкий, Ю.Н. Тарасевич и др.), ВСЕГЕИ (Г.С. Ганешин, Г.Г. Зданская, В.В. Соловьев, В.М. Рыжкова, Ю.Ф. Чемеков), СО ВНИГРИ (С.Д. Гальцев-Безюк, И.А. Теплов), Института океанологии АН СССР (В.С. Медведев, А.Т. Владимирова, А.С. Ионин, В.И. Буданов, П.А. Каплин).

Результатом этих работ явилось создание на всю территорию острова серии крупномасштабных геоморфологических карт и карт четвертичных отложений, на базе обобщения которых была выполнена геоморфологическая карта (главный редактор Г.С. Ганешин, автор В.В. Соловьев, 1962) и карта четвертичных отложений (авторы Г.С. Ганешин, В.В. Соловьев, В.М. Рыжкова, 1962), а также серия отчетов, опубликованных статей по стратиграфии плейстоценовых отложений (В.Г. Беспалым, Г.С. Ганешиным, В.В. Соловьевым, С.Д. Гальцевым-Безюком, А.Н. Александровой, С.В. Белецкой). Отдельные вопросы палеогеографии плейстоцена затронуты в статьях В.В. Соловьева [1960, 1961, 1964], С.Д. Гальцева-Безюка [1964, 1968], А.Н. Александровой [1970, 1971а–г, 1973, 1974, 1975]. Проблеме развития береговой зоны в плейстоцене посвящены статьи Е.М. Рудича [1958, 1962] и С.И. Скибы [1959], В.В. Соловьева [1961], Ю.Ф. Чемекова (1961в), С.М. Александрова [1962а] и А.Н. Александровой [1971, 1974, 1978а], В.Г. Беспалого [1964], А.П. Кулакова [1973], П.Ф. Бровко [1979].

Был получен огромный фактический материал по стратиграфическому положению и расчленению плейстоценовых отложений, особенно в результате палеопалинологического изучения плейстоценовых отложений, начатого также в эти годы. Это оказалось важным, тем более что все исследователи острова отмечают скудость либо полное отсутствие фауны, флоры, диатомовых водорослей в плейстоценовых осадках Сахалина. Находки морских моллюсков, преимущественно в верхнеплейстоценовых и голоценовых осадках, носят эпизодический характер и поэтому для целей стратиграфии и корреляции оказываются непригодными.

В 1957–1958 гг. в результате палинологического изучения плейстоценовых отложений Сусунайской депрессии, вскрытых глубокими скважинами в г. Анива (478), пос. Успенское (477), пос. Троицкое (476), пос. Мицулевка, а также ряда разрезов М.П. Гричук и Н.С. Соколовой

[1959] выявлена периодичность в изменении растительного покрова, которая была положена в основу расчленения отложений плейстоцена, причем каждому из выявленных ритмов (потепления – похолодания) в схеме отвечала эпоха, охватывающая отдел четвертичной системы, в связи с чем выделены средне-верхнеплейстоценовые и голоценовые отложения.

Палинологическое изучение плейстоценовых отложений, предпринятое автором в ходе проведения геологической съемки острова (начиная с 1959 г.), охватило все горизонты плейстоцена, вскрытые многочисленными зондировочными и глубокими скважинами (на территории Северного Сахалина, Лунской, Тымь-Поронайской, Айнской, Сусунайской и Муравьевской депрессий), а также отдельных разрезов по долинам рек и на побережье острова [Александрова, Белецкая, 1964, 1965; Александрова, Морозова, Соколова, 1966; Александрова, 1968, 1971а, б, г; 1974, 1978а, б].

В этот же период Л.К. Короткевич были изучены спорово-пыльцевые спектры отложений, вскрытых глубокими скважинами Боюклинского профиля на юге Поронайской депрессии [Беспалый, Зданская, Соловьев, 1967; Соловьев, Ганешин, 1971]. Спорово-пыльцевые спектры аллювия террас раннего, среднего и позднего плейстоцена и голоцена изучались Г.Г. Зданской [Соловьев, Зданская, 1962]. Л.И. Цыгановой исследовался разрез раннеплейстоценовых отложений, слагающих морскую террасу в районе пос. Владимирово [Цыганова, Захарова, Тарасевич, 1961]. Е.М. Назаренко получены спорово-пыльцевые спектры среднепозднеплейстоценового возраста из отложений морских террас [Кулаков, Назаренко, 1972]. В палинологическом изучении неогеновых отложений острова принимают участие Н.М. Павлова, Л.А. Табоякова, [Табоякова, 1973]. Н.И. Пьявченко [1954], Н.А. Хотинский [1971, 1972, 1977], Р.В. Федорова [Кулаков, Никольская, Федорова, 1973] анализировали спорово-пыльцевые спектры торфяников острова.

Диатомовая флора изучалась в этот период А.П. Жузе [1954, 1961, 1962], Л.А. Струве, В.П. Болдыревой и А.И. Моисеевой.

Несмотря на достигнутые успехи и издание ряда монографий по структурной геоморфологии [Александров, 1973] и геоморфологическому районированию острова [Соловьев, Ганешин, 1971], в изучении плейстоцена Сахалина остается много нерешенных и дискутируемых проблем: проведения нижней границы плейстоцена; возраста морских и речных террас; генезиса осадков, слагающих высокие террасы побережья; характера и количества оледенений; строения и возраста осадков, слагающих Центрально-Сахалинские депрессии и др. Необходимо отметить почти полное отсутствие специальных работ по изучению фауны, диатомовой флоры, вещественного состава, абсолютному датированию, палеомагнитной характеристике; нет хорошо изученных палеонтологически охарактеризованных разрезов морских и континентальных осадков; не создана палеонтологическая основа для корреляции разнофациальных отложений различных районов острова.

СТРОЕНИЕ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ТОЛЩ ЦЕНТРАЛЬНО-САХАЛИНСКИХ ДЕПРЕССИЙ

Остров Сахалин – промежуточное звено в Тихоокеанском кольце островных дуг между Японскими островами с их хорошо изученными разрезами плейстоцена, с одной стороны, и Камчаткой и материковой частью Дальнего Востока – с другой. Это определяет важность изучения плиоцен-плейстоценовых отложений острова, особенно Центрально-Сахалинских депрессий, которые, так же как и депрессии Осака и Канто о. Хонсю, были областями относительно непрерывного осадконакопления в плейстоцене, и именно здесь наблюдаются наиболее полные и мощные разрезы плейстоценовых отложений.

Наибольшую сложность представляют собой взаимоотношения морских и континентальных осадков в устьевых частях депрессий, чутко реагировавших на новейшие тектонические движения и колебания уровня Мирового океана в плейстоцене. В связи с этим были всесторонне изучены разрезы глубоких скважин, вскрывающих верхнеплиоценовые и плейстоценовые отложения юга Поронайской и Сусунайской депрессий. И лишь в качестве сравнения и для корреляции приведены сведения о стратиграфическом положении, мощности и генезисе плейстоценовых толщ, слагающих остальную территорию депрессий, что позволяет выяснить геологическое строение Центрально-Сахалинских депрессий.

ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОПОРНЫХ РАЗРЕЗОВ

Плейстоценовые отложения Сахалина в палеонтологическом отношении изучены крайне слабо: находки морской фауны и млекопитающих малочисленны, систематическое изучение диатомовой флоры отсутствует. Для целей стратиграфического расчленения плейстоценовых отложений успешно применялся метод спорово-пыльцевого анализа, позволяющий установить определенные закономерности в изменении спорово-пыльцевых комплексов, а следовательно, и в исторической смене растительности, флоры и климата в период формирования анализируемых осадков. Климатостратиграфия признана одним из основных методов стратиграфического расчленения плейстоцена [Гричук, 1961; Зубаков, 1968; и др.].

Палинологическое изучение опорных скважин в г. Поронайске (глубиной 150 м), поселках Ново-Троицкое (250 м), Каменка (35 м), Мицулевка (12 м) (рис. 6), вскрывающих верхнеплиоценовые и плейстоценовые отложения, позволило установить определенные закономерности и выделить спорово-пыльцевые комплексы[1]. Эти последние наряду с ли-

[1] Не вдаваясь в дискуссионность определения термина "спорово-пыльцевой комплекс", мы вслед за Л.А. Козяр [1966] под спорово-пыльцевым комплексом понимаем "основную категорию спорово-пыльцевого анализа, выделяемую на основе однотипных и близких по своей качественной и количественной характеристике спорово-пыльцевых спектров", соответствующих стратиграяическим подразделениям – толща, горизонт, геохронологическим подразделениям – век, время. Такое соответствие между палинологическими и стратиграфическим терминами, коль скоро спорово-пыльцевой метод рассматривается как один из палеонтологических методов представляется нам делом не только важным, но и необходимым в данной работе, где корреляция отложений депрессий и терраснрованного побережья проводится с учетом палинологических данных.

тологическими, диатомовыми данными, находками фауны и флоры позволили расчленить весь разрез плейстоцена депрессий на горизонты (рис. 7 (вкл.), 8 (вкл.), 9, 10).

Для целей более детальных корреляций отдельных слоев внутри горизонта выделялись однотипные спорово-пыльцевые спектры[1] в пределах одного комплекса пыльцы и спор. Если спорово-пыльцевой комплекс характеризует тип растительности той или иной эпохи, то изменение спорово-пыльцевых спектров указывает на изменение растительности в течение одной эпохи и определяет выделение фаз растительного покрова.

I горизонт изучен в нижних частях разрезов скважин на глубинах 119,7–150 (Поронайск) и 229,2–250 м (Ново-Троицкое). Скважины вскрыли толщу осадков, представленных суглинками и глинами, переслаивающимися с песками, галечниками и редкими прослоями торфа.

Для спорово-пыльцевого комплекса характерно преобладание пыльцы древесных растений (38–90%), пыльца трав составляет 4–26%, споры – 6–36%. Среди пыльцы древесных растений основную роль играет пыльца Picea sect. Eupicea (11–25%), Alnus (20–45%). Встречена пыльца Picea sect. Omorica, Pinus sect. Strobus, Pinus sp., а также Tsuga (T. canadensis, T. diversifolia), Taxodium, Glyptostrobus, Taxus, Juniperus. Широко представлена пыльца широколиственных и вечнозеленых растений: Juglans, Carya, Fagus, Castanea, Tillia. Число термофильных родов достигает 18, а их сумма их пыльцы – 26% (табл. 3). В группе травянистых растений основное место занимает пыльца Gramineae, Cyperaceae, Ericales, среди спор основная роль принадлежит Polypodiaceae, Osmunda claytoniana L.

Спорово-пыльцевой комплекс характеризует богатую хвойно-широколиственную растительность (1-я фаза)[2].

В суглинках и глинах, вскрытых скважиной в г. Поронайске на глубинах 123,5; 125; 128,6; 136,7; 138; 141 м, Л.А. Струве определила неогеновый комплекс морских диатомовых водорослей: Coscinodiscus elegans Grev., Actinoptychus undulatus (Bail.) Ralfs., Thalassiosira zabelinae Jouse, Stephanopyxis turris (Grev. et Arn.) Ralfs., Cosmiodiscus insignis Jouse, Porosira antiqua Jouse, Arachnoidiscus ehrenbergii Bail.

Спорово-пыльцевой комплекс, схожий с описанным, определен нами в верхнеплиоценовых осадках (см. скв. в пос. Владимирово в главе "Плейстоценовые отложения побережья"), выходящих на поверхность по восточному борту Поронайской депрессии и обнажающихся в низах Владимирского разреза. В верхней части горизонта зарегистрирована смена полярности, которая интерпретируется нами как палеомагнитная инверсия Брюнес–Матуяма.

[1] Под спорово-пыльцевым спектром мы понимаем "данные спорово-пыльцевого анализа единичного образца породы или характеристику ряда образцов, относящихся к одному слою или пласту, т.е. к относительно небольшому по времени образования стратиграфическому подразделению" [Козяр, 1966].

[2] Для удобства сравнения наблюдаемых здесь и в других разрезах фаз растительности дана их общая нумерация (снизу вверх по разрезу). Количество и нумерация фаз условны в связи с неполнотой геологической летописи, запечатленной в отложениях (табл. 17).

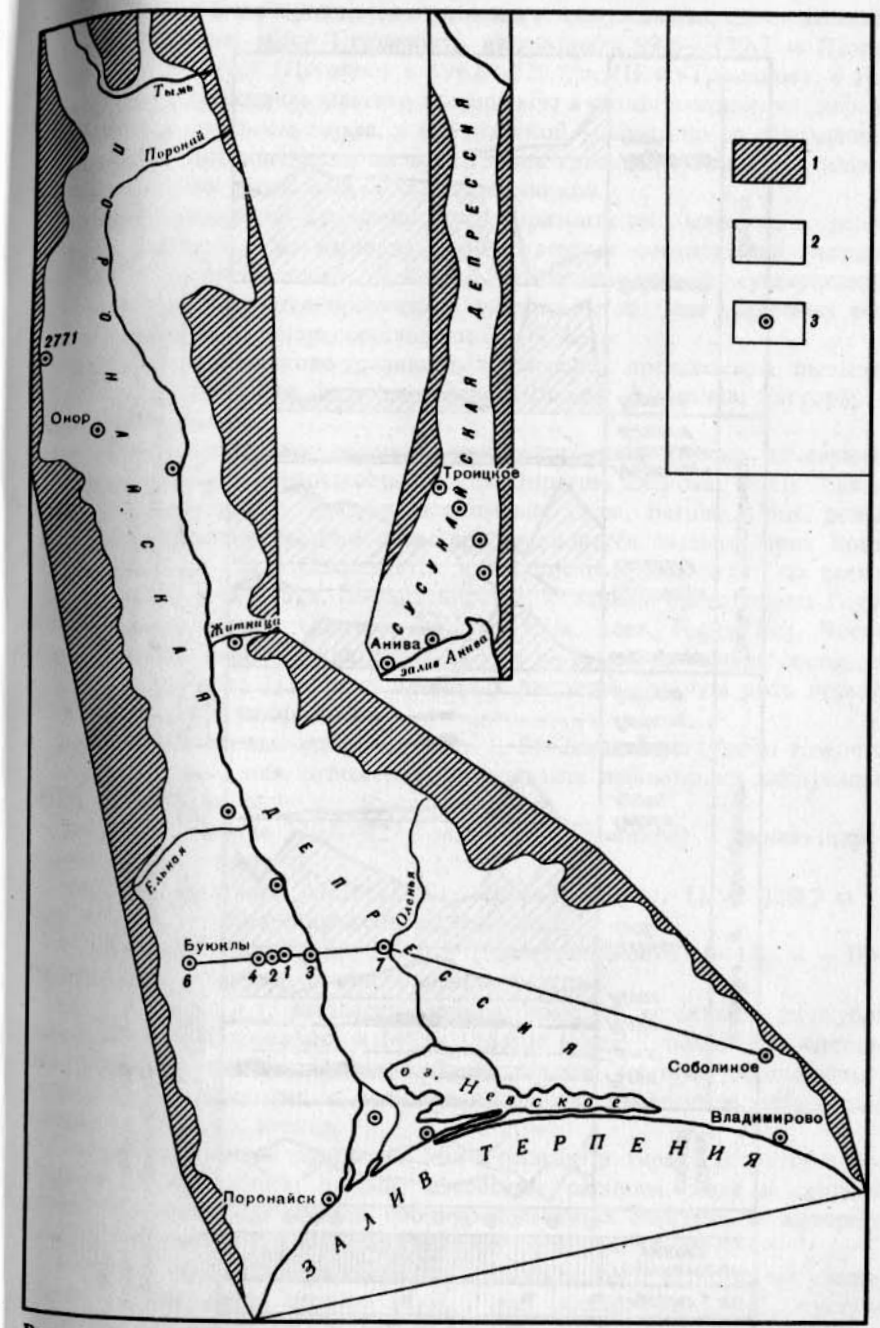


Рис. 6. Схема расположения основных разрезов плейстоценовых отложений Поронайской и Сусунайской депрессий
1 – горы; *2* – депрессии; *3* – скважины

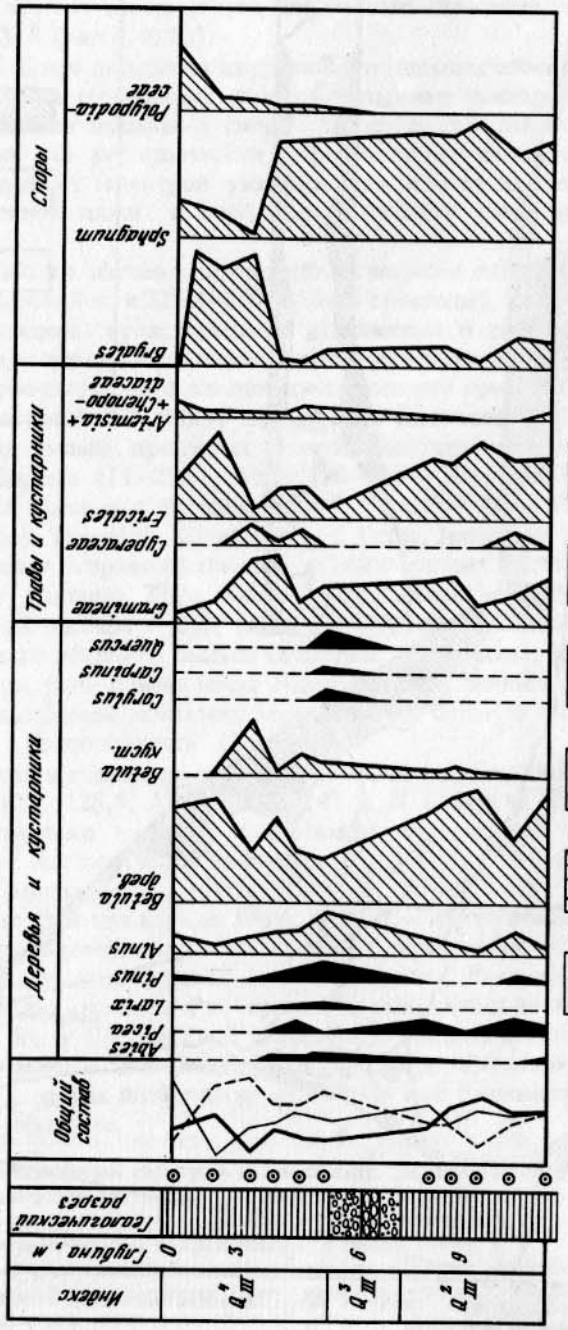


Рис. 9. Спорово-пыльцевая диаграмма верхнеплейстоценовых отложений, вскрытых скважиной в пос. Мицулевка
1 – глина; *2* – гравий с разнозернистым песком; *3* – валуны; *4* – пыльца деревьев и кустарников; *5* – пыльца трав и кустарничков; *6* – споры

II горизонт прослежен в разрезах тех же скважин, где он залегает стратиграфически выше I горизонта, на глубинах 99,6– 119,7 м (Поронайск), 91,5–129,3 (Луговое) и 196,0–229,2 м (Ново-Троицкое). В Поронайской депрессии он залегает с перерывом в осадконакоплении, зафиксированным прослоем торфа, в Сусунайской – согласно на отложениях I горизонта. Литологически он представлен глинами, суглинками, илами с маломощными прослоями песков и галечников.

Спорово-пыльцевой комплекс этого горизонта по сравнению с предыдущим отличается изменением количественных соотношений пыльцы основных групп растений. Доминирует пыльца трав и кустарничков (до 51%), уменьшается процентное содержание пыльцы древесных растений (до 20–28%), споры составляют 21–60%.

Группа кустарничково-травянистых растений представлена пыльцой Gramineae, Cyperaceae, Ericales, Chenopodiaceae, Artemisia, Caryophyllaceae, Polygonaceae.

В группе древесных растений происходят значительные изменения. Исчезает пыльца Glyptostrobus, Taxus, Juperus, Zelkova, Celtis, Castaneae, Carya, Magnolia. Преобладает пыльца Picea, Betula, Alnus, повышается содержание пыльцы Alnaster[1], появляется пыльца Pinus koraiensis Sieb. et Zucc. Сохраняется в небольшом количестве по всему горизонту пыльца Tsuga. Пыльца широколиственных представлена Corylus, Carpinus, Ulmus, Quercus, Juglans, Tilia, Acer, Fagus, Ilex. Число термофильных родов сократилось до 9, а их сумма их пыльцы составляет 25–26% (табл. 3). Среди споровых растений главную роль играют сфагновые мхи и папоротники.

Спорово-пыльцевые спектры (рис. 7, 8) свидетельствуют о том, что в период накопления отложений II горизонта наблюдались следующие фазы растительности:

2-я фаза (глубина 220,0–227,4 м – Ново-Троицкое) – хвойно-широколиственная лесостепь;

3-я фаза (глубина 209,0–220,0 – Ново-Троицкое, 110,0–119,7 м – Поронайск) – хвойно-широколиственные леса;

4-я фаза (глубина 196,2–209,0 – Ново-Троицкое, 99,6–110 м – Поронайск) – хвойно-широколиственная лесостепь.

III горизонт, выделенный по разрезам тех же скважин на глубинах 92,6–99,6 (Поронайск) и 148,0–196,0 м (Ново-Троицкое), представлен переслаиванием глин, супесей, суглинков, местами обогащенных растительным детритом, с редкими прослоями галечников небольшой мощности (1–2 м), песков.

Спорово-пыльцевой комплекс этого горизонта характеризуется в основном преобладанием пыльцы древесных растений, хотя в средней части горизонта отмечаются спорово-пыльцевые спектры, в которых доминирует пыльца группы кустарничково-травянистых растений.

В группе древесных растений по сравнению со II горизонтом увеличивается содержание пыльцы Larix, Pinus pumila (Pall.) Rgl., кустарничковых видов березы и ольхи. Из широколиственных пород встре-

[1] Пыльца кустарничковых видов ольхи и березы отнесена к пыльце группы древесных и кустарниковых растений.

чены единичные пыльцевые зерна Ulmus. В группе кустарничково-травянистых растений увеличивается роль пыльцы Artemisia, Chenopodiaceae. Среди спор преобладают сфагновые мхи, папоротники.

Спорово-пыльцевые спектры характеризуют следующие фазы растительности:

5-я фаза (глубина 172,0–196,2 м – Ново-Троицкое) – мелколиственные ольхово-березовые леса. Эта фаза характеризуется значительным сокращением содержания пихты, ели (Picea – 4–6%), почти полным исчезновением широколиственных пород, широким развитием мелколиственных пород;

6-я фаза (глубина 154,0–172,0 – Ново-Троицкое, 92,6–99,6 м – Поронайск) – лиственнично-березовая лесотундра и ольхово-кедровниковые заросли;

7-я фаза (глубина 148,0–154,0 м – Ново-Троицкое) – редкостойные лиственничные и лиственнично-березовые леса.

Таким образом, на фаунистически охарактеризованных плиоценовых отложениях I горизонта залегают отложения II и III горизонтов, резко отличающиеся по спорово-пыльцевым комплексам. Наличие перерыва в осадконакоплении в основании II горизонта, свидетельствующего, по-видимому, об общем поднятии территории, а также спорово-пыльцевой комплекс II горизонта, характеризующийся выпадением пыльцы наиболее требовательных к теплу и влаге растений, явились основанием для проведения нижней границы плейстоцена по подошве II горизонта и отнесения II горизонта к первой половине раннего плейстоцена (Q_I^1), Залегающий на нем III горизонт, комплекс пыльцы и спор которого обнаруживает черты сходства с таковым гольцового пояса гор Дальнего Востока и лиственничного редколесья севера Сахалина, позволяет отнести его по возрасту к эпохе похолодания конца раннего плейстоцена (Q_{II}^2).

IV горизонт изучен нами в разрезе скважин г. Поронайска на глубине 62–92,6 м и пос. Ново-Троицкое на глубине 120,2–148 м. Скважины вскрыли толщу, с размывом залегающую на отложениях III горизонта и представленную переслаиванием песков и суглинков, обогащенных растительными остатками (в Поронайской депрессии), и супесей, глин с галечниками (в Сусунайской).

В спорово-пыльцевом комплексе этого горизонта наблюдается преобладание пыльцы древесных растений (35–50%) и спор (24–51%), пыльца кустарничково-травянистых растений составляет 13–28%.

В группе древесных растений основную роль играет пыльца темнохвойных пород: Abies (1–9%), Picea (9–15%), встречаются единичные

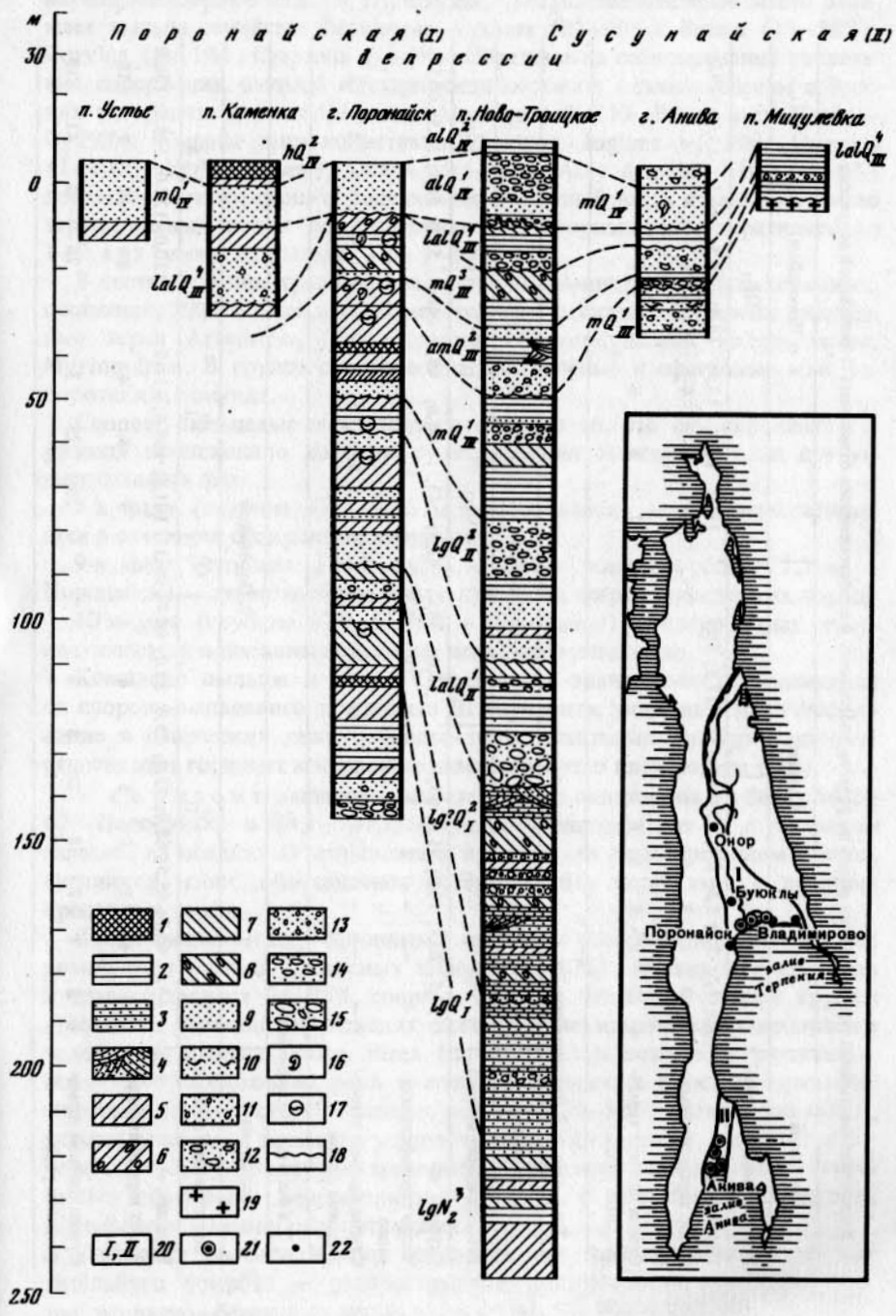


Рис. 10. Схема корреляции основных разрезов плейстоценовых отложений Поронайской и Сусунайской депрессий

1 – торф; *2* – глины; *3* – глины горизонтально-слоистые, опесчаненные; *4* – глины косослоистые, опесчаненные; *5* – суглинки; *6* – суглинки с галькой; *7* – супеси; *8* – супеси с галькой; *9* – пески; *10* – пески иловатые; *11* – пески с гравием; *12* – пески с галькой; *13* – гравий с песком; *14* – галечник с песком; *15* – галечник с гравием и песком; *16* – фауна; *17* – диатомовая флора; *18* – размыв; *19* – дочетвертичные породы; *20* – Центрально-Сахалинские депрессии; I – Поронайская; II – Сусунайская; *21* – опорные скважины; *22* – скважины

Таблица 3

Распределение пыльцы термофильных родов по разрезу неогеновых и плейстоценовых отложений Поронайской депрессии

| Скважина | пос. Каменка | | | г. Поронайск | | |

VI горизонт прослежен в разрезах скважин на глубинах 32,8–54,2 (Поронайск) и 58,8–88,1 м (Ново-Троицкое). Литологически это переслаивание песков и суглинков, обогащенных растительными остатками, с прослоями торфа (Поронайская депрессия), песков, глин и галечников (Сусунайская).

Спорово-пыльцевой комплекс в целом аналогичен спорово-пыльцевому комплексу IV горизонта; характеризуется преобладанием пыльцы группы древесных растений (27–70%) и спор (41–67%); пыльца трав и кустарничков составляет 6–23% спектра.

В группе древесных растений возрастает по сравнению в предыдущим комплексом процентное содержание пыльцы пихты (до 8–11%), ели (до 25–44%). Широко представлена пыльца семейства Betulaceae, в основном древесными видами ольхи и березы. В отдельных спорово-пыльцевых спектрах пыльца ольхи составляет 50–76%. По всему разрезу горизонта наблюдается пыльца широколиственных пород: лещины (0,5–4%), граба (0,5–2%), вяза (0,5–4%), дуба (0,5–4%), изредка клена и липы. Число термофильных родов горизонта достигает 1–6, а сумма их пыльцы составляет 1–6% спектров. Некоторое увеличение роли пыльцы кустарничковой березки (до 22–46%), лиственницы и кедрового стланика наблюдается в верхних частях горизонта.

В группе травянистых растений главную роль играет пыльца злаковых, осоковых и вересковых. В группе спор преобладают сфагновые мхи и папоротники.

Спорово-пыльцевые спектры характеризуют следующие фазы растительности:

12-я фаза (глубина 60,1–88,1 – Ново-Троицкое, 43,3–54,2 м – Поронайск) – темнохвойные леса с примесью широколиственных пород;

13-я фаза (глубина 32,8–43,3 м – Поронайск) – мелколиственные леса в сочетании с широколиственными, еловые леса.

Выделенный спорово-пыльцевой комплекс отражает растительность, аналогичную современной, что дает основание отнести VI горизонт к эпохе потепления начала позднего плейстоцена (Q^1_{III}).

VII горизонт вскрыт скважинами в г. Поронайске на глубине 26,5–32,8 м, в поселках – Ново-Троицкое – 43,1–58,8 м и Мицулевка – 7–12 м и представлен суглинками, обогащенными растительным детритом, с включением гравия и гальки, супесями и переслаиванием глин с гравием и галечниками.

В общем составе спорово-пыльцевого комплекса наблюдается большое содержание, а иногда преобладание пыльцы кустарничково-травянистых растений (40–50%), пыльца древесных пород составляет 20–40%, споры – 20–80%.

В составе группы древесных растений основная роль принадлежит пыльце Larix (8%), Pinus pumila (8%), Betula (20–30%), Alnus (12–20%); значительное содержание пыльцы кустарничковых видов ольхи (Alnaster –20–50%), березы (10%). Пыльца пихты встречается единично, ели до 5%. Пыльца широколиственных пород Corylus, Quercus составляет 1–2% спектра.

В группе кустарничково-травянистых растений наиболее широко представлена пыльца осоковых (60–80%), злаковых (20–60%), вересковых (до 20%). Среди спор преобладают зеленые, сфагновые мхи и папоротники.

Спорово-пыльцевые спектры, определенные в отложениях горизонта, характеризуют 14-ю фазу открытой травянисто-кустарничковой растительности и редкостойных лиственничных и березовых лесов.

Описанный спорово-пыльцевой комплекс свидетельствует о существовании холодолюбивого типа растительности, развившейся в эпоху первого позднеплейстоценового похолодания (Q^2_{III}).

VIII горизонт выделен в разрезах опорных скважин на глубине 12,0–26,5 (г. Поронайск), 29,6–48,1 (пос. Ново-Троицкое), 33,7–34,8 м (пос. Каменка), 5–7 м (пос. Мицулевка). Он представлен супесями, глинами, песками, галечниками.

В спорово-пыльцевом комплексе этого горизонта устойчиво преобладает пыльца древесных растений (20–40%) и спор (25–60%); пыльца трав и кустарничков составляет от 8–25 до 40%.

Среди древесных растений отмечена пыльца Abies (2–4%), Picea (20%), Alnus (12–20%), Betula (20–45%). Значительное содержание пыльцы Alnaster и Betula sect. Nanae отмечается в нижних частях горизонта. Повсеместно встречена пыльца широколиственных пород – Corylus, Carpinus, Juglans, Quercus, Ulmus, Tilia.

Пыльца травянистых растений представлена преимущественно Gramineae, Cyperaceae, Ericales. Среди споровых растений главную роль играют зеленые, сфагновые мхи, папоротники.

Спорово-пыльцевые спектры свидетельствуют о том, что формирование горизонта происходило на фоне существования следующих фаз растительности:

15-я фаза (глубина 16–18 м – Поронайск, 33,6–34,8 м – Каменка, 5–7 м – Мицулевка) – мелколиственные леса в сочетании с широколиственными;

16-я фаза (глубина 29,6–43,1 м – Ново-Троицкое, 12–16 м – Поронайск) – темнохвойные леса с примесью широколиственных пород.

Спорово-пыльцевой комплекс описываемого горизонта аналогичен спорово-пыльцевому комплексу VI горизонта, характеризует теплолюбивый тип растительности, что позволяет отнести формирование VIII горизонта к эпохе второго позднеплейстоценового потепления (Q^3_{III}).

IX горизонт, слагающий большую часть поверхности Центрально-Сахалинских депрессий, вскрыт многочисленными скважинами, из которых мы обратимся лишь к разрезам трех скважин: в пос. Каменка (Поронайская депрессия), Ново-Троицкое, Мицулевка (Сусунайская). Этот горизонт прослежен на глубинах соответственно 15,5–33,6 (Каменка); 21,5–29,6 (Ново-Троицкое), 0–5 м (Мицулевка), где он представлен суглинками и глинами, обогащенными растительными остатками, с линзами и прослоями торфа, песков и галечников (рис. 7–9).

Спорово-пыльцевой комплекс IX горизонта отличается от всех вышеописанных. Здесь в общем составе резко преобладает пыльца группы

кустарничково-травянистых растений (от 30–40 до 80%), местами – споры (30–60%). Пыльца древесных пород составляет лишь 10–35%.

В составе группы древесных растений исчезает пыльца Abies, Picea, увеличивается содержание пыльцы Larix (до 12%), Pinus pumila (до 20%), кустарничковых видов ольхи (20–30%), березы (30–68%). Пыльца широколиственных пород в отложениях IX горизонта отсутствует. Среди травянистых растений преобладает пыльца осоковых (40–66%); наблюдается увеличение роли пыльцы Artemisia, Chenopodiaceae. Максимальной величины по сравнению с другими горизонтами достигает здесь количество спор зеленых (96%), местами сфагновых (98%) мхов.

Спорово-пыльцевые спектры характеризуют следующие фазы растительности:

17-я фаза (глубина 15,5–19,5 м – Каменка, 21,5–29,6 м – Ново-Троицкое, 0–7 м – Мицулевка) – перигляциальная растительнсоть типа тундры и лесотундры.

Состав спорово-пыльцевого комплекса свидетельствует о распространении холодолюбивого типа растительности – тундры и лесотундры, что позволяет отнести формирование IX горизонта ко второй заключительной эпохе позднеплейстоценового похолодания (Q^4_{III}).

X горизонт слагает первые надпойменные террасы, высокую и низкую поймы, низкие морские террасы высотой 1–5 м, пляжи. Литологически это переслаивание галечников, песков с тонкими прослоями глин и суглинков, песков, ила, глин, торфа. Вскрыт скважиной в пос. Каменка на глубине 0–15,5 м (рис. 7).

Спорово-пыльцевой комплекс характеризуется увеличением (по сравнению с предыдущим) роли пыльцы Abies (до 10%), Picea (до 20%); значительным содержанием пыльцы Alnus и Betula, появлением пыльцы широколиственных пород (Corylus, Juglans, Quercus, Ulmus).

Спорово-пыльцевые спектры позволяют выделить следующие фазы растительности:

18-я фаза (глубина 12–15,5 м – Каменка) – мелколиственные ольхово-березовые леса;

19-я фаза (глубина 5,5–12 м – Каменка) – темнохвойные леса с участием широколиственных пород;

20-я фаза (глубина 0–5,5 м – Каменка) – растительность современного типа.

Спорово-пыльцевой комплекс этого горизонта сходен со спорово-пыльцевыми комплексами VI и VIII горизонтов, а нахождение современных моллюсков позволяет считать горизонт голоценовым (Q_{IV}).

Таким образом, изучение пыльцы и спор опорных скважин, вскрывающих весь разрез плейстоцена двух крупнейших депрессий Сахалина – Поронайской и Сусунайской, показало, что выделяются спорово-пыльцевые комплексы, четко отличающиеся один от другого, позволившие расчленить весь разрез плейстоцена на горизонты: I горизонт – эоплейстоценовый (N^3_2), II и III горизонты – нижнеплейстоценовые (Q^1_I; Q^2_I); IV и V горизонты – среднеплейстоценовые (Q^1_{II}; Q^2_{II}); VI, VII, VIII, IX горизонты – верхнеплейстоценовые (Q^1_{III}; Q^2_{III}; Q^3_{III}; Q^4_{III}); X горизонт – голоценовый (Q_{IV}).

СТРАТИГРАФИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

С целью выяснения геологического строения Центрально-Сахалинских депрессий выделенные горизонты были прослежены по ее площади. В стратиграфической последовательности описываются условия залегания, характер распространения, фации, литология и палеонтологические остатки выделенных горизонтов.

Нижняя граница плейстоцена

Центрально-Сахалинская депрессия представляет собой систему сложно построенных, меридионально вытянутых впадин (Байкальская, Тымская, Поронайская, Сусунайская), из которых мы подробнее остановимся на геологическом строении Поронайской и Сусунайской впадин.

В строении впадин принимают участие два структурных яруса: нижний ярус сложен донеогеновыми породами мезо-палеозойского фундамента, а верхний – неогеновыми, выше которых залегают четвертичные отложения, иногда значительной мощности (до 150–250 м). Неогеновый разрез общей мощностью до 5000 м представлен осадками миоцена и плиоцена-гастелловской, пиленгской, холмской, чеховской, верхнедуйской, маруямской свитами [Геология СССР, 1970. т. 33].

Маруямская свита, являющаяся верхним, завершающим членом неогенового разреза Сахалина, в пределах Поронайской депрессии имеет мощность до 900 м. В основании свиты отмечаются конгломераты, гравийники, галечники. По литологическим особенностям И.Н. Кузиной, Г.Н. Новиковым, А.Т. Владимировым [1971] свита расчленена на три пачки. Нижняя представлена глинистыми алевролитами с прослоями глин и песков и содержит фауну морских моллюсков верхнего миоцена. Средняя пачка сложена морскими песчаными осадками, трансгрессивно, с угловым несогласием залегающими на подстилающих породах и содержащими характерную для плиоцена[1] фауну морских моллюсков Fortipecten takahashii Yok. Слои с Fortipecten takahashii Yok. выходят на поверхность по восточному борту впадины в районе пос. Владимирово, где и были изучены нами (см. ниже). Рыхлые песчаники с прослоями галечников, алевритов, глин, лигнитов и торфа верхней пачки широко распространены в депрессии.

Граница с четвертичными отложениями, представленными песками, галечниками и валунниками мощностью до 250 м, нечеткая. Так, опорная скважина в г. Поронайске на глубине 114,7–127,5 м вскрыла существенно суглинистую толщу, внутри которой на горизонт торфа приходится изменение характера спорово-пыльцевых спектров (рис. 7, 10).

Детальное изучение маруямской свиты на юге острова в Макаровском и Анивском районах, предпринятое группой исследователей СахТГУ – В.О. Савицким, Л.С. Маргулисом, Р.В. Даньченко, Л.И. Митрофановой, Л.А. Табояковой [1975] показало, что свита может быть расчленена на

[1] На Совещании по разработке унифицированных стратиграфических схем палеогена и неогена Дальнего Востока в г. Петропавловске-Камчатском в 1974 г. границу между миоценом и плиоценом было решено проводить по подошве слоев с Fortipecten takahashii Yok.

пять литологических пачек, объединенных в нижне- и верхнемаруямскую подсвиты. Нижнемаруямская подсвита включает три пачки: существенно алевритовую (I), алевритово-песчаную (II), тонкослоистых алевритов (III), относимых к позднему миоцену. Верхняя подсвита маруямской свиты представлена двумя пачками: прибрежно-морской (IV) и континентальных образований (V). Внутри IV пачки наблюдается горизонт с характерной фауной моллюсков Fortipecten takahashii Yok. и переотложенным комплексом морских диатомовых водорослей (зона Denticula seminae f. fossilis Sim. et Kan.). Полученные биостратиграфические данные позволили В.О. Савицкому и др. сопоставить IV пачку со стандартным ярусом Вакимото Японии, а V – с ярусом Сибикава, который, согласно привязке к палеомагнитной шкале, отнесен к эпизоду Олдувей. Таков же в целом разрез маруямской свиты в Сусунайской впадине, мощность которой достигает 3000–3500 м [Геология СССР, 1970. т. 33]. Плейстоценовые отложения мощностью от нескольких десятков метров до 250 м представлены песками, гравийно-галечными осадками с прослоями глин, суглинков. Граница плиоцена и плейстоцена проведена в толще опесчаненных горизонтально-слоистых глин, суглинков и супесей (рис. 8, 10) на глубине 229,2 м по характеру изменения спорово-пыльцевых спектров.

Таким образом, маруямская свита в целом наиболее полно представлена на юге острова, в Поронайской же депрессии разрез ее неполный и мощности сокращены, однако принципиальное строение то же.

Наибольший интерес с точки зрения положения нижней границы плейстоцена представляет верхняя часть свиты, а именно пятая пачка.

Широкое лигнитообразование, ингрессионно-морской мелководный облик преобладающих рыхлых песчано-глинистых образований, арктическо-бореальный, по существу, современный комплекс моллюсков в период накопления пятой пачки является, по мнению Л.С. Жидковой [1962 а, б], возможно, началом самостоятельного плейстоценового цикла седиментации, так как литологически верхняя часть маруямской свиты практически не отличается от плейстоценового разреза. Исходя из всего комплекса геологических и биостратиграфических представлений о плиоцене и плейстоцене острова, В.Г. Беспалый [1968], С.Д. Гальцев-Безюк, В.Г. Полунин [1975] предлагают проводить границу плиоцена и плейстоцена по подошве верхнеплиоценовых отложений (IV горизонта маруямской свиты по Л.С. Жидковой; V пачки – В.О. Савицкому и др. и верхненутовской подсвиты нутовской свиты Северного Сахалина). Основанием для этого авторы считают смену морских отложений лагунными и континентальными, вымирание теплолюбивых форм морской фауны и появление холодолюбивого комплекса моллюсков, характерных для вод, омывающих Сахалин в настоящее время; вымирание теплолюбивой флоры.

Рядом исследователей Сахалина [Алексейчик и др., 1959; Козырев и др., 1960; Ратновский, 1960; Чемеков, 1961б] определяющим критерием проведения нижней границы плейстоцена признается угловое несогласие между плиоценовыми и плейстоценовыми отложениями. К этой границе относят сахалинскую фазу альпийской складчатости [Плешаков, 1938]. Однако фактически установленное угловое несогласие наблюдается не между верхнеплиоценовыми и нижнеплейстоценовыми отложениями, а

между отложениями плиоцена (и более древних систем) и среднего-позднего плейстоцена и голоцена.

Согласно рекомендациям XXIV сессии МКГ 1972 г., граница между плиоценом и плейстоценом проводится по подошве калабрия, т.е. на уровне палеомагнитного эпизода Олдувей (1,8 млн. лет) эпохи обратной намагниченности Матуяма шкалы Кокса [Cox, 1969]. Нижняя граница четвертичной системы, принятая Геологической службой СССР, проводится по подошве бакинских отложений, совпадающей с палеомагнитной инверсией Брюнес–Матуяма.

Для определения положения этих двух стратиграфических уровней в разрезе плиоцена и плейстоцена Сахалина нами изучена верхняя часть маруямской свиты в Макаровском (стратотипическом) районе и по восточному борту Поронайской впадины.

В цоколе морской верхнеплейстоценовой террасы высотой 8–15 м по восточному берегу залива Терпения к востоку от пос. Владимирово обнажаются переслаивающиеся, слабо сцементированные, слегка заиленные зеленоватые и серые мелкозернистые полимиктовые пески с прослоями грубослоистых темно-серых алевритов мощностью до 10 м; встречаются линзы мелкозернистых песков и гнезда гравийников (2×2 см^2), очень тонкие прослои (1–3 мм) черных с детритом песков. Слои падают на запад под углом 5°. В этой толще наблюдаются прослои сильно заиленных песков с гравием и галькой, набитые фауной морских моллюсков, мощностью 0,3–1 м. В точке 5021 летом 1977 г. нами собрана фауна, определенная В.Н. Синельниковой: Taras (Felaniella) usta (Gould.), Anadara (Anadara) tatunokutiensis (Namura et Hata), Turritella (Neohaustor) fortilirata habei Kotaka, Mytilus sp. indet., Fortipecten takahashii (Yok.), Tellina lutea (Gray.), Spisula voyi Gabb. Весь комплекс в целом представлен морскими видами, встречающимися в раннеплиоценовых комплексах Японии и Западной Камчатки. Из этого же разреза в 1961 г. Ю.М. Ковтуновичем собраны остатки раковин Arca (Anadara) trilineata Conr., Mya arenaria L. var. japonica Jay., Mya arenaria L. var truncata L., Siliqua costata Say., Pecten takahashii Yok., Tellina lutea Gray., определенных В.О. Савицким и отнесенных к IV пачке маруямской свиты.

Палинологическое изучение этого разреза показало, что накопление осадков происходило в умеренно теплых климатических условиях с элементами субтропического климата, способствующих произрастанию голосеменных растений: Ginkgo, Taxaceae, Abies, Tsuga (2–6% пыльцы), Picea (7–12%), Pinus (7–11%) (табл. 4). Наиболее широкое распространение из покрытосеменных получили мелколиственные растения: Betula (13–26%) и Alnus (13–41%). В небольшом количестве, но постоянно встречается пыльца широколиственных и теплоумеренных растений: Corylus, Carpinus, Fagus, Quercus, Ulmus, Acer, Aralia. Довольно разнообразен состав кустарничковых и травянистых растений (Gramineae, Cyperaceae, Ericales и др.). Споровые растения представлены в основном сфагновыми мхами.

Измерение магнитных свойств пород этого горизонта (точки 5022, 5023), осуществленное М.А. Певзнером, указало на обратную намагниченность пород.

Таблица 4

Состав спорово-пыльцевых спектров плиоценовых отложений, обнажающихся в цоколе 25 м морской террасы к востоку от пос. Владимирово

Глубина, м	19	12	7	Глубина, м	19	12	7
Общее количество зерен	267	337	268	Ilex	–	–	0,5
				Acer	1	1	0,5
Общий состав				Araliaceae	1	–	0,5
Пыльца древесных пород	41	39	80	Неопределенные	–	–	6
Пыльца трав и кустарничков	13	17	7	Пыльца трав и кустарничков			
Споры	46	44	13	Gramineae	7*	33	3*
				Cyperaceae	5	12,5	–
Пыльца древесных пород				Ericales	7	14,5	8
				Artemisia	3	3,5	–
Ginkgo	1	1	4	Chenopodiaceae	1	–	6
Taxaceae	–	–	0,5	Compositae	–	5,5	–
Abies	–	1,5	0,5	Thalictrum	1	–	–
Tsuga	2	6	5,5	Polygonaceae	1	5,5	–
Picea	12	7,5	11	Rosaceae	2	–	–
Larix	–	2	0,5	Leguminosae	3	3,5	–
Pinus s/g Haploxylon	5,5	2,5	11	Umbelliferae	2	–	–
				Primulaceae	–	–	1
Pinus s/g Diploxylon	5,5	2,5	–	Papaveraceae	2	2	–
				Labiatae	2	2	–
Taxodiaceae	–	–	7	Polygalaceae	–	2	–
Cupressaceae	–	–	5	Caryophyllaceae	–	3,5	–
Salix	3	1,5	–	Неопределенные	–	12,5	1
Myrica	–	–	1	Споры			
Juglans	2	–	4				
Betula	–	26,5	13	Bryales	4	6	1*
Alnus	28	41	13	Sphagnum	65,5	28	5
Alnaster	–	1	–	Lycopodiaceae	0,5	4,5	–
Corylus	3	1	2	Polypodiaceae	24	60	19
Carpinus	1	2	2	Osmunda	–	1	6
Fagus	–	–	2	Marsilea	–	–	1
Quercus	4	1	6	Equisetum	–	0,5	–
Ulmus	1	2	4	Неопределенные	6	–	2

* Количество пыльцевых зерен

Пятая пачка (V) маруямской свиты общей мощностью от 200 до 600 м имеет двучленное строение (реки Вахрушевка, Средняя, Владимировка): алевролиты, пепловые туфы, лигниты с редкими прослоями песчаников и конгломератов – в нижней и преимущественно галечники – в верхней своей части.

Верхняя часть V пачки маруямской свиты была изучена нами по западному берегу залива Терпения в Макаровском районе. Здесь к югу от р. Видной в уступе морской верхнеплейстоценовой террасы под покровными суглинками и погребенным торфом общей мощностью в 2,5 м наблюдался следующий разрез пачки (рис. 11 (вкл.)):

	Мощность, м
Песок тонкозернистый, горизонтально-слоистый, хорошо отсортированный, зеленовато-серый	2,5–3,35
Тонкое и горизонтальное переслаивание песка мелкозернистого, серого, желтого, крупнозернистого ожелезненного рыжего, прослоев гравия (1–2 см) и мелкого галечника (1–3 см)	3,35–4,0
Песок мелкозернистый, полимиктовый, зеленовато-серый	4,0–4,5
Галечник (2–3 см) хорошо окатанный, с разнозернистым песком	4,5–5,3
Песок мелкозернистый, зеленовато-серый	5,3–5,5
Переслаивание великолепно сортированных гравийников диаметром 0,5 см (мощность прослоев 2–3 см), галечников с разнозернистым песком. Горизонт сильно ожелезнен, охристый, сцементирован гидроокислами железа	5,5–6.2
Песок разнозернистый, в основном мелко- и среднезернистый, сильно ожелезненный, рыжий	6,2–7,0
Глина охристая, пластичная	7,0–7,2
Лигнит	7,2–7,6
Алевролит зеленовато-серый, пластичный	7,6–9,0

Вся описанная песчано-галечная толща, прекрасно сортированная по механическому составу, сильно ожелезненная, ползет по глинам, алевролитам и лигнитам, образуя огромные оползневые блоки. Максимальная видимая мощность этой толщи 20–50 м. По данным В.П. Болдыревой, для этой толщи характерен пресноводный комплекс диатомовых водорослей. Определение палеомагнитных свойств алевролитов этого разреза, произведенное В.И. Ремизовским, показало на перемену намагниченности пород от положительной в верхней части разреза алевролитов – к отрицательной – в нижней. Положительная намагниченность пород верхней части алевролитов принадлежит, возможно, одному из эпизодов конца эпохи Матуямы. Отложения верхней части V пачки маруямской свиты могут быть отнесены к эоплейстоцену (согласно схеме расчленения отложений антропогена, предложенной И.И. Красновым и К.В. Никифоровой, 1978) или к нижнему плейстоцену (по схеме, рекомендованной Стратиграфической комиссией ИНКВА, 1973) (табл. 1).

Самые верхи эоплейстоцена, как нам представляется, обнажаются от устья р. Владимировки до устья р. Приморской[1], по восточному борту Поронайской депрессии в нижней части цоколя верхнеплейстоценовой морской террасы. Кровля этой толщи в разрезе неровная, сильно ожелезненная, свидетельствует о значительном размыве. Видимая мощность до уреза пляжа 1–3 м, залегание почти горизонтальное (рис. 11). Осадки этой толщи сильно отличаются по литологии, диагенезу и постседиментационным преобразованиям от осадков всего разреза террасы. Это фациально замещающиеся, сильно ожелезненные, сцементированные галечники, гравийники, илы, пески горизонтально- и косослоистые с включением стволов деревьев. В них обнаружена фауна морских моллюсков (определения В.Н. Синельниковой): Mizunopecten yessoensis Jay., Crassostrea gigas Thunb., Tellina lutea Gray.; комплекс прибрежно-морских диатомовых водорослей: Actinoptychus undulatus (Bail.) Ralfs., A. vulgaris Schum., A. splendens (Schadb.) Ralfs., Coscinodiscus marginatus Ehr., Melosira sulcata (Ehr.) Kütz., Cyclotella striata (Kütz.) Grun.,

[1] Впоследствии этот разрез будет именоваться Владимировским.

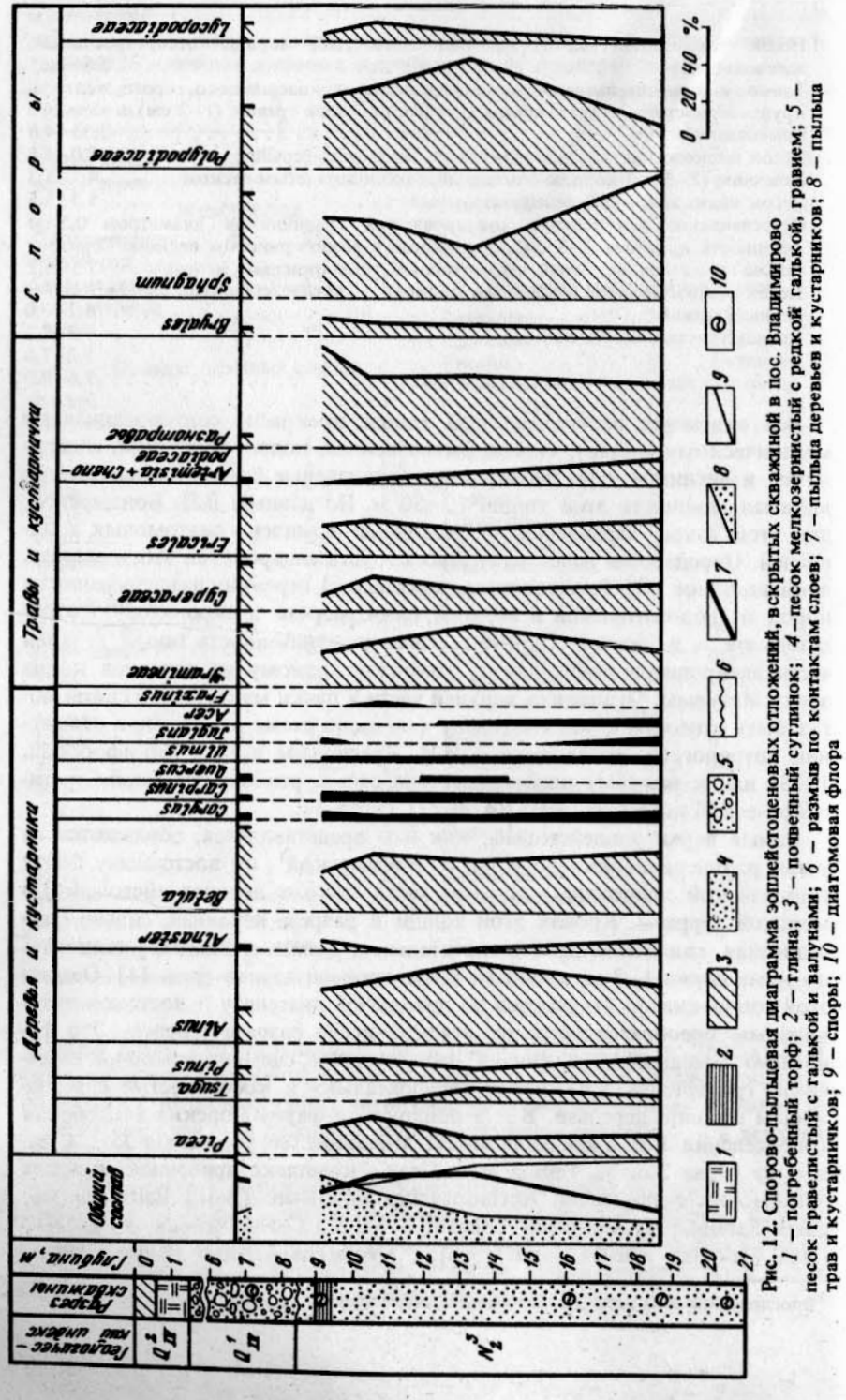


Рис. 12. Спорово-пыльцевая диаграмма эоплейстоценовых отложений, вскрытых скважиной в пос. Владимирово
1 – погребенный торф; *2* – глина; *3* – почвенный суглинок; *4* – песок мелкозернистый с редкой галькой, гравием; *5* – песок гравелистый с галькой и валунами; *6* – размыв по контактам слоев; *7* – пыльца деревьев и кустарников; *8* – пыльца трав и кустарничков; *9* – споры; *10* – диатомовая флора

Denticula seminae Simonsen et Kanaya, D. lauta Bail. В устье р. Владимировки скважиной вскрыт более полный разрез этой толщи. Здесь под голоценовыми торфами и морскими осадками мощностью 8,5 м скважиной обнаружена толща песков в верхней части с прослоем глин мощностью 12,5 м (рис. 12). На глубинах 16; 18,7 и 20,5 м Л.А. Струве определен комплекс морских диатомей, аналогичный таковому выше описанного разреза пятой пачки: Actinoptychus splendens (Schadb.) Ralfs., A. undulatus (Bail.) Ralfs., Coscinodiscus curvatulus v. minor (Ehr.) Grun., C. elegans Grev., C. marginatus f. fossilis Jouse, Thalassiosira sp., Arachnoidiscus ehrenbergii Bail., Rhaphoneis surirella Grun., Cymatosira belgica Grun. В них определен единый спорово-пыльцевой комплекс, в общем составе которого преобладает пыльца древесных пород и споры. Среди первых отмечается пыльца ели, тсуги, сосен, в большем количестве – ольхи, березы, немного – лещины, граба, дуба, вяза, ореха, клена, ясеня.

Сравнение спорово-пыльцевых комплексов IV и V пачек указывает на их преемственность.

На неровной и сильно ожелезненной поверхности описанной выше толщи залегает толща переслаивающихся морских и континентальных глин, суглинков, илов с включением древесных остатков, супесей, песков, торфов и лигнитов. Палеомагнитные данные, полученные М.А. Певзнером по нижней части этой толщи, показали на аномальные направления намагниченности, характерные для времени смены полярности геомагнитного поля. Стратиграфические, палинологические данные и диатомовая флора позволяют предполагать, что это граница Брюнес–Матуяма (подробнее см. в разделе "Плейстоценовые отложения побережья").

Литологическое единообразие плиоценовых и нижнеплейстоценовых отложений депрессий свойственно не только Сахалину, но и всему Дальнему Востоку и Японии. На Дальнем Востоке это явилось основанием для выделения переходных плиоцен-нижнеплейстоценовых толщ в пределах Верхнезейской, Амуро-Зейской, Среднезейской депрессий, а также депрессий Нижнего Приамурья, Сихотэ-Алиня и Приморья. Совещание по разработке унифицированной стратиграфической схемы плейстоценовых отложений Дальнего Востока, состоявшееся во Владивостоке в мае 1965 г., закрепило в своих решениях выделение переходных верхнеплиоценовых-нижнеплейстоценовых толщ: богородской, приамурской, совгаванской и др.

По-видимому, коррелятными выделенным толщам являются в Эворо-но-Чукчагирской депрессии толща песков, залегающая на размытой поверхности олигоцен-миоценовых глин [Вихлянцев, Морозова, 1965а, 1965б], и толща глин, песков с прослоями лигнитов, лежащих на породах позднемиоценового-раннеплиоценового возраста Нижнеанадырской впадины Северо-Востока (Муратова, 1973). В них установлены два комплекса пыльцы и спор: нижний (неогеновый) и верхний (плейстоценовый), резко отличающиеся один от другого, что позволило некоторым исследователям [Вихлянцев, Морозова, 1965а; Муратова, 1973] приблизительно определить положение границы между неогеном и плейстоценом в литологически однородных толщах.

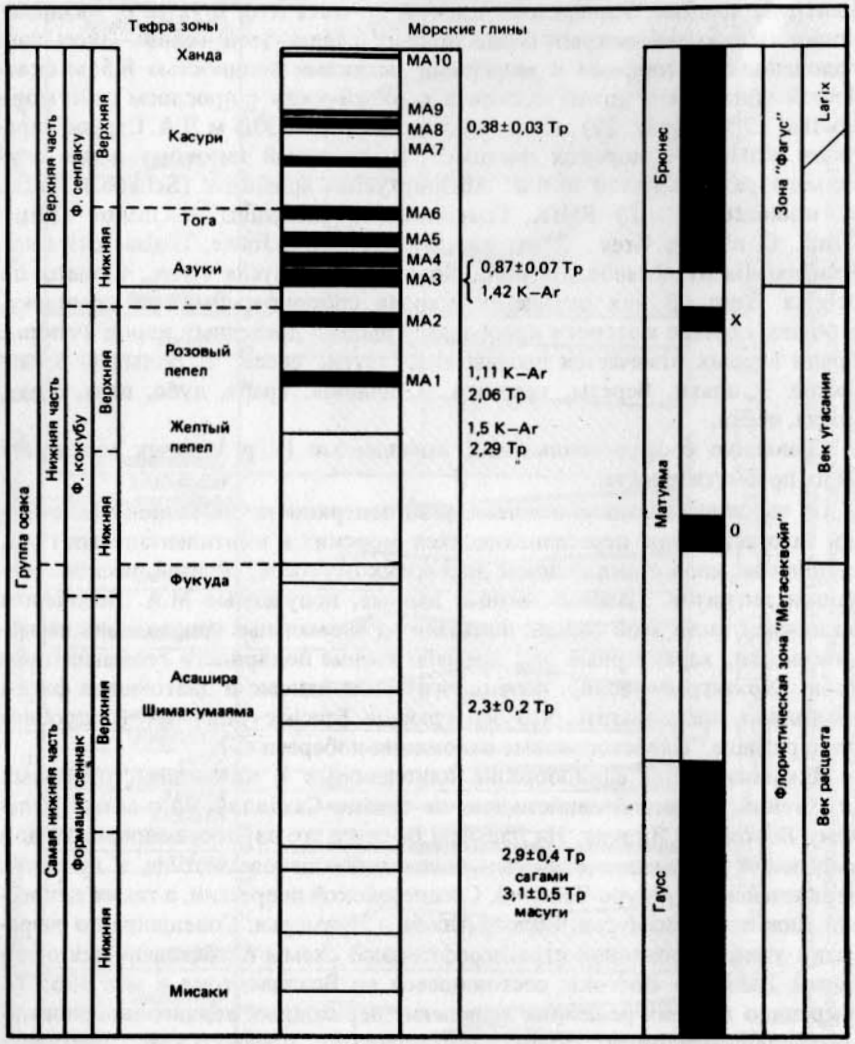
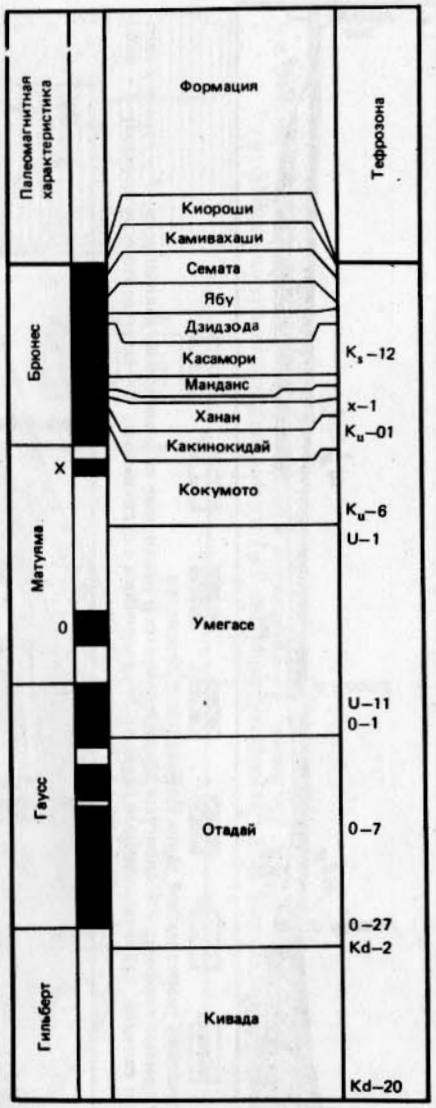


Рис. 13. Палеомагнитная стратиграфическая схема плиоценовых и плейстоценовых отложений района Кинки [Ishida, Maenaka, Yokoyama, 1969]

В депрессии Осака о. Хонсю в стратотипическом районе Кинки отложения позднего плиоцена и раннего плейстоцена (эоплейстоцена в нашей работе) образуют группу осака, представленную десятью морскими горизонтами (рис. 13) [Ishida, Maenaka, Yokoyama, 1969]. Граница между плиоценом и плейстоценом проводится по изменению флоры Metasequoia. Флора Metasequoia, включавшая теплолюбивые элементы Metasequoia, Sequoia, Glyptostrobus, Picea, Keteleeria, Pseudolarix, Ginkgo, Juglans, Liquidambar, достигла пышного развития в условиях теплого климата времени образования самых нижних горизонтов группы осака, соответствующих

Рис. 14. Схема палеомагнитной стратиграфии позднекайнозойских отложений центральной и северной частей п-ова Босо (по данным Nakagawa, Niitsuma, Hayasaka [1969])

X – эпизод Харамильо; O – эпизод Олдувей



палеомагнитной эпохе Гаусс и нижней части эпохи Матуяма (Itihara et al., 1961). Но уже в нижней части группы осака, отвечающей палеомагнитному эпизоду Гилса, происходит обеднение флоры за счет вымирания наиболее теплолюбивых ее элементов (Keteleeria, Pseudolarix, Ginkgo, Liquidambar) и формирование холодолюбивых форм (Pinus koraiensis, Menyanthus trifoliata). На этом основании граница между неогеном и антропогеном проводится по подошве нижней части группы осака. Этому же времени отвечает первое появление Elephas shigensis Mats. et Ozaki (Ikebe, 1969). Верхняя возрастная граница нижней части группы осака совпадает с инверсией Брюнес–Матуяма.

На п-ове Босо Южного Канто, также принадлежащем к числу опорных районов при характеристике плиоцен-плейстоценовых толщ, морские плиоцен-плейстоценовые отложения образуют формацию умегасе в группе казуса (рис. 14). В нижней части этой формации встречены тропические и субтропические формы фораминифер – Pulleniatina obliquiloculata, Globorotalia menardii. В средних и верхних горизонтах формации наблюдаются холодолюбивые ассоциации фораминифер Globigerina borealis и фауна бореальных мелководных моллюсков [Ogosse, 1961]. Глубоководные фации средней части п-ова Босо к востоку сменяются мелководными и грубозернистыми, в которых найдены остатки Parelephas proximus [Takai, 1938]; последний, по данным Т. Камея [Itihara et al., 1973], близок к Elephas shigensis. Тефрозона U-6, соответствующая эпизоду прямой намагниченности Гилса, отмечена в средней части формации умегасе [Nakagawa, Niitsuma, Hayasaka, 1969]. Непосредственно ниже зоны U-6 в разрезе появляется Globorotalia truncatilinoides [Ikebe, 1969].

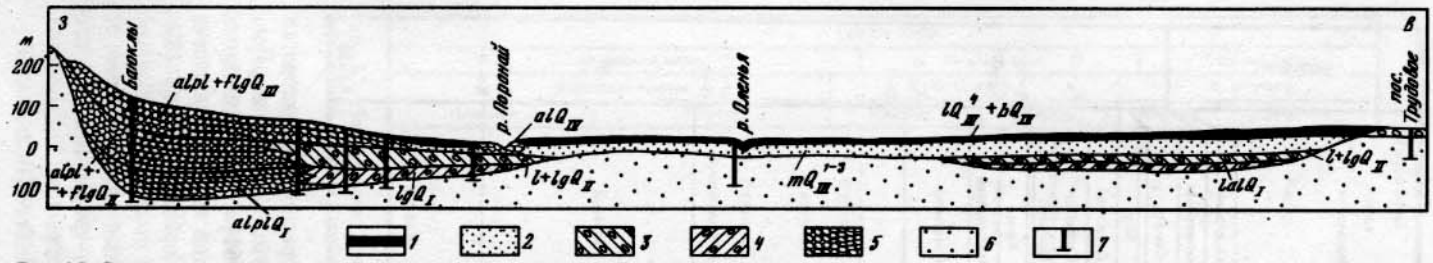


Рис. 15. Схематический геологический разрез южной части Поронайской депрессии

1 – глины и суглинки, перекрытые торфом; *2* – слоистые пески с линзами и прослоями галечников и гравийников; *3* – супеси с галькой и гравием; *4* – суглинки с галькой, гравием, линзами песков; *5* – галечники с суглинками; *6* – дочетвертичные породы; *7* – скважины

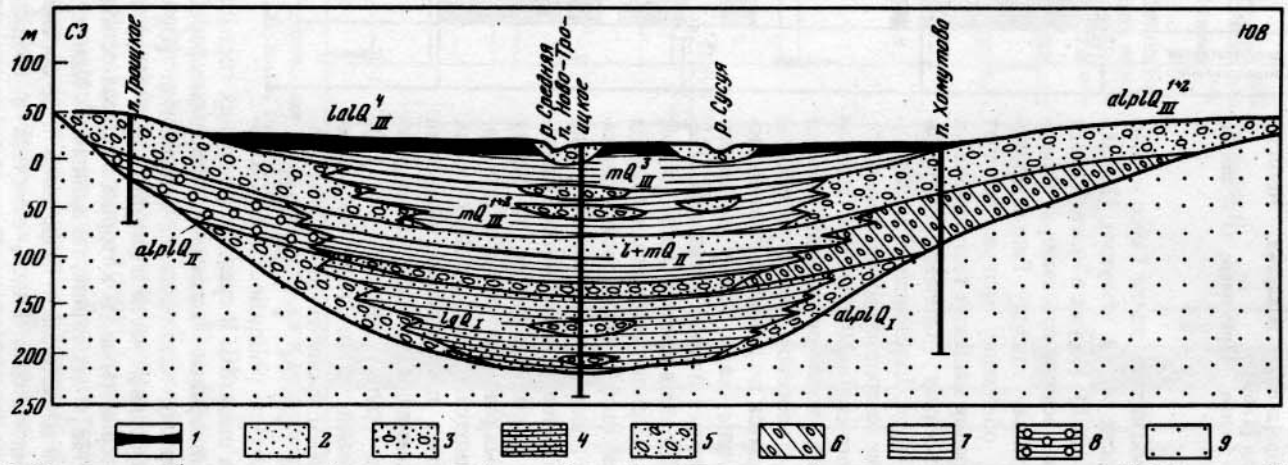


Рис. 16. Схематический геологический разрез средней части Сусунайской депрессии (с использованием материалов Д.Я Баркова, И.Г. Завадского, А.И. Бондарева)

1 – суглинки, глины, перекрытые торфом; *2* – пески; *3* – пески с включением гальки, гравия; *4* – глины опесчаненные; *5* – галечники с песками; *6* – галечники с суглинками; *7* – глины; *8* – галечники с глинами; *9* – дочетвертичные породы

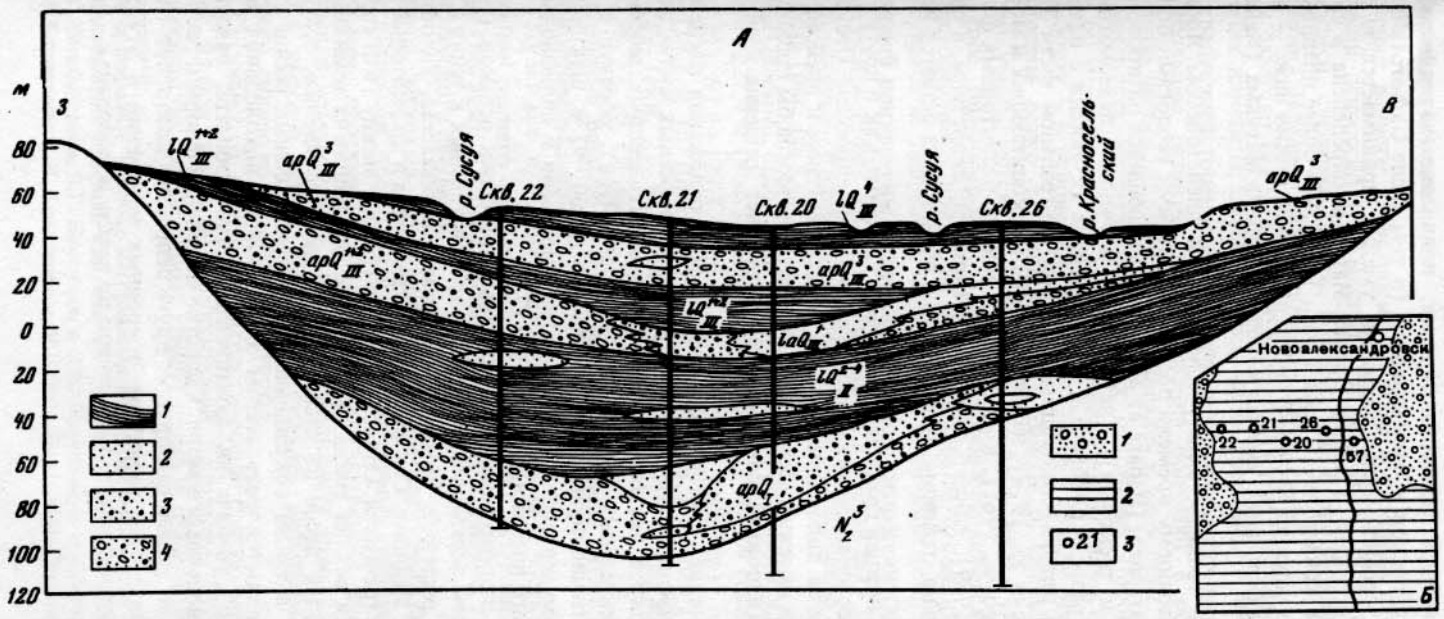


Рис. 17. Схематический геологический разрез средней части Сусунайской депрессии (*А*) и карта плейстоценовых отложений (*Б*)

А: *1* – глины, суглинки, изредка с прослоями торфа; *2* – пески; *3* – гравийники с песком; *4* – галечники с гравием и песком; Б: *1* – аллювиально-пролювиальные отложения (Q^3_{III}); *2* – озерно-аллювиальные отложения (Q^4_{III}); *3* – скважины

Изменение характера осадконакопления, появление холоднолюбивых комплексов моллюсков и фораминифер (в том числе Globorotalia truncatulinoides) в средней части формации умегасе принимается за рубеж плиоцена и плейстоцена. Граница Брюнес-Матуяма определена в средней части формации кокумото [Itihara et al., 1973]. По более поздним данным положение эпизода Олдувей определено значительно ниже – в формации кивада, а формация умегасе отнесена к эпохе Матуяма (Nakagawa et al., 1976).

По проблеме границы между плиоценом и плейстоценом Японских островов к настоящему времени получен японскими геологами большой фактический материал [Itihara et al., 1973], касающийся датировок (калий-аргоновых и трековых), детального изучения палеомагнитных свойств пород разреза плиоцена и плейстоцена и их увязки с палеомагнитной шкалой для глубоководных осадков центральной части Тихого океана [Opdyke et al., 1974], находок фауны млекопитающих и морских моллюсков [Ogosse, 1961], корреляции с зонами планктонных фораминифер [Ikebe, 1969], однако данные эти часто противоречивы, в связи с чем и положение границы плиоцена и плейстоцена остается неопределенным.

Определение нижней границы плейстоцена Сахалина, как и других районов Дальнего Востока, одна из наиболее сложных его проблем. Отсутствие единого мнения на положение границы между неогеном и плейстоценом вообще, а также надежных критериев, по которым могла бы проводиться эта граница в Тихоокеанском регионе затрудняет решение этой проблемы.

Наиболее древние, достоверно установленные отложения плейстоцена залегают в понижениях плиоценового рельефа и в осевых частях депрессий. Они находятся внутри серии плиоцен-плейстоценовых морских и лагунно-континентальных осадков (I–III горизонтов), образуя с ними единую седиментационную толщу мощностью до 60–80 м, выклинивающуюся к бортам депрессий и перекрытую озерными и аллювиальными осадками среднего плейстоцена (рис. 15–17).

Анализируя спорово-пыльцевые спектры этой серии осадков (рис. 7, 8), мы наблюдаем исчезновение наиболее требовательных к теплу и влаге термофильных растений: Moraceae, Taxaceae, Cupressaceae, Taxodiaceae, Ostya, Zelkova, Magnolia, Castanea, Carya, Pterocarya и др., которые выше по разрезу не встречаются. Одновременно на границу между I и II горизонтами приходится резкая смена характерных для плиоцена темнохвойно-широколиственных лесов на лесостепи. По нашему мнению, эта смена растительности, а также сокращение числа термофильных родов (почти наполовину) являются результатом значительного похолодания и, что особенно важно, увеличения континентальности климата, связанного с регрессией плиоценового моря. Сходство изменений флоры и растительности значительно удаленных друг от друга депрессий позволяет сделать вывод о региональном характере природных изменений в эту эпоху и проводить нижнюю границу плейстоцена по началу похолодания.

Нижний плейстоцен

Отложения раннего плейстоцена (II и III горизонты) погребены, на поверхность депрессий не выходят. Это лагунные, лагунно-континентальные супеси, суглинки, пески, переходящие в пролювиальные галечники у подножия Западно-Сахалинских гор (рис. 15, 16).

Они залегают согласно на палеонтологически охарактеризованных отложениях плиоцена, литологически мало отличаясь от них, и перекрываются среднеплейстоценовыми озерными и пролювиальными отложениями.

Наибольшее развитие эти отложения получают в осевых, наиболее прогнутых частях депрессий, выклиниваясь к их бортам. Так, максимальные мощности нижнеплейстоценовых отложений Поронайской депрессии – 60 м – приурочены к оси депрессии, проходящей ближе к западному ее борту – в районе пос. Буюклы. Далее к западу отложения раннего плейстоцена резко выклиниваются. В районе р. Оленьей их мощности заметно уменьшаются до 7–8 м, а к востоку вновь увеличиваются до 20 м (пос. Владимирово); в пос. Трудовое наблюдается налегание верхнеплейстоценового пролювия на плиоценовые отложения (рис. 6, 15). В Сусунайской депрессии наибольшие мощности нижнеплейстоценовых отложений приурочены к центральной части депрессии (долина р. Сусуя), к западу и востоку они выклиниваются, в районе пос. Троицкое среднеплейстоценовые отложения залегают непосредственно на отложениях плиоцена (рис. 16, 17).

Описываемые отложения в Сусунайской депрессии залегают на глубинах 148–227,4 м (пос. Ново-Троицкое), 113,9–134,4 (скв. 22), 109,5–147 (скв. 21), 91,5–129,3 (скв. 20), 7–82,6 м (скв. 26); в Поронайской – 92,6–119,7 м (г. Поронайск), 180–237 (скв. 6)[1], 109,2–153,8 (скв. 4), 118–159 (скв. 2), 85,4–94,4 (скв. 1), 10–18 м (р. Житница) (рис. 7, 8, 15, 16, 17, 18, 19 (вкл.), 20).

Отложения раннего плейстоцена представлены двумя фациями: лагунной и континентальной.

Лагунные отложения залегают в устьевых частях депрессий, где в течение раннего плейстоцена располагались остаточные морские бассейны. Они вскрыты скважинами в пос. Ново-Троицкое, г. Поронайске, 1,3 Буюклинского профиля.

Разрез лагунных отложений в наиболее погруженной части Поронайской депрессии представлен голубовато-серыми глинами, темно-серыми тяжелыми, плотными суглинками, обогащенными растительными остатками и содержащими включения вивианита (рис. 15). В них наблюдаются прослои серых слюдистых супесей, разнозернистых песков и плотного, сильно разложившегося торфа.

В Сусунайской депрессии литологический состав описываемых отложений близок таковому Поронайской депрессии. Это горизонтально- и косослоистые опесчаненные глины, серые и зеленовато-серые, с обиль-

[1] Для сравнения с нашими материалами использованы данные глубокого бурения Буюклинского профиля скважин (1–7) в Поронайской депрессии, полученные Э.А. Енгалычевым, В.Г. Беспалым и Д.В. Лопатиным; в Сусунайской депрессии – Д.Я. Барковым, А.И. Бондаревым, И.Г. Завадским, В.Н. Серовым.

ным включением детрита, с редкой галькой метаморфических и осадочных пород (свойственных Сусунайскому хребту), переслаивающиеся с супесями, суглинками и включающие линзы галечников (рис. 16).

Сходство литологии нижнеплейстоценовых отложений с палеонтологически охарактеризованными плиоценовыми отложениями, лагунно-морской генезис которых установлен данными диатомового анализа (см. выше), позволяет предположить лагунный генезис отложений раннего плейстоцена.

Накопление осадков в эпоху раннего плейстоцена происходило, по-видимому, в кутовой части залива, где формировались тонко-горизонтально- и косослоистые супесчаные, суглинистые и глинистые отложения, богатые растительными остатками. Наличие прослоев торфа и галечника знаменует собой подвижность береговой линии с выходом на поверхность описываемых отложений, а также импульсивное поступление аллювиального грубообломочного материала.

Из диатомовых водорослей в отложениях, вскрытых скважиной в г. Поронайске на глубине 107 м, Л.А. Струве встречено много обломков створок морских диатомей родов Coscinodiscus, Stephanopyxis, Denticula.

Раннеплейстоценовый возраст отложений определяется их залеганием на фаунистически охарактеризованных породах позднего плиоцена. Комплекс пыльцы и спор (II–III) из описываемых отложений, вскрытых опорными скважинами, свидетельствует о формировании их в условиях вначале континентального, умеренно теплого климата (Q_I^1), в конце – влажного и холодного (Q_I^2).

Интересный разрез нижнеплейстоценовых отложений изучен в среднем течении р. Житницы (рис. 19), притока р. Поронай, где буровая скважина прошла, по-видимому, древнюю долину, выполненную толщей глин, голубовато-серых, плотных, слегка опесчаненных, с прослоями хорошо разложившегося торфа, перекрытую современным аллювием. В спорово-пыльцевых спектрах нижней части этого разреза (глубина 16,6–17,2 м) наблюдается значительное преобладание пыльцы травянистых растений (60%) над пыльцой древесных пород (26%) и спорами (14%). В составе трав основное место занимает пыльца Chenopodiaceae (96%) – явление очень редкое для Сахалина, что в сочетании с нахождением пыльцы широколиственных пород – Corylus, Ulmus, Quercus, Juglans, Tilia – и хвойных растений Tsuga (3 вида) – 12%, Picea – 28%, Pinus – 20% – позволяет предположить развитие хвойно-широколиственной лесостепи в депрессии и широколиственно-хвойных лесов на склонах гор. Подобная растительность описана нами при анализе опорных скважин как вторая фаза.

Выше (глубина 9,6–16,6 м) в составе спорово-пыльцевых спектров происходят значительные изменения. В общем составе спектров главную роль начинают играть пыльца древесных пород (10–44%) и споры (40–90%); пыльца трав составляет лишь 16–18%. Это обстоятельство указывает на облесение территории, а состав пыльцы древесных пород (Tsuga – 8%, Picea – 10–14, Pinus – 8–18, Alnus – 22–50, Betula – 8–25, Corylus – 4, Carpinus – 1–2, Ulmus – до 6, Quercus, Juglans,

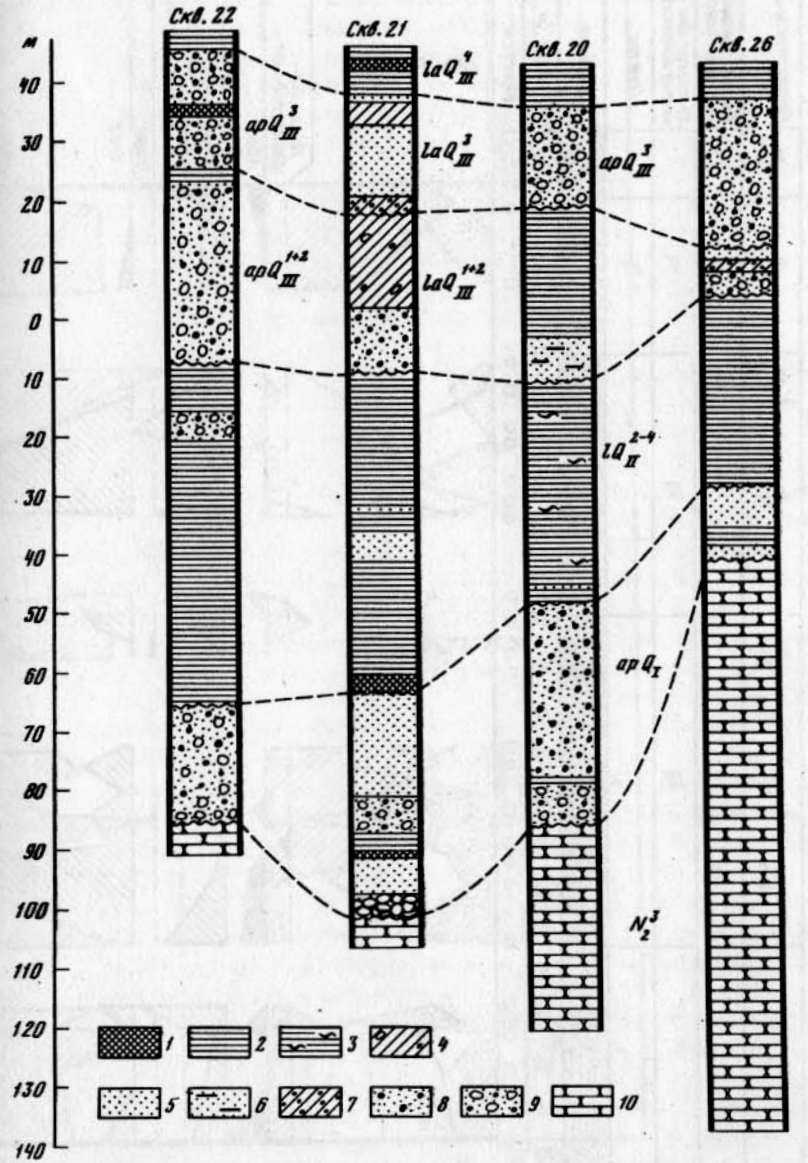


Рис. 18. Корреляция плейстоценовых отложений Сусунайской депрессии, вскрытых скважинами 20, 21, 22, 26

1 – торф; *2* – глина; *3* – глина с детритом; *4* – суглинок с редкой галькой и гравием; *5* – песок; *6* – песок глинистый; *7* – гравийник с суглинком; *8* – гравийник с песком; *9* – галечник с гравием и песком; *10* – алевролит

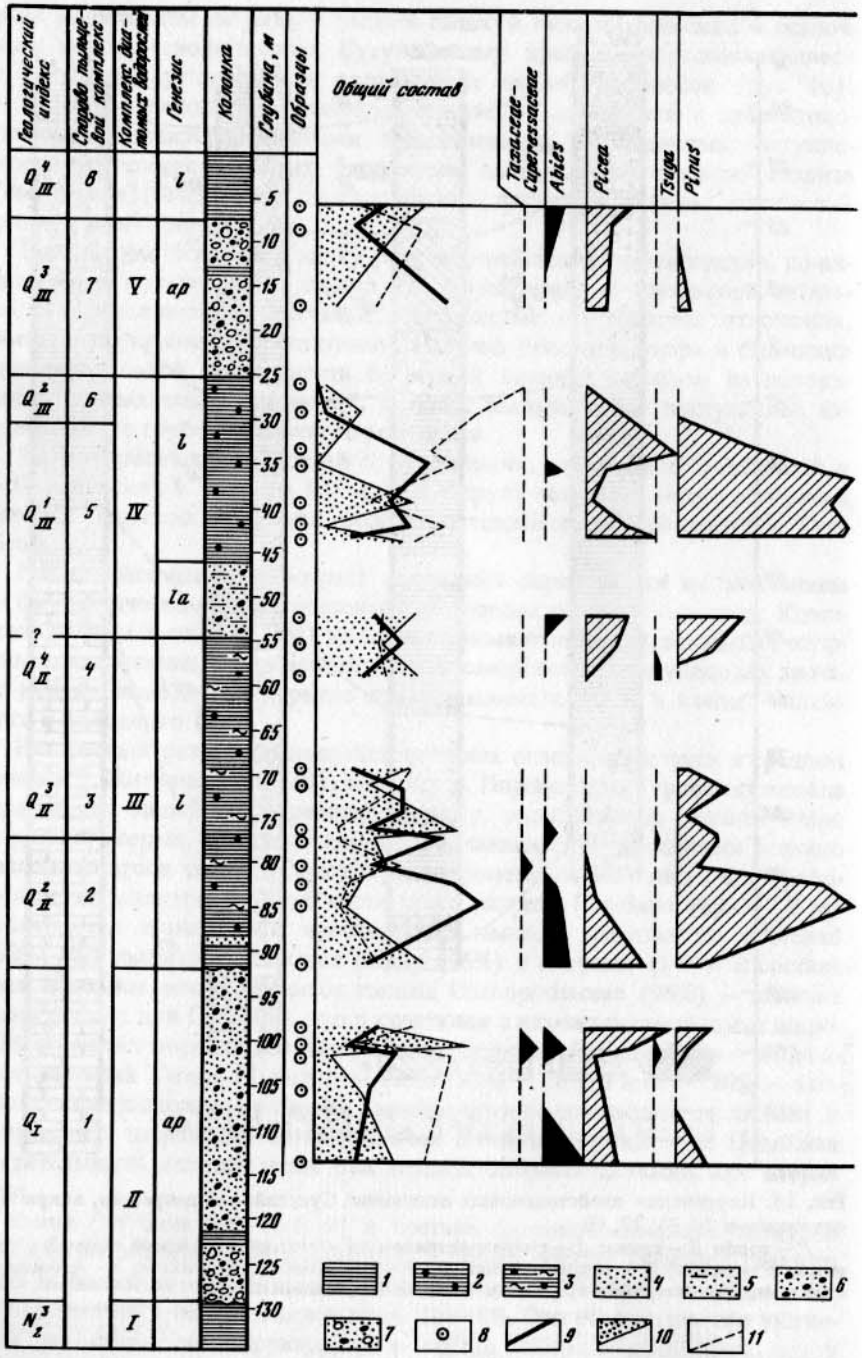


Рис. 20. Спорово-пыльцевая диаграмма плейстоценовых отложений, вскрытых скважиной 20 в пос. Луговое (Сусунайская депрессия)

1 – глина; *2* – глина с галькой; *3* – глина с галькой и детритом; *4* – песок; *5* – песок глинистый; *6* – гравий с песком; *7* – гравийно-галечные отложения с песком; *8* – образцы, содержащие пыльцу и споры; *9* – пыльца деревьев и кустарников; *10* – пыльца трав и кустарничков; *11* – споры

Ilex – единично, Tilia – до 6%) свидетельствует о распространении широколиственно-хвойных лесов, сходных с описанной выше по опорным скважинам третьей фазой растительности.

Таким образом, формирование отложений происходило в условиях умеренно теплого континентального, впоследствии более влажного климата, аналогичного таковому времени накопления II горизонта (Q_1^1).

Лагунные отложения раннеплейстоценового возраста в краевых частях депрессий переходят в лагунно-континентальные и континентальные отложения (рис. 15, 16).

Лагунно-континентальные отложения, по данным В.Г. Беспалого и Д.В. Лопатина, залегают на лигнитах неогенового возраста на глубине 109,2–153,8 м (скв. 4). Они представлены монотонным переслаиванием галечников и песков. Галечники содержат включения гравия и имеют суглинистый или песчаный цемент. Мощность прослоев галечников достигает 5–6 м. Пески мелкозернистые, глинистые, полимиктовые, серого цвета, с включением плохо разложившихся растительных остатков, местами с тонкими прослоями глины, мощностью 4–7 м.

Далее к западу лагунно-континентальные отложения переходят в континентальные, представленные грубыми пролювиальными и аллювиальными галечниками, подобными тем, которые мы наблюдаем на современной поверхности двух крупнейших Центрально-Сахалинских депрессий. По данным Э.А. Енгалычева, они вскрыты скв. 6 Боюклинского профиля. Эти отложения содержат две фации – грубую галечниковую (мощностью до 20–30 м) и тонкую глинистую (мощностью 4–5 м). В.Г. Беспалый и Д.В. Лопатин отмечают крайне слабую сортировку описываемых отложений. Минералогический анализ свидетельствует о том, что в состав тяжелой фракции входят (в %): гранат (1–6), пироксен (5), амфибол (6), сфен (2,5), апатит (до 1) и довольно много рудных минералов. В легкой фракции присутствуют: кварц (10), кислые (6–7) и основные (до 5) плагиоклазы и др. Отсутствие турмалина, титано-магнетита и слюд позволяет отличать эти осадки от выше- и нижележащих образований. Такой минералогический состав, сходный с минералогическим составом пород Западно-Сахалинских гор, позволяет определить основной источник питания в раннеплейстоценовое время.

Аллювиальные и пролювиальные осадки слагают низы разреза плейстоцена центральной части Сусунайской депрессии (рис. 17, 18), где нами изучена серия скважин, составляющих единый поперечный профиль через депрессию: это скв. 22, 21, 20 и 26. Послойное изучение керна скв. 20, расположенной у северной окраины пос. Луговое на правобережье р. Сусуя, методами спорово-пыльцевого и диатомового анализов позволили установить генезис осадков и палеоклиматическую обстановку в период их формирования. Здесь на неогеновых глинах с размывом залегает толща грубых песчано-гравийных, песчаных осадков с линзами и прослоями песков и глин, переходящих к основанию в базальные галечники и валунники мощностью от 10–20 м в прибортовых частях депрессии до 40 м в центре. Она вскрыта скв. 22, 21, 20 и 26 на глубинах соответственно 113,9–134,4; 109,5–147; 91,5–129,3 и 71–82,6 м (рис. 18).

Генезис этой толщи устанавливается как аллювиальный и пролювиальный на основании нахождения пресноводного комплекса диатомовых водорослей (II – на рис. 20) в отложениях, вскрытых скв. 20 на глубинах 96, 100, 104, 108, 109, 112, 116 м: Stephanodiscus aff. astreae (Ehr.) Grun., Cyclotella meneghiniana Ktz., Tabellaria fenestrata (Lyngb.) Ktz., Meridion circulare (Grev.) Ag. + var. constricta (Ralfs.) V.H., Diatoma elongatum (Lyngb.) Ag. + var. tenuis (Ag.) V.H., D. vulgare Bory var. ovalis (Fricke) Hust., Fragillaria aff. crotonensis Kitt., Fr. construens (Ehr.) Grun., Ceratoneis arcus (Ehr.) Kütz., Synedra ulna (Nitzsch.) Ehr. + var. contracta Oestr., Eunotia praerupta Ehr. + var. muscicola Böye P. + var. bidens (W. Sm.) Grun. + var. inflata Grun., Cocconeis placentula Ehr., Navicula lanceolata (Ag.) Kütz. + var. tenella A.S., N. aff. cryptocephala Kütz., Pinnularia aff. interrupta W. Sm., P. aff. interrupta var. minor Grun., P. lata (Breb.) W. Sm., P. borealis Ehr. var. brevicostata Hust., Cymbella ventricosa Ktz., C. sinuta Greg., C. affinis Ktz., Gomphonema angustatum (Kütz.) Rabh., G. lanceolatum Ehr., G. acuminatum Ehr. var. coronata (Ehr.) W. Sm., Hantzschia amphioxys (Ehr.) Grun. f. capitata O. Müll.

В краевой части депрессии скв. 22 вскрыла толщу чисто пролювиальных осадков (рис. 18).

Спорово-пыльцевой комплекс, установленный в этой толще, характеризуется преобладанием спор (48–59%), а в верхней части – трав (до 70%); пыльца древесных пород составляет 14–36%, трав и кустарничков – 6–30%. Среди древесных основное место занимает пыльца мелколиственных растений – ольхи (до 70%), березы (до 18%). Пыльца голосеменных растений составляет от 4 до 50% комплекса и представлена Taxaceae-Cupressaceae, Abies, Picea, Tsuga, Pinus. В комплексе довольно значительно участие пыльцы широколиственных пород (до 12–15%): Corylus, Ulmus, Quercus, из трав и кустарничков в основном Cyperaceae, Gramineae, Ericales. Споровые растения представлены Bryales, Sphagnum, Polypodiaceae.

Спорово-пыльцевой комплекс свидетельствует о существовании смешанных мелколиственных и широколиственных лесов с участием ольхи, березы, лещины, вяза, дуба, временами сменяющихся открытыми пространствами, занятыми разреженными ольхово-березовыми зарослями с примесью широколиственных растений (аналогичных описанным выше 3-й и 4-й фазам растительности опорных скважин).

Таким образом, в раннем плейстоцене в устьевых частях депрессий формировались лагунные и лагунно-континентальные отложения, ближе к горам и к центру депрессий фациально замещающиеся континентальными отложениями.

При всей дискуссионности вопроса о положении нижней границы плейстоцена в Японии представляется, что выделенные на Сахалине лагунные и лагунно-континентальные нижнеплейстоценовые образования II и III горизонтов могут коррелироваться с пресноводно-морскими отложениями верхней части группы осака и формации мантидани. Последние представлены переслаивающимися морскими и пресноводными глинистыми осадками с прослоями погребенного торфа и аллювиальных

галечников, лежащими с четким размывом на отложениях группы осака [Itihara, 1960]. Судя по деградации флоры Metasequoia в отложениях верхней части группы осака: выпадению наиболее теплолюбивых элементов и появлению холодолюбивых форм [Itihara, 1961; Kokawa, 1961; Miki, 1948], происходило прогрессивное похолодание климата. В связи с этим верхняя часть группы осака сопоставляется с гюнцским оледенением Европы. Здесь в связи с резким похолоданием вымирают наиболее теплолюбивые элементы арктотретичной флоры и появляются холодолюбивые элементы бореальной плейстоценовой флоры, широкое развитие получающие в эпоху формирования формации мантидани. Граница палеомагнитных эпох Брюнес и Матуяма проходит выше теплового слоя Азуки (0,87 ± 0,07 F.T. млн. лет), залегающего в основании слоя Ма-3 морских глин группы осака (рис. 13).

В депрессии Канто к нижнему плейстоцену относятся илы и пески верхней части формации кокумото и песчаные илы формации какинокидай (рис. 14).

Средний плейстоцен

Отложения среднего плейстоцена (IV и V горизонты) в осевых частях депрессий погребены и представлены осадками озерно-аллювиального и лагунного генезиса. Они с размывом залегают на лагунных нижнеплейстоценовых образованиях и перекрыты верхнеплейстоценовыми морскими отложениями. Верхняя часть описываемых отложений (V горизонт) выходит на поверхность по периферии Поронайской депрессии, где слагает озерные равнины и останцы пролювиальных террас (рис. 3). Это озерные и пролювиальные отложения, с размывом и угловым несогласием залегающие на мезокайнозойских породах, перекрытые торфом голоценового возраста. В краевых частях депрессий отложения среднего плейстоцена представлены аллювиальными и пролювиальными галечниками, нерасчлененными на горизонты.

Как и нижнеплейстоценовые отложения, свое максимальное развитие среднеплейстоценовые отложения получают в наиболее прогнутых частях депрессий. Так, максимальные глубины подошвы (80–180 м) и мощности (100 м) среднеплейстоценовых отложений в Поронайской депрессии наблюдаются у подножия Западно-Сахалинских гор (скв. 6). К западу они резко выклиниваются. К востоку и северу их мощность постепенно уменьшается, и в районе р. Оленьей и пос. Красный Октябрь верхнеплейстоценовые отложения ложатся непосредственно на плиоценовые (рис. 6, 15).

В Сусунайской депрессии наибольшие глубины подошвы (88–148 м) и мощность (60 м) описываемых отложений приходятся на центральную часть депрессии (пос. Ново-Троицкое); к бортам они постепенно выклиниваются (рис. 16, 17).

Среднеплейстоценовые отложения в Поронайской депрессии залегают на глубинах 54,2–92,6 м (г. Поронайск), 80–180 (скв. 6), 44–72 (скв. 4), 25–85 (скв. 1), 21–55 м (скв. 3); в Сусунайской – 88–148 м (пос. Ново-Троицкое), 41–103 (пос. Хомутово), 44–66 м (пос. Троицкое).

По возрасту среднеплейстоценовые отложения расчленены на два горизонта: четвертый (IV) и пятый (V). Четвертый горизонт представлен отложениями озерно-аллювиального генезиса; пятый – лагунного, озерно-аллювиального, аллювиально-пролювиального. Кроме того, в краевых частях депрессий выделены пролювиальные отложения, погребенные, нерасчлененные на горизонты.

Озерно-аллювиальные отложения IV горизонта выделены нами по скважинам в г. Поронайске (глубина 62–92,6 м) и пос. Ново-Троицкое (120–148 м). Они с размывом и базальными галечниками, песками с гравием залегают на лагунных нижнеплейстоценовых глинах и супесях. Литологически это переслаивание мелкозернистых, полимиктовых, серых песков и тяжелых, плотных, тонкослоистых суглинков, обогащенных растительными остатками (Поронайская депрессия), а также тонких серых супесей, слегка опесчаненных глин и гравийно-галечных осадков (Сусунайская) (см. рис. 10).

Встреченный в суглинках на глубине 66,5 м (г. Поронайска) пресноводный комплекс диатомовых водорослей, по мнению Л.А. Струве, свидетельствует об озерных условиях формирования этих отложений: Eunotia exiqua (Breb.) Rabenh., E. praerupta Ehr., Pinnularia gibba Ehr., P. subcapitata v. hilseana (Janisch.) O. Müll., P. lata (Breb.) W. Sm., P. viridis (Nitzsch.) Ehr., P. borealis Ehr., P. streptoraphe Cl., Cymbella aspera (Ehr.) Cl., Gomphonema sp., Denticula elegans Kütz., Hantzschia amphioxys (Ehr.) Grun. Наличие же прослоев галечников и песков с гравием, по-видимому, дает основание предполагать участие аллювиального материала в сложении горизонта.

Среднеплейстоценовый возраст этих отложений устанавливается на основании их залегания на отложениях, отнесенных нами к эпохе похолодания раннего плейстоцена. Судя по палинологическим данным, формирование озерно-аллювиальных отложений происходило в условиях вначале прохладного, затем умеренно теплого и влажного климата, что позволило их отнести к первой половине среднего плейстоцена (Q^1_{II}).

Лагунные отложения V горизонта также выделены по разрезам скважин в г. Поронайске (глубина 54,2–62 м) и пос. Ново-Троицкое (88,1–120,2 м). Они развиты в устьевых частях депрессий, где с размывом залегают на озерно-аллювиальных отложениях IV горизонта и перекрываются морскими верхнеплейстоценовыми отложениями. По периферии Поронайской депрессии описываемые отложения вскрыты серией скважин (4, 1, 3) Боюклинского профиля на глубинах соответственно 44–72, 27–85, 21–55 м.

В осевой части Поронайской депрессии они представлены переслаиванием тонкослоистых серых плотных глин, обогащенных детритом с прослоями торфа, и суглинков, тяжелых, плотных, темно-серых, также содержащих большое количество растительных остатков. Западнее в составе глин появляются прослои тонкозернистых глинистых песков и маломощные прослои галечников, свидетельствующих, по-видимому, о примеси аллювиального материала.

В глинах, вскрытых скважиной в г. Поронайске, на глубине 59,5 и 61 м Л.А. Струве в "массе" встречен Diploneis interrupta (Kütz.) Cl. –

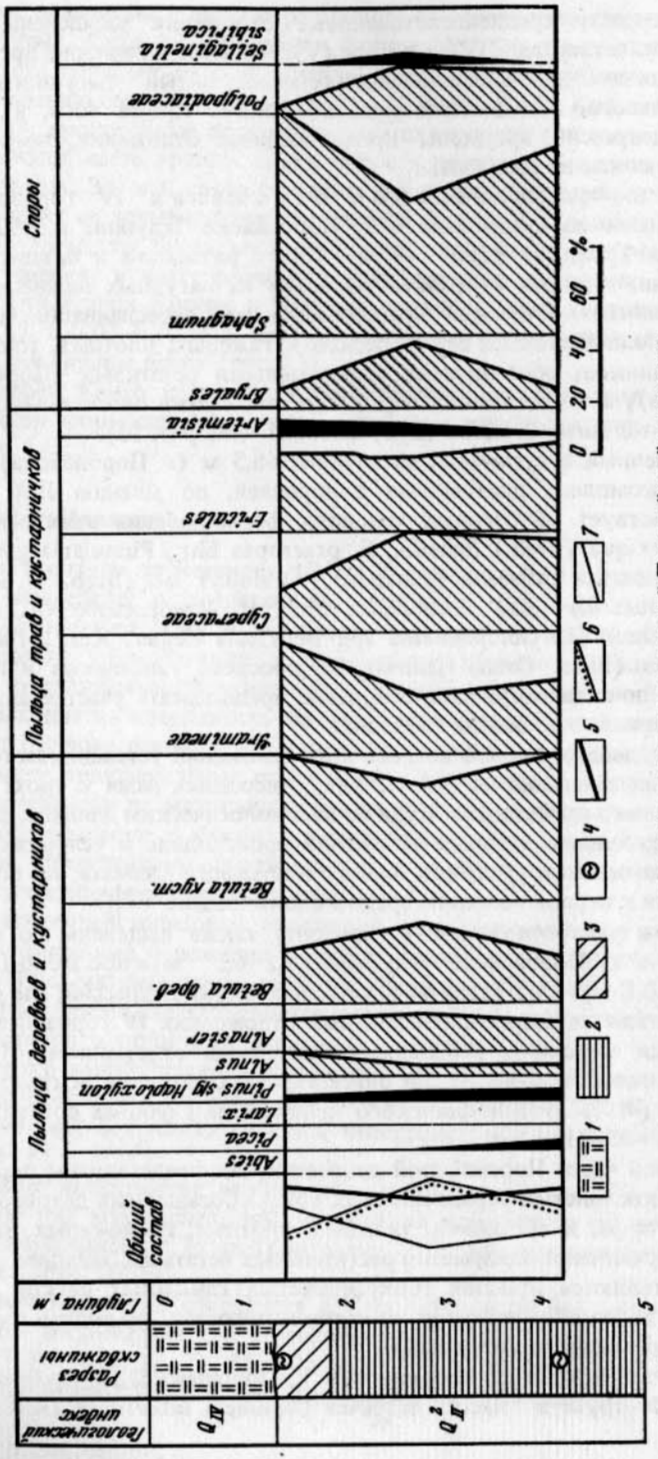


Рис. 21. Спорово-пыльцевая диаграмма озерных среднеплейстоценовых отложений Поронайской депрессии
1 – торф; *2* – глины; *3* – суглинки; *4* – диатомовая флора; *5* – пыльца деревьев и кустарников; *6* – пыльца трав и кустарничков; *7* – споры

вид диатомеи, типичный для лагун. Кроме того, определены также морские и солоноватоводные диатомовые водоросли – Campylodiscus echeneis Ehr., Nitzschia granulata. Все это дает возможность предполагать лагунный генезис описываемых отложений.

Литология коррелятных отложений Сусунайской депрессии (рис. 16) – переслаивание песков с глинами и суглинками, перекрытых галечниками, по-видимому, позволяет сделать вывод о существовании морских условий осадконакопления в начале формирования горизонта и континентальных (с накоплением аллювиальных галечников) – в конце.

Возраст лагунных отложений определяется как вторая половина среднего плейстоцена (Q^2_{II}) на основании их залегания на отложениях, заключающих спорово-пыльцевой комплекс, характерный для первой половины среднего плейстоцена. Формирование описываемых отложений, судя по данным спорово-пыльцевого анализа V горизонта, происходило в условиях холодного, достаточно влажного климата.

Озерно-аллювиальные отложения V горизонта широко распространены на поверхности Поронайской депрессии, слагая озерно-аллювиальные аккумулятивные равнины абсолютной высотой 160–200 м (рис. 3), являясь континентальным аналогом верхней части среднеплейстоценовых лагунных отложений, развитых южнее. По данным С.В. Белецкой, они с размывом залегают на породах мезокайнозоя и представлены суглинками и глинами, повсеместно перекрытыми голоценовыми торфами. Местами в них наблюдаются линзы и прослои торфа (мощностью от 0,3 до 4,5 м), песков с галькой и дресвой (10–20%) мощностью 0,1–1,5 м. Общая мощность отложений не превышает 7–10 м.

Интересно отметить, что распространение описываемых отложений по западному борту депрессии связано с разрушением и переотложением рыхлых неогеновых пород, представленных слабо сцементированными песчаниками, аргиллитами, глинами. К югу, где формирование одновозрастных отложений происходило за счет размыва прочных меловых пород (начиная с широты р. Ельной), озерные условия осадконакопления сменились пролювиальными (см. ниже).

Формирование отложений происходило в условиях озерных бассейнов, о чем свидетельствуют диатомовые водоросли, обнаруженные Л.А. Струве в разрезе 2771 (глубины 1,4 и 4,2 м), расположенном у западного борта депрессии (рис. 6): Pinnularia lata (breb.) W. Sm. (преобладает), P. borealis Ehr., Diploneis ovalis (Hilse) Cl., Eunotia praerupta Ehr., Tetracyclus lacustris Ralfs., Stauroneis phoenicenteron Ehr., Pinnularia dibba v. linearis Hust., P. viridis (Nitzsch.) Ehr., P. viridis v. dispar Schum., P. gentilis (Donk.) Cl., Cymbella aspera (Ehr.) Cl., Hantzschia amphioxys (Nitzsch.) Ehr. Эти диатомеи характерны для литорали пресноводных бассейнов.

По этому же разрезу (с глубин 1,4; 2,6; 4,2 м) определены спорово-пыльцевые спектры, в общем составе которых в близких процентных соотношениях находятся пыльца деревьев и кустарников (36–42%) и пыльца трав и кустарничков (26–46%); споры составляют 18–34% (рис. 21). Древесные породы представлены преимущественно пыльцой кустарничковых форм мелколиственных растений – Betula sect. Nanae

(46–60%) и Alnaster (10–16%). Единично встречается пыльца хвойных – Abies, Picea, Larix, в несколько большем количестве – Pinus (2–4%). В группе травянистых растений отмечается пыльца Gramineae (22–42%), Cyperaceae (16–40%), Ericales (29–33%). Среди спор преобладают сфагновые мхи (до 90%), в небольшом количестве встречены споры зеленых мхов, папоротников, сибирского плаунка.

Таким образом, в период формирования суглинков и глин этого разреза существовали разреженные кустарничковые заросли с развитым травяным покровом из осок, злаков, багульника, сфагновых мхов – растительность, сходная с описанной выше по депрессиям 11 фазой и указывающая на существование холодного и влажного климата второй половины среднего плейстоцена.

Мощная толща озерных глин вскрыта в центральной части Сусунайской депрессии скв. 22, 21, 20 и 26 на глубинах соответственно 56–113,9 м; 55–109,5; 54,5–91,5 и 33,7–7,1 м (рис. 17, 18). Глины серые, зеленовато-серые, плотные, вязкие, пластичные, слоистые, с детритом и редкой галькой, гравием, отдельными прослоями песков, галечников и торфа. Комплекс диатомовых водорослей (III на рис. 20), определенный по скв. 20 на глубинах 55, 56, 60, 67, 69, 73, 79, 80, 83, 85 и 88 м, озерного типа: Cyclotella mehneghiniana Ktz., Stephanodiscus aff. astreae (Ehr.) Grun., Tetracyclus rupestris (A. Br.) Grun., T. emarginatus (Ehr.) W. Sm., Tabellaria flocculosa (Roth.) Ktz., T. fenestrata (Lyngb.) Ktz., Meridion circulare (Grev.) Ag., Diatoma elongatum (Lyngb.) Ag. + var. tenuis (Ag.) V.H., Fragillaria aff. capucina Desm. var. lanceolata Grun., Fr. aff. crotonensis Kitt., Ceratoneis arcus (Ehr.) Kütz., Synedra ulna (Nitzsch.) Ehr. + var. contracta Oestr. + var. amphirhynchus (Ehr.) Grun., Eunotia praerupta Ehr. var. muscicola Bove P., E. faba (Ehr.) Grun., Cocconeis placentula Ehr. + var. intermedia (Herib. et Perag.) Cl., Pinnularia borealis Ehr., P. af. intermedia (Lagerst.) Cl., Cymbella aff. hebridica (greg.) Grun., C. affinis Ktz., C. sinuata Greg., Cymbella aff. turgidula Grun., Gomphonema aff. longiceps Ehr. var. subclavatum Grun., Gomphonema aff. lanceolatum Ehr., Epithemia aff. zebra (Ehr.) Ktz. var. porcellus (Ktz.) Grun., Rhopalodia paralella (Grun.) O. Müll., Hantzschia amphioxys (Ehr.) Grun.

В этой толще определено три спорово-пыльцевых комплекса (рис. 20): два из них (*2* и *4*) характерны для холодолюбивой растительности – открытых злаково-осоковых пространств с редколесьем из ольхи и березы, сменяющихся светлохвойными лесами из сосен и лиственниц. Разделяющий их (*3*) спорово-пыльцевой комплекс отвечает теплолюбивой растительности с довольно значительным участием в ней мелколиственных и широколиственных пород (лещины, граба, вяза, дуба, ореха). Комплексы пыльцы и спор позволяют отнести описываемую толщу озерных глин по возрасту ко второй половине среднего плейстоцена (Q_{II}^{2-4}).

Аллювиально-пролювиальные отложения нерасчлененные (IV + V горизонтов) погребены, развиты в прибортовых частях депрессий, где они с размывом залегают на дочетвертичных породах или нижнеплейстоценовом аллювио-пролювии и перекрываются повсеместно верхнеплейстоценовым аллювио-пролювием. В Поронайской депрессии они развиты лишь вдоль западного борта. В устьевых частях депрессий они фациально замещаются озерно-аллювиальными и лагунными среднеплейстоценовыми отложениями, описанными выше, чем определяется их возраст. Они вскрыты в Поронайской депрессии скв. 6 на глубине 80–180 м, в Сусунайской – скважинами в пос. Хомутово (глубина 41–103 м) и пос. Троицкое (глубина 44–66 м) (см. рис. 15, 16).

Характерной особенностью отложений является их грубый состав и плохая сортировка по механическому составу. Они представлены ритмичным переслаиванием галечников и суглинков или супесей. Галечники имеют суглинистый или глинистый заполнитель и содержат включения валунов, щебня, гравия, линзы суглинков, песков и глин. Петрографический состав галек в Поронайской депрессии сходен с таковым пород, развитых в Западно-Сахалинских горах; в Сусунайской депрессии (восточный борт) – с метаморфическими породами, слагающими Сусунайский хребет.

Верхняя часть описываемых аллювиально-пролювиальных отложений (V горизонт) выходит по западному борту Поронайской депрессии, слагая аккумулятивный чехол цокольной террасы абсолютной высотой около 200 м (см. рис. 3). Эти отложения представлены несортированными галечниками с гравием, валунами, песками и прослоями суглинков, несогласно залегающими на неогеновых породах и перекрытыми делювиальными суглинками верхнеплейстоценового-голоценового возраста. Верхний возрастной рубеж этих отложений определяется тем, что в долинах боковых притоков р. Поронай, где они образуют наиболее высокие террасы, наблюдаются также верхнеплейстоценовые террасы (см. рис. 4).

Ввиду малочисленности палеонтологических остатков в описываемой толще IV и V горизонтов не представляется возможным расчленить эту толщу на горизонты. Однако автор придерживается точки зрения, что большая часть толщи, по-видимому, формировалась в холодную климатическую эпоху второй половины среднего плейстоцена, разделяя до некоторой степени точку зрения Г.С. Ганешина, В.В. Соловьева [1961] о флювиогляциальном происхождении галечников этой толщи.

Таким образом, первая половина среднего плейстоцена характеризуется установлением в депрессиях континентального режима, при котором в центре депрессии идет формирование озерно-аллювиальных отложений, в краевых – аллювиально-пролювиальных. Во второй половине среднего плейстоцена в устьевых частях депрессий наблюдается накопление лагунных отложений, к северу сменяющихся озерно-аллювиальными и по бортам депрессий – мощной толщей аллювиально-пролювиальных и флювиогляциальных отложений.

В депрессии Канто (Япония) в среднем плейстоцене накапливаются эстуарные и континентально-морские осадки формации бебугаура, в предгорных областях фациально замещающиеся отложениями конусов выноса. Нижняя часть формации бебугаура характеризуется теплолюбивой флорой симикурата, средняя часть – более холодолюбивой флорой

ямаситата, а в верхней обнаружены формы, указывающие на накопление осадков в условиях более теплого климата. Верхняя поверхность формации бебугаура - терраса тама с покровом тефрита, называемого суглинками тама, – имеет высоту в предгорьях от 200 до 300 м, а на побережье – от 70 до 100 м. По флоре дзиконди, обнаруженной в суглинках тама, можно с уверенностью говорить об ухудшении климатических условий в это время [Геологическое развитие Японских островов, 1968]. В депрессии Осака эквивалентом террасы тама считается Высокая терраса, срезающая формацию мантидани.

Верхний плейстоцен

Отложения позднего плейстоцена представлены четырьмя горизонтами (VI–IX). Это морские (VI, VIII), аллювиально-морские (VII), озерно-аллювиальные (IX) и аллювиально-пролювиальные отложения (VI–IX горизонты).

Верхнеплейстоценовые отложения с размывом залегают на среднеплейстоценовых лагунных и пролювиальных отложениях и местами перекрываются голоценовыми торфяниками. В устьевой части депрессий они перекрываются морскими голоценовыми песками. Озерно-аллювиальные и пролювиальные отложения IX горизонта слагают бóльшую часть поверхности депрессий (см. рис. 3).

Наибольшее развитие отложения позднего плейстоцена получают в осевых частях депрессий. Так, максимальные глубины подошвы (0–80 м) и мощности верхнеплейстоценовых отложений в Поронайской депрессии наблюдаются у подножия Западно-Сахалинских гор (скв. 6). Далее к северу глубина залегания и мощности описываемых отложений составляют 35 м (пос. Красный Октябрь), 34 м (пос. Абрамовка), 35 м (пос. Оноры) (см. рис. 6). К востоку мощности постепенно уменьшаются: 44 м (скв. 4), 27 м (скв. 1), 21 м (скв. 3), 7 м (пос. Трудовое). Максимальные мощности верхнеплейстоценовых отложений Сусунайской депрессии приходятся на центральную часть депрессии (пос. Ново–Троицкое – 67 м), уменьшаясь к бортам (пос. Хомутово – 41 м, пос. Троицкое – 44 м) (см. рис. 16).

Верхнеплейстоценовые отложения в Поронайской депрессии залегают на глубинах: 12,0–54,2 м (г. Поронайск), 15,5–35 (пос. Каменка), 14,3–20,0 (пос. Устье), 0–80 (скв. 6), 0–44 (скв. 4), 0–27 (скв. 1), 0–21 м (скв. 3); в Сусунайской – 21,5–88,1 м (пос. Ново-Троицкое), 14,6–17,6 (г. Анива), 0–11,9 (пос. Мицулевка), 0–41 (пос. Хомутово), 0–44 (пос. Троицкое), 0–56 (скв. 22), 0–55 (скв. 21), 0–54,5 (скв. 20), 0–33,7 м (скв. 26) (см. рис. 10, 18).

В устьевых частях депрессий отложения позднего плейстоцена образуют четыре разновозрастных горизонта: морского (VI, VIII), аллювиально-морского (VII) и озерно-аллювиального (IX) генезиса. В краевых и центральных частях они фациально замещаются озерными, озерно-аллювиальными и аллювиально-пролювиальными осадками (VI–IX горизонтов, верхняя часть которых выходит на поверхность депрессий, образуя конусы выноса (см. рис. 3).

Морские отложения VI горизонта широко распространены в устьевых частях депрессий, где они погребены и вскрыты скважинами в г. Поронайске (глубина 32,8–54,2 м), пос. Ново-Троицкое (58,8–88,1 м), г. Анива (27,2–40,0 м) (см. рис. 10). На побережье, в краевых частях Поронайской депрессии, они слагают низы аккумулятивной морской террасы высотой 15–25 м.

Морские отложения с размывом залегают на лагунных среднеплейстоценовых образованиях и почти повсеместно перекрываются аллювиально-морскими отложениями VII горизонта. Характер залегания описываемых отложений иллюстрируется рис. 22.

Литологически это тонкие глинистые и суглинистые осадки, глинистые пески с прослоями торфа, обогащенные детритом, с вкраплениями вивианита, а также включающие кору и стволы деревьев диаметром до 0,2–0,3 м – в Поронайской депрессии. В Сусунайской депрессии состав отложений несколько более грубый: это переслаивание гравийно-галечниковых отложений с суглинками, супесями, глинами, песками, включающими растительные остатки.

Морской генезис описываемых отложений определен комплексом морских и солоноватоводных диатомовых водорослей, обнаруженных в суглинках, вскрытых скважиной в г. Поронайске на глубине 33, 4 м: Coscinodiscus lacustris Grun., Diploneis interrupta (Kütz.) Cl., Nitzschia granulata Grun., Caloneis formosa (Greg.) Cl., Navicula distans W. Sm. Прослои торфа и галечников в морских отложениях свидетельствуют, по-видимому, о неустойчивом морском режиме и миграции береговой линии.

Остатки флоры и характер спорово-пыльцевых спектров указывают на то, что формирование отложений происходило в условиях теплого и влажного климата. В прослое торфа, обнаруженном скважиной в г. Поронайске на глубине 48–48,5 м, В.Р. Филиным определены включения древесины Fraxinus sp. Спорово-пыльцевой комплекс, выявленный автором по опорным скважинам в г. Поронайске и пос. Ново-Троицкое, описан выше.

В отложениях, вскрытых скважиной в г. Анива, М.П.Гричук и Н.С.Соколовой [Гричук, Соколова, 1959; Александрова, 1971] наблюдался спорово-пыльцевой комплекс, аналогичный вышеописанному, в общем составе которого преобладают споры (36–60%) и пыльца древесных пород (32–35%) (рис. 23). Пыльца древесных растений представлена Abies (8–16%), Picea (8–12%), Alnus (16–40%), Betula (20–60%) и единичными пыльцевыми зернами широколиственных пород – Ulmus, Juglans, Tilia. В группе травянистых и кустарничковых растений отмечается пыльца Gramineae (40%), Cyperaceae (36%), в небольшом количестве Ericales и Artemisia; из спор – Bryales (28–60%) и Polypodiaceae (28–36%). Спорово-пыльцевые спектры характеризуют две фазы растительности: темнохвойных елово-пихтовых лесов с примесью широколиственных пород (глубина 31,6–40 м) и мелколиственных лесов в сочетании с широколиственными (глубина 27,2–31,6 м). Обращает на себя внимание в последней фазе увеличение роли Larix (6%), кедрового стланика (16%) и кустарничковой березы, указывающих на некоторое похолодание. Обе фазы сходны с 12-й и 13-й фазами растительности, описанными выше по опорным сква-

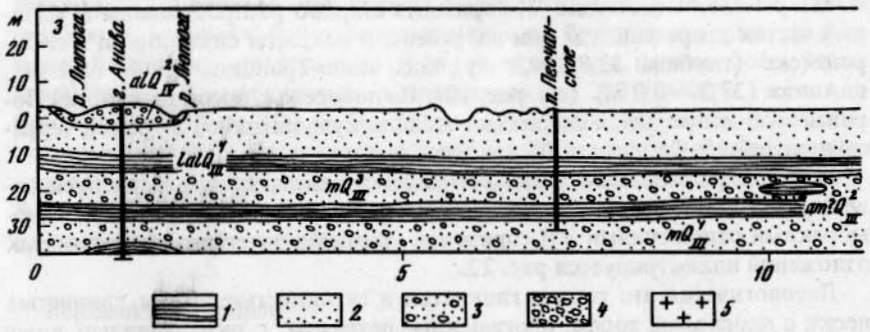


Рис. 22. Схематический геологический разрез отложений позднего плейстоцена и голоцена юга Сусунайской депрессии

1 – глины; *2* – пески; *3* – пески с включением гальки и гравия; *4* – галечник с песком; *5* – дочетвертичные породы

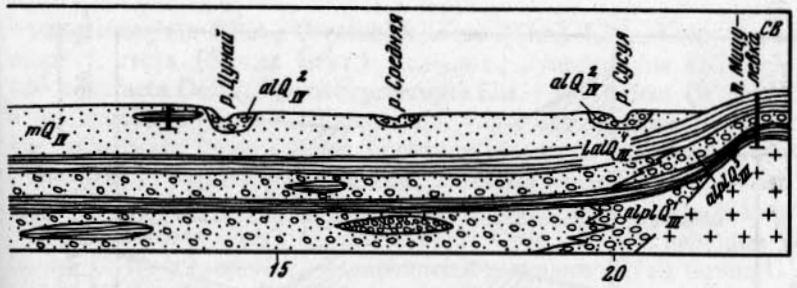
жинам, и свидетельствуют о существовании умеренно теплого и влажного климата начала позднего плейстоцена (Q_{III}^1).

Аллювиально-морские отложения VII горизонта развиты в устьевых частях депрессий, где они погребены и залегают на морских верхнеплейстоценовых отложениях: в Сусунайской депрессии – с размывом (о чем свидетельствуют прослои базальных галечников и валунников), в Поронайской – согласно (см. рис. 10, 22). Перекрываются они морскими отложениями VIII горизонта, местами озерно-аллювиальными отложениями IX горизонта. По периферии Поронайской депрессии, на побережье, описываемые отложения обнажаются в разрезе аккумулятивной морской террасы высотой 15–25 м.

Аллювиально-морские отложения вскрыты скважинами в г. Поронайске (глубина 26,5–32,8 м), в пос. Ново-Троицкое (43,1–60 м), в г. Аниве (22–27,2 м). Они представлены суглинками, обогащенными детритом, с включением гравия, гальки, обломков раковин морских моллюсков, вивианита, супесями, переслаиванием глин с песчано-галечными отложениями (см. рис. 10).

Аллювиально-морской генезис отложений VII горизонта определяется комплексом диатомовых водорослей. В суглинках, вскрытых скважиной в г. Поронайске на глубине 28,5 м, обнаружен комплекс диатомовых водорослей, в котором наряду с преобладающими солоноватоводными диатомеями: Cocconeis sp., Diploneis interrupta (Kütz.) Cl., D. ovalis (Hilse) Cl., Caloneis formosa (Greg.) Cl., Nitzschia granulata Grun. – встречены пресноводные водоросли Navicula lacustris Greg., Pinnularia borealis Ehr., Denticula elegans Kütz. Нахождение пресноводных диатомей наряду с морскими позволяет предполагать большее по сравнению с предыдущим горизонтом участие отложений аллювиального генезиса. Об этом же свидетельствует увеличение содержания аллювиальных галечников в сложении горизонта.

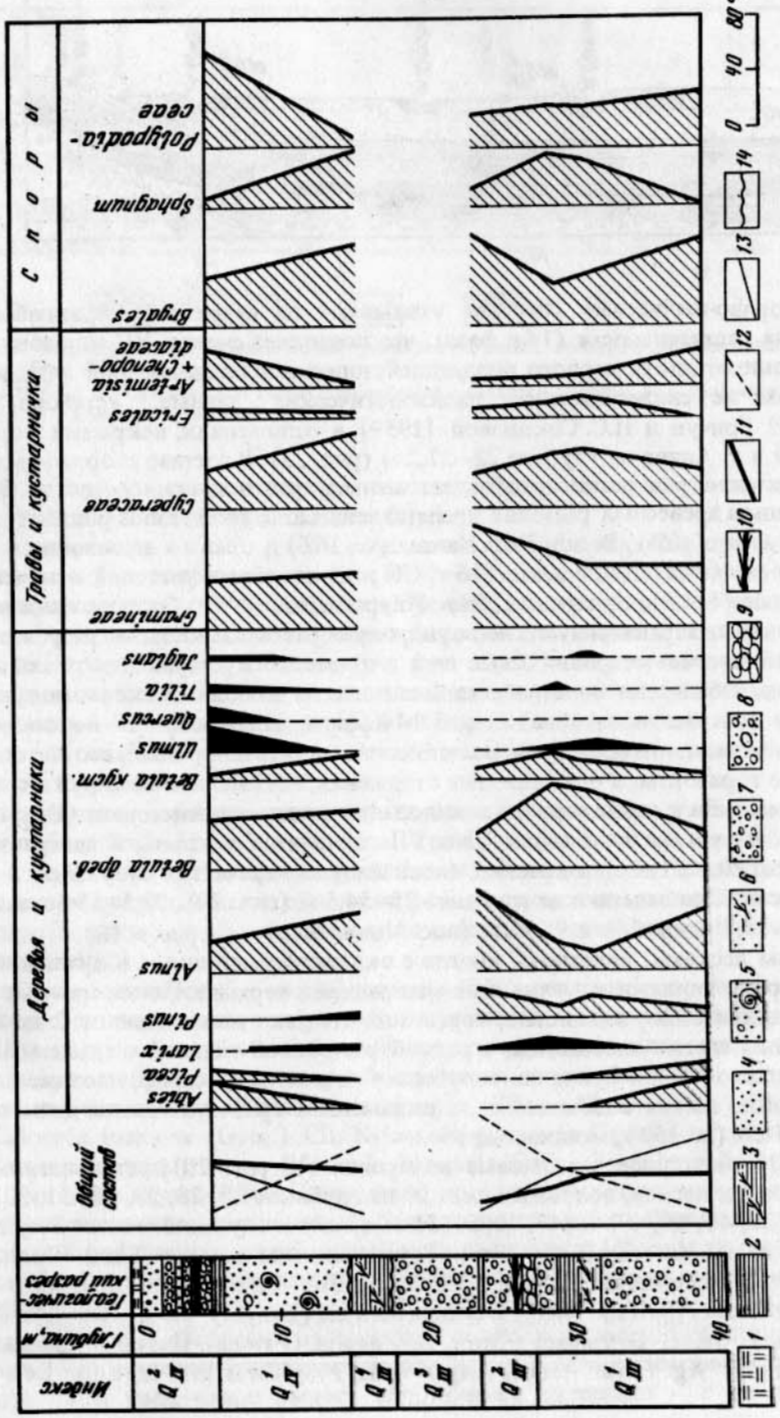
Формирование отложений происходило в эпоху похолодания, определившую эвстатическое понижение уровня моря, с одной стороны, и способствующую увеличению выноса обломочного материала – с другой.



Спорово-пыльцевые спектры указывают на развитие холодолюбивого типа растительности (14-я фаза), что позволяет считать VII горизонт синхронным эпохе первого позднеплейстоценового похолодания (Q_{III}^2). Об этом же свидетельствуют палинологические данные, установленные М.П. Гричук и Н.С. Соколовой [1959] в отложениях, вскрытых скважиной в г. Анива на глубине 22–27,2 м (рис. 23). В составе спорово-пыльцевых спектров резко преобладает пыльца трав и кустарников (до 64%). Пыльца древесных растений представлена Larix (4%), Pinus pumila (16%), Alnaster (40%), Betula sect. Nanae (до 16%); трав – в основном Gramineae (64%), Cyperaceae (16–32%); из споровых растений отмечаются Bryales (48%), Sphagnum (16%), Polypodiaceae (24%). Спорово-пыльцевые спектры характеризуют лесотундровую растительность – разреженные лиственнично-кедровниковые леса с примесью кустарничков ольхи и березы. Обширные пространства были заняты злаково-осоковыми лугами. Эта растительность аналогична 14-й фазе, установленной по опорным скважинам, что дает возможность сопоставлять по времени соответствующие горизонты, а описываемые отложения, вскрытые скважиной в г. Аниве, отнести к эпохе первого похолодания позднего плейстоцена (Q_{III}^2).

Озерные отложения VI и VII горизонтов вскрыты в центральных (скв. 20 и 21, 26) и краевых (пос. Мицулевка) частях Сусунайской депрессии. Они залегают на глубинах 25–54,5 м (скв. 20), 28,5–55 (скв. 21), 26–33,7 (скв. 26) и 7–12 м (пос. Мицулевка) (см. рис. 9, 18). Представлены песками, илистыми, иногда с включением гравия – в нижней части разреза, глинами и суглинками – в средней и верхней. Пески гравелистые, полимиктовые, глинистые, серые или желтые, мощностью от 2 до 8 м. Глины слегка опесчанены, с редкой рассеянной галькой и гравием мощностью до 20 м. Суглинки голубовато- и желтовато-серые, плотные, пластичные, слегка опесчаненные, с включением гравия и гальки диаметром 2–5 см (до 15%), мощностью 16 м.

Пресноводные диатомовые водоросли (VI, рис. 20), установленные в глинах и песках, вскрытых скв. 20 на глубинах 25, 28, 29, 30, 31, 32, 35, 36, 38, 41, 44, 45, 46, 47, 49, 50, 51 м, имеют следующий состав: Stephanodiscus aff. astreae (Ehr.) Grun., Tetracyclus emarginatus (Ehr.) W.Sm., Tabellaria fenestrata (Lyngb.) Ktz., Meridion circulare (Greg.) Ag. + var. constricta (Ralfs.) V.H., Diatoma hiemale (Lyngb.) Heib. var. mesodon (Ehr.) Grun., D. vulgare Bory var. ovalis (Fricke) Hust., D. elongatum (Jyngb.) Ag. + var. tenuis (Ag.) V.H., Fragillaria aff. capucina Desm. +



+ var. lanceolata Grun., Ceratoneis arcus (Ehr.) Kütz. + var. linearis Holmboe f. recta (Skv.et Meyr.) Pr.–Lavr., Synedra ulna (Nitzsch.) Ehr. var. contracta Oestr., Eunotia praerupta Ehr. + var. bidens (W.Sm.) Grun. + + var. muscicola Bove P., Eunotia aff. arcus Ehr., E. lunaris (Ehr.) Grun. var. subarcuata (Naeg.) Grun., Cocconeis placentula Ehr., Diatomella balfouriana Grev., Frustulia vulgaris Thw., Navicula lanceolata (Ag.) Kütz. + var. cymbula (Donk.) Cl. + var. tenella A.S., Pinnularia mesolepta (Ehr.) W.Sm., Cymbella sinuata Greg., C. aff. hubrida Grun., C. aff. hebridica (Greg.) Grun., C. ventricosa Ktz., Gomphonema parvulum (Ktz.) Grun., G. angustatum (Ktz.) Rabh., G. aff. longiceps Ehr. var. subclavatum Grun., Hantzschia amphioxys (Ehr.) Grun. + var. intermedia Grun..

В толще озерных и аллювиальных осадков выделено два спорово-пыльцевых комплекса (*5* и *6*, рис. 20). Первый из них характеризуется большим содержанием пыльцы темнохвойных пород: Abies (до 10%) и Picea (до 40%) – и незначительным участием пыльцы широколиственных пород: Corylus, Carpinus, Ulmus, Quercus, Juglans, указывающих на произрастание теплолюбивой растительности. Пыльца темнохвойных пород на спорово-пыльцевой диаграмме образует два пика, между которыми определены спорово-пыльцевые спектры, указывающие на незначительное похолодание, выразившееся в широком распространении в депрессии сосновых ассоциаций (пыльца сосны составляет до 60%).

В состав 6-го спорово-пыльцевого комплекса входит пыльца светлохвойных (Larix до 8%) и мелколиственных пород (Alnus). Такой спорово-пыльцевой комплекс свидетельствует о развитии в депрессии редкостойных лиственничных и ольховых лесов, указывающих на довольно влажный и холодный климат. Все это позволяет отнести описываемую толщу озерных осадков к первой половине позднего плейстоцена (Q_{III}^{1+2}).

Морские отложения VIII горизонта развиты в южных частях депрессий, где они с размывом (г. Поронайск) или согласно залегают на аллювиально-морских отложениях VII горизонта и перекрываются озерно-аллювиальными отложениями IX горизонта, местами голоценовыми морскими отложениями.

Морские отложения VIII горизонта вскрыты скважинами в г. Поронайске (глубина 12–26,5 м), пос. Каменка (33,6–34,8 м), пос. Ново-Троицкое (29,6–43,1 м), г. Анива (17,6–22 м). Они представлены песками, супесями, глинами, тонким переслаиванием суглинков и супесей, с редким включением гравия и гальки, местами подстилаемыми базальными галечниками (см. рис. 10).

Фауна морских моллюсков и морские диатомовые водоросли свидетельствуют о морском генезисе отложений горизонта. В глинах, вскрытых скважиной в г. Поронайске на глубине 18,0 м, найдены морские моллюс-

Рис. 23. Спорово-пыльцевая диаграмма верхнеплейстоценовых и голоценовых отложений, вскрытых скважиной в г. Анива (Сусунайская депрессия)

1 – торф; *2* – глина; *3* – глина с детритом; *4* – песок; *5* – песок с галькой и фауной морских моллюсков; *6* – песок с детритом; *7* – галечно-гравийные отложения; *8* – галька, гравий, валуны; *9* – валуны; *10* – погребенное дерево; *11* – пыльца деревьев и кустарников; *12* – пыльца трав и кустарничков; *13* – споры; *14* – размывы на контактах слоев

ки Natica janhtostoma Desh., характерные, по мнению О.М. Петрова, для прибрежных областей Охотского моря. Отсюда же (глубина 16,5 и 18,0 м) определен комплекс литоральных диатомей. Преобладающей является Melosira sulcata (Ehr.) Ktz. – сублиторальная морская северо-бореальная водоросль. Наряду с морскими литоральными видами Actinoptychus undulatus (Bail.) Ralfs., A. splendens (Schdb.) Ralfs., Thalassiosira exentrica (Ehr.) Cl., Nitzschia granulata Grun. найдены солоноватоводные виды, встречающиеся в морях с пониженной соленостью и в эстуариях – Caloneis formosa (Greg.) Cl., Campylodiscus echeneis Ehr. Последние занимают преобладающее положение в комплексе. Среди пресноводных с оценкой "редко" встречены Eunotia papilio (Grun.) Hust., Navicula lacustris Greg. Подобные комплексы диатомовых водорослей А.П.Жузе [1962] относит к концу трансгрессивного цикла.

Судя по литологии осадков: тонкому переслаиванию глин, супесей, суглинков, песков; по фауне и диатомовым водорослям – накопление отложений VIII горизонта происходило в условиях довольно высокого состояния уровня окружающих Сахалин морей. Подъем уровня был эвстатическим, связанным с теплым, влажным климатом этой эпохи. Последнее подтверждает теплолюбивый характер растительности (15, 16 фаз), установленный по опорным скважинам.

Залегание VIII горизонта на отложениях эпохи первого позднеплейстоценового похолодания, теплые, влажные климатические условия времени формирования этого горизонта позволяют отнести его к эпохе второго позднеплейстоценового потепления (Q^3_{III}).

О з е р н ы е и а л л ю в и а л ь н ы е осадки VIII горизонта залегают в центральной (скв. 21) и краевой частях (пос. Мицулевка) Сусунайской депрессии на глубинах соответственно 7,6–28,5 и 5–7 м (см. рис. 9, 18). Они представлены песками, подстилаемыми гравийными песками и перекрыты суглинками (скв. 21) и галечниками с прослоем валунов (пос. Мицулевка).

Спорово-пыльцевый комплекс, описанный ранее по скважине в пос. Мицулевка, указывает на довольно теплые климатические условия, позволяющие отнести эти осадки к эпохе потепления (Q^3_{III}).

О з е р н о - а л л ю в и а л ь н ы е отложения IX горизонта развиты широко в центральных частях депрессий, слагая их с поверхности; ближе к горам они фациально замещаются пролювиальными галечниками (рис. 24, 25). В устьевых частях депрессий они с размывом ложатся на морские (Q^3_{III}) и аллювиально-морские (Q^2_{III}) отложения и перекрываются голоценовыми морскими песками и торфом (см. рис. 9, 10, 18, 22, 23).

Описываемые отложения представлены двумя фациями – озерной и аллювиальной. Фация древнего погребенного аллювия развита в нижней части разреза озерно-аллювиальных отложений. Это пески с включением гравия, гальки (до 20%), достигающие мощности 5–13 м и вскрытые скважинами в поселках Каменка (глубина 19,5–33 м) и Ново-Троицкое (глубина 25–29,6 м). Озерные отложения, слагающие верхние части разреза, развиты наиболее широко, достигая мощности от 1–2 до 10 м. Они представлены глинами, обогащенными растительными остатками, с характерным запахом сероводорода, с прослоями слаборазложившегося торфа,

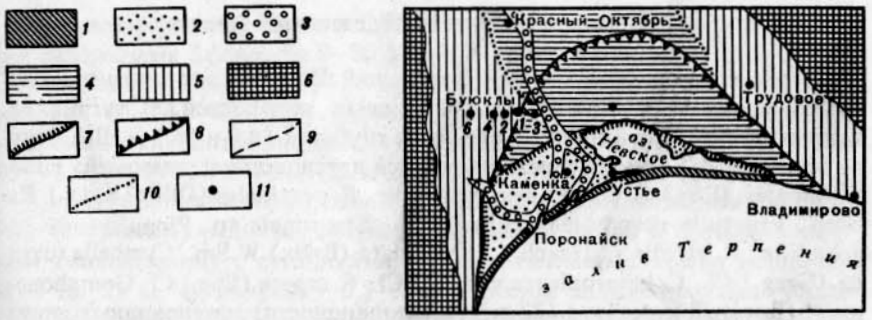


Рис. 24. Схематическая карта плейстоценовых отложений юга Поронайской депрессии

1 – морские голоценовые пески пляжа (Q^2_{IV}); *2* – морские голоценовые пески террасы 1–4 м (Q^1_{IV}); *3* – аллювий пойм (Q^2_{IV}); *4* – озерно-аллювиальные верхнеплейстоценовые глины (Q^4_{III}); *5* – пролювиальные верхнеплейстоценовые галечники (Q^{3-4}_{III}); *6* – элювий и делювий предгорий (e + Q); *7* – граница голоценовой трансгрессии; *8* – граница позднеплейстоценовой трансгрессии; *9* – граница предполагаемая; *10* – граница фациальная; *11* – скважина

Рис. 25. Схематическая карта плейстоценовых отложений юга Сусунайской депрессии

суглинками, изредка с прослоями и линзами песчано-галечных отложений.

Озерные отложения вскрыты многочисленными скважинами, из которых укажем на скважины в поселках Устье (глубина 14–18 м), Каменка (15,5–19,5 м), Ново-Троицкое (21,5–25,0 м), г. Анива (14,6–17,6 м), пос. Мицулевка (0–5 м), скв. 22 (0–2 м), 21 (0–7,6 м), 20 (0–7,8 м), 26 (0–6 м) (см. рис. 9, 10, 16). Кроме того, в центральной части Сусунайской депрессии в 4 км севернее г. Анивы под голоценовыми торфами на глубине 1,2–2,8 м вскрыты глины, пластичные, вязкие, жирные, с погребенной древесиной. На правобережье р. Сусуи, напротив впадения р. Сучанки, скважина ручного бурения под голоценовыми торфами мощностью 7 м прошла 4 м опесчаненных серых глин с прослоями торфа. В районе пос. Луговое под почвенным горизонтом (мощностью в 1 м) обнаружены глины, коричневые, слоистые, вязкие, слегка опесчаненные, с прослоями торфа в 2–5 мм, мощностью около 7 м.

В Поронайской депрессии на междуречье Орловки и Ельной (см. рис.6) под голоценовыми торфами мощностью 5,5 м вскрыты глины, темно-серые, опесчаненные, переслаивающиеся со слабо разложившимся торфом, супесью, общей мощностью 5 м. На водоразделе рек Тымь и Поронай мощность озерно-аллювиальных глин составляет 0,5–1 м. В пос. Красный Октябрь озерные суглинки достигают мощности 3 м.

Таким образом, озерная фация описываемых отложений литологически хорошо выдержана, резко отличается от подстилающих и перекрываю-

щих их отложений, что в значительной степени облегчает их картирование.

Озерно-аллювиальный генезис отложений IX горизонта подтверждается комплексом пресноводных диатомовых водорослей. В суглинках, вскрытых скважиной в пос. Каменка на глубинах 18,0 и 18,5 м, Л.А.Струве определила 12 видов и разновидностей пресноводных диатомей: Eunotia lunaris (Ehr.) Grun., E. praerupta Ehr., E. pectinales (Dillic? Kütz.) Rabenh., Frustulia rhomboides (Ehr.) D.T., Stauroneis sp., Pinnularia divergens Ehr., P. viridis (Nitzsch.) Ehr., P. lata (Breb.) W.Sm., Cymbella turgida (Greg.) Cl., C. heteropleura v. minor Cl., C. aspera (Ehr.) Cl., Gomphonema sp. Богатый комплекс (22 вида и разновидности) пресноводных диатомовых водорослей встречен в суглинках, вскрытых скважиной в пос. Красный Октябрь (глубина 2 м). Среди них преобладают Meridion circulare Ag., Synedra ulna (Nitzsch.) Ehr., Pinnularia viridis (Nitzsch.) Ehr., Cymatopleura solea (Breb.) W.Sm. Все диатомовые водоросли характеризуют слабо проточные воды.

Формирование описываемых отложений происходило в эпоху похолодания, о чем свидетельствуют обнаруженные в них на водоразделе рек Тымь и Поронай псевдоморфозы по ледяным клиньям [Соловьев, 1961].

В районе пос. Владимирово Я.Саса [1937] найден зуб слона Elephas primigenius Blum., характерного для позднего плейстоцена о. Хоккайдо [Minato, 1955a].

Спорово-пыльцевые спектры озерно-аллювиальных отложений, выявленные по опорным скважинам в поселках Каменка, Ново-Троицкое, Мицулевка, указывают на распространение перигляциальной растительности – открытых разнотравно-осоковых пространств с кустарничками ольхи, березы (17–18-я фазы). Аналогичные спорово-пыльцевые спектры получены М.П. Гричук, Н.С. Соколовой [1959] по скважине в г. Анива (рис. 23) и автором [Александрова, Белецкая, 1965; Александрова, 1971] по скважине в пос. Устье (рис. 26). В общем составе спорово-пыльцевых спектров резко преобладает пыльца трав и кустарничков, составляя 48–60%. Пыльца древесных пород представлена в основном Betula, Alnus и их кустарниковыми видами. Из хвойных отмечена в незначительном количестве пыльца Pinus pumila. Среди пыльцы трав и кустарничков встречены Gramineae (35–40%), Ericales (до 50%), Cyperaceae (20–40%).

Таким образом, наличие псевдоморфоз по ледяным клиньям в отложениях IX горизонта, остатки фауны млекопитающих, а также характер спорово-пыльцевых спектров позволяют сделать вывод о холодном климате времени формирования озерно-аллювиальных отложений. Все это позволяет отнести IX горизонт к эпохе похолодания конца позднего плейстоцена (Q_{III}^4).

Аллювиально-пролювиальные отложения, не расчлененные на горизонты (VI–IX), широко развиты в краевых частях депрессий, где слагают аккумулятивные аллювиально-пролювиальные равнины (см. рис. 3, 24, 25). Они являются фациальным аналогом морских (VI, VIII), горизонтов, аллювиально-морских (VII) и озерно-аллювиальных (VI–IX) отложений, залегая на пролювии среднеплейстоценового возраста. Верхний возрастной рубеж определяется вложением в них голоценового аллювия (см. рис. 4).

Аллювo-пролювий позднего плейстоцена вскрыт в Поронайской депрессии скважинами 6 (глубина 0–80 м), 4 (0–44 м), 1 (0–27 м), 3 (0–21 м), в пос. Красный Октябрь (0–35 м), в пос. Оноры (0–35 м), в пос. Абрамовка (0–34,3 м). В Сусунайской депрессии они имеют аналогичные мощности и глубины залегания: пос. Троицкое (0–40 м), пос. Хомутово (0–41 м), скв. 22 (2–56 м), скв. 20 (1,8–25,0 м), скв. 26 (6–26 м).

Аллювo-пролювий представлен ритмичным переслаиванием галечников (с гравием, редкими валунами, примесью щебня и песчано-глинистым заполнителем) с суглинками. Прослои галечников имеют мощности от 3 до 25 м, суглинков – 0,5–3 м. Строение аллювo-пролювия иллюстрируется рис. 15, 16, 17, 18. Грубая сортировка осадков по механическому составу, приуроченность их к полосе предгорий, характерные в плане формы конусов выноса, которые они образуют, дают возможность предполагать их пролювиальный и аллювиальный генезис. Несомненна и примесь флювиогляциального материала, поступавшего на равнины в холодные климатические эпохи.

Диатомовые водоросли, определенные в этой толще, пресноводные (V – скв. 20, глубины 8, 19, 23, 24 м): Tetracyclus aff. rupestris (A. Br.) Grun., Meridion circulare (Grev.) Ag., Diatoma elongatum (Lyngb.) Ag. + var. tenuis (Ag.) V.H., D. hiemale (Lyngb.) Heib. var. mesodon (Ehr.) Grun., Fragillaria aff. crotonensis Kitt., Ceratoneis arcus (Ehr.) Kütz., Eunotia praerupta Ehr. var. inflata Grun. + var. muscicola Boye P., E. aff. falax A. Cl. var. gracillima Krasske, Navicula aff. cryptocephala Ktz., Cymbella affinis Ktz., C. hebridica (Greg.) Grun., C. aff. australica A.S., C. naviculiformis Auerws., Hantzschia amphioxys (Ehr.) Grun. f. capitata O. Müll., H. amphioxys + var. intermedia Grun.

Спорово-пыльцевые спектры, обнаруженные в аллювo-пролювии западного борта Сусунайской депрессии (пос. Троицкое), свидетельствуют о многочисленных перерывах в осадконакоплении, явившихся следствием скорее всего пульсационного поступления материала в депрессию (рис. 26).

Во всех проанализированных образцах М.П. Гричук и Н.С. Соколова [1959] отмечают преобладание пыльцы древесных пород (20–60%) и спор (24–60%). В нижней части разреза скважины (глубина 22,6–40 м) в составе пыльцы древесных пород доминирует пыльца Abies (до 40%), Picea (до 56%), Pinus s/g Haploxylon (до 48%), Alnus (20–60%), Myrica (единично), Ulmus (1–4%), Juglans (2%), Tilia (1%); в средней (глубина 9,7–22,6 м) – Alnus (156%), Betula (12–15%), Betula sect. Nanae (20%); в верхней (глубина 2,2–9,7 м) – Alnus (40–48%), Betula (16%), Corylus (1%), Myrica (2%), Ulmus (12–15%), Quercus (2%), Tilia (единично) (рис. 24). Анализируя спорово-пыльцевые спектры, мы приходим к выводу, что если в период накопления нижней части разреза растительность была представлена пихтовыми, еловыми и сосновыми лесами с примесью широколиственных пород (12-я фаза, описанная выше), то в средней части разреза она сменилась ольховыми и березовыми лесами с участием кустарничковых видов (14-я фаза), на месте которых впоследствии (верхняя часть разреза) развились мелколиственные ольхово-березовые леса с примесью широколиственных пород (15-я фаза).

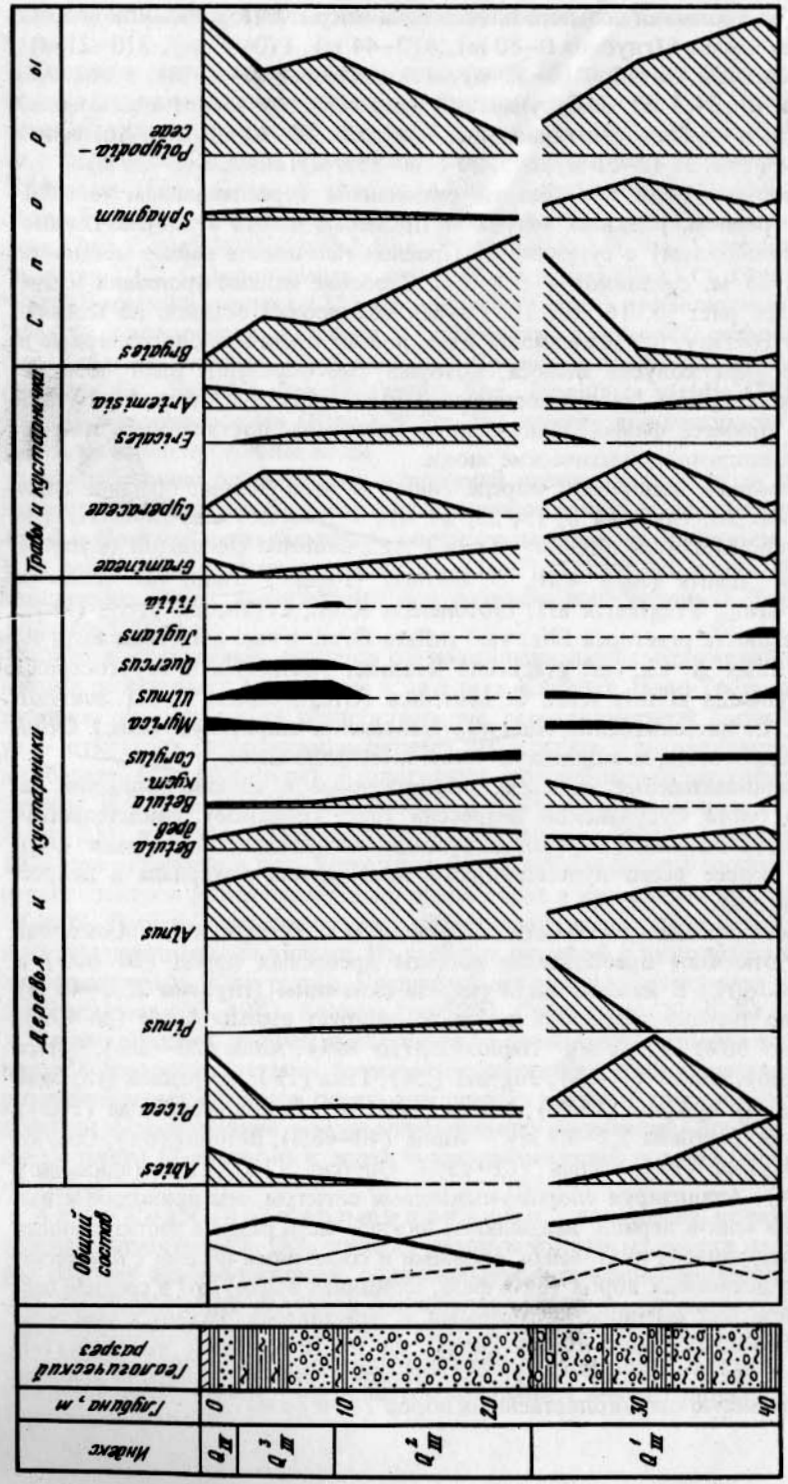


Рис. 26. Спорово-пыльцевая диаграмма верхнеплейстоценовых отложений, вскрытых скважиной в пос. Троицкое (Сусунайская депрессия)
1 – глина; *2* – глина иловатая; *3* – суглинок; *4* – песок мелкозернистый; *5* – гравий и галька с разнозернистым песком; *6* – гравий, галька с иловатым песком; *7* – пыльца деревьев и кустарников; *8* – пыльца трав и кустарничков; *9* – споры

Таким образом, формирование анализируемой толщи происходило на фоне трехкратного колебания климата: теплые климатические условия, характерные для нижней части разреза, сменились холодными (средняя часть разреза) и вновь теплыми (верхняя часть рареза). По характеру спорово-пыльцевых спектров в описываемой толще выделяются три горизонта, из которых нижний (глубина 22,6–40 м) сопоставляется со средней частью VI горизонта, выделенного по опорным скважинам (Q^1_{III}); средний – с верхней частью VII горизонта (Q^2_{III}), верхний – с нижней частью VIII горизонта (Q^3_{III}).

Местами на поверхности депрессий широко развит аллюво-пролювий эпохи второго позднеплейстоценового похолодания (Q^4_{III}). Она с размывом залегает на морских верхнеплейстоценовых отложениях (Q^3_{III}), венчая разрезы морских террас 15–25 м, иногда на плиоценовых породах, являясь в предгорной полосе депрессий фациальным аналогом озерно-аллювиальных отложений. Стратиграфическое их положение определяется еще и тем, что, залегая на поверхности депрессий, они фациально замещаются верхнеплейстоценовым аллювием террас 10–15 м горных рек (см. рис. 4). Верхний возрастной рубеж определяется вложением в них голоценового аллювия.

Таким образом, в устьевых частях депрессий отложения позднего плейстоцена образуют четыре горизонта. VI горизонт (Q^1_{III}) представлен осадками морского генезиса, переходящими вверх по разрезу в аллювиально-морские отложения VII горизонта (Q^2_{III}). Последний сменяется вновь морскими отложениями VIII горизонта (Q^3_{III}).. Заканчивается разрез верхнеплейстоценовых отложений в депрессиях отложениями озерно-аллювиального генезиса IX горизонта. В краевых частях депрессий шло непрерывное накопление аллювиальных и пролювиальных толщ, особенно интенсивно в эпохи похолоданий позднего плейстоцена. Формирование большей части отложений позднего плейстоцена (VI–VIII горизонты) происходило в условиях довольно высокого стояния уровня моря – эвстатической трансгрессии, приходящейся на эпохи теплого и влажного климата. Однако ингрессия захватывала лишь кревые части депрессий, вторгаясь в них не более чем на 20–40 км. Некоторая стабилизация уровня или опускание его (VII горизонт) наблюдаются в эпоху первого позднеплейстоценового похолодания. На конец позднего плейстоцена (IX горизонт) приходится максимальное эвстатическое понижение уровня моря, связанное с максимальным для Сахалина похолоданием.

Отложения позднего плейстоцена широко развиты в депрессиях Японии. Наиболее ранней и широко распространенной является морская формация симосуэси, слагающая одноименную поверхность в депрессии Канто и плато Уэмати в депрессии Осака. В ней обнаружена межледниковая флора и фауна морских моллюсков. Все это позволяет коррелировать ее с описанным нами VI горизонтом. Нижней части VII горизонта соответствуют тефритовые суглинки симосуэси, перекрывающие морские отложения формации симосуэси и содержащие холодолюбивую флору; верхам – континентальная галечниковая формация мусасино, сформирован-

ная в эпоху морской регрессии, и, так же как и на Сахалине, на побережье перекрывающая морские отложения (Q^1_{III}). С IX горизонтом коррелируется континентальная формация татикава позднего плейстоцена Японии, на время формирования которого приходится оледенение альпийского типа и максимальное эвстатическое понижение уровня моря [The Geologic Development..., 1965].

Голоцен

Голоценовые отложения (X горизонт) сравнительно нешироко развиты в депрессиях, слагая поймы, морские пляжи, косы, пересыпи, бары, дельты рек, первые надпойменные террасы высотой 5–8 м и морские террасы высотой 3–5 м. Они представлены отложениями аллювиального, аллювиально-морского, морского, лагунного генезиса. Широко распространены органогенные отложения (торф).

По условиям залегания, комплексу биостратиграфических данных голоценовые отложения расчленяются на два слоя: нижний (Q^1_{IV}) и верхний (Q^2_{IV}). Нижний слой по времени соответствует послеледниковью и климатическому оптимуму голоцена, верхний – современной эпохе. Послеледниковье и климатический оптимум голоцена Сахалина, по данным Н.А. Хотинского и К.С. Шулия [1971], отвечают предбореальному и бореальному периодам схемы Блитта–Сернандера (9,750 ± 190 – 7940 ± ± 130 лет).

Морские отложения обрзуют две разновозрастные толщи. Нижняя слагает прибрежную морскую террасу высотой 3–5 м, верхняя – пляжи, косы, пересыпи, бары.

Нижняя толща с размывом залегает на озерно-аллювиальных отложениях IX горизонта (Q^4_{III}), местами – на аллювиально-морских отложениях VIII горизонта (Q^3_{III}), достигая значительной и довольно выдержанной мощности в 15–17 м (см. рис. 10, 22). Это преимущественно слоистые пески, средне- и тонкозернистые, полимиктовые, иногда кварцевые, с линзами и прослоями гравия и галечников, илов. Низы разреза, как правило, представлены суглинками и супесями мощностью в 1–1,5 м.

В Поронайской депрессии голоценовые морские отложения вскрыты скважинами в г. Поронайске (на глубине 0–12 м), пос. Устье (0–14 м), пос. Каменка (3,5–15,5 м), пос. Владимирово (1,5–8,5 м) (см. рис. 10, 12). В северной части Тымской депрессии (пос. Ноглики) описываемые отложения ложатся непосредственно на миоценовые глины окобыкайской свиты и представлены слоистыми песками мощностью в 15 м.

В Сусунайской депрессии морские голоценовые пески нижней толщи развиты лишь в южной части. Они вскрыты скважинами в г. Аниве (на глубине 5,6–14,6 м), пос. Песчанское (0–13 м) (рис. 22, 24, 25).

Морской генезис отложений принят на основании находок обломков раковин современных морских моллюсков. В песках, вскрытых скважиной в пос. Владимирово, встречена довольно богатая (36 видов и разновидностей) флора солоноватоводноморских диатомей с преобладанием

литоральной формы Nitzschia granulata Grun. (более 1000 створок на препарат). Единично найдены пресноводные диатомовые водоросли – Melosira granulata (Ehr.) Ralfs., Epithemia zebra v. saxonica (Kütz.) Grun., которые в незначительном количестве встречаются на прибрежных участках Охотского моря.

Раннеголоценовый возраст нижней толщи морских отложений определяется залеганием на верхнеплейстоценовых отложениях IX горизонта и вложением в нее верхнеголоценового аллювия пойм рек. Спорово-пыльцевые спектры, обнаруженные в этой толще (г. Поронайск, пос. Каменка), свидетельствуют о том, что ее формирование происходило в условиях послеледниковья и климатического оптимума (см. выше). Анализ пыльцы и спор по скважинам в г. Аниве (см. рис. 23) и пос. Устье (рис. 27) позволил М.П. Гричук, Н.С. Соколовой [1959] и автору [Александрова, Белецкая, 1965] выделить две фазы растительности: мелколиственных лесов с кустарничками ольхи и березки наряду с открытыми травянистыми пространствами (19-я фаза) и березовых лесов с примесью широколиственных растений (20-я фаза), что подтверждает ранее сделанный вывод о накоплении морских отложений в послеледниковье и климатический оптимум голоцена.

Верхняя толща морских отложений, слагающая пляжи, косы, пересыпи, бары, прислонена к морским нижнеголоценовым отложениям. Она представлена песками с линзами гравия и гальки, местами косослоистыми, переслаиванием песков и гравийников общей мощностью в 3–6 м.

Лагунные отложения раннеголоценового возраста (Q^1_{IV}) развиты в северной части Сусунайской депрессии, где они слагают морскую равнину высотой 4–5 м (см. рис. 3). Они без размыва залегают на верхнеплейстоценовом аллювио-пролювии и повсеместно перекрываются торфом. Это глины вязкие, пластичные, уплотненные, светло-серые, голубовато-серые, с запахом сероводорода, обогащенные детритом, местами слегка опесчаненные, с прослоями и линзами кварцевых мелко- и среднезернистых песков, достигающие мощности 10 м. Вскрыты многочисленными скважинами ручного бурения.

Генезис отложений определен на основании нахождения лагунного или пребрежно-морского комплекса диатомовых водорослей в глинах, вскрытых скважиной у ж.д. ст. Лебяжье на глубине 4,1–4,2 м: Melosira sulcata (Ehr.) Kütz., Cyclotella meneghiniana Kütz., Cocconeis scutellum Ehr., Diploneis interrupta Cl., Caloneis formosa (Greg.) Cl. Спорово-пыльцевые спектры из этих глин, соответствующих средней и верхней частям разреза лагунных отложений, характеризуются преобладанием пыльцы древесных пород (40–50%) в общем составе, пыльца травянистых растений составляет 16–28%, споры 32–40% (рис. 28). Среди пыльцы древесных пород доминирует пыльца Alnus (18–30%), Betula (30–50%), Ulmus (6–8%), Quercus (4–10%), Juglans (1–2%). Среди спор преобладает Polypodiaceae (80–85%), встречается Osmunda cinnanomea L. Отсутствие данных по нижней части разреза не дает возможности реконструировать растительность для всей толщи, однако в период накопления средней и верхней частей господствовали березовые леса с примесью широколиственных пород.

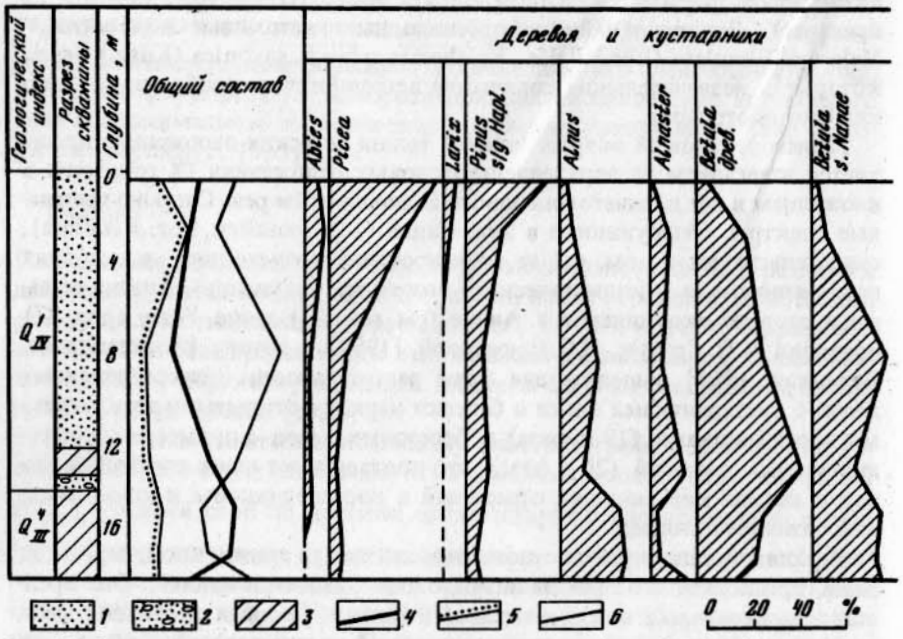


Рис. 27. Спорово-пыльцевая диаграмма морских голоценовых отложений, вскрытых скважиной в пос. Устье (Поронайская депрессия)

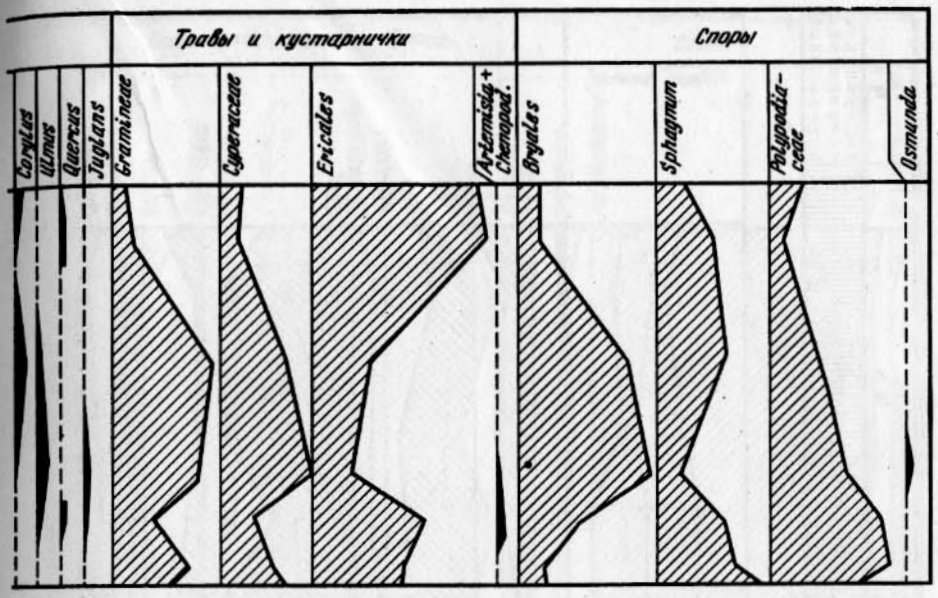
1 – пески мелко- и среднезернистые; *2* – пески с включением гальки; *3* – суглинки; *4* – пыльца деревьев и кустарников; *5* – пыльцы трав и кустарничков; *6* – споры

Эта растительность характеризует оптимально теплые для голоцена климатические условия.

Аллювиальные отложения образуют, так же как и морские отложения, две разновозрастные толщи. Нижняя слагает первые надпойменные террасы высотой 3–8 м в долинах крупнейших рек низменностей – Тымь, Поронай, Сусуя, Большой Такой; верхняя – высокие и низкие поймы.

Аллювий представлен двумя фациями – русловой, характеризующейся тонким переслаиванием песчаных, глинистых прослоев с гравийниками и галечниками, четкой косой слоистостью, линзовидностью залегания глин и галечников, и пойменной, представленной суглинками, супесями, глинами.

Нижняя толща аллювиальных отложений повсеместно вложена в озерно-аллювиальные отложения позднеплейстоценового возраста (Q^4_{III}). Спорово-пыльцевые спектры, обнаруженные в верхней части толщи, свидетельствуют о том, что формирование ее происходило в оптимум голоцена. Это хорошо демонстрирует спорово-пыльцевая диаграмма аллювия первой надпойменной террасы р. Тымь у пос. Иркир (рис. 29). В спорово-пыльцевых спектрах преобладает пыльца древесных пород: Alnus (34–44%), Betula (16–22%), Corylus (1–2%), Ulmus (2–4%), Juglans (1%). Пыльца травянистых растений представлена в основном Gramineae (25–44%), Cyperaceae (10–20%); споры – Polypodiaceae (72–84%). Спорово-пыльцевые спектры характеризуют растительность климатических усло-



вий, более теплых, чем современные (20-я фаза). Все это дает возможность определить время формирования нижней толщи аллювия, слагающего первые надпойменные террасы рек, как послеледниковье и климатический оптимум голоцена.

Пресноводные диатомовые водоросли, обнаруженные в этом разрезе в глинистых песках на глубине 2,2–2,3 м, свойственны пойменной фации аллювия: Eunotia praerupta Ehr., Navicula sp., N. placentula v. lanceolata Grun., Frutulia rhomboides (Ehr.) D.T., Pinnularia lata (Breb.) W.Sm., P. borealis Ehr., P. viridis (Nitzsch.) Ehr., P.nobilis Ehr., P. streptoraphe Cl., Cymbella cistula (Hemp.) Grun., C. ventricosus Kütz., C. lanceolata (Ehr.) V.H., Gomphonema sp., Gomphonema quadripunctatum (Qstr.) Wisl., Didymosphenia geminata (Lyngb.) M. Schmidt, Epithemia turgida (Ehr.) Kütz., Hantzschia amphioxys Ehr.

Верхняя толща аллювия, слагающая поймы, почти повсеместно вложена в нижнюю, в устьях рек – в морские нижнеголоценовые отложения (г. Анива), что определяет ее стратиграфическое положение и позволяет отнести по возрасту к верхам голоцена (Q^2_{IV}).

Органогенные отложения широко развиты в депрессиях, залегая на различных геоморфологических уровнях и перекрывая средне- и верхнеплейстоценовые отложения, разнообразные по своему генезису. В связи с этим формирование отложений охватывает разные по времени промежутки: то весь голоцен, то лишь поздний голоцен.

В нижней части разреза органогенных отложений, как правило, наблюдаются глины, суглинки, илы, обогащенные растительными полуразложившимися остатками, переходящие вверх по разрезу в плохо разложившийся торф, преимущественно осоково-сфагновый, с примесью ила и песка. Максимальные мощности торфа наблюдаются в Сусунайской (5–6 м –

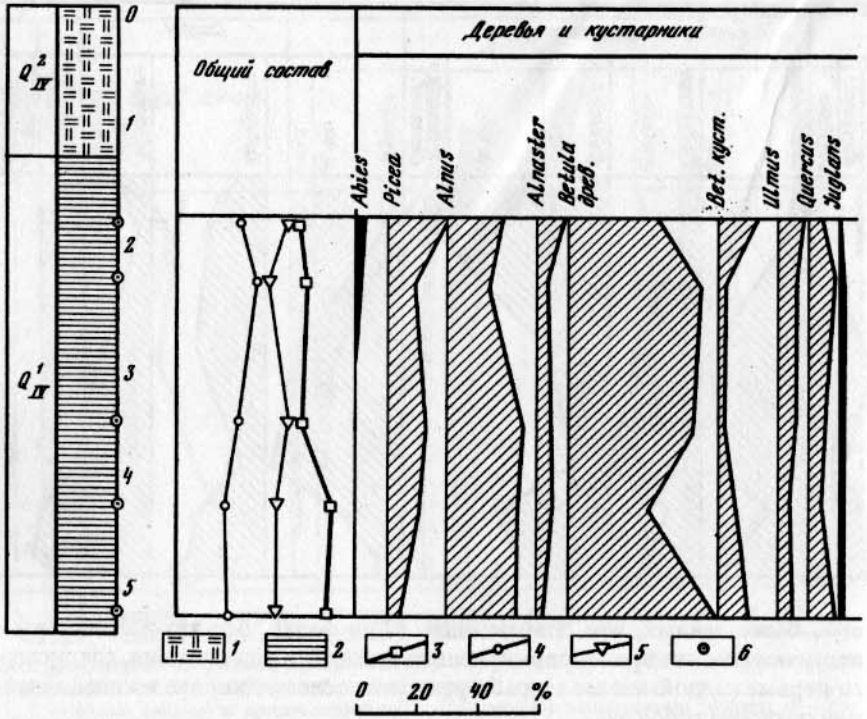


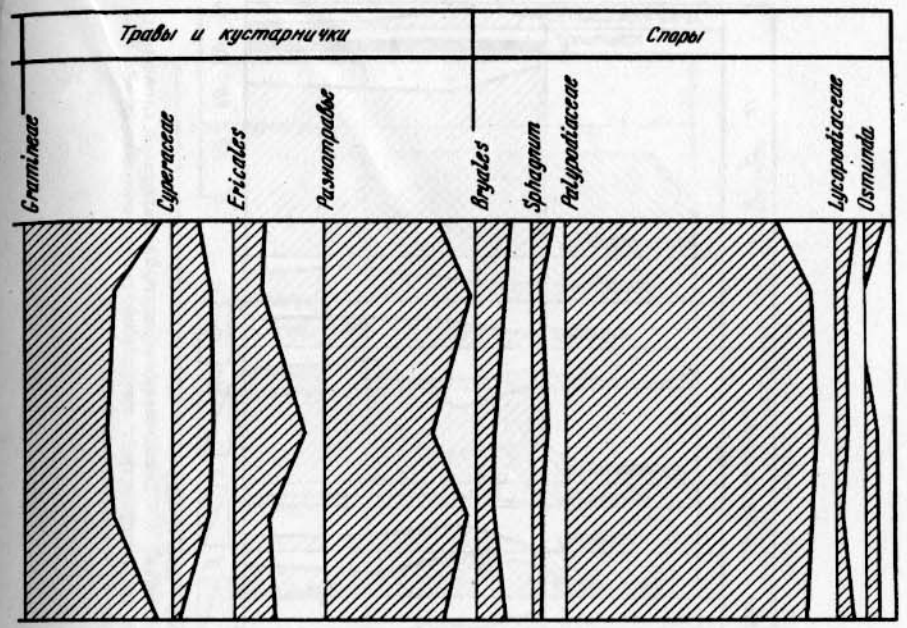
Рис. 28. Спорово-пыльцевая диаграмма голоценовых морских отложений Сусунайской депрессии, вскрытых скважиной в пос. Лебяжье

1 – торф; *2* – глины голубовато-серые, пластичные; *3* – пыльца деревьев и кустарников; *4* – пыльца трав и кустарничков; *5* – споры; *6* – спорово-пыльцевые пробы

в районе оз. Дояте) и Поронайской (до 10 м – среднее течение р. Поронай) низменностях [Властова, 1960].

В торфе, залегающем на Тымь-Поронайском водоразделе на глубинах 0,15; 0,25 и 0,8 м, Л.А.Струве определила 46 видов и разновидностей диатомовых водорослей. Преобладающими являются диатомеи из рода Eunotia: E. exiqua (Breb.) Rabenh., E. exiqua v. compacta Hust. (обычная в торфянистых водах) E. lunaris v. capitata Grun., E. gracilis (Ehr.) Rabenh., E. polydentula v. perpusilla Grun., E. formica Erh. Роды Tabellaria Ehr., Stauroneis Ehr., Navicula Bory, Neidium Pfitz., Caloneis Cl., Rhopalodia O. Müll встречены с оценкой "единично". В небольшом количестве найдены створки рода Melosira: M. italica (Ehr.) Kütz. + var. valida (Grun.) Hust., M. granulata (Ehr.) Ralfs., M. islandica O. Müll., M. distans v. lirata f. seriata (O. Müll.) Hust. Заметное участие принимают Pinnularia brevicostata Cl., P. interrupta + var. crassior Grun., P. borealis Ehr., P. viridis (Nitzsch.) Ehr., Cymbella turgida (Greg.) Cl., C. heteropleura var. minor Cl., Epithemia zebra var. saxonica (Kütz.) Grun., E. turgida (Ehr.) Kütz.

В Тымь-Поронайской низменности органогенные отложения вскрыты рядом скважин на правобережье среднего течения р. Поронай, в пос. Ка-



менка (см. рис. 10), на Тымь-Поронайском водоразделе; в Сусунайской – в низовьях р. Цунай (рис. 30).

Сравнивая и анализируя спорово-пыльцевые диаграммы этих отложений, приходим к выводу о том, что в период формирования органогенных отложений растительность и климат претерпевали значительные изменения. На смену перигляциальной растительности конца позднеплейстоценовой эпохи приходят ольховые и березовые леса с большим участием кустарничков ольхи и березы и наземным покровом из сфагновых мхов (см. спорово-пыльцевую диаграмму нижней части торфяника мыса Хоэ – глубина 2,5–2,6 м, рис. 47). Следующая фаза растительности характеризует оптимально теплые климатические условия голоцена. Это мелколиственные и широколиственные леса из вяза, дуба, лещины, граба, ореха. Содержание кустарничковых видов сильно сокращается (рис. 30). По данным Н.А. Хотинского [1971], фаза наибольшего распространения широколиственных лесов соответствовала бореальному периоду, хронологические рамки которого определены радиоуглеродными датировками 8370 ± ± 120 лет (VS-33) и 9510 ± 100 лет (VS-34). В Японии бореальный период также характеризовался максимальным распространением широколиственных лесов [Tsukada, 1958]. Фаза темнохвойных лесов, получившая широкое развитие позднее, наряду с сокращением участия в растительном покрове широколиственных пород отвечает, по-видимому, некоторому относительному похолоданию (см. рис. 7).

Результаты спорово-пыльцевого анализа торфяников Северного Сахалина, выполненного А.К. Недосеевой, приведены в работе Н.П. Пьявченко [1954]. Изучено два торфяника: один расположен в долине Небольшой речки близ побережья Охотского моря; другой, верхового типа – в 25 км

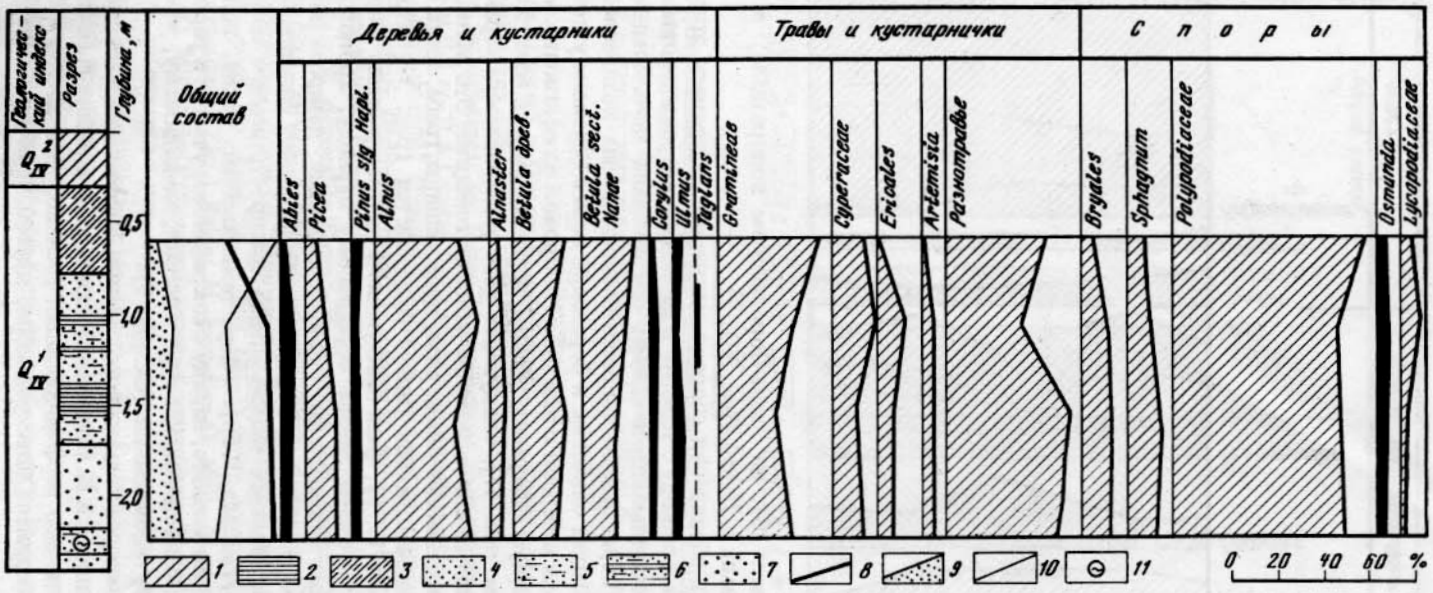


Рис. 29. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза голоценового аллювия р. Тымь у пос. Иркир

1 – почвенные суглинки; *2* – глина опесчаненная; *3* – супесь тонкая, слоистая; *4* – песок мелкозернистый, кварцевый, слоистый; *5* – песок глинистый; *6* – песок глинистый с прослоями глин; *7* – песок среднезернистый, кварцевый, сильно ожелезненный; *8* – пыльца деревьев и кустарников; *9* – пыльца трав и кустарничков; *10* – споры; *11* – диатомовая флора

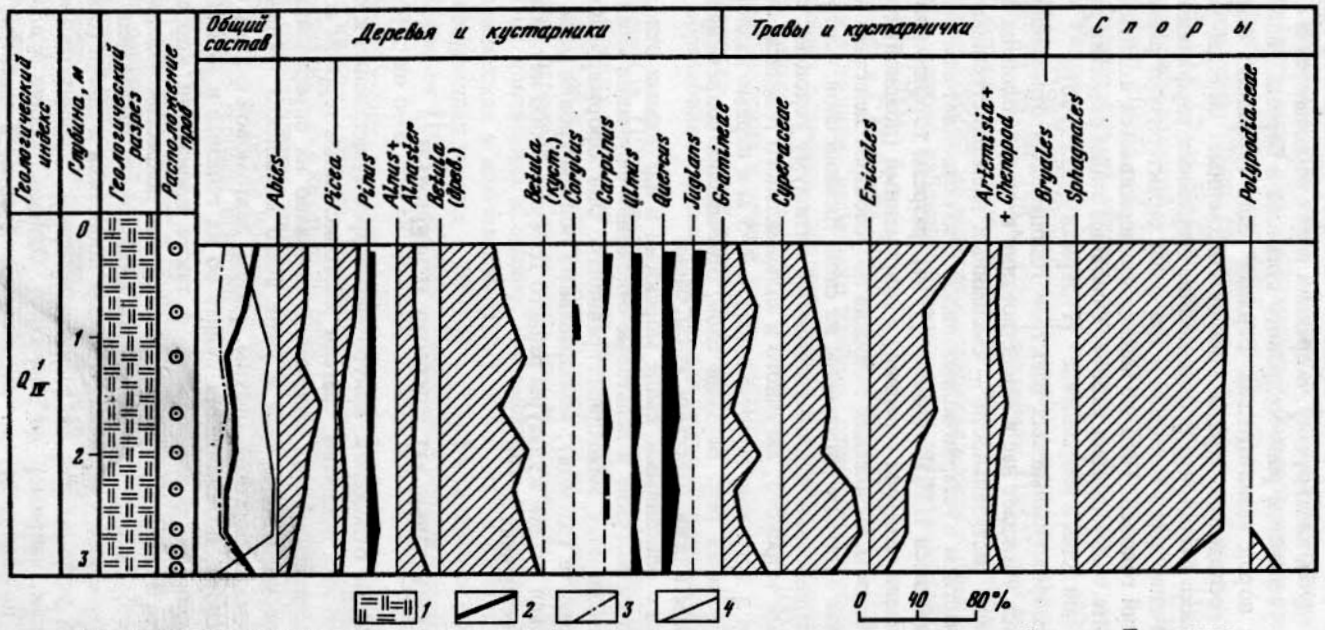


Рис. 30. Спорово-пыльцевая диаграмма голоценового торфяника Сусунайской депрессии в районе пос. Песчанское

1 – торф; *2* – пыльца деревьев и кустарников; *3* – пыльца трав и кустарничков; *4* – споры

к западу от побережья. Нижние слои торфа накапливались в период господства пихтово-еловых и березовых лесов с примесью широколиственных пород (дуба, вяза, ореха). В средних слоях наблюдается сокращение роли ели и увеличение роли кедрового стланика и березы. Роль широколиственных пород незначительна. Верхняя часть торфяника формировалась при господстве березы. Широколиственные породы исчезают. Н.И. Пьявченко считал, что формирование описанных торфяников происходило в течение всего голоцена и три фазы характеризуют ранний, средний и поздний голоцен. Того же мнения придерживается коллектив палинологов ГИНа, выпустивших работу "Основные этапы развития растительности Северной Азии в антропогене" [Гитерман и др., 1968].

Анализ спорово-пыльцевых спектров голоценовых отложений различного генезиса убеждает нас в существовании в начале голоцена послеледниковой фазы растительности – смешанных мелколиственных лесов с большим участием кустарничковых видов. Это позволяет нам считать, что анализировавшиеся Н.И. Пьявченко [1954] разрезы торфяников охватывают по времени оптимум (средний) и современный (поздний) голоцен.

Таким образом, отложения голоцена по условиям залегания и палеонтологическим остаткам расчленены на слои. Нижний слой, соответствующий послеледниковью и климатическому оптимуму голоцена, представлен осадками морского, лагунного и аллювиального генезиса, слагающими морские и лагунные террасы высотой 3–5 м и первые надпойменные террасы в долинах рек. Верхний слой, отвечающий современной эпохе, слагает поймы, пляжи, пересыпи, косы, бары.

В Японии с описанными выше морскими и лагунными отложениями коррелируются морские и дельтовые отложения формации юракуте, развитые на обширных межгорных равнинах. Они сформированы трансгрессией юракуте (дзёмон), максимальный подъем уровня моря которой соответствовал стадии культуры раннего Дзёмона (6000 лет назад) [The Geologic Development..., 1965].

ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПОБЕРЕЖЬЯ

Плейстоценовые отложения, приуроченные преимущественно к областям неотектонических поднятий, слагают многочисленные террасы побережья острова. Расчленение этих отложений основано на определении их геоморфологического положения и учете всего комплекса заключенных в них органических остатков (фауны, флоры, диатомовой флоры, остатков пыльцы и спор), позволяющих судить об их генезисе и климатической эпохе времени их формирования, а также произвести корреляцию с опорными разрезами Центрально-Сахалинских депрессий. Одним из возможных методов определения стратиграфического положения плейстоценовых отложений, слагающих террасы побережья и долин горных рек, могло быть установление их взаимоотношений с ледниковыми образованиями (как, например, на Камчатке). Однако Сахалин в плейстоцене находился, по-видимому, во внеледниковой зоне, а имевшие место в позднем плейстоцене небольшие ледники на высочайших вершинах острова не доходили до побережья, характер же соотношений аллювия с моренными образованиями никем не изучался.

Плейстоценовые отложения побережья острова изучаются давно. Всеми исследователями Сахалина отмечается большое количество террас на морском побережье высотой от 0,5 до 120–150 м.

Н.П. Тихонович [1909, 1914] на п-ове Шмидта описал морские террасы высотой 8–10 и 120 м. На Северном Сахалине Г. Кобаяси [1926] отметил морские террасы высотой 7–15, 20–30, 30–40, 40–70 м; Д.И. Дамперов и Б.Н. Елисеев [1933] – 8, 15–20, 30–50 и 60 м.

В.Я. Филиппович на участке западного побережья от мыса Погиби до мыса Уанди выделила морские террасы 1,0–1,5; 8–40; 40–60 м. Е.М. Смехов [1947, 1953] наблюдал морские террасы высотой 12–15, 18, 22, 40, 60, 70, 80, 120 м. С.Н. Алексейчик [1952] для западного побережья острова отмечает 45–48-, 56–60-, и 71–75-метровые уровни. Г.С. Ганешин [1959б] на западном побережье между г. Александровском и устьем р. Арково наблюдал пять морских террас высотой 2, 6, 12–15, 25–30 и 100–120 м.

Е.М. Рудич и С.И. Скиба [1959], Е.М. Рудич [1958, 1962] в южной части острова выделили "несколько наиболее отчетливых террасовых уровней, имеющих широкое распространение и нередко различающихся по характеру рельефа". Это морские террасы с отметками 100–180 и 80–90 м; серия морских и речных террас высотой 50–60, 30–35 и 12–15 м; низкие морские и речные террасы высотой 1–4 м (до 10 м), а также морская абразионная терраса – скальный бенч с абсолютными отметками 1–5 м.

Ю.Ф. Чемеков [1961], анализируя фактический материал по распространению морских террас на Дальнем Востоке, указал на множественность морских уровней и их значительную амплитуду на Сахалине, которые, по его мнению, отражают интенсивность неотектонических движений в зоне перехода от континента к океану. Им выделены цикловые террасы: северотихоокеанская и камчатская (Q_{IV}), чукотская и курильская (Q^3_{III}), японская подводная терраса – 70–100 м (Q^2_{III}) и гавайская (Q^1_{III}).

В.В. Соловьев [1961] объединил террасовые уровни в комплексы террас высотой: до 6–8, 15–18, 20–25, 35–40 и 60–80, 100–300 м. Высоты и количество террас, по мнению автора, определяются неотектоническим режимом каждого района. Иллюстрируя затухание новейших тектонических поднятий с юга на север острова, С.М. Александров [1962а, 1962б] проводит сопоставление уровней древних береговых линий. В.Г. Беспалый [1964] на побережье Восточно-Сахалинских гор и п-ова Терпения отмечает морские террасы высотой от 25–40 до 100 м (Q^1_{III}), 10–15 м (Q^3_{III}), 5–6 м (Q_{IV}).

Возраст морских террас в большинстве рассмотренных работ определяется на основании их геоморфологического положения при почти полном отсутствии находок морской фауны и диатомовой флоры.

Относительно генезиса террас существует несколько точек зрения. Г.У. Линдберг [1946, 1947, 1952, 1956а], Е.М. Рудич [1958, 1962], Ю.Ф. Чемеков [1961], С.М. Александров [1962, 1973], А.П. Кулаков [1973] и автор придерживаются точки зрения морского происхождения

террас побережья, связывая его с эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана. Г.У. Линдберг на основании разобщения ареала пресноводных рыб высказал предположение о значительных по своим размерам колебаниях уровня дальневосточных морей (+80+200 в периоды трансгрессий до −200–300 м в регрессии относительно современного уровня). Однако эти построения, к сожалению, не были связаны ни с геоморфологическим строением, ни со стратиграфией плейстоценовых отложений Дальневосточного побережья. Так, исходя из данных Г.У. Линдберга, Центрально-Сахалинские депрессии в период трансгрессий становились проливами. Последующие подсчеты баланса оледенения, произведенные К.К. Марковым и И.А. Суетовой [1965], показали, что амплитуда колебаний уровня Мирового океана за плейстоцен не превышала 120 м, а изучение плейстоценовых толщ Центрально-Сахалинских депрессий свидетельствует о том, что начиная с плейстоцена Центрально-Сахалинские депрессии не являлись проливами, так как трансгрессии захватывали лишь устьевые их части.

Другая часть исследователей [Ганешин, 1959а; Соловьев, 1961; Чемеков, 1961; Беспалый, 1964] признает морское происхождение лишь террас высотой 6–8, 15–18, 20–40 м.

Неравномерностью тектонических поднятий большей части территории острова объясняют Г. Кобаяси [1926], Ю.Ф. Чемеков [1961], А.П. Кулаков [1968б] множественность террасовых уровней. А.П. Жузе [1962], исследовавшая донные осадки Охотского, Берингова морей, а также отложения, слагающие береговые террасы этих морей, показала, что, несмотря на тщательные поиски морских диатомей, они не были обнаружены. Оказалось, что большая часть плейстоценовых отложений побережья Охотского моря, Сахалина и Камчатки, а также отложения Сусунайской депрессии о. Сахалина заключают озерную и аллювиальную флору диатомей и должны быть отнесены к озерным или аллювиальным.

Рассмотренные, часто противоречащие друг другу точки зрения отражают слабую изученность плейстоценовых отложений побережья как Сахалина, так и соседних с ним Курильских островов и Камчатки.

Большое количество абразионных уровней, а также уровней с грубыми, маломощными аккумулятивными чехлами делают значительную часть побережья Сахалина мало перспективной для изучения разрезов морского плейстоцена. Это обстоятельство требует от исследователей особенно тщательного поиска района, где по структурным, геологическим и геоморфологическим условиям можно предполагать развитие аккумулятивных морских террас, удобных для изучения. По нашим представлениям, такие районы должны располагаться в областях слабых неотектонических поднятий. К числу последних принадлежит побережье западного и восточного борта Поронайской низменности, где обнаружены хорошие разрезы плейстоценовых отложений, содержащие диатомовую флору и остатки пыльцы и спор.

На протяжении многих лет автор изучал террасы побережья о. Сахалина в пределах Тонино-Анивского полуострова, Муравьевской низменности, Корсаковского плато, Сусунайского хребта, п-ова Крильон, Южно- и Западно-Камышового хребта от пос. Шебунино до мыса Хоэ,

Таблица 5

Геоморфологические уровни Японии

Ступени террас	Название террас	Высота над голоценовой равниной, м	Возраст
V	Кунохэ	120–300	Ранний плейстоцен
IV	Тама	70–100	Средний плейстоцен
III	Симосуэси	20–40	Поздний плейстоцен
II	а. Мусасино б. Татикава в. Аояги	20–40	Поздний плейстоцен
I	Аллювиальная	0	Голоцен

залива Терпения, т.е. на территории Среднего и Южного Сахалина (см. рис. 1), а при составлении крупномасштабной карты острова – знакомился с материалами по п-ову Шмидта и Северо-Сахалинской равнине, что нашло свое отражение в изданной карте четвертичных отложений Северного Сахалина [Ерошенко, Александрова, 1976]. Помимо полевых геоморфологических наблюдений, нами детально изучались разрезы плейстоценовых осадков с отбором проб на диатомовый и спорово-пыльцевой анализ. Палинологические исследования производились в основном автором.

При всей многочисленности и разновысотности террас, отмечаемой всеми исследователями, выделяются следующие геоморфологические уровни.

Наиболее высокий уровень представляет собой единую поверхность выравнивания (ныне сильно расчлененную на одновысотные холмы и увалы) высотой от 80–100 до 300 м, широко развитую в Пиль-Дановской низменности, Северо-Сахалинской равнине, окаймляя предгорья Восточно- и Западно-Сахалинских гор, обращенных к морю; во внутригорных депрессиях (Пограничной, Лунской и др.), Корсаковском плато, Муравьевской низменности, Новиковской впадине и т.д.

Собственно террасовый комплекс начинается с террас высотой 50–80 м на побережье и в долинах рек, прислоненных (на побережье) и вложенных (в долинах рек) в поверхность выравнивания. Поверхность этих террас сильно покороблена и имеет крутой уклон, местами расчленена.

Более низкий уровень террас представлен террасами от 12–15 до 40 м, часто прислоненных к террасам 50–80 м. И, наконец террасы 3–8 м развиты почти повсеместно. Формирование современного пляжа, кос, пересыпей и пойм в долинах рек продолжается и в настоящее время.

Удивительно схожий ряд уровней наблюдается и на Японских островах (табл. 5), где, по данным Х. Накагава [Nakagawa, 1961], выделяется пять "ступеней террас".

Плиоцен (эоплейстоцен)

Исследуя строение высокого денудационного уровня высотой от 100 до 300 м, мы отмечаем отсутствие в большинстве случаев аккумулятивных образований на ее поверхности. Однако местами сохранился аккумулятивный чехол мощностью от 1 до 20 м, который с размывом залегает на дислоцированных мезо-кайнозойских породах.

В пределах Северо-Сахалинской равнины это пески с включениями гравия и гальки, отличающиеся от подстилающих их песков нутовской свиты плиоцена горизонтальным залеганием, меньшей уплотненностью, отсутствием илистых частиц и обогащением галечно-гравийным материалом. Однако, несмотря на отличия, граница между эоплейстоценовыми отложениями и песками нутовской свиты зачастую бывает нерезкой.

На территории Среднего и Южного Сахалина эоплейстоценовые отложения представлены галечниками с редкими валунами, плотно сцементированными песчаным либо суглинистым цементом. Местами (Пограничная депрессия) отложения настолько сильно ожелезнены и сцементированы гидроокислами железа, что превратились в бурые конгломераты мощностью до 20 м.

К реликтам этих образований Г.С. Ганешин [1961] относит отдельные валуны и гальки порфиритов, наблюдаемые на поверхности восточных предгорий Камышового хребта на абсолютных отметках 150–200 м к югу от пос. Гастелло.

Относительно возраста и генезиса этих отложений существуют разногласия, вызываемые почти полным отсутствием палеонтологических данных. Эоплейстоценовый возраст описываемых отложений предполагается на основании их стратиграфического и геоморфологического положения, ибо они залегают с размывом на фаунистически охарактеризованных нижне- и среднеплиоценовых образованиях. По-видимому, они являются возрастным аналогом верхов континентальной лигнитоносной пачки маруямской свиты острова, описанных в разделе "Строение плейстоценовых толщ Центрально-Сахалинских депрессий". Однако не исключена возможность, что накопление этих осадков продолжалось и в начале плейстоцена. Верхний возрастной рубеж определяется вложением в них почти повсеместного (на Северо-Сахалинской равнине, Лунской депрессии, в предгорья Камышового хребта южнее пос. Гастелло) среднеплейстоценового аллювия. Об относительной древности осадков свидетельствует их сильная выветрелость, ожелезненность.

Если в определении стратиграфического положения описываемых отложений имеются хотя бы косвенные данные, то полное отсутствие в них фауны и диатомовых водорослей [Жузе, 1962] породило две точки зрения. Ряд исследователей [Тихонович, 1914; Дамперов, Елисеев, 1933; Рудич, Скиба, 1959; Чемеков, 1961; Александров, 1962, 1973; Гальцев-Безюк, 1964] считают их морскими, сформированными раннеплейстоценовой трансгрессией. Е.М. Рудич и С.И. Скиба [1959] в подтверждение морского генезиса описываемых отложений приводят список морских моллюсков, обнаруженных Motajoro [1929] в "терра-

расовых слоях у Поронайска и Корсакова на высоте от 10 до 180 м": Chrysodomus despectus (L.) var. teberculata novi, Chr. arthriticus (Val.), Mya ellia arenaria L., Mactra sachalinensis Schr., Ostrea gigas Thunb. Однако неопределенность геоморфологического и стратиграфического положения слоев с фауной обесценивает значение этой находки.

Д.И. Дамперов и Б.И. Елисеев [1933] объясняли отсутствие морской фауны в описываемых отложениях резкой сменой физико-географических условий на границе неогенового и четвертичного периодов и опресненностью постплиоценового бассейна.

Автор, основываясь на континентальном генезисе отложений большей части депрессий (за исключением их устьевых районов), характере литологии, разделяет точки зрения Г.С. Ганешина [1959а] и А.П. Жузе [1962] о континентальном происхождении отложений денудационных равнин. От решения этого вопроса, как правильно указал Г.С. Ганешин [1959], зависят важные палеогеографические выводы. "Если окажется правильным вывод о морском генезисе отложений 100–150-метровой террасы, можно будет говорить о широком распространении четвертичной трансгрессии, которая должна была охватить почти всю территорию Северного Сахалина, Тыли-Поронайскую депрессию, Сусунайский дол и Муравьевскую низменность. Совершенно иная картина рисуется, если принять точку зрения о континентальном озерном, озерно-аллювиальном или аллювиальном происхождении указанных толщ".

В Японии, так же как и на Сахалине, стратиграфическая принадлежность отложений, слагающих самый высокий геоморфологический уровень побережья высотой до 300 м, является дискуссионной. Отложения раннего плейстоцена (табл. 1) слагают террасу Кунохэ (см. табл. 5). На Тихоокеанском побережье северо-восточного Хонсю она выражена в виде всхолмленной поверхности с абсолютными отметками до 120 до 200 м, преимущественно эрозионной, редко с аккумулятивным чехлом, представленным железосодержащими песками мелководного типа. Х. Накагава считает, что этот уровень был сопряжен со стабильным положением поверхности моря в позднем плиоцене и раннем плейстоцене [Nakagawa, 1961, 1963]. На о. Хоккайдо это поверхность выравнивания высотой до 300 м, развита спорадически на мысе Эримо и о. Окусири [Kosugi, 1970, 1971] (табл. 6).

Эоплейстоценовые отложения слагают сохранившиеся в рельефе участки древней эрозионной сети, зачастую не связанные с направлением современных долин. Один из таких участков наблюдался нами при аэровизуальном облете Западно-Сахалинских гор на современном водоразделе рек Старицкой и Черемшанки [Александров, Михальцов, 1967]. При полевых маршрутах установлено, что эти долинообразные понижения выполнены галечниками с песком и гравием, сильно выветрелыми, ожелезненными, бурыми, местами сцементированными до конгломерата. Они несогласно залегают на породах неогена и мела и имеют мощности от 0,5 до 6 м.

На одном из участков древней эрозионной сети в Западно-Сахалинских горах, представленном ныне водоразделом рек Повитуха и Овод, из аллювиальных галечников отобраны образцы на спорово-пыльцевой

Таблица 6

Морские террасы Сахалина и Хоккайдо

о. САХАЛИН [по Беспалому, 1964; Александровой, 1971; Лаврову, 1961, 1963; Удинцеву, 1957]		о. ХОККАЙДО (по Yabe, Tayama, 1934; Minato, 1955; Nakagawa, 1963; Kosugi, 1966, 1970, 1971)			
Индекс	Побережье Охотского и Японского морей	Японское побережье	Охотское побережье	Ступени террас	Местная стратиграфическая шкала
Q_{IV}	Терраса (3–5 до 6–8 м)[X], косы, пересыпи, бары, пляжи	Высокая аллювиальная поверхность (3–10 м)	Высокая аллювиальная поверхность (5–8 м)	V	Постгляциал
Q^{3-4}_{III}	Подводная терраса – 30–50 м[XX]	Подводная терраса III′ – 60–40 м			Тоттабецу-III
	Терраса (12–15 м)	Rumoi (5–10)	Esashi (10–20)	IV	Тоттабецу-II–III
Q^{1-2}_{III}	Терраса (15–40)	Подводная терраса II′ – 120–80 м			Тоттабецу-II
			Tomamae (25–30 м)	III	Тоттабецу-I–II
		Подводная терраса I′ – 140–120 м			Тоттабецу-I
		Haboro (60–70 м)	Omu (45–80 м)	II	Поросири-Тоттабецу
Q^{1-2}_{II}	Подводная терраса – 100–120 м (?)	Hatsuura (80–120 м)	Otoshibe (150–180 м)	I	Поросири
	Терраса (50–80 до 100 м)				Миндель-Поросири
$N_2 - Q_I$	Денудационные равнины (100–300 м)	Подводная терраса – 180–250 м	Подводная терраса X′ 190–150 м / Поверхность выравнивания (до 300 м)		Древний плейстоцен

X) Высота террасы в метрах
XX) Глубина подводной террасы

Таблица 7

Спорово-пыльцевые спектры нижнеплейстоценового аллювия

	Водораздел рек Повитуха и Овод		Водораздел рек Игривая и Островская
Глубина, м	0,4	0,7	3,9–4,2
Общее кол-во зерен	490	286	353
Общий состав, %:			
пыльца древесных пород	24	15	17
пыльца трав и кустарников	11	31	40
споры	65	54	43
Пыльца древесных пород и кустарников			
Abies	6	17	1
Picea	7	10	8
Pinus s/g Haploxylon	4	33	10
Pinus s/g Diploxylon	3	4	5
Larix	–	–	1
Alnus	2	2	26
Betula	45	25	45
Corylus	2	4	1
Carpinus	2	–	–
Ulmus	23	–	–
Quercus	2	–	–
Juglans	2	–	–
Fagus	–	–	2
Salix	2	5	–
Пыльца трав и кустарничков			
Gramineae	23	40	39
Cyperaceae	50	30	2
Ericales	–	–	52
Artemisia	2	2	2
Polygonaceae	2	1	1
Cruciferae	5	3	2
Rosaceae	2	–	–
Umbelliferae	1	2	–
Compositae	3	10	–
Sparganium	2	–	–
Неопределенные	10	12	2
Споры			
Bryales	–	–	13
Sphagnum	1	–	83
Polypodiaceae	74	80	1
Lycopodium sp.	22	13,5	1
Неопределенные	3	6,5	2

анализ, выполненный автором (табл. 7). В общем составе спорово-пыльцевых спектров преобладают споры (54–65%) и пыльца древесных растений (15–24%), пыльца трав составляет 11–31%. Среди пыльцы древесных пород отмечена пыльца пихты (1–17%), ели (7–10%), березы (25–45%), граба (до 20%), вяза (до 23%), дуба (2%), ореха (2%). Спорово-пыльцевые спектры характеризуют богатую широколиственно-хвойную растительность конца неогена.

На Тонино-Анивском полуострове у подножия Тонино-Анивского хребта протягивается субмеридиональная Островская депрессия, ныне расчлененная протягивающимися в широтном направлении долинами рек Островской и Игривой. Здесь на морских осадках позднего миоцена–раннего плиоцена с размывом и угловым несогласием залегает континентальная толща песков и галечников с лигнитами и торфами общей мощностью до 50 м, содержащая, по данным М.П. Гричук и Н.С. Соколовой, пыльцу реликтов третичных флор (табл. 7). Судя по

характеру изменения гранулометрического состава этих отложений, формирование толщи происходило в условиях обширных озерно-болотных и аллювиальных равнин, окруженных относительно низкими водоразделами [Тарасевич, Бородин, Табояков, 1971].

Нижний плейстоцен

Достоверно установленные осадки этого возраста выходят по восточному борту Поронайской депрессии, слагая цоколь верхнеплейстоценовой морской террасы высотой от 15 до 30 м на участке берега залива Терпения от устья р. Приморской до р. Владимировки (см. рис. 11). Этот разрез впервые был описан Л.И. Цыгановой, М.А. Захаровой, Ю.Н. Тарасевичем [1962] как нижнеплейстоценовый. Впоследствии нами [Александрова, Белецкая, 1965] на основании изучения пыльцы и спор, диатомовой флоры в разрезе были выделены средне- и верхнеплейстоценовые осадки, причем нижняя толща разреза (24 м) прибрежно-морского и лагунного генезиса была отнесена к среднему плейстоцену. Выше были определены верхнеплейстоценовые отложения морского (Q^1_{III}; Q^3_{III}) и континентального (Q^2_{III}; Q^4_{III}) генезиса. В.Г. Беспалый [1968] отнес толщу косослоистых песков нижней части разреза и залегающую на ней толщу песков к раннему плейстоцену (Q^1_I), считая их по генезису озерно-аллювиальными. Остальная часть разреза трактовалась В.Г. Беспалым по литологии как аллювий среднего плейстоцена, флювиогляциальные и делювиально-солифлюкционные образования верхнего плейстоцена.

Изученный нами в 1976–1977 гг. разрез, названный Владимировским, расположен в 1,7 км юго-восточнее устья р. Приморской. Выделенные толщи были прослежены далее к востоку, где они, залегая практически горизонтально, также слагают нижнюю часть цоколя верхнеплейстоценовой морской террасы (см. рис. 11). Ниже приводится описание разреза в точке 5001.

Мощность, м

1. Торф слабо разложившийся, рыхлый, коричневый, современный 1,0
2. Галечник хорошо окатанный и угловатый, с гравием, разнозернистым песком и суглинками – пролювиальная толща, не сортированная по механическому составу. Нижний контакт ровный, сильно ожелезненный (Q^4_{III}) 7,5
3. Суглинок темно-серый, местами почти черный, с включением детрита – погребенная почва 0,5
4. Тонкое переслаивание коричневых (шоколадных супесей с песками мелкозернистыми, полимиктовыми, желтыми. Мощность прослоев 2–4 см. 5,3
5. Супесь темно-коричневая, слоистая, с отдельными тонкими прослоями мелкозернистых желтых песков. Нижний контакт сильно ожелезнен и сцементирован 2,0
6. Песок разнозернистый, слоистый, с гравием и мелкой галькой. 1,0
7. Песок среднезернистый, желтый, слоистый, является линзой в слое 6. . 0,5–3,0
8. Тонкое переслаивание сильно заиленного серого, светло-серого тонкозернистого песка (3–4 мм) с песком мелкозернистым. На контактах прослоев ожелезнение. 0,45
9. Ил черный с детритом, с прослоями (в 3–4 см) ила, серого, слегка ожелезненного 0,4
10. Ил темно-серый и сизый, слегка опесчаненный, гнездами ожелезненный . . 0,45

Таблица 8

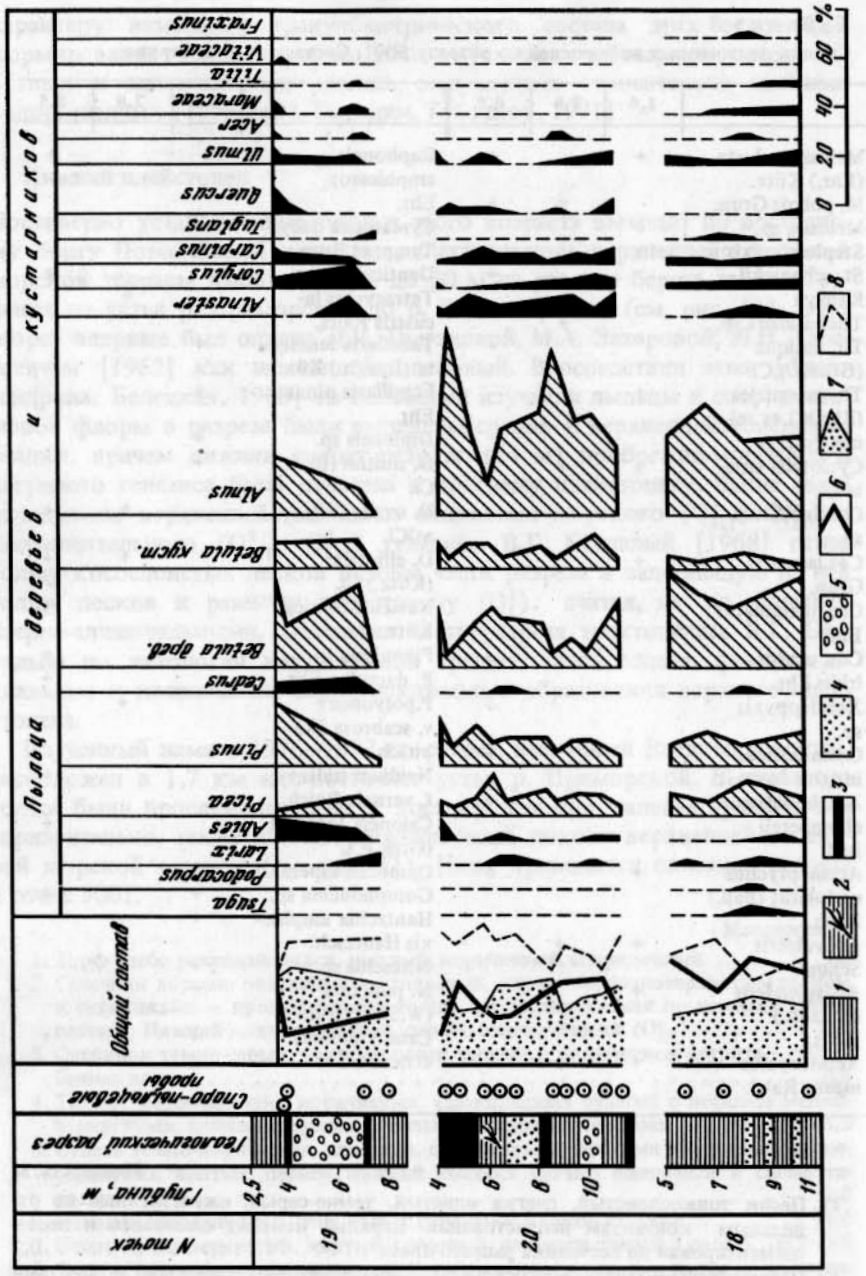
Список диатомовых водорослей по разрезу 5001. Составила Л.А. Струве

	1,6	2,8	8,5		1,6	2,8	8,5
Melosira sulcata (Ehr.) Kütz.	+		+	Raphoneis amphiceros Ehr.	+		+
M. polaris Grun.		+	+	Cymatosira debyi Temp. et Brun.			+
Melosira sp.	+			Denticula sp.			+
Stephanopyxis sp.	+		+	Tetracyclus lacustris Ralfs.		+	
St. schensckii Kanaya			+	Tabellaria fenestrata (Lyngb.) Kütz.	+		
Thalassiosira sp.		+		Fragillaria pinnata Ehr.	+		
Th. antiqua (Grun.)A.Cl.			+	Diploneis sp.	+		
Th. excentrica (Ehr.)Cl.+v.minor Poretzky	+			D. smithii (Breb.) Cl.	+		
Cyclotella striata Cl.	+	+	+	D. ovalis (Hilse)Cl.		+	+
Coscinodiscus sp.	+			D. elliptica (Kütz.) Cl.		+	+
Cos.lacustris Grun.	+			Navicula mutica Kütz.			+
Cos. marginatus Ehr.	+		+	Pinnularia sp.			+
Cos. oculus–iridis Ehr.	+		+	P. dactylus Ehr.			+
Xanthiopyxis sp.			+	P.polyonca+v. scabrosa Skabitsch.		+	
Cosmiodiscus insignis Jouse			+	Neidium iridis+f. vernale Reich.			+
Arachnoidiscus ehrenbergii Bail.			+	Caloneis formosa (Greg.)Cl.			+
Actinoptychus undulatus (Bail.) Ralfs.	+		+	Cymbella aspera Cl.	+		
				Gomphonema sp.	+		+
				Hantzchia amphioxis Hantzsch.	+		
Ac. vulgaris Schum.	+	+		Nitzschia sp.	+	+	
Ac. splendens (Schadb.) Ralfs.	+			N. punctata (W.Sm.) Grun.	+		
				Campylodiscus echeneis Ehr.			+
Actinocyclus ingens Rattr.	+	+	+				

Мощность, м

11. Песок тонкослоистый, слегка илистый, темно-серый, ожелезненный по отдельным контактам напластования. Верхний контакт ожелезнен и песок сцементирован до песчаника рыжего цвета 0,2
12. Песок горизонтально-тонкослоистый, полимиктовый, желтый, с линзами косослоистых песков 1,2

Нижняя часть разреза (около 3 м) скрыта под осыпью и обнажается восточнее (в точках 5003, 5010, 5012, 5018, 5027–5029 на рис. 11), где она в основном погребена под пляжевыми накоплениями и выходит на



дневную поверхность лишь на 0,5–3,0 м над уровнем пляжа. Это толща представлена сцементированными до конгломерата слоистыми галечниками с гравием и разнозернистым песком. Толща сильно ожелезнена и имеет бурую, красновато-бурую окраску, особенно сильно ожелезнен верхний контакт с песками 12-го слоя (подробнее эта эоплейстоценовая толща описана в разделе "Нижняя граница плейстоцена").

Нижнеплейстоценовые отложения охватывают слои 6–12. В них в слоях 7 и 10 Л.А. Струве определила прибрежно-морские и солоноватоводные диатомовые водоросли (табл. 8), а спорово-пыльцевые спектры (рис. 31) указывают на произрастание темнохвойной тайги из пихты, ели, по склонам гор – сосны, тсуги, кедра, в долинах рек и на равнине – смешанных лесов с участием дуба, вяза, ореха, лапины, граба, лещины. Палеомагнитные исследования показали, что вся эта толща имеет прямую намагниченность и лишь в ее низах наблюдаются аномальные направления намагниченности, характерные для времени смены полярности геомагнитного поля. Литологические и палинологические данные подтверждают отнесение этой толщи к эпохе прямой намагниченности Брюнес, а аномальные направления намагниченности – к инверсии Брюнес–Матуяма (0,7 млн.лет). Как видно из анализа литологии, состава спорово-пыльцевых спектров, на уровне магнитной инверсии Брюнес–Матуяма происходит изменение характера осадков и спорово-пыльцевых спектров, свидетельствующих о похолодании.

Средний плейстоцен

Отложения среднего плейстоцена на побережье слагают аккумулятивные чехлы абразионно-аккумулятивных террас высотой от 50–80 м на побережье Японского моря до 100–180 м – на побережье Охотского моря[1]. Именно с этого уровня начинается собственно террасовый комплекс (лестница террас) на побережье и в долинах рек (I ступень террас по К. Косуги – Kosugi, 1971] (табл. 6).

Поверхность террас выпуклая, с заметным уклоном в сторону моря, довольно сильно расчленена долинами небольших рек и верховьями оврагов, что и отличает ее от почти горизонтально-ровной поверхности более низких позднеплейстоценовых террас.

Терраса довольно широко развита на побережье Сахалинского залива, фрагментами – по западному побережью п-ова Шмидта. Далее на юг она наблюдается от мыса Хоэ прерывисто до п-ова Крильон. На восточном побережье терраса прослеживается на участке от пос. Лермонтовка до г. Макарова, кое-где сохранилась от абразии на побережье Сусу-

[1] Одновозрастные террасы Охотского и Тихоокеанского побережья выше таковых Японского побережья.

Рис. 31. Спорово-пыльцевая диаграмма нижнеплейстоценовых отложений Владимировского разреза (точки 18, 19, 20 на рис. 11)

1 – глина; *2* – глина с детритом; *3* – лигнит; *4* – песок; *5* – гравийник; *6* – пыльца деревьев и кустарников; *7* – пыльца трав и кустарничков; *8* – споры

найского хребта, а также окаймляет предгорья Тонино-Анивского хребта в районе оз. Тунайча.

На большей части протяженности терраса абразионная. Изученные нами отложения террасы имеют ярко выраженное трехчленное строение (рис. 32). Нижняя толща, с размывом залегающая на цоколе террасы, представлена песчано-галечными осадками с гравием, валунами в ее низах и линзами и прослоями глин, суглинков и супесей. Характерным для этой толщи является ожелезненность, выветрелость и слабая сортировка материала. Средняя толща наблюдается на всех разрезах и, как правило, более тонкого состава: пески, глины с редким включением гравия и гальки. Наибольшей мощности эта толща достигает в бухтах (разрезы *4, 9*). На западном побережье залива Терпения в области развития песчаных пород маруямской свиты неогена около г. Макарова нами описан 7,5-метровый разрез аккумулятивного чехла, представленный сильно ожелезненными горизонтально-слоистыми песками с базальными галечниками, лежащими с размывом на слабо наклонных песчаниках неогена. Сверху, как правило, эти морские, аллювиально-морские осадки перекрыты солифлюкционно-делювиальными суглинками и пролювиальными и флювиогляциальными галечниками. Мощность отложений сильно варьирует от 1–2 до 20 м.

Анализ характера распространения аккумулятивного чехла террасы показывает, что наиболее мощные разрезы его приурочены к устьевым частям рек (Пильво, Б. Александровка, Августовка, Новоселка, Макаровка и др.). На большей же части побережья, по-видимому, в среднем плейстоцене существовал дефицит рыхлых наносов, чем и объясняется фрагментарность развития аккумулятивного чехла.

Морской генезис отложений террасы палеонтологически подтвержден пока слабо. Поиски фауны до настоящего времени не увенчались успехом, в связи с чем о генезисе отложений можно говорить лишь предположительно. С одной стороны, в пользу морского происхождения осадков свидетельствует приуроченность их к террасам, развитым на побережье. Преобладание, как правило, местного материала может указывать лишь на дефицит его и отсутствие вдоль берегового потока наносов. С другой стороны, грубость осадков, их слабая сортировка сближает их с континентальными осадками внутригорных депрессий. Верхнеплейстоценовые и голоценовые отложения, морской генезис которых установлен фауной морских моллюсков и диатомовыми водорослями, в отличие от среднеплейстоценовых имеют более тонкий состав и отличную сортировку по механическому составу. Описанные А.П. Кулаковым [1973] комплексы диатомовых водорослей, определенные в разрезах морских террас высотой 60 м у пос. Новоселово (разрез *8* на рис. 32) и Сергеево (*9*), состоят из пресноводных диатомей, солоноватоводные и морские – неогеновые диатомеи скорее всего переотложены.

Палинологические данные (по разрезам *1–4, 6, 8, 10*) указывают на то, что формирование нижней части – собственно морских отложений – происходило в условиях теплого и влажного климата (Q_{II}^1). Накопление верхних частей – покровных образований – шло в эпоху холодного и влажного климата начала второй половины среднего плейстоцена (Q_{II}^2).

Так, в разрезе отложений, слагающих аккумулятивный чехол террасы высотой около 60 м в районе пос. Новоселово (*8* на рис. 32), А.П. Кулаковым [1973] изучены комплексы диатомовых водорослей, пыльцы и спор. Диатомовые водоросли смешанного экологического состава, в котором пресноводные диатомеи представлены Eunotia praerupta Ehr., Pinnularia borealis Ehr., P. lata (Breb.) W. Sm.; морские – Actinoptychus undulatus (Bail.) Ralfs., Coscinodiscus marginatus Ehr. Формирование нижней части разреза (глубина 5,3–6,2 м), судя по палинологическим данным, происходило в период господства темнохвойной тайги с участками широколиственно-хвойных лесов (растительности, сходной с 9-й фазой, описанной по опорным скважинам). Значительное участие в спектре пыльцы Pinus koraiensis (до 20%), широколиственных пород (Ulmus, Quercus, Juglans) и единичных зерен Tsuga и Fagus позволяет предполагать существование умеренно теплого и влажного климата. Средняя часть разреза (глубина 4,1–5,3 м) накапливалась в условиях распространения мелколиственных и широколиственных лесов. К концу периода формирования этой части разреза исчезают Tsuga, Fagus, Carpinus, Corylus, уменьшается содержание пыльцы других широколиственных пород и увеличивается участие кустарничковых видов ольхи (Alnaster – 12%) и Pinus pumila (до 7%). Время формирования отложений верхней части разреза ознаменовалось господством Pinus pumila, Alnaster, Larix и кустарничковых видов Betula, появлением Lycopodium alpinum L., увеличением содержания трав (растительность аналогична 11 фазе, установленной по опорным скважинам). Таким образом, спорово-пыльцевые спектры свидетельствуют о постепенном похолодании в период формирования описываемых отложений, и если нижнюю и среднюю части разреза можно отнести к эпохе потепления, то верхнюю – к эпохе похолодания среднего плейстоцена.

В разрезе *9* (рис. 32) морской террасы высотой около 60 м у пос. Сергеево обнаружен смешанный комплекс диатомовых водорослей, представленный пресноводными: Meridion circulare Ag., Eunotia praerupta Ehr., E. praerupta var. bidens (W.Sm.) Grun., E. valida Hust., Diploneis ovalis (Hilse) Cl., Pinnularia borealis Ehr., P. viridis (Nitzsch.) Ehr., P. lata (Breb.) W.Sm., Hantzschia amphioxys (Ehr.) Grun.; солоноватоводными и морскими: Cocconeis scutellum Ehr., Diploneis smithii (Breb.) Cl., Coscinodiscus marginatus Ehr.

На п-ове Шмидта изучено два разреза террасы высотой 55 (пос. Пильво – разрез *2* на рис. 32) и 75 м (пос. Ныврово – разрез *1*). Оба разреза слагаются грубыми галечниками с валунами и разнозернистыми и полимиктовыми песками с линзами и прослоями суглинков, супесей, глин и песков общей мощностью до 20 м. Нижняя часть этих отложений, изученная в разрезе *2* на глубине 13,5 м, характеризуется спорово-пыльцевым спектром, в котором главную роль играет пыльца древесных растений (62%), представленная Abies (1%), Picea (11%), Pinus s/g Haploxylon (13%), Pinus s/g Diplox. (36%), Alnus, Betula (17%) и единичными пыльцевыми зернами широколиственных растений, ныне не произрастающих на территории Северного Сахалина, – Corylus, Carpinus, Acer (табл. 9). Верхняя часть описываемых отложений, прослеженная нами в разрезе *2*

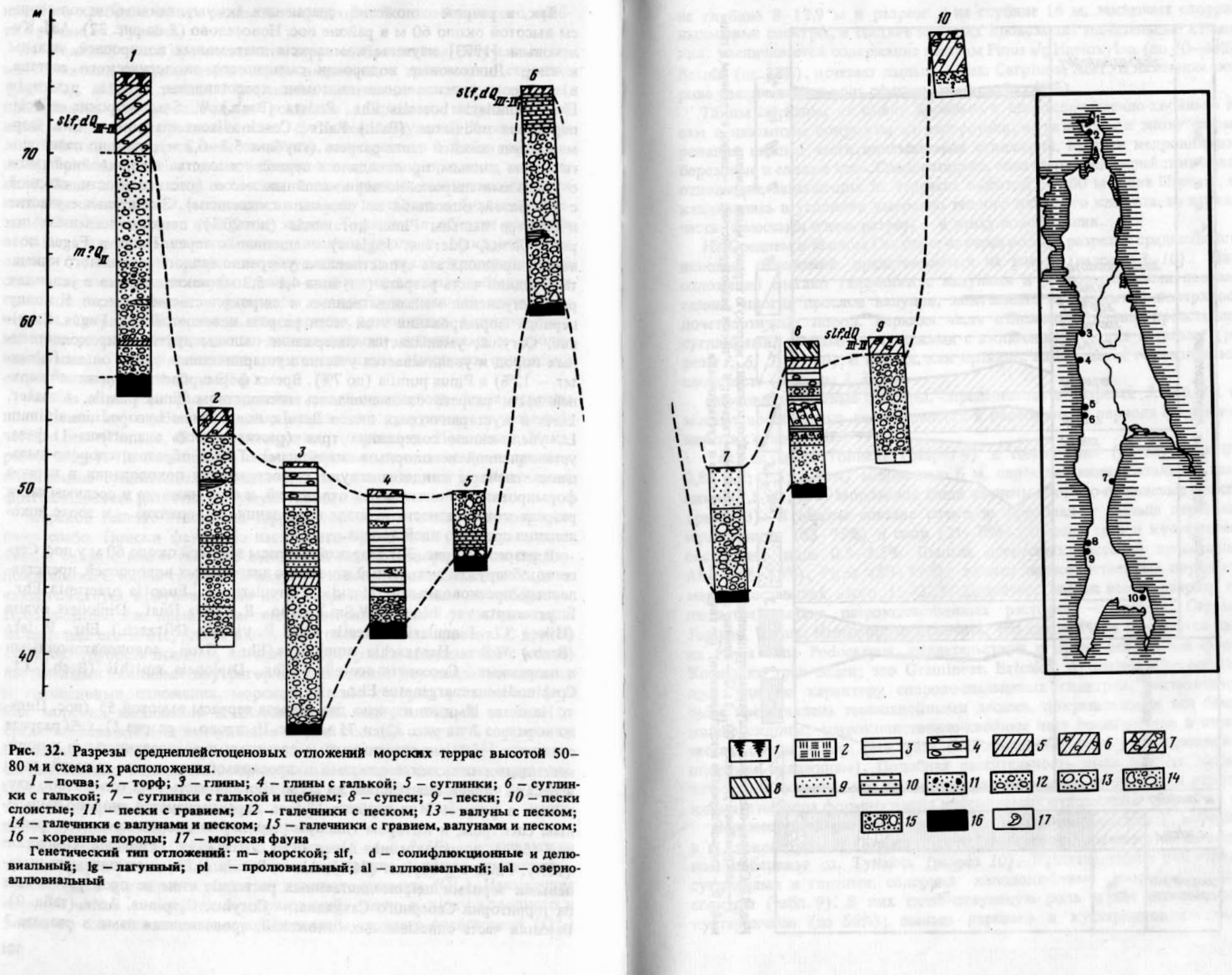


Рис. 32. Разрезы среднеплейстоценовых отложений морских террас высотой 50–80 м и схема их расположения.

1 – почва; *2* – торф; *3* – глины; *4* – глины с галькой; *5* – суглинки; *6* – суглинки с галькой; *7* – суглинки с галькой и щебнем; *8* – супеси; *9* – пески; *10* – пески слоистые; *11* – пески с гравием; *12* – галечники с песком; *13* – валуны с песком; *14* – галечники с валунами и песком; *15* – галечники с гравием, валунами и песком; *16* – коренные породы; *17* – морская фауна

Генетический тип отложений: m– морской; slf, d – солифлюкционные и делювиальный; lg – лагунный; pl – пролювиальный; al – аллювиальный; lal – озерно-аллювиальный

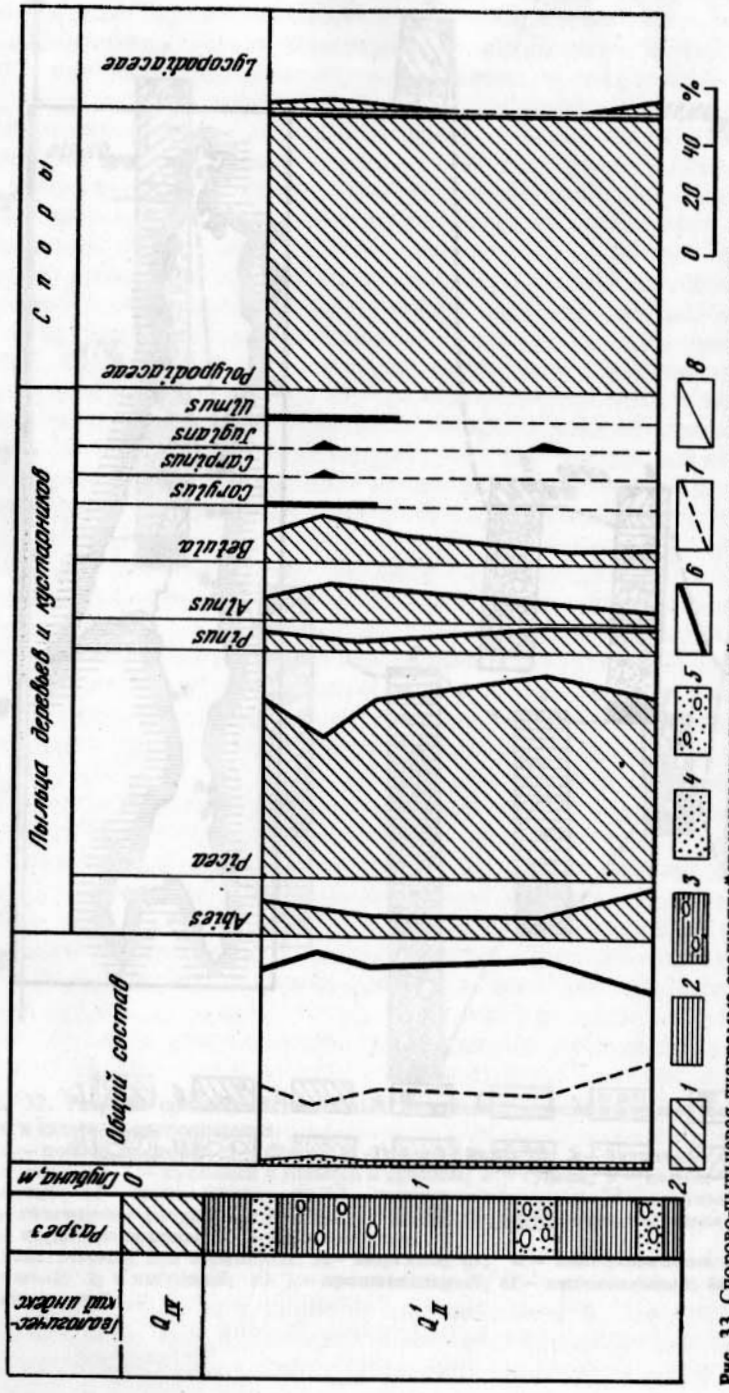


Рис. 33. Спорово-пыльцевая диаграмма среднеплейстоценовых отложений, слагающих морскую террасу мыса Тоннель
1 – покровные суглинки (QIV); *2* – глины; *3* – глины с включением гальки; *4* – пески разнозернистые; *5* – пески с гравием и галькой; *6* – пыльца деревьев и кустарников; *7* – споры; *8* – пыльца трав и кустарничков

на глубине 8–12,9 м и разрезе *1* на глубине 16 м, заключает спорово-пыльцевые спектры, в составе которых происходят значительные изменения: увеличивается содержание пыльцы Pinus s/g Haploxylon (до 40–48%), Betula (до 38%), исчезает пыльца Abies, Carpinus, Acer. В наземном покрове увеличивается роль сфагновых мхов (до 40%).

Таким образом, на смену хвойным и широколиственно-хвойным лесам с наземным покровом из папоротников, развитым в эпоху формирования нижней части описываемых отложений, пришли кедровниково-березовые и еловые леса. Следовательно, если низы среднеплейстоценовых отложений, залегающих на террасах высотой 50–80 м п-ова Шмидта, накапливались в условиях умеренно теплого влажного климата, то верхняя часть (а местами и весь разрез) – в эпоху похолодания.

На Среднем и Южном Сахалине изучено восемь разрезов среднеплейстоценовых отложений, представленных на рис. 32 (разрезы *3–10*). Низы отложений слагают галечники с валунами и разнозернистыми песками, глины, иногда прослои валунов, залегающие на размытой поверхности дочетвертичных пород. Верхняя часть отложений обычно представлена суглинками, глинами или песками с включением гравия и гальки (разрезы *3, 6, 7, 8, 10*). В песках, как правило, наблюдается горизонтальная слоистость (разрезы *2, 3, 7*).

Спорово-пыльцевые спектры, определенные в разрезах *3, 4, 6, 10*, помогают восстановить растительность и палеоклимат периода формирования этих отложений.

Так, на мысе Тоннель (разрез *4*) в толще глин (на глубинах 0,5; 0,8; 0,9; 1,5; 1,9 м) мощностью 6 м, перекрывающих базальные галечники (1,5 м), В.Ф. Морозовой были изучены спорово-пыльцевые спектры (рис. 33). В общем составе спектров преобладает пыльца деревьев и кустарников (63–75%) и спор (21–36%); пыльца трав и кустарничков составляет лишь 0,5–3,5%. Пыльца древесных растений представлена Abies (8–18%), Picea (50–72%); пыльца мелколиственных пород суммарно составляет всего 15–32%. Единично, но по всему разрезу наблюдается пыльца широколиственных растений – Corylus, Carpinus, Juglans, Ulmus. Необходимо отметить, что среди Pinus отмечается пыльца Pinus типа Podocarpus, свидетельствуя о древности данной флоры. Комплекс трав беден: это Gramineae, Ericales, Artemisia, Compositae и др. Судя по характеру спорово-пыльцевых спектров, растительность была представлена темнохвойными лесами, покрывавшими все близлежащие склоны; широколиственно-хвойные леса произрастали в нижних частях склонов гор (эта фаза аналогична 9-й фазе установленной по опорным скважинам). Подобная растительность ныне развита лишь на юго-западе острова, что позволяет сделать вывод о теплом и влажном климате периода формирования описываемых отложений.

Верхние части разрезов среднеплейстоценовых отложений, изученные в г. Александровске (разрез *3*), пос. Бошняково (разрез *6*) и на восточном побережье оз. Тунайча (разрез *10*), представленные покровными суглинками и глинами, содержат холодолюбивые спорово-пыльцевые спектры (табл. 9). В них главенствующую роль играет пыльца трав и кустарничков (до 56%); пыльца деревьев и кустарников составляет

Таблица 9

Результаты спорово-пыльцевого анализа среднеплейстоценовых отложений морских террас

Разрез	2				1	3		6			10
Географическая привязка	пос. Пильво				Ныврово	г. Александровск		п. Бошняково			оз. Тунайча
Глубина образца, м	13,5	12,9	9,5	8,0	16,0	0,9	0,7	2,3	2,0	1,4	1,5
Общее количество зерен	449	78	96	135	198	724	712	256	319	585	366
Общий состав											
Пыльца деревьев	62	68	65	58	70	19	37	61	38	23	22
Пыльца трав	8	9	13	10	3	48	56	24	47	30	39
Споры	30	23	22	32	27	33	7	15	15	47	39
Пыльца деревьев и кустарников											
Abies	1	–	–	–	–	–	–	2	–	2	–
Picea	11	6	10	9	2	10	8	2	3	7	–
Pinus s/g Haploxylon	13	20	48	40	34	13	10	1	21	3	–
Pinus s/g Diploxylon	36	16	2	4	20	–	–	–	–	–	9
Larix	–	–	–	–	–	–	–	1	13	1	–
Alnus	16	10	11	22	34	13	27	9	13	1	19
Alnaster	–	–	–	–	–	26	17	75	39	84	8
Betula	17	38	25	20	10	15	21	6	7	1	56
Betula sect. Nanae	4	10	4	5	–	23	15	1	3	–	4
Corylus	2	–	–	ед.	–	–	–	–	–	–	–
Carpinus	ед.	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–
Ulmus	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–
Acer	ед.	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Salix	–	–	–	–	–	–	1	1	1	1	–
Пыльца трав и кустарничков											
Gramineae	25*	6*	8*	9*	4*	64	49	37	30	68	30
Cyperaceae	2	1	2	1	2	16	8	–	5	10	2
Ericales	3	–	3	3	–	11	25	31	42	1	–
Artemisia	2	–	–	–	–	1	–	8	5	1	4
Chenopodiaceae	–	–	–	–	–	–	0,5	–	–	–	1
Compositae	2	–	–	–	–	0,5	2	4	3	2	7
Cruciferae	–	–	–	–	–	9	–	2	1	0,5	12
Ranunculaceae	1	–	–	–	–	0,5	2	6	1	3	–
Leguminosae	–	–	–	–	–	2	1	2	1	3	–
Caryophyllaceae	1	–	–	–	–	2	0,5	–	1	0,5	–
Polemoniaceae	–	–	–	–	–	–	1	–	1	0,5	–
Umbelliferae	2	–	–	–	–	–	1	–	1	0,5	6
Plantaginaceae	–	–	–	–	–	–	0,2	–	–	–	–
Saxifragaceae	–	–	–	–	–	–	3	–	–	–	–
Valerianaceae	–	–	–	–	–	–	0,5	–	–	–	–
Polygonaceae	1	–	–	–	–	1	1	–	–	4	16
Pirolaceae	–	–	–	–	–	1	–	–	1	–	–
Sparganium	–	–	–	–	–	–	1	–	–	1,5	–
Неопределенные	–	–	–	–	–	2	–	10	8	4	22
Споры											
Bryales	9	9	10	12	53	64	70	6*	25	82	8
Sphagnum	9	20	35	40	10	28	71	1	8	2	13
Polypodiaceae	60	71	55	40	27	7	13	31	45	12	32
Filicales	22	–	–	8	10	1	2	1	22	4	34

* Количество пыльцевых зерен.

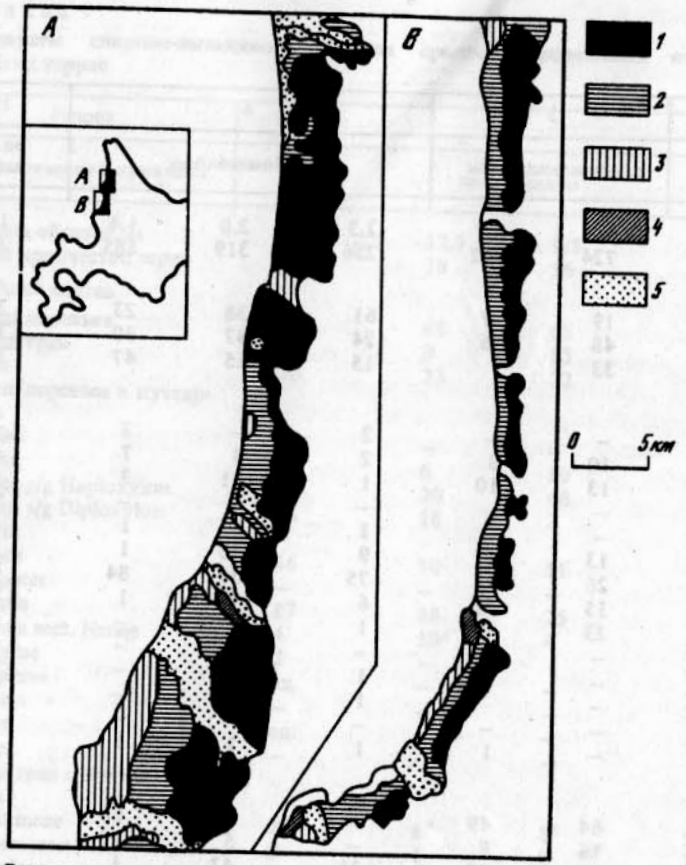


Рис. 34. Расположение террасовых поверхностей на северо-западном побережье о. Хоккайдо (по Kosugi [1970])

1–I (Hatsuura – 80–120 м); 2–II (Haboro – 60–70 м); 3–III – (Tomamae – 25–35 м); 4–IV (Rumoi – 15–25 м); 5–V (аллювиальная – 3–10 м)

19–37%, споры имеют подчиненное значение. В составе спорово-пыльцевых спектров по сравнению с вышеописанными происходят значительные изменения: исчезает пыльца Abies, резко сокращается участие пыльцы Picea (до 8–10%), увеличивается содержание пыльцы лиственницы (до 13%) и мелколиственных пород (Alnaster – до 27%, Betula – до 15%), особенно их кустарничковых видов (Alnaster – 17–26%, Betula sect. Nanae – 15–23%). Среди трав преобладает пыльца Gramineae (до 64%), Cyperaceae (16%), Ericales (11%), а также встречается пыльца семейств Compositae, Cruciferae, Leguminosae, Caryophyllaceae, Polemoniaceae и др. Споры представлены в основном Bryales и Sphagnum (до 90%). Формирование отложений происходило в эпоху существования растительности лесотундрового типа: открытых травянисто-кустарниковых пространств и лиственнично-березового редколесья (сходной с 11 фазой растительности, описанной по опорным скважинам).

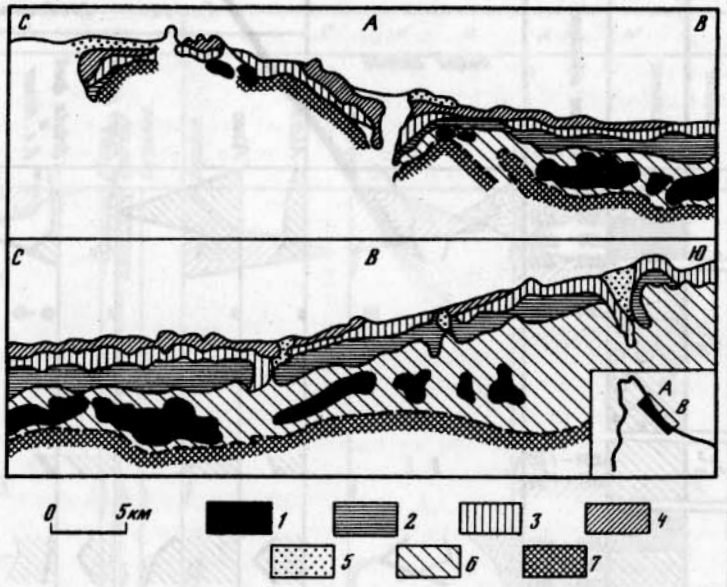


Рис. 35. Расположение топографических поверхностей на северо-восточном побережье о. Хоккайдо (по Kosugi [1970])

Террасы: 1–I (Otoshibe – 150–180 м); 2–II (Ômu – 60–80 м); 3–III (Asajino – 35–40 м); 4–IV (Esashi – 15–20 м); 5–V (аллювиальная – 5–8 м); 6 – выровненная поверхность; 7 – склон и равнина пенеплена

На японском побережье Хоккайдо терраса I ступени – Хацуура – широко развита на участке от Тесио (где она аккумулятивная) до Румои (абразионная), в районе Исикари и Эсахи (рис. 34). В предгорьях Ноппоро депрессии Исикари прослеживается комплекс террас: Такеяма (100–180 м) и Ватцу (65–100 м), которые рассматриваются как I; Ноппоро (40–60 м) – II; Эбецу (12–30 м) – III [Ishikari–Teichitae–Groupe, 1965; Kosugi, 1966]. На Охотском побережье одновозрастная терраса Отосибе изучена на участке м. Соя-Монбецу (рис. 35). Наибольшее распространение терраса I ступени получила на Тихоокеанском побережье от Кусиро до Мукава. В депрессии Кусиро она формировалась по краю обширного вулканического плато и хорошо изучена в районе Сиранука и Конбимори [Okazaki, 1960].

Разрез отложений террасы Хацуура в районе Сикубецу мощностью 7 м представлен снизу галечниками (1,6 м), переходящими в пески с отдельными прослоями гравия (3,2 м), между которыми наблюдается слой торфа (0,6 м); сверху мощностью 1,6 м – покровные суглинки. На Тихоокеанском побережье в составе одновозрастных отложений большое участие принимает вулканический материал. Так, изученный K. Kosugi [1971], разрез отложений в районе Сибеха мощностью 10 м включает горизонт слоистых мелко- и среднезернистых песков, переслаивающихся на глубинах 1,8–2,2; 2,9–4; 6,2–7,2 м с прослоями вулканического пепла и перекрытого покровными суглинками (0,4 м).

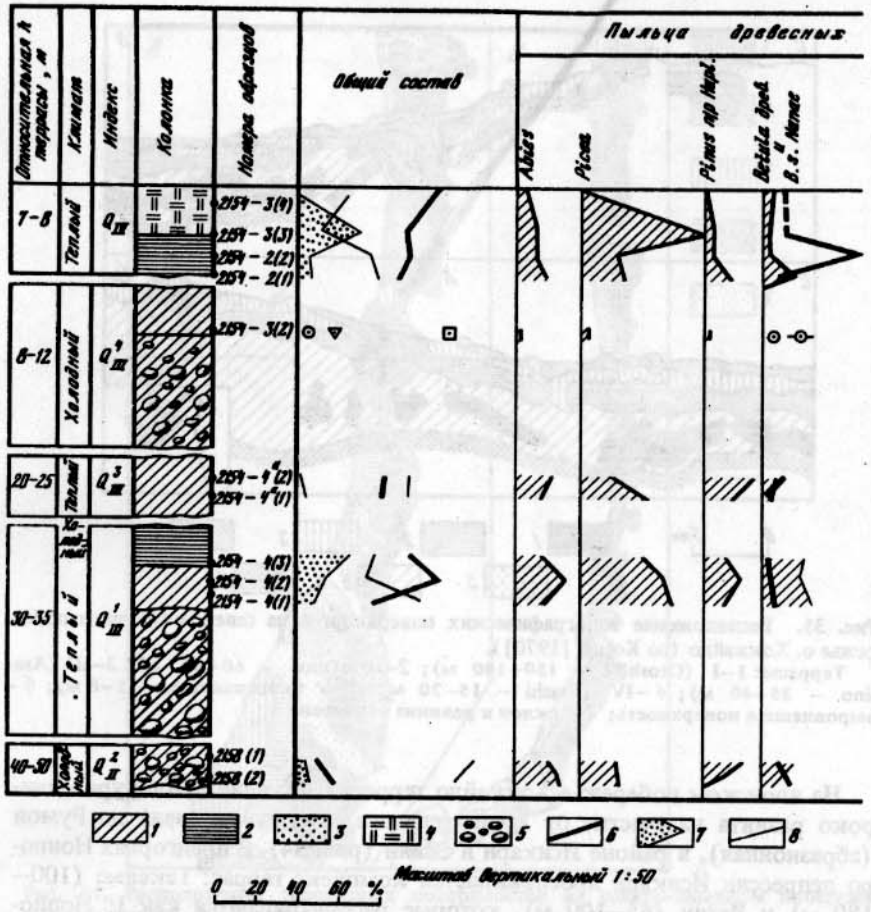
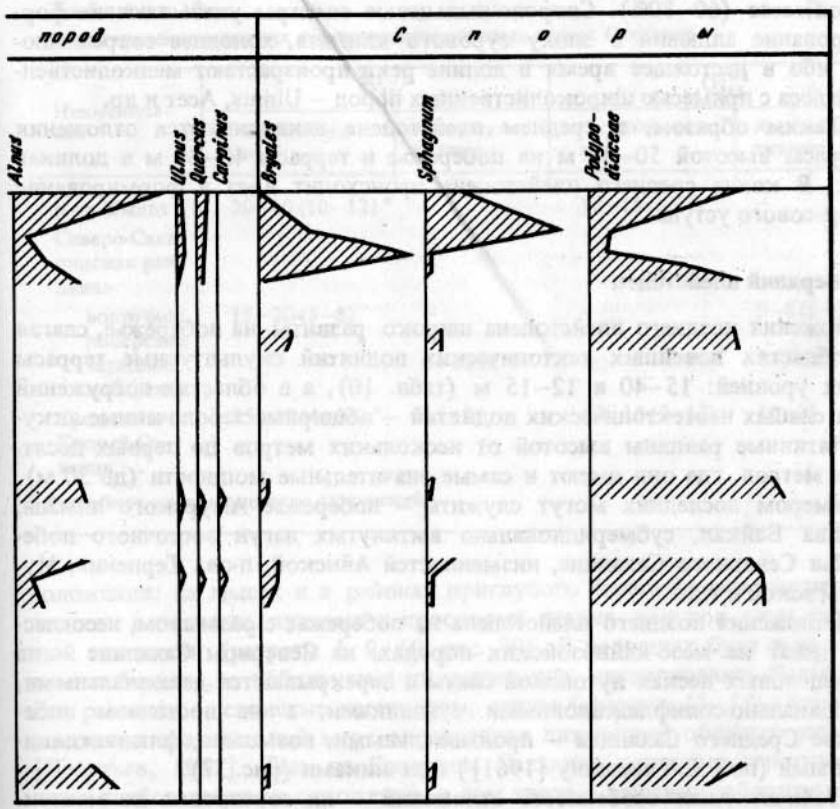


Рис. 36. Сводная спорово-пыльцевая диаграмма аллювия среднего плейстоцена–голоцена р. Онорки

1 – суглинки; *2* – глины; *3* – пески; *4* – торф; *5* – галька, гравий, валуны; *6* – пыльца деревьев и кустарников; *7* – пыльца трав и кустарничков; *8* – споры

Формирование морских отложений, по данным японских геологов, происходило в условиях трансгрессии и теплого климата первой половины среднего плейстоцена (Миндель–Поросири). Верхняя же часть лагунных, озерных и покровных суглинков и глин накапливалась в эпоху регрессии моря Поросири (табл. 6). На Хонсю терраса Тама высотой от 70 до 100 м (табл. 5) сложена морскими осадками, перекрытыми покровом тефрита ("суглинки тама"). Последние формировались, судя по флоре Дзиконди, в условиях похолодания климата [Геологическое развитие Японских островов, 1968].

Аллювий среднеплейстоценового возраста слагает аккумулятивный чехол цикловых террас горных рек высотой от 40 до 80 м. В зависимости от неотектонической активности того или иного участка количество



террас может варьировать (3–4). Среднеплейстоценовые террасы развиты в долинах почти всех крупных рек острова (Найба, Онорка, Лангери, Тымь и др.).

Аллювий несогласно с размывом залегает на всех более древних породах и местами перекрывается делювиальными, пролювиальными и солифлюкционными, образованиями позднеплейстоценового и голоценового возраста. Он представлен галечниками, сильно выветрелыми, ожелезненными, с разнозернистыми полимиктовыми песками мощностью 1–1,5 м. Галечники перекрываются плотными суглинками и супесями мощностью до 0,5 м. Местами аллювий почти нацело размыт, и на поверхности террас сохранился галечный чехол в 5–10 см.

В долине р. Онорки весь наблюдавшийся комплекс террас высотой 40–50; 30–35; 20–25; 15–18 и 7–8 м был опробован автором на спорово-пыльцевой анализ (рис. 36). В галечниках с суглинками, слагающих аккумулятивный чехол террасы высотой 40–50 м, определены спорово-пыльцевые спектры, в общем составе которых споры (76–80%) резко преобладают над пыльцой древесных растений (10–16%) и трав (2–4%). Древесные породы представлены пыльцой Abies (14–16%), Picea (16–18%), Pinus s/g Haploxylon (до 16%), Alnus (36–46%), Betula (10%). Из спор встречаются в основном споры семейства Po-

lypodiaceae (60–80%). Спорово-пыльцевые спектры указывают на формирование аллювия в эпоху сурового климата, холоднее современного, ибо в настоящее время в долине реки произрастают мелколиственные леса с примесью широколиственных пород – Ulmus, Acer и др.

Таким образом, в среднем плейстоцене накапливаются отложения террасы высотой 50–80 м на побережье и террасы 40–80 м в долинах рек. В конце среднего плейстоцена происходит врез и формирование террасового уступа.

Верхний плейстоцен

Отложения позднего плейстоцена широко развиты на побережье, слагая в областях новейших тектонических поднятий скульптурные террасы двух уровней: 15–40 и 12–15 м (табл. 10), а в областях погружений или слабых неотектонических поднятий – обширные заболоченные аккумулятивные равнины высотой от нескольких метров до первых десятков метров, где они имеют и самые значительные мощности (до 30 м). Примером последних могут служить – побережье Амурского лимана, залива Байкал, субмеридионально вытянутых лагун восточного побережья Северного Сахалина, низменностей Айнской, п-ова Терпения, Муравьевской и т.д.

Отложения позднего плейстоцена на побережье с размывом, несогласно лежат на мезо-кайнозойских породах, на Северном Сахалине – на плиоценовых песках нутовской свиты и перекрываются делювиальными, делювиально-солифлюкционными суглинками, а на восточном побережье Среднего Сахалина – пролювиальными, возможно, флювиогляциальными (по Г.С. Ганешину [1961]) галечниками (рис. 37).

Отличительная особенность отложений – их сортировка по механическому составу: частое переслаивание мелко, средне- и разнозернистых песков, горизонтально- и косослоистых (рис. 38) с гравийниками, галечниками и т.д. Низы отложений, как правило, представлены базальными галечниками, валунниками, переходящими в пески с прослоями и линзами галечников, глин и суглинков (разрезы *1, 2, 9, 10, 14* на рис. 39). Верхи разреза в большинстве случаев слагают более тонкие осадки – глины, суглинки, илы (разрезы *1, 2, 4, 9* на рис. 39). Однако разнообразие гидродинамики прибрежной зоны моря определило накопление местами мощных толщ глин, илов, слоистых песков. Так, южнее пос. Томари морские верхнеплейстоценовые отложения представлены илами мощностью 8 м, лежащими с размывом и угловым несогласием на породах неогена; на участке берега от устья р. Сергеевки до р. Ключевой (рис. 40, 41) это горизонтально- и косослоистые разнозернистые, средне- и мелкозернистые полимиктовые пески (разрез *13* на рис. 39). Интересно отметить, что в результате цементации гидроокислами железа песков позднеплейстоценового и даже голоценового возраста, лежащих на базальтах орловской свиты в районе мыса Ламанон, эти отложения превращены в довольно плотные песчаники.

Наблюдаемая нами фациальная изменчивость морских верхнеплейстоценовых осадков связана с разнообразием их геоморфологического

Таблица 10

Сопоставление морских позднеплейстоценовых террас Сахалина

Наименование	Q_{III}^{1-2}		Q_{III}^{3-4}	
	Скульптурные	Аккумулятивные	Скульптурные	Аккумулятивные
п-ов Шмидт	20–40 (10–12) *	–	12–15 (5–7)	–
Северо-Сахалинская равнина:				
восточное побережье	15–20 (5–8)	–	–	5–8 (6–10)
западное побережье	–	6–15 (27)	–	3–8 (до 30)
Средний и Южный Сахалин	25–40 (4–14) *	15–25	12–15 (2–13)	15–25

* В скобках даны мощности отложений.

положения: на мысах и в районах приглубого берега формировались галечники с песками, линзами и прослоями гравия, валунов, глин небольшой мощности (разрезы *1, 9, 10,* рис. 39). В вершинах бухт и на отмелом побережье, с небольшими уклонами дна, накапливались более тонкие разности – слоистые пески, илы, глины (разрезы *12–14*). Характер осадков в значительной мере определялся литологией областей размыва [Леонтьев, 1961]. Так, на Северном Сахалине почти все генетические типы плейстоценовых отложений, в том числе и морских, образовавшиеся за счет размыва песков и песчаников нутовской свиты, представлены песчаными разностями (разрезы *3–7* на рис. 39).

Характер и мощности осадков зависят и от неотектоники района. В областях неотектонических поднятий осадки слабо сортированы, имеют грубый валунно-галечный состав и незначительные мощности (разрезы *1–5, 9–11*), в то время как в областях замедленных поднятий и опусканий для них характерны сортировка по механическому составу, тонкий состав (пески, илы, глины) и значительные мощности (разрезы *6, 7, 8, 12*).

Разрезы отложений позднеплейстоценовых террас восточного побережья Сахалина отличаются участием в них пролювиального и флювиогляциального материала в виде прослоев галечников, суглинков с плохо окатанными гальками и валунами (разрез *8*) и покровных образований (разрез *12*). По данным В.Г. Беспалого, мощность флювиогляциальных галечников в разрезах морских террас, окаймляющих Восточно-Сахалинские горы, достигает 15–25 м.

Нахождение морских моллюсков и диатомовых водорослей бесспорно свидетельствует о морском генезисе осадков, слагающих позднеплейстоценовые террасы. Cardium cf. californiensis Desh., Littorina squalida Brod. et Sow. обнаружены в аккумулятивном чехле террасы

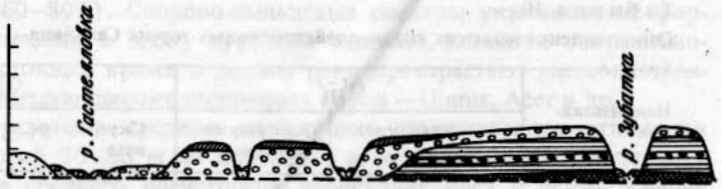


Рис. 37. Строение и характер залегания плейстоценовых отложений на участке восточного побережья о. Сахалина от р. Гастелловки до р. Лермонтовки

1 – покровные суглинки. Верхнеплейстоценовые морские отложения (Q^{1-2}_{III}); *2* – торф; *3* – глины; *4* – глины с линзами галечников. Верхнеплейстоценовые пролювиальные отложения (Q^{4}_{III}); *5* – галечники. Голоценовые морские отложения (Q^{1-2}_{IV}); *6* – пески; *7* – слоистые пески. Голоценовые аллювиальные отложения (Q_{IV}): *8* – пески с галькой. Отложения плиоцена: *9* – маруямская свита

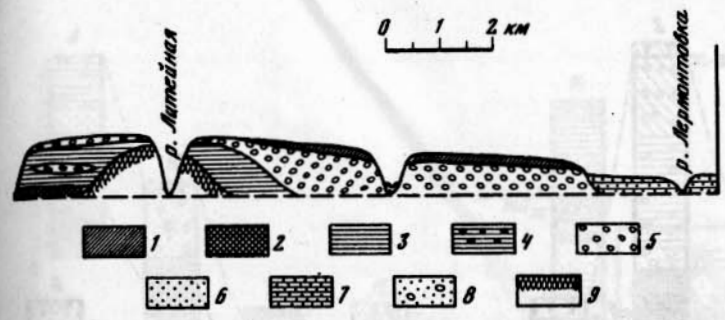
30 м на м. Корсакова; Aloides amurensis (Schrenck), Mya arenaria L., Macoma baltica L. – в песках, слагающих аккумулятивную равнину северо-восточного побережья Сахалина в районе пос. Луполово, на глубине 8,2–10,3 м (определения О.М. Петрова). Там же на глубине 4,1–5,1 м Л.А. Струве определила комплекс диатомей, в котором наряду с морскими и солоноватоводными встречаются и пресноводные водоросли. Морской комплекс диатомей встречен в низах разреза по р. Зубатка (12) и Лунского разреза (8).

Абсолютный возраст торфа с древесными остатками, залегающего в нижней части террасы 15 м в районе устья р. Рождественки, 27650 + + 550 лет (СО АН СССР-93); 40300 ± 260 лет (СО АН СССР-115)[1] – возраст нижней части отложений террасы 37 м южнее пос. Арково–Берег [Фирсов, Панычев, Орлова, 1972].

Стратиграфические и палеонтологические данные (в том числе палинологические по разрезам *1, 4, 5, 8–10, 12–14*) указывают на то, что верхнеплейстоценовые отложения подразделяются на четыре горизонта, слагающие аккумулятивные равнины и береговые террасы. Терраса 15–40 м сложена двумя горизонтами: нижним – морским, сформировавшимся в эпоху трансгрессии и теплого влажного климата (Q^{1}_{III}) и верхним, представленным лагунными, озерными, а на восточном побережье – континентальными осадками, накапливавшимися в эпоху регрессии и холодного климата (Q^{2}_{III}). Терраса 12–15 м в нижней части сложена морскими осадками, образовавшимися в трансгрессивных условиях теплой климатической эпохи (Q^{3}_{III}), перекрытыми регрессивными морскими и континентальными образованиями холодной климатической эпохи конца позднего плейстоцена (Q^{4}_{III}).

Верхний цикловый уровень. Палинологическое изучение разрезов верхнеплейстоценовых морских отложений п-ова Шмидта и Охинского перешейка Северного Сахалина, расположенных у пос. Ныврово (разрез *1* на рис. 39), оз. Одопту (разрез *5*) и залива Колендо (разрез *4*), позволяет выделить две разновозрастные толщи.

[1] Последняя не согласуется с геологическими данными и нуждается в проверке.



Нижняя толща, несогласно, с размывом залегающая на дочетвертичных породах цоколя террасы и сложенная галечниками с песками и гравием, песками с гравием, гравийниками, наблюдалась нами в разрезе *1* на глубине 2,6–10 м и в разрезе *5* на глубине 3,2–7 м (рис. 42, 43). Изучение спорово-пыльцевых спектров нижней толщи показало, что в их общем составе резко преобладает пыльца древесных пород (55–82%), пыльца трав и кустарничков составляет 5–22,5%, споры – 7–20%, местами до 68%. Ведущую роль среди пыльцы древесных растений играет пыльца Pinus pumila (20–40%) и мелколиственных пород – березы (10–37%), ольхи (5–30%). Значительный процент составляет пыльца кустарничковых видов ольхи (5–10%) и березы (10–40%). В небольшом количестве в спорово-пыльцевых спектрах встречается пыльца темнохвойных – Abies (около 1%), Picea (1–10%) – и широколиственных пород – Corylus (5%), Carpinus (1,5), Quercus (1–1,5%), Ulmus (1%), Juglans (единично). Пыльца травянистых растений разнообразна и представлена преимущественно Gramineae, Ericales, Artemisia, Compositae, Polemoniaceae. Среди спор господствуют сфагновые мхи и папоротники, единично наблюдались споры Osmunda.

Состав спорово-пыльцевых спектров позволяет предполагать произрастание на склонах гор кедровниково-березовых зарослей и частично пихтово-еловых лесов, в долинах рек – смешанных лесов. Ныне для равнинных территорий Северного Сахалина характерно березово-лиственничное редколесье, для гор – еловые леса и кедровниково-березовые заросли. Широколиственные породы в составе современной флоры этого

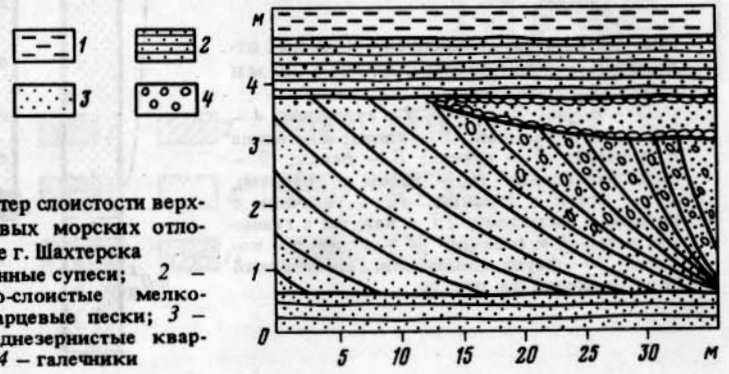


Рис. 38. Характер слоистости верхнеплейстоценовых морских отложений в районе г. Шахтерска

1 – почвенные супеси; *2* – горизонтально-слоистые мелкозернистые кварцевые пески; *3* – мелко- и среднезернистые кварцевые пески; *4* – галечники

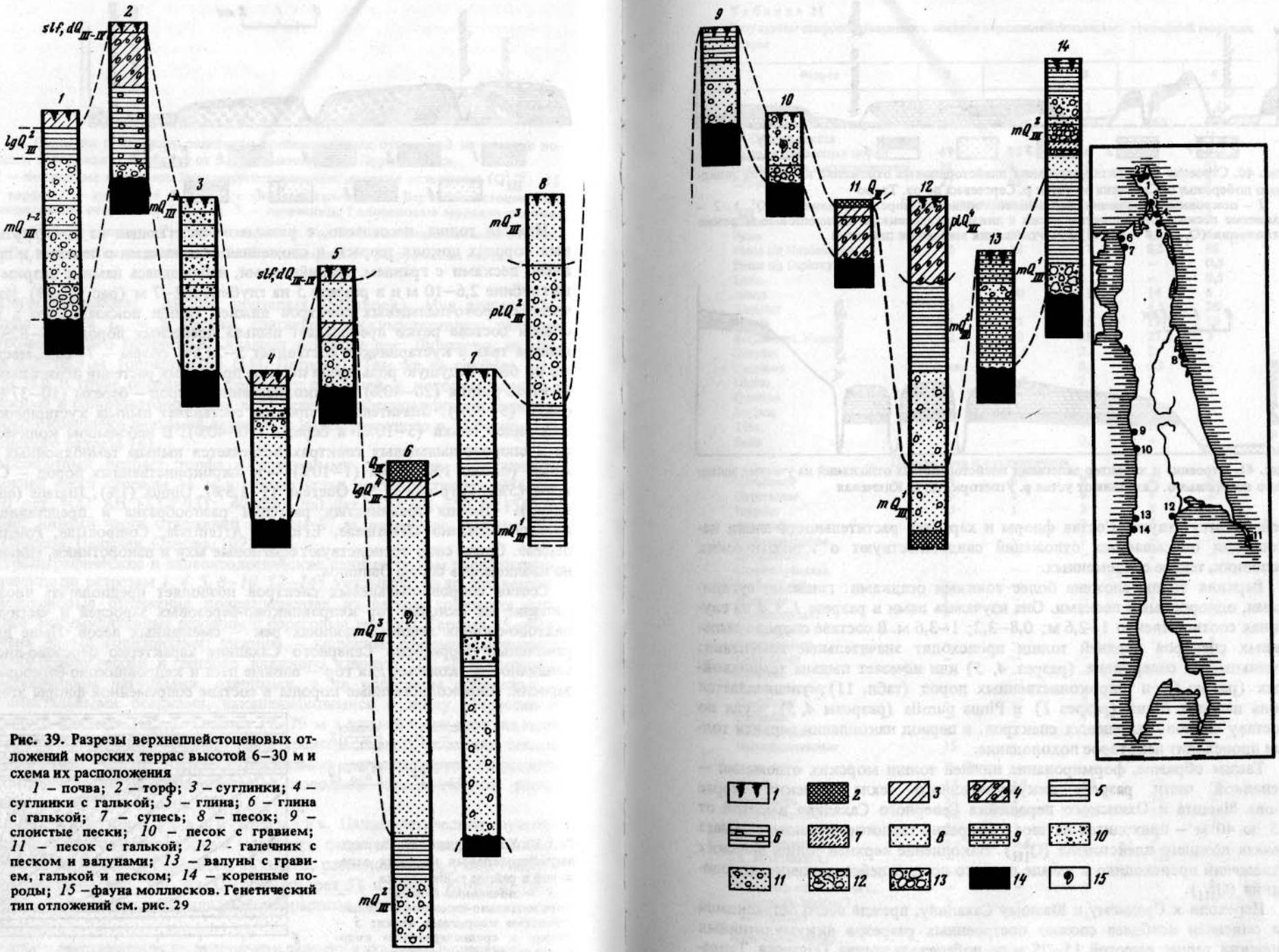


Рис. 39. Разрезы верхнеплейстоценовых отложений морских террас высотой 6–30 м и схема их расположения

1 – почва; *2* – торф; *3* – суглинки; *4* – суглинки с галькой; *5* – глина; *6* – глина с галькой; *7* – супесь; *8* – песок; *9* – слоистые пески; *10* – песок с гравием; *11* – песок с галькой; *12* – галечник с песком и валунами; *13* – валуны с гравием, галькой и песком; *14* – коренные породы; *15* – фауна моллюсков. Генетический тип отложений см. рис. 29

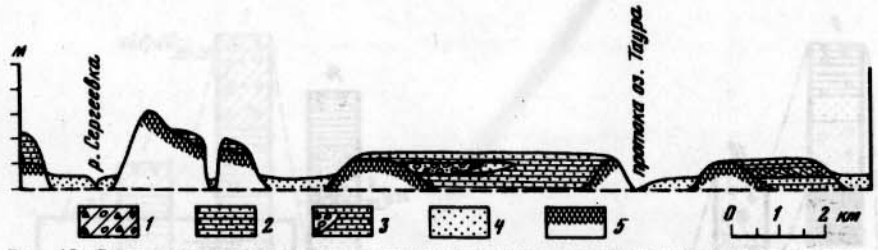


Рис. 40. Строение и характер залегания плейстоценовых отложений на участке западного побережья о. Сахалина от устья р. Сергеевка до оз. Тауро

1 – покровные отложения. Верхнеплейстоценовые морские отложения (Q^1_{III}): *2* – слоистые пески; *3* – слоистые пески с линзами галечников. Голоценовые морские отложения (Q_{IV}); *4* – пески; *5* – отложения миоцена и плиоцена

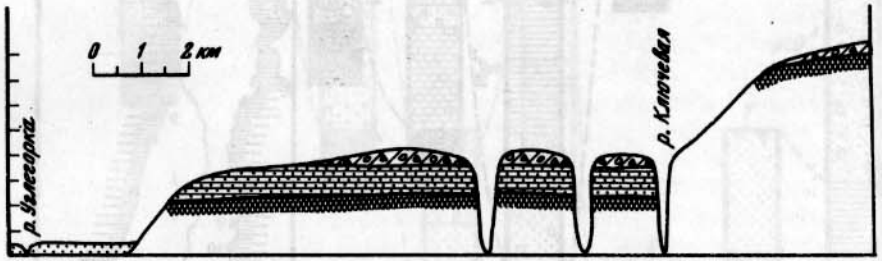


Рис. 41. Строение и характер залегания плейстоценовых отложений на участке западного побережья о. Сахалина от устья р. Углегорка до р. Ключевая

района отсутствуют. Состав флоры и характер растительности эпохи накопления описываемых отложений свидетельствуют о климатических условиях, теплее современных.

Верхняя толща сложена более тонкими осадками: глинами, суглинками, однородными песками. Она изучалась нами в разрезе *1, 5, 4* на глубинах соответственно 1–2,6 м; 0,8–3,2; 1–3,6 м. В составе спорово-пыльцевых спектров верхней толщи происходят значительные изменения: уменьшается содержание (разрез *4, 5*) или исчезает пыльца темнохвойных (разрез *1*) и широколиственных пород (табл. 11); увеличивается роль пыльцы Alnus (разрез *1*) и Pinus pumila (разрезы *4, 5*). Судя по составу спорово-пыльцевых спектров, в период накопления верхней толщи происходит некоторое похолодание.

Таким образом, формирование нижней толщи морских отложений – основной части разреза аккумулятивного чехла морских террас п-ова Шмидта и Охинского перешейка Северного Сахалина высотой от 15 до 40 м – приходится на эпоху умеренно теплого, влажного климата начала позднего плейстоцена (Q^1_{III}). Накопление верхней толщи морских отложений происходило в начале первого позднеплейстоценового похолодания (Q^2_{III}).

Переходя к Среднему и Южному Сахалину, прежде всего остановимся на описании наиболее сложно построенных разрезов аккумулятивных морских террас высотой 15–25 м по побережью залива Терпения. Терра-

Таблица 11

Результаты спорово-пыльцевого анализа верхнеплейстоценовых отложений морских террас

Разрез	7		8		4
Глубина, м	18	12	13	14	1,6
Общее количество зерен	286	409	401	265	431
Общий состав					
Пыльца древесных пород	47	32	66	66	44
Пыльца трав и кустарничков	26	3	10	10	51
Споры	27	65	24	24	5
Пыльца древесных пород					
Abies	–	1	1	0,5	2
Picea	4	27	12	18	6
Pinus s/g Haploxylon	13	18	17	8,5	46
Pinus s/g Diploxylon	–	–	–	–	0,5
Larix	3	–	1	–	0,5
Alnus	7	10	11	14	6
Alnaster	23	2	3	4,5	20
Betula	36	17	16	19	15
Betula sect. Nanae	12	20	28	27,5	3
Corylus	2	1,5	2	2	–
Carpinus	един.	1	0,5	0,5	–
Ulmus	–	1,5	7	3	–
Quercus	–	1	0,5	2	–
Juglans	–	–	0,5	–	–
Tilia	–	–	–	0,5	–
Salix	–	–	0,5	–	–
Пыльца трав и кустарничков					
Gramineae	26	6*	9*	9*	0,5
Cyperaceae	15	1	8	7	2
Ericales	15	1	2	5	6
Artemisia	9	–	2	3	0,5
Chenopodiaceae	1	–	3	–	–
Leguminosae	3	–	–	1	–
Caryophyllaceae	1	–	–	–	–
Umbelliferae	1	–	–	–	–
Rosaceae	1	–	–	1	–
Ranunculaceae	9	-	-	-	84
Compositae	4	–	–	–	1
Polygonaceae	–	–	–	–	5
Onagraceae	–	–	–	–	0,5
Liliaceae	–	–	–	–	0,5
Polemoniaceae	–	–	–	–	0,5
Cruciferae	–	–	3	1	–
Iridaceae	–	–	1	–	–
Alismataceae	1	1	2	–	–
Неопределенные	15	–	–	–	–
Споры					
Bryales	13	68	42	52	–
Sphagnum	55	1	8	11	2*
Polypodiaceae	23	29	39	31	12
Lycopodium clavatum L.	5	1	3	1,5	9
L. annotinum L.	1	0,5	–	–	–
L. appressum L.	–	–	–	1,5	–
Osmunda cinnamomea L.	–	–	4	3	–
Osmunda claytoniana L.	–	–	3	–	–
Selaginella sibirica L.	3	–	–	–	–
Botrychium	–	–	1	–	–

* Количество зерен.

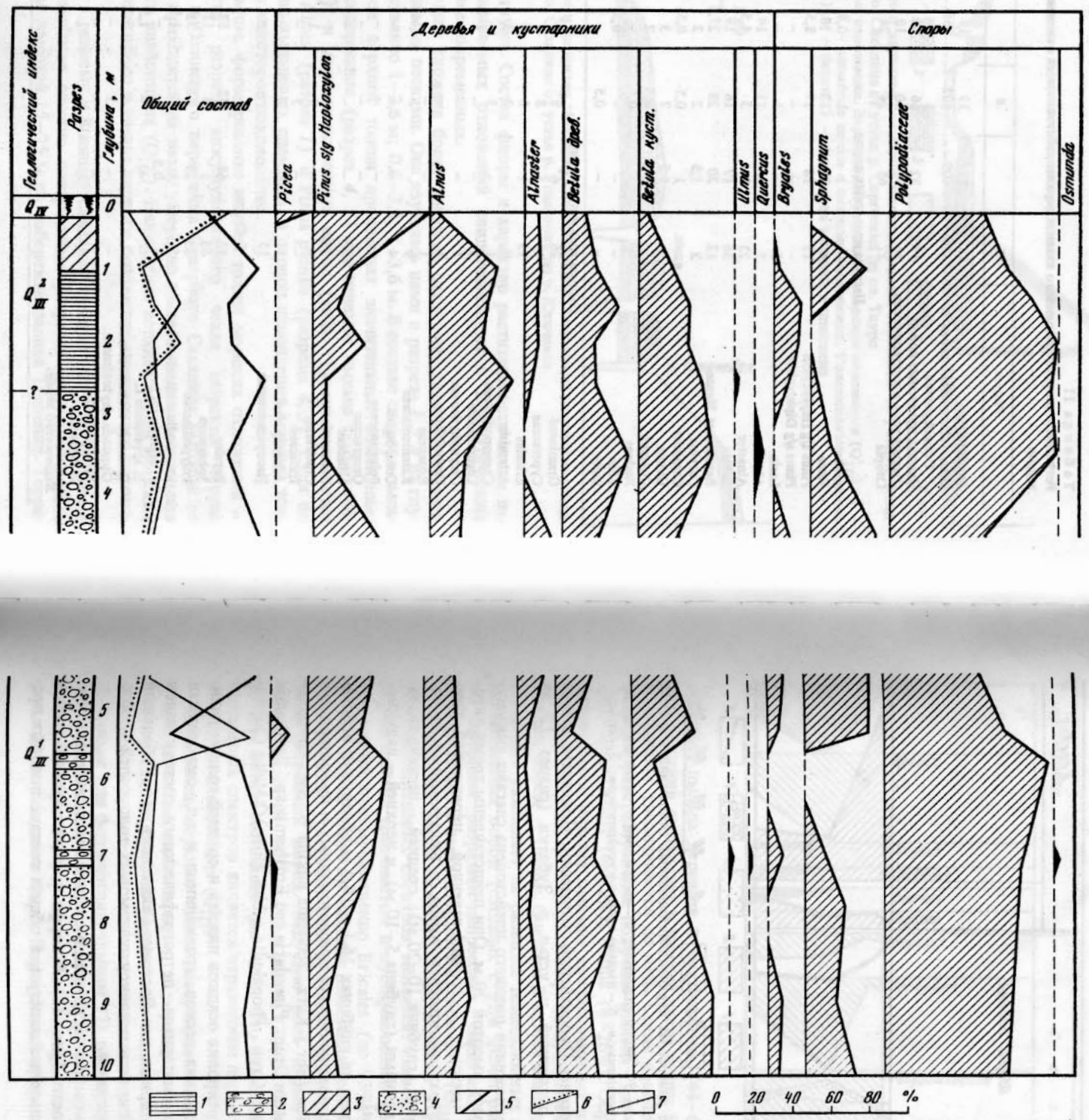


Рис. 42. Спорово-пыльцевая диаграмма верхнеплейстоценовых отложений террасы 30 м у пос. Ныврово

1 – глина; *2* – глина с галькой; *3* – суглинки; *4* – пески с галькой и гравием; *5* – пыльца деревьев и кустарников; *6* – пыльца трав и кустарничков; *7* – споры

Примечание: пыльца трав не изображена на графике ввиду малой встречаемости.

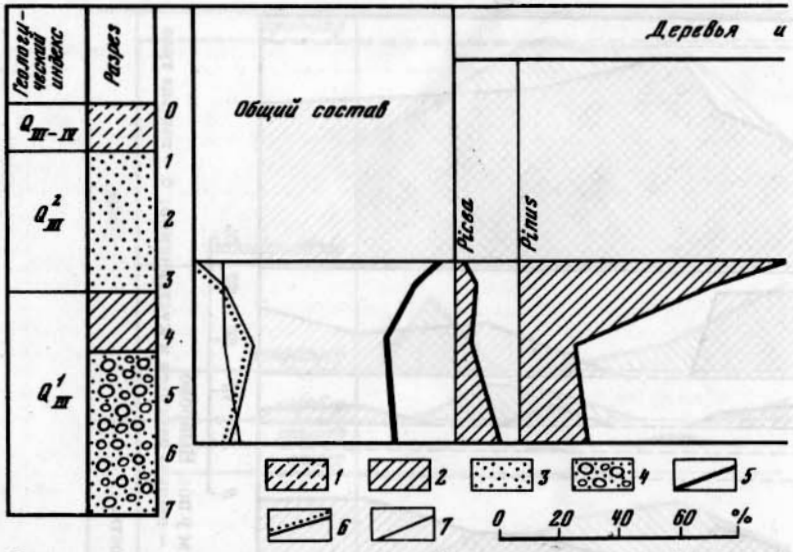


Рис. 43. Спорово-пыльцевая диаграмма верхнеплейстоценовых отложений морской террасы 16 м у оз. Одопту

1 – супеси; *2* – суглинки; *3* – пески слоистые; *4* – галечники с гравием и песками; *5* – пыльца деревьев и кустарников; *6* – пыльца трав и кустарничков; *7* – споры

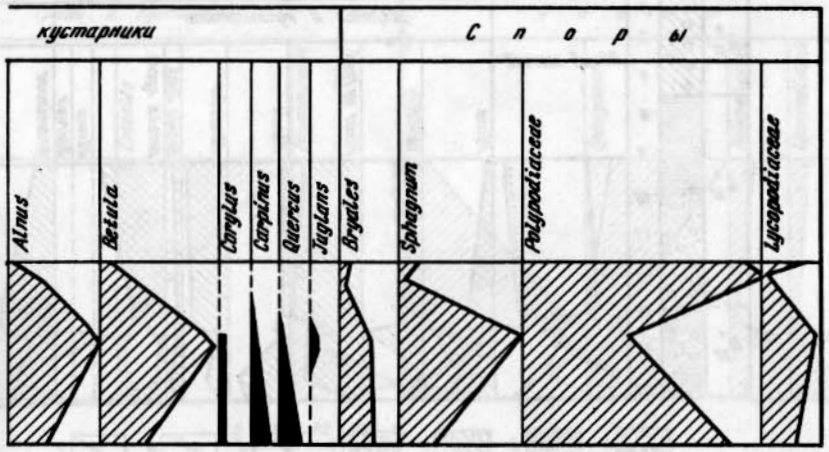
сы развиты лишь по бортам Поронайской депрессии. Приведем разрез верхнеплейстоценовых отложений у устья р. Зубатки (разрез *12* на рис. 39).

В устье р. Зубатки отложения позднего плейстоцена слагают аккумулятивную морскую террасу высотой 20 м. Они представлены тремя литологическими толщами: нижней – песчано-галечной, перекрытой глинами, с прослоями полуразложившегося торфа, с включениями коры, листьев и стволов деревьев (глубина 10–20 м); средней – песчано-галечной, также перекрытой глинами (глубина 5–10 м), и верхней – валунно-галечной (глубина 0–5 м).

В глинах нижней толщи на глубинах 16,1 и 16,4 м обнаружен небогатый комплекс морских, пресноводно-солоноватоводных и пресноводных диатомей: Melosira italica (Ehr.) Kütz., Navicula pusilla W. Sm., Gomphonema angustata v. undulatum Grun., Pinnularia sp., Epithemia sp., Epithemia zebra v. porcellus (Kütz.) Grun., Phopalodia gibba (Ehr.) O.Müll., Chaetoceros sp.

Судя по хорошей сортировке осадков нижней и средней толщи: наличию тонких прослоев и линз песков, гравийников и т.д., окатанности гравийного и галечного материала, петрографическому составу галек (например, яшм, характерных для Восточно-Сахалинских гор), большой плотности осадков, а также по комплексу диатомовых водорослей – можно считать эти толщи морскими.

Спорово-пыльцевые комплексы нижней и средней толщ свидетельствуют о их разновозрастности (рис. 44). В торфе и глинах нижней толщи определены спорово-пыльцевые спектры, в общем составе которых пре-



обладает пыльца деревьев и кустарников (44–64%); пыльца травянистых растений составляет в нижней части толщи 14%, вверх по разрезу ее содержание увеличивается до 48%. Среди пыльцы древесных пород наибольшее распространение получила пыльца Picea (16–32%), Pinus pumila (10–30%), Alnus (4–22%), Betula (4–26%). Обращает на себя внимание значительное участие пыльцы кустарничковых видов ольхи (Alnaster – 4–12%) и березы (8–30%). Нешироко представлена пыльца широколиственных пород – Ulmus, Quercus. В целом описанный спорово-пыльцевой комплекс указывает на развитие темнохвойных лесов с примесью широколиственных пород (сходных с 12-й фазой растительности, описанной по опорным разрезам депрессий), свидетельствующих об умеренно теплом климате начала позднего плейстоцена (Q^1_{III}).

В верхней части нижней толщи, а также в средней толще характер спорово-пыльцевых спектров меняется: главенствующую роль начинает играть пыльца травянистых и кустарничковых растений (60–64%), представленная преимущественно Ericales (до 93%). В составе пыльцы древесных пород также происходят изменения: сокращается участие пыльцы темнохвойных растений (Abies, Picea – до 1–2%), исчезает пыльца широколиственных пород. Ведущую роль играет пыльца светлохвойных пород: Larix (8–14%) и Pinus pumila (30–32%), кустарничков – Alnaster (20%), Betula sect.Nanae (до 32%). Это изменение в характере спорово-пыльцевых спектров является отражением первого похолодания климата в позднем плейстоцене (Q^2_{III}).

И наконец, верхняя толща несортированных галечников с валунами и суглинистым заполнителем, с хорошо наблюдаемым размывом лежит на глинах средней толщи; она лишена каких-либо органических остатков и в генетическом отношении может быть отнесена к пролювиальным или флювиогляциальным (?) образованиям эпохи похолодания конца позднего плейстоцена (Q^4_{III}).

Таким образом, формирование аккумулятивного чехла морской террасы 20 м западного борта Поронайской депрессии охватывает преиму-

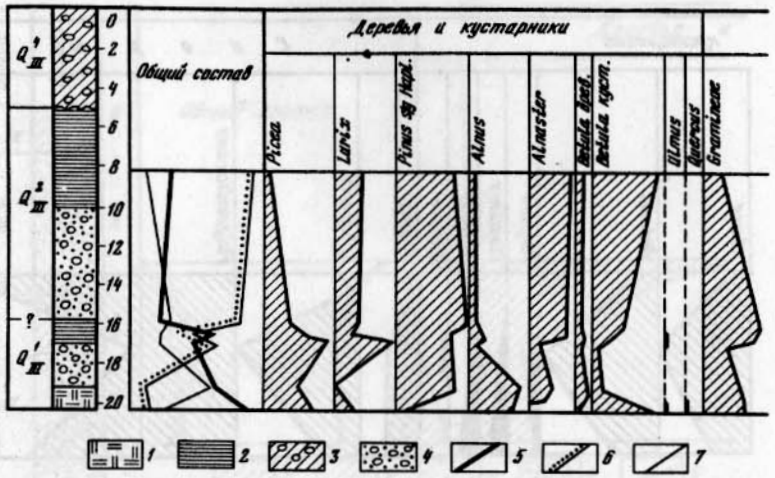


Рис. 44. Спорово-пыльцевая диаграмма верхнеплейстоценовых отложений морской террасы 20 м в районе устья р. Зубатка

1 – торф; *2* – глина; *3* – галечник с суглинком; *4* – галечник с гравием и песком; *5* – пыльца деревьев и кустарников; *6* – пыльца трав и кустарничков; *7* – споры

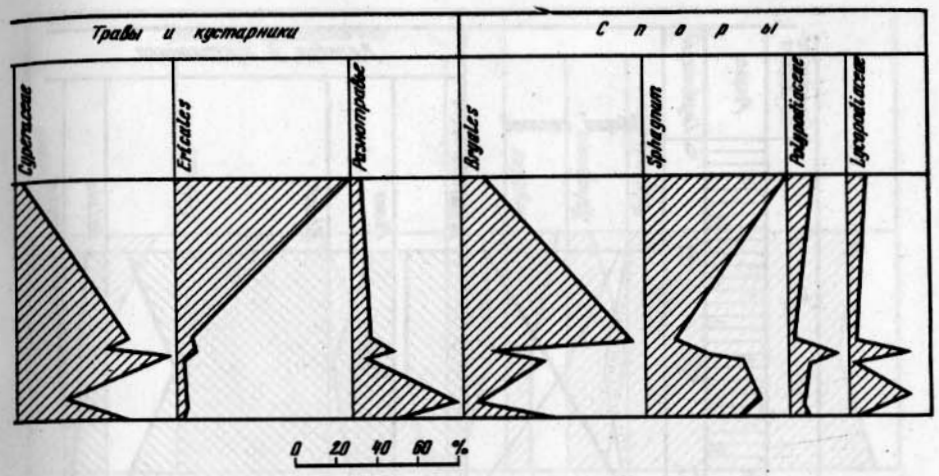
щественно первую половину позднего плейстоцена (Q_{III}^{1-2}). И лишь самые верхи разреза аккумулятивного чехла были сформированы в эпоху второго, максимального для Сахалина похолодания позднего плейстоцена (Q_{III}^{4}).

Ниже мы остановимся на рассмотрении отдельных разрезов верхнеплейстоценовых отложений, слагающих морские террасы на побережье Восточно-Сахалинских (Лунский разрез – *8* на рис. 39), Западно-Сахалинских гор (*9, 10* на рис. 39).

На побережье Восточно-Сахалинских гор отложения позднего плейстоцена слагают преимущественно абразионно-аккумулятивную террасу высотой 20–40 м (до 100 м по В.Г. Беспалому [1964]). Они представлены грубыми, слабо сортированными галечниками с песком, перекрытыми делювиальными и солифлюкционными суглинками. Местами, в районах неотектонических опусканий, терраса становится аккумулятивной. Один из таких разрезов был изучен нами на побережье Лунского залива [Александрова, Белецкая, 1965].

Лунский разрез верхнеплейстоценовых отложений морской террасы 20 м (*8* на рис. 39) представлен тремя литологически и генетически разными толщами: нижней – глинистой, илистой (глубина 12–20 м); средней – песчано-галечной (глубина 4–12 м) и верхней – песчаной (глубина 0–4 м).

Пластичные, жирные, голубовато-серые глины и илы нижней толщи, обогащенные детритом, имеют морской генезис, о чем свидетельствует богатый комплекс (60 видов и разновидностей) морских диатомей (глубина 17 м). В этом комплексе наряду с неритическими и сублитологическими видами: Hyalodiscus scoticus (Ktz.) Grun., Thalassiosira gravida Cl., Biddulfia aurita Breb. et Godey., Cocconeis scutellum Ehr.,



Navicula hennedyi W.Sm., Raphoneis surrirella Grun., Chaetoceros subsecundus Hust., Ch. furcellatus Cl., Ch. cinctus Grun. и др. – единично встречены океанические виды: Thalassiosira exentrica (Ehr.) Cl., Actinocyclus divisus (Grun.) Hust., Coscinodiscus marginatus Ehr., Cos. cirvatulus Grun. и др. – и найдено несколько створок пресноводных водорослей Navicula amphibola Cl. и др.

В этой толще определены спорово-пыльцевые спектры (табл. 11), в общем составе которых преобладают споры (24–65%) и пыльца древесных пород (32–66%); пыльца трав составляет 3–10%. Пыльца древесных растений представлена Abies (0,2–1%), Picea (12–27%), Betula (16–19%), Alnus (11–14%), Corylus (1,5–2%), Carpinus (0,5–1%), Ulmus (1,5–7%), Quercus (0,5–2%), Juglans (0,5%), Tilia (0,5). Среди трав установлены Gramineae, Cyperaceae, Ericales, Chenopodiaceae, Cruciferae, Myriophyllum, Hydrocharitaceae. В группе споровых растений преобладают Bryales (42–68%) и Polypodiaceae (29–39%), встречаются Sphagnum, Lycopodiaceae, Osmunda. Проанализированный комплекс пыльцы и спор сходен с таковым, обнаруженным во Владимирском разрезе и разрезе по р. Зубатке, а также со спорово-пыльцевым комплексом VI горизонта, описанного по опорным разрезам депрессий. Он характеризует темнохвойные леса с примесью широколиственных растений, произраставшие в условиях теплого и влажного климата начала позднего плейстоцена (Q_{III}^{1}).

Средняя – песчано-галечная – толща, несортированная по механическому составу, с включением суглинистого материала, слабо окатанных валунов, по-видимому, является пролювиальной или флювиогляциальной (по Беспалому, Лопатину), сформированной в эпоху первого позднеплейстоценового похолодания. По условиям залегания она может быть сопоставима с галечниковой толщей разреза р. Зубатки.

Верхняя толща представлена слоистыми мелко- и среднезернистыми полимиктовыми песками, несомненно, морского генезиса. Ввиду отсутствия фауны и флоры возраст ее может быть определен лишь пред-

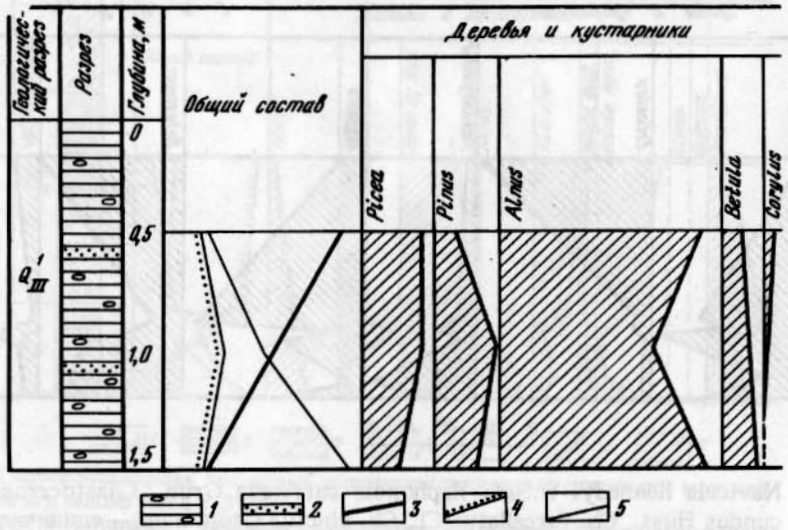


Рис. 45. Спорово-пыльцевая диаграмма верхнеплейстоценовых отложений террасы 30 м мыса Мосия

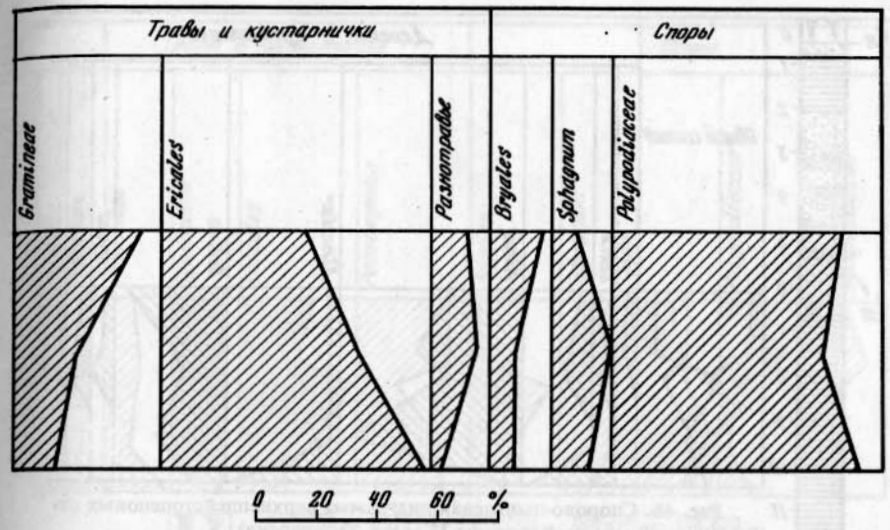
1 – глины с редкой галькой; *2* – пески; *3* – пыльца деревьев и кустарников; *4* – пыльца трав и кустарничков; *5* – споры

положительно как эпоха второго потепления позднего плейстоцена (Q^3_{III}).

На западном побережье Западно-Сахалинских гор морская терраса этого уровня почти повсеместно размыта, сохранившись лишь в бухтах (мыс Мосия) или на участках слабых неотектонических поднятий (пос. Костромское – Яблочное, Айнская низменность и т.д.).

На мысе Мосия эта терраса – абразионно-аккумулятивная, имеет высоту 30 м. Аккумулятивный чехол ее представлен песками, полимиктовыми, среднезернистыми, с прослоями гравия и галечника, перекрытыми глинами с редкой галькой (рис. 45). В последних В.Ф. Морозовой определены спорово-пыльцевые спектры, в общем составе которых преобладают пыльца древесных пород (42–64%) и споры (40–65%); участие пыльцы трав незначительно (16–24%). Пыльца древесных растений представлена Picea (10–20%), Pinus pumila (7–20%), Betula (6–10%), Alnus (50–67%) и единичными пыльцевыми зернами широколиственных растений – Corylus, Quercus, Ulmus, Carpinus, Juglans. Наибольшее участие в группе травянистых растений принимает пыльца Ericales (39–64%), Gramineae (13–42%). Среди спор преимущественно развиты Polypodiaceae (70–82%) и Sphagnum (6–19%). Этот комплекс пыльцы и спор аналогичен спорово-пыльцевому комплексу VI горизонта депрессий, что позволяет отнести описываемые отложения к началу позднего плейстоцена (Q^1_{III}).

В районе г. Углегорска морская позднеплейстоценовая терраса верхнего уровня развита довольно широко и имеет абсолютные отметки 28–30 м. Верхнеплейстоценовые отложения аккумулятивного чехла этой



террасы представлены четырьмя толщами (рис. 46): первая – базальные галечники с валунами и песками (глубина 12–13,6 м), на которой залегает вторая толща – глин (глубина 6,8–12 м). Глины перекрыты переслаивающимися песками, галечниками, суглинками третьей толщи (глубина 2,1–6,8 м). Разрез венчается глинами четвертичной толщи (глубина 0,5–2,1 м).

В глинах второй толщи на глубинах 10,5, 9,5, 8,1 и 7,6 м, а также в песках третьей толщи (глубина 6,2 м) определено два спорово-пыльцевых комплекса.

Спорово-пыльцевой комплекс глин (глубина 9,5–10,5 м) характеризуется значительным участием пыльцы древесных и кустарниковых растений: Larix (8%), Pinus (20%) и кустарничков Alnaster (46%). Пыльца трав представлена в основном Gramineae и Cyperaceae, споры – Sphagnum.

Выше (глубина 6,2–8,1 м) в составе спорово-пыльцевого комплекса наблюдаются значительные изменения: увеличивается содержание пыльцы Picea (до 6%), уменьшается – Pinus (5–12%), Alnaster (до 4%), появляется пыльца широколиственных пород – Corylus (2,8%), Carpinus (до 6%), Ulmus (1–4%), Quercus (1–3%), Juglans (1–2%), Acer (единично).

Таким образом, в период формирования средней части разреза происходит смена лиственнично-кедровых и березовых лесов на темнохвойные и смешанные леса, что указывает на смену холодного и влажного климата умеренно теплым. Можно предполагать, что нижние горизонты второй толщи накапливались в конце эпохи среднечетвертичного похолодания или в начале позднего плейстоцена, основная же часть отложений аккумулятивного чехла – в теплую эпоху начала позднего плейстоцена. Однако окончательное решение стратиграфического положения описываемых отложений, по-видимому, должно быть отложено до получения новых данных по этому разрезу.

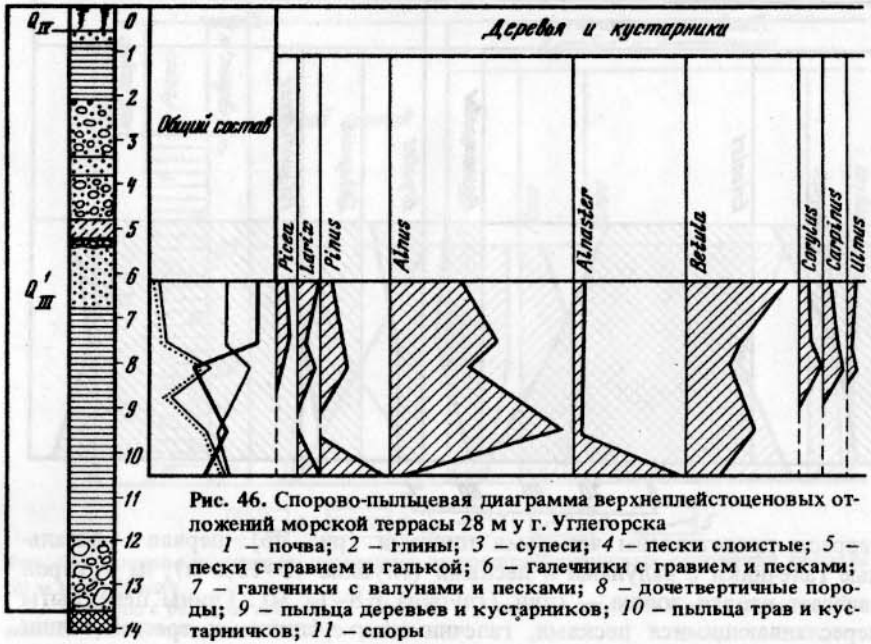


Рис. 46. Спорово-пыльцевая диаграмма верхнеплейстоценовых отложений морской террасы 28 м у г. Углегорска

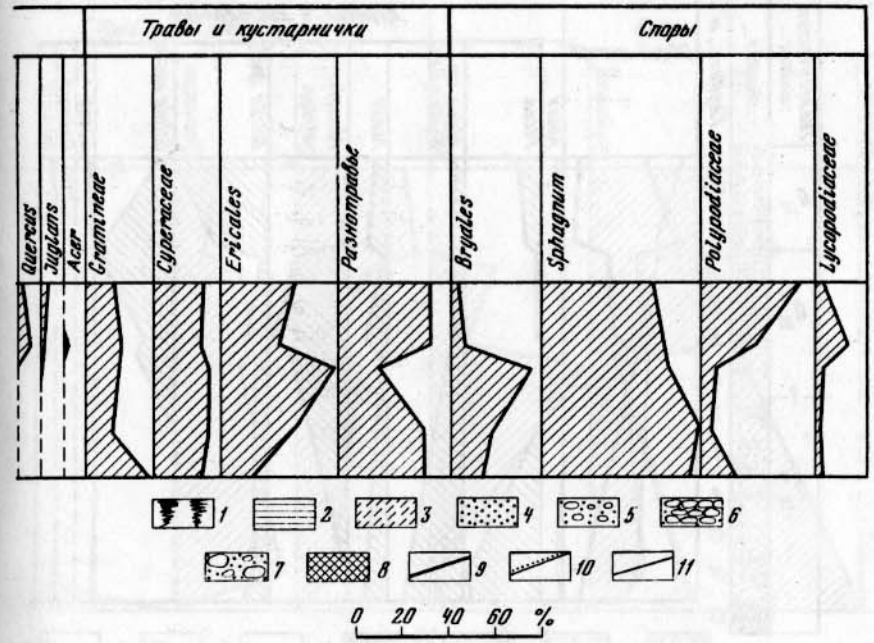
1 – почва; *2* – глины; *3* – супеси; *4* – пески слоистые; *5* – пески с гравием и галькой; *6* – галечники с гравием и песками; *7* – галечники с валунами и песками; *8* – дочетвертичные породы; *9* – пыльца деревьев и кустарников; *10* – пыльца трав и кустарничков; *11* – споры

Итак, позднеплейстоценовые морские террасы высокого циклового уровня (до 40 м) имеют почти повсеместное распространение на побережье острова. Они слагаются двумя горизонтами верхнеплейстоценовых отложений (Q^{1-2}_{III}). Основную часть аккумулятивного чехла, а иногда и весь чехол слагают морские отложения, сформированные в трансгрессию начала позднего плейстоцена и выделенные в депрессиях как VI горизонт. Верхняя часть чехла накапливалась в начале похолодания, последовавшего за теплой эпохой, и регрессии моря (VII горизонт депрессии).

Низкий цикловый уровень образует на побережье Среднего и Южного Сахалина скульптурные террасы высотой 12–15 м и аккумулятивные равнины высотой 3–8 м на северо-западном побережье Северо-Сахалинской равнины, Айнской низменности и т.д.

Верхнеплейстоценовые отложения, слагающие этот уровень, образуют два горизонта (VIII, IX), соответствующих умеренно теплой и холодной (ледниковой) эпохам.

Так, на Среднем Сахалине нами изучен разрез отложений морской террасы высотой 12–15 м на мысе Хоэ. Разрез начинается базальными галечниками (мощностью 0,8 м), залегающими на размытой поверхности палеогеновых пород (рис. 47). На них согласно ложатся морские слоистые мелко- и среднезернистые полимиктовые пески с линзами и прослоями глин, гравийников (мощностью 6,5 м). Пески перекрываются пластичными голубовато-серыми глинами с детритом и характерным запахом сероводорода (мощностью 2,6 м), по-видимому, лагунного генезиса. Разрез венчает голоценовый торф мощностью 2,7 м.



Палинологическое изучение разреза показало, что описываемые отложения могут быть расчленены на два горизонта. Спорово-пыльцевые спектры нижней и средней частей толщи песков (глубина 6,5–12 м) характеризуются преобладанием пыльцы древесных растений (40–60% от общего состава), представленной Picea (36–38%), Pinus s/g Haploxylon (16–30%), в небольшом количестве древесными видами: Alnus (10%), Betula (6–12%), а также Ulmus, Quercus, Juglans, Carpinus. Среди трав значительное содержание составляет Gramineae (до 70%), из споровых растений – папоротники. Этот комплекс пыльцы и спор сходен с таковыми VIII горизонта, описанным нами по депрессиям, и свидетельствует о произрастании темнохвойных лесов с примесью широколиственных пород, а также местами зарослей из кедровника, ольхи, березы. Подобная современной, растительность развивалась в условиях умеренно теплого и влажного климата, что позволяет считать временем формирования этого горизонта вторую эпоху потепления позднего плейстоцена (Q^3_{III}).

В составе спорово-пыльцевых спектров верхней части толщи песков и в толще глин (глубина 2,6–6,5 м) происходят изменения. В общем составе в нижней части горизонта преобладает пыльца трав и кустарничков (42%), в верхней – пыльца древесных пород (до 45%). В группе древесно-кустарниковых растений уменьшается содержание пыльцы Picea (до 1–2%), увеличивается – кустарничков: Alnaster (35–38%), Betula sect. Nanae (18–38%), исчезает пыльца широколиственных растений. Среди кустарничково-травянистых растений наблюдается некоторое увеличение роли пыльцы Ericales: среди спор вначале – зеленых мхов (до 80%), впоследствии – сфагновых мхов (до 64%). Таким образом,

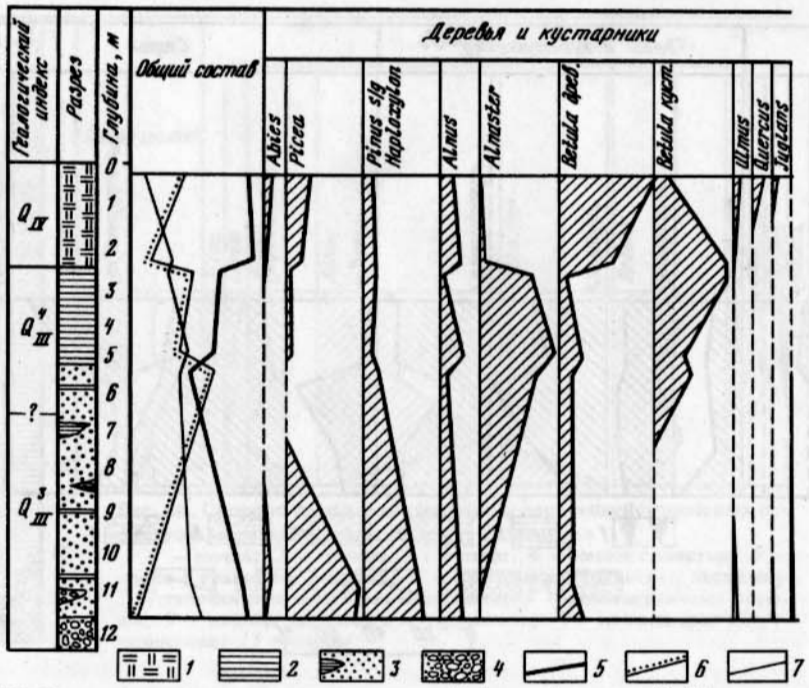


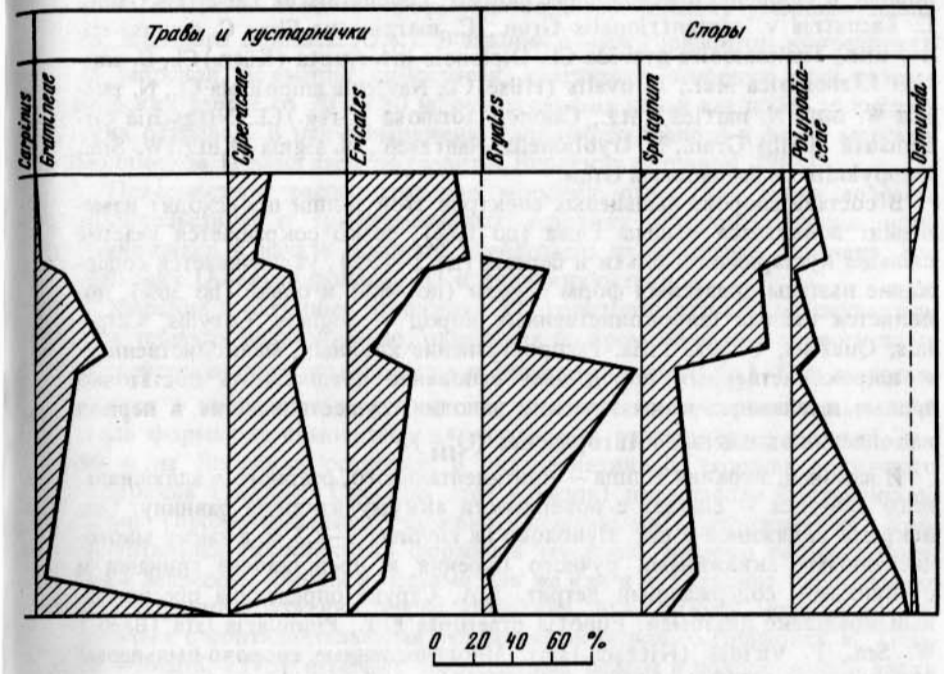
Рис. 47. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений морской террасы 8–12 м на мысе Хоэ

1 – торф; *2* – глина вязкая, пластичная, с детритом; *3* – песок полимиктовый, средне- и мелкозернистый, с линзами и прослоями глин; *4* – галечники с гравием и песками; *5* – пыльца деревьев и кустарников; *6* – пыльца трав и кустарничков; *7* – споры

формирование верхней части разреза происходит в эпоху холодного, вначале континентального, впоследствии влажного климата конца позднего плейстоцена (Q^4_{III}). Об этом свидетельствует распространение перигляциальной растительности – открытых травянистых пространств с небольшим участием кустарничков, сменившейся повсеместным расселением кустарничковых сообществ (из Pinus pumila, Alnaster, кустарничковых видов Betula).

Итак, формирование отложений, слагающих террасу 12–15 м, на м. Хоэ происходило в эпоху умеренно теплого, влажного климата, впоследствии сменившегося холодным (Q^{3-4}_{III}). Аналогичное строение террасы описано Н.А. Хотинским и К.С. Шулия [1971] на мысе уанди, а также наблюдалось нами на восточном побережье Северного Сахалина, в районе Лунского залива, на п-ве Анива (район пос. Новиково) и т.д.

Очень своеобразно строение западного побережья Северо-Сахалинской равнины. Являясь областью осадконакопления, по-видимому на протяжении всего плейстоцена, оно представляет собой слабо наклонную к морю аккумулятивную равнину высотой от 3 до 8 м. Верхняя часть отложений, слагающих аккумулятивную равнину, вскрыта скважиной в пос. Луполо-



во (разрез *6* на рис. 39). Это слоистые пески с редкой галькой, прослоем опесчаненных глин (на глубине 21,4–24,4 м), перекрытые суглинками и голоценовым торфом.

Палинологическое изучение разреза скважины, произведенное Г.Г. Карташовой, позволило расчленить его на три толщи (рис. 48, вкл.).

Нижняя толща представлена разнозернистыми и полимиктовыми песками с гравием и галькой (глубина 24,4–28 м). В ней определен спорово-пыльцевой комплекс, аналогичный спорово-пыльцевому комплексу VII горизонта депрессий и характеризующийся преимущественным содержанием пыльцы древесных пород (до 80%). Среди группы древесных растений отмечена преимущественно пыльца Pinus s/g Haploxylon (10%), Alnaster (20–45%), Betula куст. (30%), в небольшом количестве – Alnus (3–5%), Betula древ. (15–20%). Этот комплекс свидетельствует о развитии холодостойких кустарниковых ассоциаций, характерных для холодного климата (Q^2_{III}).

Средняя толща (глубина 2,2–24,4 м) сложена глинами, переходящими вверх по разрезу в слоистые мелко- и среднезернистые пески. В ней на глубине 8,2–10,3 м О.М. Петровым определена фауна морских моллюсков: Aloides amurensis (Schrenck), Mya arenaria L., Macoma baltica L. Все виды ныне живущие, бореальные, весьма свойственные опресненным участкам морского бассейна. Эстуарные формы диатомовых водорослей, обнаруженные на глубине 4,1 и 5,1 м, сходны с комплексом диатомовой флоры Татарского пролива и Амурского лимана, где наряду с морскими водорослями в большом количестве встречаются солоновато-

водные и единично пресноводные формы: Coscinodiscus Lacustris Grun., C. Lacustris v. septentrionalis Grun., C. marginatus Ehr., C. oculus–iridid Ehr., Thalassiosira gravida Cl., Diploneis interrupta (Kütz.) Cl., D. smithii f. rhombica Mer., D. ovalis (Hilse) Cl., Navicula amphibola Cl., N. pussilla W. Sm., N. mutica Kütz., Caloneis formosa (Greg.) Cl., Nitzschia circumsuta (Bail.) Grun., N. tryblionella Hantzsch., N. sigma (Kütz.) W. Sm., Campylodiscus daemelianus Grun.

В составе спорово-пыльцевых спектров этой толщи происходят изменения: появляется пыльца Picea (до 10%), резко сокращается участие пыльцы кустарничков ольхи и березы (до 2–10%), увеличивается содержание пыльцы древесных форм березы (до 48%) и ольхи (до 36%), появляется пыльца широколиственных пород – Juglans, Corylus, Carpinus, Quercus, Ulmus, Tilia. Распространение хвойных, мелколиственных и широколиственных пород дает основание предполагать достаточно теплые и влажные климатические условия, существовавшие в период накопления отложений VIII горизонта (Q^3_{III}).

И наконец, верхняя толща – континентального, озерного и аллювиального генезиса – слагает с поверхности аккумулятивную равнину. Она вскрыта скважиной в пос. Луполово на глубине 1–2,2 м, а также многочисленными скважинами ручного бурения и представлена глинами и суглинками, содержащими детрит. Л.А. Струве определила пресноводный комплекс диатомей: Eunotia praerupta Ehr., Pinnularia lata (Breb.) W. Sm., P. viridis (Nitzsch.) Ehr. Многочисленные спорово-пыльцевые спектры из этой толщи указывают на преобладание в составе растительности кустарничковых ассоциаций из Pinus pumila, Alnaster, кустарничковых видов Betula, аналогичных тем, которые были встречены в VII горизонте. Подобная растительность развивается в условиях достаточно влажного, но холодного климата. О том, что формирование горизонта происходило в условиях холодного (ледникового) климата, свидетельствует также повсеместное развитие термокарстовых озер на площади распространения этой толщи не только в пределах западного побережья Северо-Сахалинской равнины, но и Лунской, Набильской, Поронайской низменностей. Южнее Поронайской депрессии это явление не наблюдается, что, по-видимому, можно объяснить отсутствием значительного подземного оледенения к югу от 49° с.ш.

Таким образом, верхняя часть отложений, слагающих западное побережье Северо-Сахалинской равнины, сложена тремя горизонтами позднего плейстоцена: VII–IX (Q^{2-4}_{III}). VII и VIII горизонты представлены морскими песками, накапливавшимися в эпоху высокого стояния уровня, охватывающего время существования холодных, а затем умеренно теплых климатических условий. Озерные и аллювиальные глины IX горизонта формировались в эпоху холодного (ледникового) климата конца позднего плейстоцена.

Итак, верхнеплейстоценовые отложения на побережье слагают террасы двух цикловых уравнений 15–40 и 12–15 м; они расчленяются на четыре горизонта, сопоставимые с VI–IX горизонтами, выделенными в Центрально-Сахалинских депрессиях. VI горизонт представлен осадками морского генезиса, формировавшимися в эпоху умеренно теплого, влажного климата (Q^1_{III}). В Японии с этим горизонтом коррелируется морская формация симосуэси, слагающая основную чать разреза морских террас от 20 до 50 м, окаймляющих почти все побережье Японских островов. В ней обнаружена теплолюбивая флора и фауна морских моллюсков [Геологическое развитие Японских островов, 1968].

Повсеместное распространение морских отложений этого возраста свидетельствует о трансгрессивных условиях осадконакопления, установившихся в начале позднего плейстоцена на побережье Сахалина, Курильских [Александрова, 1971] и Японских островов.

Морские и лагунные отложения VII горизонта развиты на скульптурных террасах незначительно, охватывая по времени начало первого позднеплейстоценового похолодания и регрессии моря (Q^2_{III}). Они коррелируются с тефритовыми суглинками симосуэси, перекрывающими морскую формацию симосуэси и венчающими раздел террас высотой 20–50 м на Японских островах. В аккумулятивных террасах восточного побережья Среднего Сахалина этот горизонт представлен континентальными (пролювиальными? флювиогляциальными?) отложениями. Континентальная галечниковая формация мусасино, широко распространенная в депрессии Японии и местами, так же как и на Сахалине, перекрывающая морские отложения террас побережья, по-видимому, может коррелироваться с континентальными отложениями седьмого горизонта. Й. Гохара [Gohara, 1976] отмечает регрессивный режим и похолодание в эпоху мусасино (72 000–45 000 лет). С суглинками мусасино связаны раннепалеолитические местонахождения Хасино V и VI и Ивайоки IV и позднепалеолитические местонахождения Мукоуяма V и Фукуи 15. Радиоуглеродная датировка последнего 31 900 лет назад [Gak –952] [Serizawa, 1971].

На Хоккайдо к террасам позднего плейстоцена относят три ступени террас; две из них (II, III) сопоставляются нами с широко развитой на Сахалине террасой 25–40 м (табл. 6)[1].

Терраса Хаборо Японского побережья высотой 60–70 м наиболее типична в районе Хаборо и Сикубецу; к северу ее высоты и ширина постепенно снижаются. Терраса Ому развита повсеместно на Охотском побережье (исключая Санаи-Менасидомари), имеет полого волнистую поверхность. На Тихоокеанском побережье терраса окаймляет плато Консен и наблюдается на равнинах Кусиро, Исикари, заливе Исиура, проливе Цугари.

Отложения террасы изучены на Японском побережье (Кейхоку, Мосикубецу, Исикари), Охотском (Онисибецу, Бихоро, Кийосато), Тихоокеанском (Накасибецу) [Kosugi, 1971] (см. рис. 34, 35). Они представлены в низах песчано-галечными осадками (мощностью 2–6 м), переходящими в средней части в лагунные или озерные оторфованные глины с прослоями серых вулканических глин, образовавшимися в теплую климатическую эпоху Поросири-Тоттабецу. Сверху они перекрыты

[1] Положение осадков террас II ступени в Международной стратиграфической шкале японскими геологами не определено. К. Kosugi [1971] сопоставляет их с формацией симосуэси Канто.

покровными суглинками, являющимися продуктом холодного времени Тоттабецу-I.

Терраса Томамаэ Японского побережья (III ступень) наиболее типична на северо-западе, где она имеет высоту 25–35 м и ширину до 2,5 км. Терраса Асахино широко развита на равнине Тонбецу Охотского побережья высотой 35–40 м. На Тихоокеанском побережье терраса имеет наибольшее развитие на побережье залива Немуро, слагая вместе с террасой II ступени п-ов Немуро, и фрагментарно по всему побережью.

Отложения этого уровня изучены K. Kosugi [1971] в районе Исикари, Хидахи-Сетана (Японское), Асахино, Хаматонбецу, Токоро (Охотское), Ноппоро, Аттоко, Немуро (Тихоокеанское побережье). Аккумулятивный чехол сложен снизу морскими песчано-галечными осадками эпохи Тоттабецу-I-II, сверху перекрытыми суглинками и глинами перигляциального генезиса (мощностью до 10 м), формирование которых происходило в эпоху Тоттабецу-II. В отложениях террас II и III ступеней Охотского и особенно Тихоокеанского побережий значительное участие принимает вулканический материал в виде прослоев пепла, пемзы, продуктов извержения. Континентальным аналогом верхней части террасовых отложений являются галечники, перекрытые тефритом яруса мусасино (Канто).

VIII горизонт позднего плейстоцена представлен морскими отложениями, слагающими основную часть разреза скульптурных террас 12–15 м. Формирование этого горизонта происходило в эпоху умеренно теплого, влажного климата второй верхнеплейстоценовой трансгрессии (Q^3_{III}).

Среди японских геологов существуют разногласия по поводу положения уровня этой трансгрессии. Минато [Minato et al., 1967] считает, что терраса этой трансгрессии находится ниже современного уровня моря. Т. Камеяма [Kameyama, 1968] связывает уровень террас 15–20 м (как и на Сахалине) с максимальной фазой трансгрессии в интерстадиал W_1-W_2.

Лагунные, пролювиальные (флювиогляциальные?), озерно-аллювиальные отложения IX горизонта венчают разрез скульптурных террас 12–15 м, аккумулятивных террас 15–25 м и аккумулятивных равнин 3–8 м.

Горизонт сформировался в эпоху регрессии и заключительной стадии позднеплейстоценового похолодания (оледенения). В Японии с описанным горизонтом хорошо сопоставляется континентальная формация татикава, в которой обнаружены холодолюбивая флора и многочисленные позднепалеозойские стоянки, датированные 12.000–20.000 лет назад [Serizawa, 1971]. Хронологическое положение формации татикава определяется радиоуглеродными датами 30.000 ± 1700 и 32 000 ± 2700 [Gohara, 1976] – 11.840±300 и 11.330±260 лет назад [The Geolog. Development . . . , 1965].

На о. Хоккайдо террасы Румои (Японское) и Эсаси (Охотское побережье) IV ступени сопоставимы с террасой Сахалина высотой 12–15 м. Наибольшего своего развития она достигает на Охотском побережье и депрессии Исикари. Разрез отложений изучен K. Kosugi [1971] в Исикари и Ками-Фурен. Он представлен тремя литолого-стратиграфическими пачками: снизу – песчано-галечные слоистые осадки (до 2,5 м) с включением валунов; средние слои – глины и суглинки с прослоями торфа и вулканических суглинков и глин мощностью 1–2 м, сверху – покровные суглинки. Формирование этих отложений происходило в теплую климатическую эпоху (Тоттабецу-II-III) и в начале холодной (Тоттабецу – III).

Таблица 12

Схема сопоставления позднеплейстоценовых речных террас Сахалина

Геоморфологический район	Q^{1-3}_{III}	Q^4_{III}
Северный Сахалин	10–20	5–10
Средний и Южный Сахалин	20–40 (30–35; 20–25)	8–12

Для эпохи Тоттабецу-III характерна интенсивная вулканическая деятельность, возраст продуктов извержения определяется радиоуглеродным методом как 20 000–25 000 лет [Геологическое развитие Японских островов, 1968]. Эпоха Тоттабецу-III определяется как эквивалент главной стадии вюрмского оледенения Европы. Различным фазам позднеплейстоценового похолодания и регрессии окружающих морей соответствуют отмечаемые на шельфе Сахалина и Хоккайдо подводные террасы [Удинцев, 1957; Лавров, 1961, 1963; Yabe, Tayama, 1934; Hoshino, 1975; Kosugi, 1970, 1971] (табл. 6).

В долинах горных рек верхнеплейстоценовый аллювий слагает аккумулятивные чехлы цикловых террас высотой 5–10 и 10–20 м на Северном Сахалине, 8–12 и 20–40 м – на Среднем и Южном (табл. 12).

В зависимости от интенсивности неотектонических поднятий в горах Сахалина наблюдается несколько промежуточных уровней. Так, в долине р. Онорка имеется три террасы позднего плейстоцена высотой 30–35, 20–25 и 15–18 м (см. рис. 36).

Аллювий имеет двухчленное строение: в низах – галечники, валуны с песком (русловая фация), с размывом лежащие на более древних породах и перекрытые суглинками и супесями пойменной фации, местами голоценовыми торфяниками. Мощность аллювия в горах преимущественно до 3 м (редко 6 м), на Северо-Сахалинской равнине – до 10–20 м.

Спорово-пыльцевые спектры высоких террас (20–40 м) характеризуются преобладанием пыльцы группы древесных растений, в которой отмечается пыльца Abies (16%), Picea (18%), Alnus (40–46%), в небольшом количестве – Betula (8–16%), Ulmus, Quercus, Carpinus. Спорово-пыльцевой комплекс аналогичен таковому VI горизонта, выделенному в депрессиях и на побережье, указывая на распространение растительности, схожей с современной: пихтово-еловых и долинных лесов из ольхи, березы, вяза, дуба, граба. Все это свидетельствует о достаточно теплых, влажных климатических условиях, существовавших в период накопления описываемого аллювия.

В аллювии промежуточного уровня террас (20–25 м) долины р. Онорка нами определены также теплолюбивые спорово-пыльцевые спектры из Abies (10–14%), Picea (10–30%), Pinus s/g Haploxylon (12–24%),

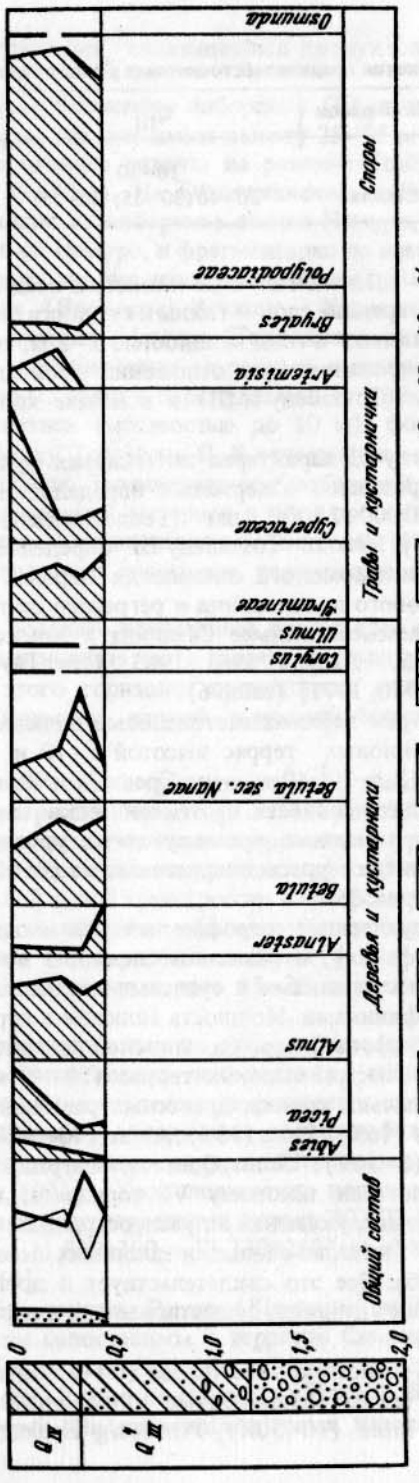


Рис. 49. Спорово-пыльцевая диаграмма аллювия террасы высотой 8–10 м р. Бол. Александровка.
1 – почвенные суглинки; *2* – пойменная фация аллювия: суглинки опесчаненные с галькой; *3* – русловая фация аллювия: пески с гравием и галькой; *4* – пыльца деревьев и кустарников; *5* – пыльца трав и кустарничков; *6* – споры

Alnus (34%), Betula (10%) и широколиственных Ulmus, Quercus, Carpinus (рис. 36). Относится ли аллювий этого уровня к той же эпохе, что и аллювий террас до 40 м, или их разделяет эпоха похолодания, этот вопрос может решаться на данном этапе лишь предположительно. Автор склоняется ко второй точке зрения, хотя и не исключает вероятности образования нескольких ступеней террас, связанных с выработкой продольного профиля рек в условиях неотектонических поднятий [Маккавеев, 1955].

И наконец, формирование аллювия террас 8–12 м происходило в довольно суровых климатических условиях, о чем свидетельствует минимальное участие в спорово-пыльцевых спектрах пыльцы темнохвойных пород (Abies – 1%, Picea – 2–3%), большое содержание пыльцы кустарничковых видов ольхи и березы (40%) и полное исчезновение пыльцы широколиственных пород. Это подтверждается также спорово-пыльцевой диаграммой аллювия террасы 8–10 м р. Большая Александровка (рис. 49). Время формирования аллювия террас 8–12 м можно с достаточной уверенностью определить как заключительную эпоху позднеплейстоценового похолодания, достаточно полно запечатленного в формировании перигляциального аллювия и пролювия внутригорных депрессий, а также в формировании каров на восточных склонах Восточно-Сахалинских и наиболее высоких вершин Западно-Сахалинских гор.

Голоцен

Морские голоценовые отложения на побережье являются одними из самых распространенных, слагая аккумулятивные и скульптурные террасы, аккумулятивные равнины высотой 3–5 м (изредка до 6–8 м), а также косы, пересыпи, бары и пляжи. Крупные аккумулятивные формы – косы – широко развиты на восточном побережье Северо-Сахалинской равнины, а также западном побережье Охинского перешейка (косы Кеми, Пильтун и т.д.). Они вытянуты в субмеридиональном направлении и отделены от берега цепочкой лагун (Одопту, Колендо, Пильтун и т. д.). В краевых частях депрессий развиты примкнувшие аккумулятивные формы (см. рис. 3, 24, 25). Те и другие представляют собой серию береговых валов, высота которых увеличивается в глубь территории. Дюны, развившиеся впоследствии, достигают 20-метровой высоты (Костромская коса, Уш, Кеми и т.д.). Аккумулятивные морские равнины наблюдаются в устьевых частях рек преимущественно северо-восточного побережья Сахалина, а также крупных рек Углегорка, Большая Александровка, Хоэ и др.

Морские голоценовые отложения на большей части побережья залегают на размытой поверхности мезо-кайнозойских пород, часто прислонены или вложены в верхнеплейстоценовые отложения (см. рис. 37, 40, 41). Их мощность составляет 0,5–4 м, местами наблюдается бенч у г. Чехова, на п-ове Крильон и т.д. Подошва этих отложений в депрессиях и в устьях крупных рек выдержана на глубине 11–15 м: 15,4 м – пос. Москальво (разрез *1* на рис. 50), 15 м – устье р. Эрри (разрез *2*), 13,2 м – устье р. Большая Александровка (разрез *6*), 11,2 м – пос. Устье (раз-

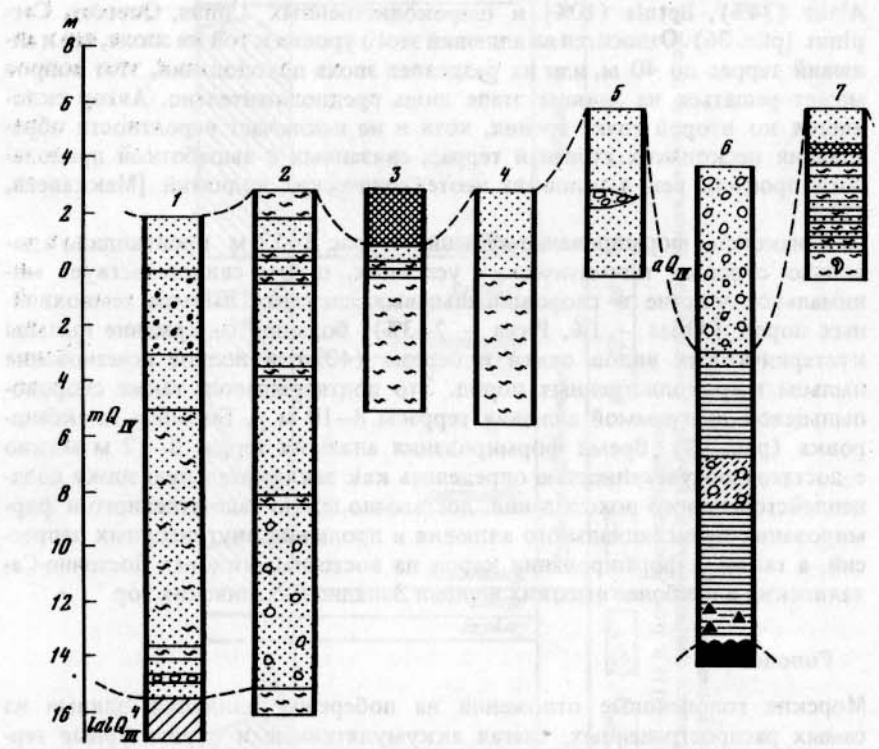


Рис. 50. Разрезы голоценовых отложений морских террас высотой 1–6 м и схема их расположения

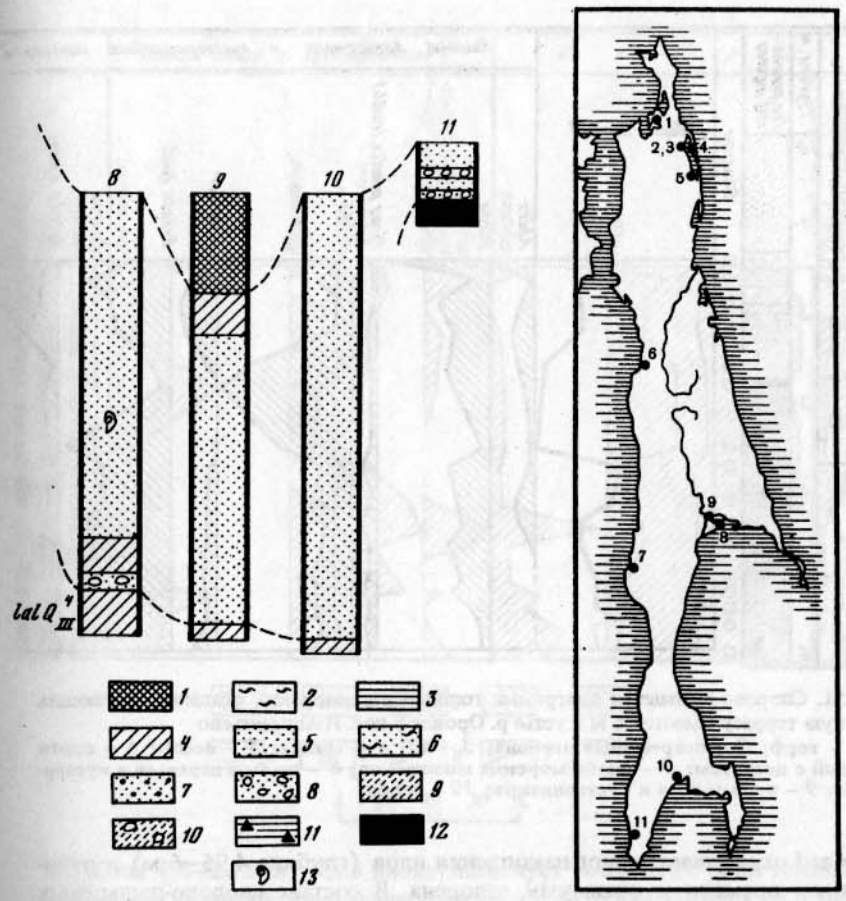
1 – торф; *2* – ил; *3* – глины; *4* – суглинки; *5* – пески; *6* – заиленные пески; *7* – пески с гравием; *8* – пески с галькой; *9* – супесь; *10* – супесь с галькой; *11* – глины с включением щебня; *12* – коренные породы; *13* – фауна морских моллюсков

рез *8*), 12, 5 м – пос. Каменка (разрез *9*), 13 м – пос. Песчанское (разрез *10*) и др. Столь же поразительной выдержанностью в этих районах отличается и мощность описываемых отложений: 17,4 м (разрез *1*); 17,5 (разрез *2*); 17,1 (разрез *6*); 14,3 (разрез *8*); 16,5 (разрез *9*); 16 м (разрез *10*).

Отложения представлены горизонтально- и косослоистыми песками, мелко-среднезернистыми, иногда илистыми, с прослоями и линзами гравия, гальки (разрезы *1, 2, 5, 8–11*). В дельтах рек это преимущественно илы и глины (разрезы *3, 4, 6*), переслаивающиеся с торфами, песками (разрез *7*).

Более детально нами изучен разрез *7* (рис. 50), охватывающий верхнюю часть толщи голоценовых морских осадков, слагающих аккумулятивную террасу высотой 6 м на западном побережье острова в устье р. Орокес (рис. 51).

Нижняя часть разреза представлена сублиторальными илами сизого или сизо-черного цвета с линзами и тонкими прослоями мелкозернистых песков (глубина 4,95–6 м). Наличие закисных соединений железа, прида-



ющих толще сизовато-серую окраску, говорит о накоплении осадков в слабо восстановительной среде в условиях сублиторали, некоторого обособления бассейна и притока большого количества пресной воды.

Об этом же свидетельствует и фауна морских моллюсков из отложений этого горизонта, определенная О.М.Петровым (Геологический институт АН СССР): Macoma inquinata Desh., M.baltica L., Corbula amurensis Schr. Все виды ныне живущие: Macoma inquinata живет у берегов Японии и Северной Америки от Аляски до Калифорнии, Macoma baltica выдерживает значительное опреснение, Corbula amurensis распространена в Амурском лимане и в северной части Японского моря.

Средняя часть разреза (глубина 1,5–4,95 м) представлена слоистой толщей из илов и мелкозернистых зеленовато-серых песков, часто заиленных и обогащенных детритом, с прослоями погребенных торфов. Верхнюю часть разреза слагают мелкозернистые полимиктовые ожелезненные пески.

Спорово-пыльцевые спектры, изученные по всему разрезу, свидетельствуют об изменениях растительности в период накопления исследуемых осадков. Эти изменения отражаются выделенными четырьмя фазами.

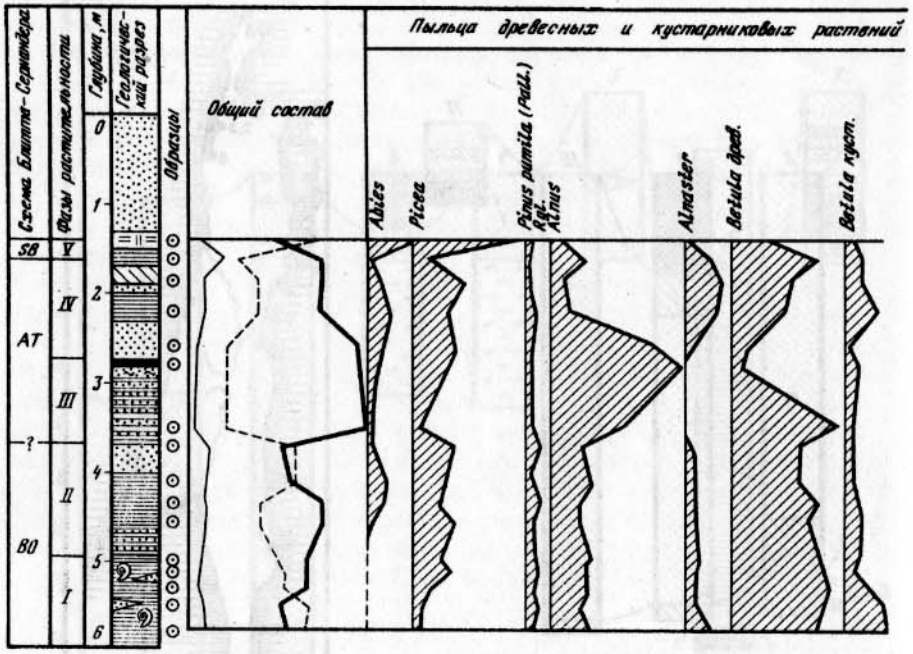


Рис. 51. Спорово-пыльцевая диаграмма голоценовых морских осадков, слагающих морскую террасу высотой 6 м в устье р. Орокес у пос. Изыльметьево

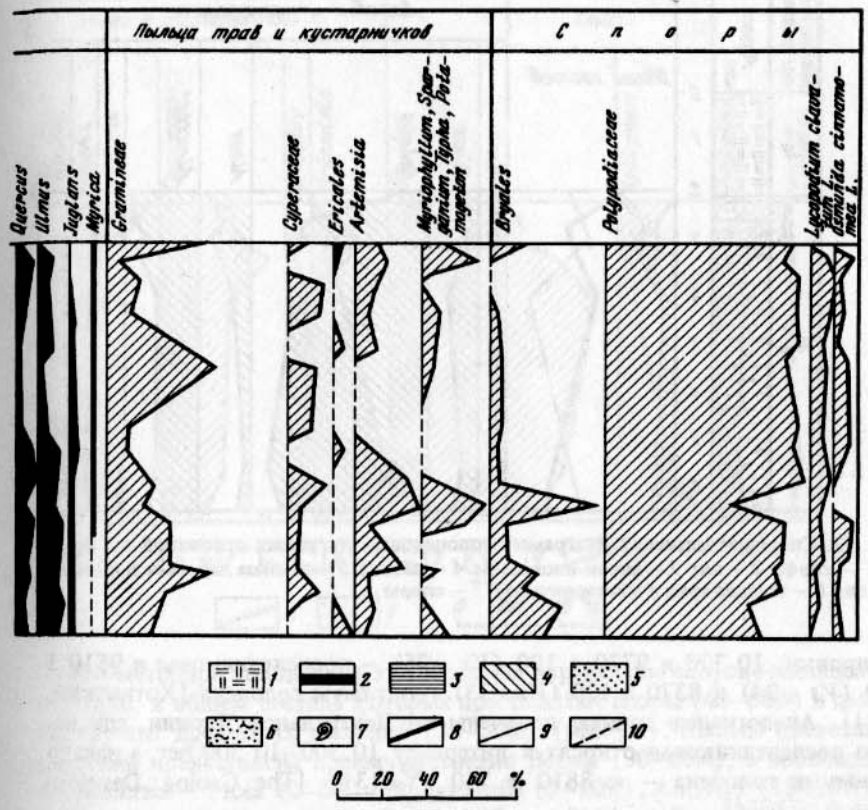
1 – торф; *2* – погребенная дернина; *3* – ил; *4* – супесь; *5* – песок; *6* – песок илистый с детритом; *7* – фауна морских моллюсков; *8* – пыльца деревьев и кустарников; *9* – пыльца трав и кустарничков; *10* – споры

Фаза I охватывает период накопления илов (глубина 4,95–6 м) и относится по времени к оптимуму голоцена. В составе спорово-пыльцевых спектров наблюдается максимальное содержание пыльцы широколиственных пород – Corylus, Ulmus, Quercus, Juglans, Carpinus, небольшое содержание пыльцы темнохвойных пород, что указывает на теплый, но относительно сухой климат. Сопоставление с радиоуглеродными и палинологическими данными по торфянику уанди Среднего Сахалина показывает, что выявленная нами фаза I, соответствующая времени термического максимума послеледниковья, датируемого Н.А.Хотинским [1977] в 8500 лет назад, совпадает с бореальным периодом.

Фаза II характеризуется увеличением роли темнохвойных пород и, по-видимому, некоторым увеличением влажности климата.

Фаза III относится ко времени формирования слоистых песков и илов (глубина 2,75–3,75 м). Уменьшение роли темнохвойных и широколиственных пород, наблюдаемое в описываемую фазу, явилось следствием некоторого относительного похолодания и увеличения континентальности климата. Аналогичная фаза растительности описана Н.А. Хотинским [1971] (III в) при переходе от бореального к атлантическому периоду (7940 ± 130 и 8370 ± 120 лет назад).

Фаза IV соответствует времени накопления илов, песков и супесей



(глубина 1,6–2,75 м). Она вновь знаменует увеличение роли темнохвойных пород и широколиственных растений. Верхняя граница ее, отмеченная резким увеличением роли пыльцы ели и пихты и сокращением вяза и дуба, по-видимому, как и в Западной и Восточной Европе, совпадает с атлантико-суббореальной границей, приуроченной ко времени 4500–5000 лет назад.

Фаза V определена в верхней части илов, перекрытых торфом (глубина 1,3–1,6 м). В ней своего максимального значения достигает содержание пыльцы темнохвойных растений – пихты и ели, резко сокращается роль пыльцы широколиственных растений, совпадая с раннесуббореальным похолоданием. Формирование горизонта торфяника в толще морских голоценовых осадков связано со временем спада уровня окружающих Сахалин морей на границе атлантического и суббореального периодов.

Таким образом, анализируемый разрез морских осадков охватывает бореальный, субатлантический и начало суббореального периодов (по схеме Блитта–Сернандера).

Нижние слои морского голоцена небольшой мощности, вскрытые скважинами в краевых частях депрессий, накапливались в условиях влажного прохладного климата послеледниковья. О небольшой длительности послеледниковья Сахалина свидетельствуют радиоуглеродные

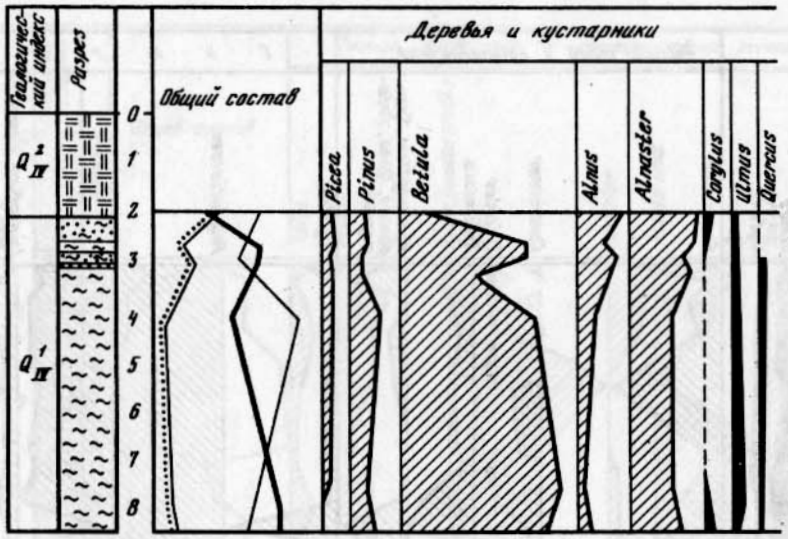
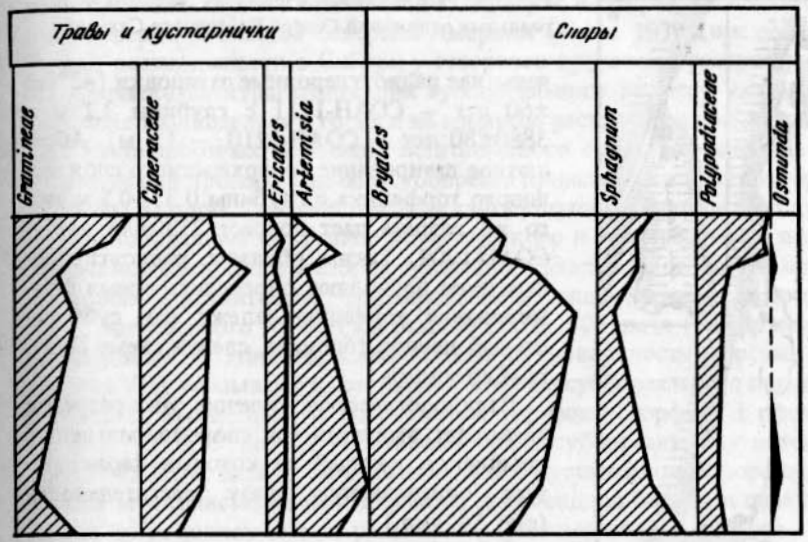


Рис. 52. Спорово-пыльцевая диаграмма голоценовых лагунных отложений оз. Эрри
1 – торф; *2* – ил; *3* – песок иловатый; *4* – песок; *5* – пыльца деревьев и кустарников; *6* – пыльца трав и кустарничков; *7* – споры

датировки: 10 300 и 9730 ± 190 (*Vs* - 35) – послеледниковье и 9510 ± 100 (*Vs* - 34) и 8370 ± 120 (*Vs* - 33) – оптимум голоцена [Хотинский, 1971]. Аналогичные данные получены по Центральной Японии, где начало послеледниковья относят к интервалу 10 300–10 500 лет, а начало оптимума голоцена – к 8810 ± 260 (Y-1131) [The Geolog. Development . . . , 1965].

Послеледниковая трансгрессия, обусловившая быстрый подъем вод порядка 100 на Сахалине, как и в Приморье [Троицкая, Короткий, Караулова, 1971], на Камчатке [Куприна, 1970], в Японии [The Geol. Development . . . , 1965], имела характер ингрессии, вторгшейся в устьевые части рек. Воды ингрессии распространились на 3–10 км в глубь долин, что прослеживается по переуглублению приустьевых частей долин и их заполнению илистыми и песчаными осадками значительной мощности (разрезы *2, 6*). Об этом же свидетельствует и комплекс солоноватоводных, эстуарных, реже морских и пресноводных диатомей, обнаруженных в толще морских осадков устьевых частей рек северо-восточного побережья острова (Эрри, Сабо, Кыдыланьи, Мухто, Эваи и др.). Так, в илах разреза *2* на глубине 6, 7 м Л.А. Струве определен следующий комплекс диатомей: Melosira sulcata (Ehr.) Kütz., Cyclotella striata (Ktz.) Grun., Coscinodiscus lacustris v. septentrionalis Grun., C. oculus–iridis. Ehr., C. marginatus Ehr., C. cirvatulus v. minor Grun., C. elegans Grev., Hyalodiscus scoticus (Ktz.) Grun., Thalassiosira usatschevii Jouse, T. exentrica (Ehr.) Cl., Actinoptychus undulatus (Bail.) Ralfs., Cocconeis placentula v. euglypta (Ehr.) Cl., Biddulfia aurita (Lyngd.) Breb. et Godey, Diploneis smithii Cl.



В 8-метровой толще илов этого разреза определены спорово-пыльцевые спектры, в общем составе которых преобладают споры (40–60%) и пыльца группы древесных растений (32–50%) (рис. 52). Пыльца древесных растений представлена преимущественно Betula (30–60%), в небольшом количестве – Picea (2–5%), Pinus pumila (5–10%), Alnaster (15–25%) и широколиственных пород – Corylus, Ulmus, Quercus. Среди трав преобладают Gramineae (10–45%), Cyperaceae (15–40%), Artemisia (5–40%), Ericales (5–8%), Ranunculaceae (5–8%), из спор – Bryales (60–80%), Sphagnum (5–30%), Polypodiaceae (8–30%), Osmunda (единично). Судя по составу спорово-пыльцевого комплекса, в период формирования на севере острова существовали еловые, березовые леса с примесью широколиственных пород и ольхово-кедровниковые заросли – растительность, сходная с 19-й фазой описанной по опорным разрезам депрессий и указывающая на оптимально теплые климатические условия голоцена.

Верхняя часть толщи морских осадков, слагающих террасу 3–5 м, формировалась в конце атлантического и в начале суббореального периодов, о чем свидетельствует изучение двух береговых разрезов на севере острова. П.Ф.Бровко исследовал два разреза современной морской террасы высотой 2,5 м на побережье Охотского моря (VI) и в лагуне Набиль (VII) (рис. 53).

Первый (VI) представлен морскими песками с прослоями погребенных почв; второй (VII) – песками, перекрытыми торфяником мощностью 2,3 м. Внутри торфяной залежи последнего наблюдается пограничный горизонт сильно разложившегося черного торфа с небольшими по мощности прослоями слабо разложившегося торфа, из которых полу-

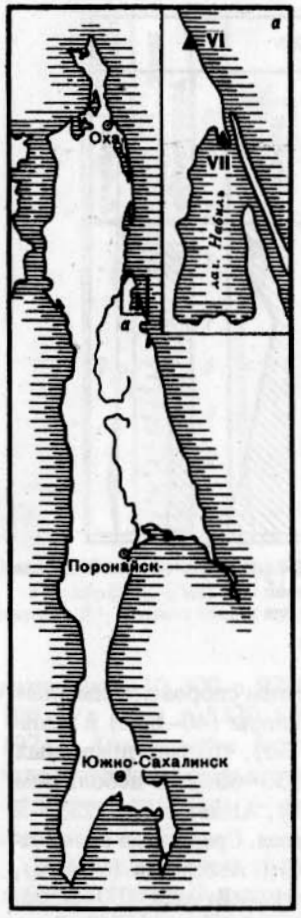


Рис. 53. Расположение изученных разрезов суббореальных отложений Северо-Восточного Сахалина

чены две радиоуглеродные датировки (4320 ± ±60 лет – СОАН-1211 с глубины 2,2 м и 3880±80 лет – СОАН-1210 – 1,3 м). Абсолютное датирование поверхностного слоя молодого торфяника с глубины 0,35–0,5 м этого же разреза дает возраст 2530±45 лет – СОАН-1209. Таким образом, радиоуглеродные даты позволяют определить время формирования торфяной залежи как суббореальный период голоцена, следуя схеме Блитта–Сернандера.

Палинологическое изучение этих разрезов позволяет выделить три спорово-пыльцевых комплекса, каждый из которых характеризует определенную фазу растительности (рис. 54, вкл.).

Фаза А охватывает период накопления морских песков разреза VI. Она характеризует раннесуббореальное похолодание, выразившееся на Северном Сахалине в постепенной деградации темнохвойных лесов и широколиственных растений и расселении разреженной кустарниковой растительности из Alnaster, Betula sect. Nanae, Pinus pumila (Pall) Rgl. с покровом из вересковых. В общем составе спорово-пыльцевого комплекса господствует пыльца деревьев и кустарников и лишь во время формирования верхнего прослоя погребенной почвы – пыльца трав и кустарничков. Среди деревьев и кустарников главенствующее положение занимает пыльца хвойных и мелколиственных растений. Из хвойных – ель (Picea – 30 57%, в нижней части диаграммы) и кедровый стланик (Pinus pumila – 57–58%). Мелколиственные растения представлены ольховником (Alnaster – от 20 до 90%) и березой секц. Nanae (до 25%). В низах разреза встречены единичные пыльцевые зерна широколиственных теплоумеренных растений –Quercus mongolica Fisch., Ulmus. Широкое участие в комплексе принимает пыльца вересковых (Ericales) и споровые растения – сфагновые мхи (Sphagnum), папоротники (Polypodiaceae), единично – чистоуст (Osmunda cinnamomea L.).

В Притихоокеанском регионе раннесуббореальное похолодание отмечается повсеместно в интервале времени от 4200 до 4600 лет [Хотинский, 1977; Tsukada, 1966]. В Японии первые признаки послеледникового похолодания и увеличения в спектрах пыльцы бореальных растений отмечены в начале суббореальной зоны (R-III по схеме Цукада) на уровне 4500 лет назад (Tsukada, 1966). Раннесуббореальное похолодание привело

к наступлению горных ледников и к сдвигу к югу границы лесотундры в ряде северных областей Северной Америки [Кинд, 1971] и к деградации лесной растительности в Сибири у северного предела ее распространения. На Камчатке спектры отложений суббореального времени указывают на снижение границы леса в горах и на широкое распространение холодостойких кустарниковых формаций подгольцового пояса [Хотинский, 1977]. Аналогичный процесс в начале суббореала происходил и на территории Северного Сахалина, где темнохвойная тайга уступила место лесотундре.

С похолоданием на границе атлантического и суббореального периодов связывают снижение уровня окружающих Сахалин Охотского и Японского морей. Действительно, формирование в толще морских осадков прослоев погребенного торфа (VII разреза на рис. 50), почв (VI разреза) и последовавшее за этим торфонакопление на поверхности морских террас (разрез VII) указывают на регрессию в начале суббореального периода.

Фаза В, выявленная в пограничном горизонте торфа VII разреза, на глубине от 0,55 до 2,2 м, отвечает среднесуббореальному потеплению (3400–4300 лет назад), во время которого кустарниковые формации сменились мелколиственными лесами из древовидной березы и ольхи с примесью широколиственных растений – Quercus mongolica Fisch., Ulmus. В общем составе спорово-пыльцевого комплекса попеременно преобладает пыльца трав и пыльца деревьев, свидетельствуя о широком развитии открытых незалесенных пространств. Наряду с отсутствием пыльцы ели и пихты на диаграмме всего разреза это позволяет сделать вывод о том, что на протяжении всего суббореала темнохвойная тайга на территории Северного Сахалина не возобновлялась, оставаясь основным типом растительности лишь в пределах Среднего и Южного Сахалина. Тем самым мы можем несколько уточнить данные Н.А.Хотинского [1977] о характере распространения темнохвойных лесов в суббореальное время на о. Сахалине.

В составе спорово-пыльцевого комплекса из древесных растений широко представлены: восковник (Myrica), древовидная береза, ольха, дуб монгольский (до 8%), вяз (до 6%); из трав – злаки, осоки. Споровые растения представлены в основном сфагновыми мхами.

Сокращение участия холодостойких растений, расселение древовидной березы и широколиственных растений во II фазе растительности указывают на достаточно теплый и мягкий климат в среднесуббореальное время.

Фаза С определена в верхней части торфяной залежи VII разреза, представленной молодым, слабо разложившимся сфагновым торфом, радиоуглеродная датировка которого позволяет отнести его к границе суббореала и субатлантики. Отмечается довольно резкое изменение характера спорово-пыльцевого комплекса в период формирования этого горизонта – увеличение содержания пыльцы кустарниковой березы (до 60%), вересковых и лишь единичное участие в комплексе пыльцы дуба. Все это позволяет предполагать, во-первых, перерыв во времени на уровне контакта с молодым сфагновым мхом, а во-вторых, свидетельствует о своеобразии III фазы растительности, выразившейся в смене древовидных берез кустарниковыми, почти полном исчезновении широколиственных растений, современный ареал которых находится значительно южнее (Quercus mongolica Fisch. – на широте Набиль–Александровск, Ulmus – р. Нышь).

Таким образом, в период формирования молодого торфа произошло похолодание климата, отнесенное нами к позднесуббореальному времени.

С похолоданием на границе суббореала и субатлантики также связано понижение уровня Охотского и Японского морей (Троицкая, Короткий, Караулова, 1971; Ohshima, 1971] и оформление уступа террасы.

В Японии голоценовая морская терраса высотой в несколько метров развита во многих местах побережья. Это так называемая терраса Дземон, сформированная трансгрессией Дземон (или, как ее иначе называют, Юракуте). Морские голоценовые отложения имеют в основании рифовые кораллы и содержат теплолюбивые формы моллюсков, обитающих ныне в более теплых водах южных морей, что наряду с нахождением теплолюбивого спорово-пыльцевого комплекса позволяет установить время формирования отложений как климатический оптимум голоцена. Кроме того, широким развитием в Японии, так же как и на Сахалине, пользуются аккумулятивные дельтовые равнины, называемые "аллювиальными равнинами". Они сложены мощной толщей (до 50 м) флювиальных, дельтовых и литоральных осадков, выполняющей древние долины, выработанные в коренных породах в течение предшествующей регрессии [Геологическое развитие Японских островов, 1968].

В долинах рек отложения голоцена образуют первые надпойменные террасы (Q^1_{IV}) и поймы (Q^2_{IV}). На побережье мы наблюдаем переход поверхности первой надпойменной террасы в морскую голоценовую террасу.

КОРРЕЛЯЦИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ САХАЛИНА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Изучение разрезов плейстоцена Центрально-Сахалинских депрессий, террас побережья и долин горных рек и их корреляция позволили выделить горизонты, которые могут быть прослежены на большие расстояния. Как основа такой корреляции в пределах о. Сахалина на данном этапе исследований используются палеопалинологические данные, так как немногочисленные находки фауны морских моллюсков и млекопитающих, диатомовая флора не могут пока служить этим целям. По палеопалинологическим же данным улавливают ход климатических колебаний в плейстоцене, и именно палеоклиматический критерий признается ведущим при разработке стратиграфического расчленения и корреляции разнофациальных отложений [Краснов, 1968; Кинд, 1969, 1971; Куприна, 1970; и др.]. Периодическое, ритмичное изменение климата в течение плейстоцена позволяет наметить определенные этапы (ритмы) в истории геологического развития, которые легли в основу разработанной стратиграфической схемы и дали возможность выделить основные подразделения плейстоцена: нижний, средний и верхний плейстоцен и голоцен (табл. 13(вкл.), 14(вкл.)). При этом учитывались рекомендации Межведомственного Стратиграфического комитета (1962 г.) о разделении четвертичной системы на четыре основных подразделения, вопрос о таксономическом ранге которых оставлен открытым. Указанные выше основные подразделения

по чередованию "теплых" и "холодных" климатических эпох расчленены на горизонты, которые лишь условно можно назвать межледниковыми и ледниковыми, так как в течение плейстоцена Сахалин принадлежал в основном внеледниковой зоне. Голоценовые отложения по таксономическому рангу приравнены к горизонту [Чемеков, 1968] и расчленены на слои. Всего в разрезе позднего неогена и плейстоцена Сахалина выделено десять горизонтов[1]: один – эоплейстоценового, два – нижнеплейстоценового (Q^1_I, Q^2_I), два – среднеплейстоценового, (Q^1_{II}, Q^2_{II}), четыре[2] – позднеплейстоценового (Q^1_{III}, Q^2_{III}, Q^3_{III}, Q^4_{III}), один – голоценового (Q_{IV}) возраста[3].

Корреляция плейстоценовых отложений разнофациальных осадков в пределах Сахалина (табл. 13), а также с плейстоценовыми осадками сопредельных районов – трудная, но важная задача, разрешение которой поможет определить масштабность палеогеографических изменений всего региона в плейстоцене. Для соседних регионов нам представляется наиболее важной корреляция с островами Японии, занимающими такое же геоструктурное положение на стыке Евразиатского материка и Тихого океана и являющимися в геологическом отношении продолжением Сахалина, и Приморьем (табл. 14). Однако при дальних корреляциях разрезов плейстоцена, находящихся в различных широтных (Сахалин и Япония) и палеогеографических (Сахалин и Приморье) зонах, традиционные палеоботанические и палеозоологические методы не обеспечивают надежного их сопоставления. Широко применяемые в настоящее время физические методы – радиометрический и палеомагнитный, являющиеся прочной основой корреляций, в пределах Дальнего Востока и о. Сахалина пока не нашли должного развития.

В основу корреляции плейстоценовых отложений Сахалина и сопредельных районов положены следующие принципы: всеобщность изменений географической среды в плейстоцене, что определило (по М.Н. Алексееву [1969]) синхронность его основных событий – оледенений – похолоданий, межледниковий – потеплений, крупных трансгрессий и регрессий океана; ритмичность изменений природы – смена эпох потеплений (межледниковий) и похолоданий (оледенений), трансгрессий и регрессий, соответствие оледенений – регрессиям, межледниковий – трансгрессиям; направленность изменений природных условий, обусловившая необратимый характер этих изменений, и, наконец, провинциальность – своеобразие развития природы отдельных территорий [Марков, 1955].

Рекомендованная на XXIV сессии МГК граница между неогеновой и четвертичной системами, совпадающая с эпизодом Олдувей (1,8 млн.лет

[1] Количество выделенных горизонтов не может считаться окончательным, так как и в областях преимущественной аккумуляции осадков, к которым принадлежат Центрально-Сахалинские депрессии, на протяжении плейстоцена, безусловно, имели место перерывы в осадконакоплении, зафиксированные размывами на контактах слоев, а также, выпадением отдельных фаз в развитии растительности (см. раздел "Изменение флоры, растительности и колебание климата в плейстоцене").

[2] Два из них Г.С. Ганешин [1970] предлагает отнести к среднему плейстоцену.

[3] Ввиду слабой обоснованности схемы радиоуглеродными данными сопоставление с сибирской схемой и принятие названий сибирских горизонтов, по-видимому, нецелесообразно.

назад) эпохи Матуяма, повсеместно в пределах Восточной Сибири и советского Дальнего Востока ознаменована похолоданием [Алексеев, 1978]. На Сахалине установлены следы похолодания по изменению в составе фауны морских моллюсков [Жидкова, 1962; Жидкова, Кузина, 1968] и флоры [Савицкий и др., 1975] в верхней части маруямской и нутовской свит (между IV и V пачками маруямской свиты по Савицкому и др. и III–IV горизонтами по Л.С. Жидковой).

Отсутствие палеомагнитных исследований по маруямской свите и плейстоценовым отложениям острова, невозможность в настоящее время привязки к палеонтологически охарактеризованным хорошо изученным морским разрезам неогена и плейстоцена делают провизорными как корреляцию с соседними регионами, так и привязку к стандартной шкале неогена и плейстоцена.

Э о п л е й с т о ц е н выделен в объеме между эпизодом Олдувей эпохи Матуяма и инверсией Брюнес–Матуяма (0,7 млн. лет назад). На Сахалине несколько условно к эоплейстоцену нами отнесена верхняя часть пятой пачки маруямской свиты, имеющая отрицательную намагниченность пород эпохи Матуяма. В Поронайской и Сусунайской депрессиях эоплейстоценовые отложения (I горизонт) содержат спорово-пыльцевые комплексы таежной и широколиственной с элементами субтропической растительности и переотложенный комплекс неогеновых морских диатомовых водорослей (табл. 14). В сохранившихся в рельефе участках древней эрозионной сети к эоплейстоцену отнесены красноцветные осадки, слагающие ее с поверхности.

В основании формации кивада группы кадзуса депрессии Канто о. Хонсю первое появление в составе планктонных фораминифер Globorotalia truncatulinoides, совпадающее с основанием зоны № 22 [Blow, 1969], принято в качестве границы между плиоценом и эоплейстоценом [Itihara et al., 1973]. В депрессии Осака нижняя граница четвертичной системы проводится внутри группы осака, которая делится на самую нижнюю, нижнюю и верхнюю части по изменению флоры Metasequoia. Флора Metasequoia, включавшая теплолюбивые элементы, достигла пышного развития в условиях теплого климата времени образования самых нижних горизонтов группы осака. Но уже в нижних горизонтах, залегающих стратиграфически выше, происходит обеднение флоры, выпадают наиболее теплолюбивые элементы – Keteleeria, Ginkgo, Liquidambar – и появляются холодолюбивые формы – Pinus koraiensis, Menyanthus trifoliata и др. Максимальное похолодание приходится на пепловый слой камимура (1,5 млн. лет), относящийся к эпохе Матуяма (выше эпизода Гилса) (см. рис. 13). В верхних горизонтах группы осака отмечается резкое похолодание, повлекшее за собой полное исчезновение флоры Metasequoia и появление типичной плейстоценовой флоры. Это похолодание считается синхронным с гюнцским оледенением Европы [The Geolog. Develop..., 1965].

Эоплейстоценовые отложения Приморья представлены красноцветными отложениями, заключающими пыльцу широколиственной растительности, в верхней части которых устанавливается инверсия Брюнес–Матуяма. Красноцветные отложения залегают на осадках раздольнинской свиты,

относящейся к палеомагнитной эпохе Гаусс. Эти данные позволили М.Н. Алексееву [1978] коррелировать эоплейстоценовые отложения Приморья с отложениями нижней части группы осака и средней части группы кадзуса Японии.

Граница между эоплейстоценом и н и ж н и м п л е й с т о ц е н о м на Сахалине (I и II горизонтами) проведена по характеру изменения флоры и растительного покрова, указывающему на значительное похолодание и увеличение континентальности климата. Эта граница проводится внутри однородной серии эоплейстоценовых и нижнеплейстоценовых осадков как Сахалина (Поронайской и Сусунайской депрессий – табл. 14), так и Японских островов (Осака и Канто). В верхней части лагунных и континентальных нижнеплейстоценовых осадков Поронайской и Сусунайской депрессий Сахалина (III горизонт), по палинологическим данным, устанавливаются следы похолодания.

В районе Кинки (Осака) к нижнему плейстоцену отнесена верхняя часть группы осака и перекрывающая ее формация мантидани. По данным М. Итихара и др. [Itihara et al., 1973], граница палеомагнитных эпох Брюнес–Матуяма проходит выше пеплового слоя азуки и ниже пепла слоя имакума (см. рис. 13). Первые прямонамагниченные образцы получены из морских осадков слоя Ма-4 формации осака, залегающих между слоями пеплов азуки и имакума. В верхней части разреза группы осака, по палеоботаническим данным, зафиксированы довольно резкие климатические изменения. Выше с размывом и угловым несогласием залегает формация мантидани. Она представлена преимущественно континентальными осадками – аллювиальными, озерными, в которых по изменению флористического комплекса Fagus устанавливаются признаки климатических изменений.

В Канто к нижнему плейстоцену относятся илы и пески верхней части формации кокумото группы кадзуса (в которой определена смена полярности геомагнитного поля Брюнес–Матуяма), формация касамори и наганума. В эпоху формирования средней части наганума, по данным Аоки и др. [Aoki et al., 1962], по максимальному распространению Glycymeris pilobryi и численному сокращению G. yessiensis устанавливается наиболее холодный режим водных масс. На о. Хоккайдо к нижнему плейстоцену относят формацию кусира, которая по палинологическим и микропалеонтологическим данным условно сопоставляется с доминделем и минделем Европы [Quaternary System of Japan, 1969].

В краевых частях низменностей Японии, так же как и на Сахалине, в раннем плейстоцене накапливались фанконгломераты формации икэда мощностью до 300 м.

К нижнему плейстоцену в Приморье относится накопление аллювиальных толщ Уссури-Ханкайской впадины [Короткий, Караулова, 1975].

С р е д н и й п л е й с т о ц е н выделяется на Сахалине достаточно уверенно, так как именно с этим временем связано начало формирования террасового комплекса на побережье и в долинах рек, а на большей части межгорных депрессий среднеплейстоценовый аллювий с размывом ложится на дочетвертичные породы.

Исходя из палеоботанических данных отложения среднего плейстоцена

расчленены на два горизонта: нижний – межледниковый (IV) и верхний – ледниковый (V). Однако в последнее время появились новые палеоботанические данные по Сусунайской депрессии [Александрова и др., 1977], которые выявляют более сложную картину четырехкратного изменения климата в среднем плейстоцене (табл. 13). К IV горизонту относятся озерные и аллювиальные осадки, слагающие устьевые части депрессий, на побережье – морские, а в долинах рек – аллювиальные осадки террас 40–80 м. Пятый горизонт среднего плейстоцена представлен в устьевых частях депрессий морскими осадками, в центральных частях – озерными и аллювиальными осадками. На побережье и в долинах рек к нему относятся верхи аккумулятивного чехла террас 40–80 м. К среднему плейстоцену, по-видимому, относится и формирование 80–200 м уровня абразионной морской террасы на Охотском побережье о. Итурупа [Александрова, 1971в].

Отложения среднего плейстоцена Японии в депрессии Канто образуют эстуарные осадки формации бебугаура, переходящие у основания гор в коррелятные отложения конусов выноса. Терраса тама с покровом тефрита, ("суглинки тама") имеет высоту от 70 до 100 м на побережье. Многочисленные остатки флоры, моллюсков, фораминифер указывают на существование умеренно теплого климата, ухудшающегося в период формирования тефритовых суглинков. Ко второй половине среднего плейстоцена относят ледниковую формацию поросири, выделенную в горах Хидака на о. Хоккайдо [Hashimoto, Minato, 1955]. Следы рисского оледенения в Японских Альпах – проблематичны.

В Приморье к среднему плейстоцену А.М. Короткий и Л.П. Караулова [1975] относят погребенные в Уссури-Ханкайской депрессии аллювиальные, озерные и болотные осадки, а также аллювий 15–20 м террас Сихотэ-Алиня и 10–20 м прибрежных террас. На побережье морские осадки этого возраста неизвестны. Имеющиеся высокие уровни, как правило, лишены морских осадков и перекрыты отложениями пролювиального и делювиального генезиса [Кулаков, 1973]. Однако наличие в депрессиях Южного Приморья и Северо-Восточной Кореи морского среднего плейстоцена (наряду с морским голоценом и поздним плейстоценом) не позволяет нам всецело встать на точку зрения А.П. Кулакова, отрицающего морской генезис всех уровней, кроме голоценового, и дает возможность полагать, что должны быть коррелятные им осадки и в районах поднятий, изучение которых является, по-видимому, делом будущих исследований.

Поздний плейстоцен на Сахалине представлен четырьмя горизонтами, два из которых формировались в условиях теплого и влажного климата (VI, VIII), два других – холодного (ледникового?) климата (VII, IX). На Японских островах выделено три верхнеплейстоценовых формации: симосуэси, мусасино, татикава (табл. 14).

На Сахалине шестой горизонт морского генезиса слагает устьевые части депрессий и террасы 25–40 м. Он коррелируется с морскими осадками формации симосуэси, слагающими морские террасы высотой до 40 м. В них обнаружены межледниковая флора и фауна морских моллюсков.

Седьмой горизонт представлен в устьевых частях низменностей Сахалина аллювиально-морскими осадками, переходящими в периферических

частях в пролювиальные и флювиогляциальные галечники, а на большей части побережья Сахалина и Курильских островов [Александрова, 1971в] – в покровные суглинки и глины. По-видимому, синхронными с ними являются суглинки симосуэси, перекрывающие морские осадки одноименной формации на террасах побережья. В них, так же как и на Сахалине, обнаружены первые признаки похолодания и регрессии моря. Континентальная формация мусасино, представленная в основном галечниками, местами на побережье перекрывающая морские осадки формации симосуэси и выполняющая долины, заложенные в толще морских осадков, по-видимому, коррелятна толще пролювиальных и флювиогляциальных галечников VII горизонта Сахалина. На Хоккайдо этому времени ухудшения климата соответствуют ледниковые формации Тоттабецу-I и Тоттабецу-II (табл. 6).

Восьмой горизонт морских осадков слагает на Сахалине устьевые части депрессий и морские террасы 12–15 м высотой. Радиоуглеродная датировка морских осадков этого горизонта (27650 ± 550–СОАН–93) позволяет сопоставлять их с каргинскими межледниковыми осадками Сибири. В районе Ниигаты на побережье Японского моря в отложениях, относящихся к концу каргинского межледниковья (31000–26000 лет), Минато [Minato et al., 1967] указывает на следы низкого положения уровня моря (примерно на 80 м ниже современного).

Девятый горизонт позднего плейстоцена на Сахалине представлен преимущественно осадками континентального – озерного, аллювиального и пролювиального генезиса. В них определены наиболее холодолюбивые для Сахалина спорово-пыльцевые спектры, указывающие на распространение на низменностях острова перигляциальной растительности, обнаружены следы мерзлоты и, наконец, найдены остатки Mammuthus primigenius Blum. Пролювиальные, флювиогляциальные галечники и покровные суглинки венчают разрез верхнеплейстоценовых осадков морских террас 12–15 м.

В Японии с этим горизонтом коррелируется континентальная формация татикава, слагающая прибрежные террасы высотой 10–15 м и местами залегающая на суглинках мусасино. В суглинках татикава обнаружено свыше 100 позднепалеолитических стоянок. Слои экода, принадлежащие суглинкам татикава, судя по остаткам хвойных растений, соответствуют максимальной фазе ухудшения климатических условий, а их датировка по радиоуглеродному методу от 28770 ± 210 до 11840 ± 300 лет. В галечниках татикава, слагающих с поверхности террасу высотой 15 м на мысе Эримо о. Хоккайдо, найдены многочисленные остатки слонов – Mammuthus primigenius Blum., что дает возможность сопоставлять их с ледниковыми осадками формации Тоттабецу-III – заключительной стадии позднеплейстоценового похолодания.

В Приморье верхнеплейстоценовые осадки, по палеоботаническим данным, расчленены на четыре горизонта, слагающие Уссури-Ханкайскую низменность, а также террасы 6–8 и 3–4 м в долинах горных рек. В прибрежной зоне они выполняют переуглубленные долины.

Голоцен Сахалина по условиям залегания расчленен на два слоя: нижний выделен в объеме нижнего и среднего голоцена (по. М.И. Ней-

штадту) или пребореального-суббореального периода (по схеме Блитта–Сернандера). Это морские и лагунные осадки, выполняющие переуглубленные долины и на большей части побережья Сахалина и Курильских островов слагающие морские террасы высотой до 8 м. Нижний возрастной рубеж определяется радиоуглеродной датой 9750 ± 190 лет [Хотинский, Шулия, 1972], верхний – торфонакоплением на поверхности морских террас (2530 ± 45–СОАН–1209) (см. раздел "Плейстоценовые отложения побережья").

Верхний слой слагает поймы рек и пляжи, косы, пересыпи, бары на побережье. Формирование этого слоя связано с понижением уровня моря в конце суббореального периода и продолжается в настоящее время.

На низменностях Японии в голоцене формируются так называемые "аллювиальные слои" или формация юракуте. К. Хатори [Hatori, 1962] определяет время накопления этих осадков, равное 15 000–5000 лет назад (по C^{14}). На побережье Японских островов хорошо развита голоценовая морская терраса высотой в несколько метров – терраса дземон, время формирования которой определяется как климатический оптимум голоцена (6000 лет назад) [Геологическое развитие Японских островов, 1968].

В Приморье к голоцену относятся аллювий 3–5 и 1–2 м террас и пойм, а на побережье–морские осадки, выполняющие переуглубленные долины мощностью до 50 м и слагающие 3–5 и 1–2 м террасы [Караулова, Короткий, Царько, 1973].

Произведенную корреляцию плейстоценовых отложений Сахалина, Японских островов и юга Дальнего Востока не следует рассматривать как окончательную, ибо детальность изучения разрезов указанных территорий очень не равнозначна. Особенно это стоит оговорить в отношении корреляции четвертичных отложений севера Сахалина и юга Дальнего Востока, да и полученные по депрессиям Сахалина материалы требуют достаточно серьезного обоснования физическими методами датирования. Однако, как показали первые радиоуглеродные датировки по каргинскому межледниковью и голоцену, используемые нами для расчленения и корреляции палеоклиматические данные, данные о положениях древних береговых линий, связанных с гляциоэвстатическими колебаниями уровня океана, а также весь комплекс геологических данных оказались надежной основой таких сопоставлений.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ САХАЛИНА В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Изучение строения плейстоценовых толщ депрессий и побережья Сахалина и их корреляция позволяют подойти к вопросу истории геологического развития острова в плейстоцене, выявления основных этапов, а также реконструкции климата в плейстоцене.

ИЗМЕНЕНИЕ ФЛОРЫ, РАСТИТЕЛЬНОСТИ И КОЛЕБАНИЕ КЛИМАТА ОСТРОВА В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Проблема реконструкции климата в плейстоцене актуальна для восстановления геологического развития территории в плейстоцене [Синицын, 1962; Бюдель, 1955; Григорьев, 1946; Гричук, 1969]. Поскольку состав флоры и характер растительного покрова определяются средой, и прежде всего климатом, постольку воссоздание флоры и растительности прошлого представляет собой значительный интерес в разрешении этой проблемы [Вульф, 1933; Алехин и др., 1961].

Основой для решения вопроса о характере изменения флоры и растительности Сахалина в плейстоцене в данной работе являются палинологические данные, полученные по территории всего острова.

Анализ современных спорово-пыльцевых спектров поверхностных проб и их адекватность растительному покрову острова позволяют использовать данные спорово-пыльцевого анализа не только для расчленения и корреляции отдельных горизонтов, но и (с некоторой долей условности) для восстановления флоры, растительного покрова и климата. Подобного рода исследования проведены по территории Западной Сибири [Гричук, 1961; Волкова, 1965; Голубева, 1960; Букреева, 1965], Якутии [Гитерман, 1963], Анадырской депрессии Северо-Востока [Муратова, 1973], Камчатки [Малаева, 1965; Боярская, Малаева, 1967; Скиба, 1975; Брайцева, 1967; Брайцева и др., 1968], Эвороно-Чукчагирской депрессии Дальнего Востока [Вихлянцев, Морозова, 1965а, 1965б], юга Дальнего Востока [Александрова и др., 1966]. В опубликованных работах по Сахалину мы находим упоминание о развитии растительности Сусунайской низменности и Тымь-Поронайского водораздела в позднеплейстоценовое [Гричук, Соколова, 1959а] и голоценовое [Соловьев, Зданская, 1962] время.

Палинологическое изучение наиболее полных разрезов плейстоцена, сосредоточенных в депрессиях и дополненных многочисленными разрезами плейстоцена побережья и горной территории, позволяет наметить три этапа в эволюции флоры, охватывающих поздний плиоцен и плейстоцен (табл. 15).

Первый этап охватывает время формирования I горизонта (эоплейстоцен); второй этап соответствует времени накопления II горизонта (первая половина раннего плейстоцена); третий этап охватывает время формирования III–X горизонтов (вторая половина раннего плейстоцена–голоцен).

Флора эоплейстоцена на Сахалине характеризуется такими семействами и родами, современные представители которых распространены в умеренной лесной и субтропических зонах: Gleichenia, Osmunda claytoniana

Таблица 15

Изменение родового состава древесных пород в плиоценовых и плейстоценовых флорах (по палинологическим данным)

Этап развития флоры	Возраст флоры	Количество определенных родов	Количество вымерших родов по сравнению с более ранней флорой
Первый	Эоплейстоцен	40	–
Второй	Первая половина раннего плейстоцена	22	18
Третий	Вторая половина раннего плейстоцена – голоцен	16	6
	Современный	13	3

Таблица 16

Встречаемость пыльцы растений в различных горизонтах плиоценовых и плейстоценовых отложений Сахалина

Название растений	N_2^3	Q_I	Q_{II-III}	Q_{IV}	Название растений	N_2^3	Q_{I-II}	Q_{II-III}	Q_{IV}
Gleichenia	+	–	–	–	Tsuga	+	+	–	–
Osmunda claytoniana L.	+	–	–	–	Pinus s/g Diploxylon	+	+	–	–
Marsilea	+	–	–	–	Fagus	+	+	–	–
Salvinia	+	–	–	–	Tilia	+	+	–	–
Ginkgo	+	–	–	–	Acer	+	+	–	–
Taxaceae	+	–	–	–	Ilex	+	+	–	–
Glyptostrobus	+	–	–	–	Carpinus	+	+	+	–
Sequoia	+	–	–	–	Abies	+	+	+	+
Taxodium	+	–	–	–	Picea	+	+	+	+
Cupressaceae	+	–	–	–	Larix	+	+	+	+
Carya	+	–	–	–	Pinus s/g	+	+	+	+
Pterocarya	+	–	–	–	Haplox.				
Ostrya	+	–	–	–	Salix	+	+	+	+
Castanea	+	–	–	–	Juglans	+	+	+	+
Celtis	+	–	–	–	Betula	+	+	+	+
Zelkova	+	–	–	–	Alnus	+	+	+	+
Moraceae	+	–	–	–	Corylus	+	+	+	+
Magnoliaceae	+	–	–	–	Ulmus	+	+	+	+
Fraxinus	+	–	–	–	Quercus	+	+	+	+

L., O. cinnamomea L., Marsilea, Ginkgo, Taxus, Abies, Tsuga (T. canadensis L. (Carr.), T. diversifolia (Maxim.) Mast.), Picea sect. Eupicea, Picea sect. Omorica, Larix, Pinus s/g Haploxylon, Pinus s/g Diploxylon, Glyptostrobus, Sequoia, Taxodium Juniperus, Salix, Myrica, Juglans, Carya, Pterocarya, Betula, Alnus, Alnaster, Corylus, Carpinus, Fagus, Quercus, Castanea, Ulmus, Zelkova, Celtis, Moraceae, Magnoliaceae, Ilex, Acer, Tilia, Aarlia, Diervilla (табл. 16). Эта флора богата элементами листопадной тургайской флоры, известной по описаниям А.Н. Криштафовича [1936, 1955, 1958], однако отличается от нее уменьшением видового и родового

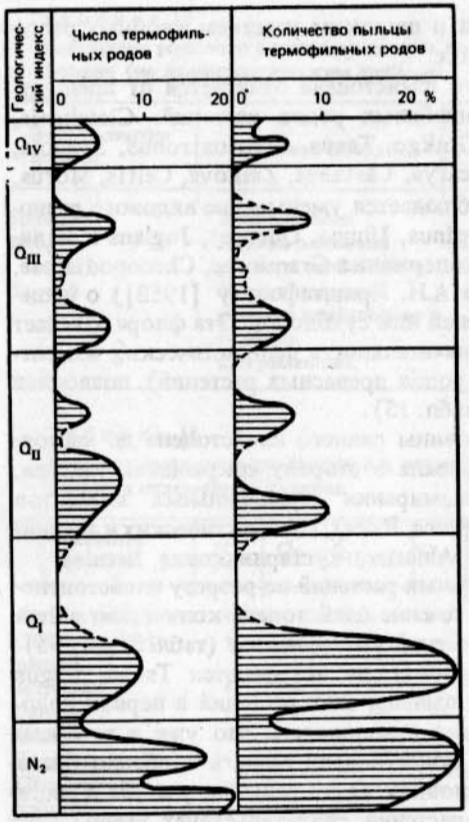
богатства широколиственных пород и широким участием хвойных растений – Tsuga, Abies, Picea, Pinus, Larix.

Флора первой половины раннего плейстоцена отличается от предыдущей вымиранием наиболее теплолюбивых родов растений: Gleichenia, Osmunda claytoniana L., Marsilea, Ginkgo, Taxus, Glyptostrobus, Sequoia, Taxodium, Juniperus, Carya, Pterocarya, Castanea, Zelkova, Celtis, Morus, Magnolia, Aralia. Одновременно наблюдается уменьшение видового разнообразия Picea, Pinus, Corylus, Carpinus, Ulmus, Quercus, Juglans и появление, а временами значительное содержание Gramineae, Chenopodiaceae, Artemisia, свидетельствующих (по А.Н. Криштафовичу [1958]) о существовании травяных сообществ степей или суходолов. Эта флора отвечает умеренной лесной зоне. Именно значительность флористических изменений (вымирание около половины родов древесных растений) позволяет отнести эту флору к плейстоцену (табл. 15).

Установившаяся со второй половины раннего плейстоцена до настоящего времени флора эволюционировала в сторону сокращения участия, дальнейшего последовательного вымирания термофильных элементов и увеличения роли темнохвойных (Abies, Picea), гипоарктических и альпийских элементов (Larix, Pinus pumila, Alnaster, кустарничковая Betula).

Распределение пыльцы термофильных растений по разрезу плейстоценовых отложений показывает, что в течение плейстоцена количество родов и сумма пыльцы термофильных растений уменьшаются (табл. 3, рис. 55). В среднем плейстоцене (IV горизонт) не встречаются Tsuga, Fagus (табл. 16). Единичное нахождение пыльцы этих растений в первой половине раннего плейстоцена позволяет предполагать, что уже в то время они были на грани вымирания и существовали лишь в особенно благоприятных микроклиматических условиях. О сокращении участия в растительном покрове термофильных растений свидетельствует уменьшение процентного содержания их пыльцы в спорово-пыльцевых спектрах. Так, пыльца термофильных растений – Corylus, Carpinus, Ulmus, Quercus, Juglans, Tilia, Acer, Ilex – в спорово-пыльцевых спектрах среднеплейстоценовых отложений (IV горизонта) составляет 10–12% (табл. 3). В спорово-пыльцевых спектрах верхнеплейстоценовых отложений (VI, VIII горизонтов) пыльца тех же растений (кроме Ilex) составляет 6–8%. И наконец, в спектрах голоценовых отложений (X горизонта) процентное содержание пыльцы термофильных растений (Corylus, Ulmus, Quercus, Juglans) достигает лишь 3–6%. В спорово-пыльцевых спектрах поверхностных проб пыльца широколиственных растений (Corylus, Quercus, Ulmus, Juglans) встречена единично на Среднем и Южном Сахалине.

Анализ изменения основных групп древесных и кустарниковых растений (рис. 56) показывает, что именно в этот период времени ($Q_I^2 - Q_{IV}$), под влиянием периодически повторявшихся холодных и более континентальных климатических эпох, а также целого ряда других палеогеографических факторов (воздымания хребтов, регрессий моря и т.д.) устанавливается господство темнохвойных лесов, вытеснивших ранее произраставшие хвойно-широколиственные леса, увеличивается роль светлохвойных пород и кустарничковых ассоциаций. Все это определило современный бореальный тип флоры и растительности острова, в котором сочета-



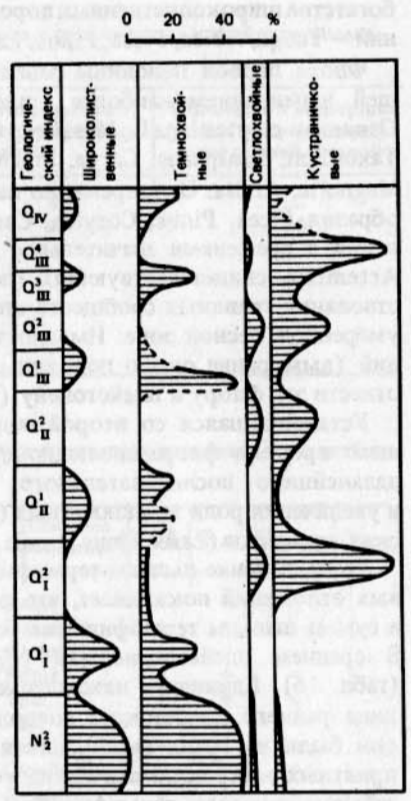


Рис. 55. Схема распределения пыльцы термофильных растений по разрезу плиоценовых и плейстоценовых отложений Поронайской депрессии

Рис. 56. Изменение роли основных групп древесных и кустарниковых растений в плиоцене и плейстоцене Сахалина (по палинологическим данным)

ются северные ангарские (лиственница и др.) и южные японо-манчжурские (ясень, вяз, дуб, орех и др.) элементы флоры [Толмачев, 1955, 1959].

Особенно значительными в плейстоцене были изменения в растительном покрове, имевшие ритмичный характер и выразившиеся в последовательных сменах зональных типов растительности. При этом определяющими тип растительности являлись преобладавшие в них формации и основные доминанты. Смены растительных покровов представляются как постепенное завоевание господства определяющими формациями, которые в силу изменений природной среды: климата, почв, уровня грунтовых вод и т.п. – оказывались более конкурентоспособными, чем их предшественники. Оптимальные условия для господства нового типа растительности приводили к его абсолютному преобладанию, хотя в силу особенностей рельефа кое-где сохранялись ранее существовавшие и преобладавшие формации [Гричук, 1970].

Спорово-пыльцевой анализ плейстоценовых толщ Сахалина показал,

что в течение плейстоцена периодически широко распространялись темнохвойные (еловые, пихтово-еловые, елово-пихтовые, пихтовые), широколиственно-хвойные, светлохвойные леса, лиственничное редколесье, ольхово-кедровниковые заросли, травянисто-кустарничковая тундровая растительность[1] и т.д. Широкое распространение тех или иных растительных формаций можно использовать в качестве надежного критерия для возрастных корреляций (учитывая, что Сахалин в плиоцен-плейстоцене находился в пределах одной таежной зоны) и для определения вероятных климатических показателей[2], характерных для произрастания этих формаций. Так, развитие темнохвойных, широколиственно-хвойных, мелколиственных лесов с участием широколиственных пород указывает на климат, близкий к современному или теплее его. Распространение светлохвойных лесов, лиственнично-березовых редколесий, ольхово-кедровниковых зарослей, травянисто-кустарничковой тундры свидетельствует о климате, холоднее современного или частично схожего с климатом северной трети острова.

Палинологические данные позволили выделить ряд фаз, которые прошли в своем развитии растительность и климат Сахалина в плиоцен-плейстоцене. Нами для низменностей острова установлено двадцать фаз (табл. 17, вкл.), однако в связи с наличием перерывов в осадконакоплении плейстоценовых толщ депрессий и морского побережья, а следовательно, неполнотой геологической летописи, запечатленной в осадках, количество фаз надо считать условным.

Эоплейстоцен охарактеризован первой фазой – хвойно-широколиственных мезофильных лесов, имевших полидоминантный состав. От листопадных тургайских лесов [Криштафович, 1946, 1958] они отличались широким развитием хвойных пород – тсуги (два вида), ели секц. Eupicea и Omorica, сосен, пихты, которые являлись лесообразующими и покрывали большую часть горных склонов существовавших в то время хребтов; в нижней части склонов гор и на равнинах они произрастали вместе с широколиственными теплоумеренными растениями – орехом, дубом, буком, вязом, кленом, липой – и мелколиственными – березой и ольхой. Небольшое участие в составе лесов принимали субтропические растения – гинкго, глиптостробус, болотный кипарис, тисс, кипарисовые, дзельква, каркас, магнолия и др. Подлесок состоял из лещины, падуба, рододендрона, диервиллы. Флористический состав лесов сходен с таковым Тихоокеанского побережья Северной Америки, а также юго-запада о. Хоккайдо и севера о. Хонсю, имеющих среднегодовые температуры +10 +12°, мягкую зиму (средняя температура января +6 –2°), умеренно теплое лето (средняя температура июля +18 +22°) и значительное количество осадков (1000–1500 мм в год).

[1] Преобладающая ассоциация ставится в конце названия растительной группировки. Кроме того, ввиду неразработанности палеофитоценотической терминологии автор пользовался терминологией современных фитоценозов, данных в книге "Растительный покров СССР" [1956].

[2] Восстановленному по спорово-пыльцевым данным растительному покрову той или иной эпохи плейстоцена определялись вероятные аналоги в современном растительном покрове Притихоокеанского региона, что позволило подойти к решению вопроса о климатических показателях отдельных эпох плейстоцена.

В первую половину раннего плейстоцена растительность проходит следующие фазы: хвойно-широклиственной лесостепи (вторая фаза), хвойно-широколиственных лесов (третья) и вновь хвойно-широколиственной лесостепи (четвертая).

Вторая фаза – хвойно-широколиственная лесостепь – характеризует развитие на равнинах Сахалина открытых пространств, занятых луговостепными травянистыми группировками (с полынью и маревыми) и разреженными смешанными лесами из пихты, ели, тсуги, лещины, дуба. Формирование в депрессиях Сахалина ландшафтов, напоминающих лесостепи Приханкайской равнины и североамериканских прерий (последние отнесены Б.П. Колесниковым и др., [1961] к "фации влажной лесостепи"), явилось не только следствием некоторого похолодания, но и увеличения континентальности климата (среднегодовые температуры +6 +8°: суровая зима со средней температурой января –6 –10°; умеренно теплое лето со среднеиюльской температурой около +20°; годовое количество осадков 400–700 мм [Справочник по климату, 1966. Вып. 25. Увеличение континентальности климата связано, по-видимому, с регрессией окружающих Сахалин морей и расширением площади суши на границе плиоцена и плейстоцена. На связь увеличения континентальности климата приморских районов с регрессиями моря в различные геологические эпохи указывает также А.А. Борисов [1965]. Ксерофитизацию растительности в позднеплиоценовую – раннеплейстоценовую эпоху отмечает А.Н. Криштафович [1958] для территории Японии, связывая ее с похолоданием, более высоким стоянием суши и возможностью проникновения многих северных форм в это время.

Резкие изменения в характере флоры, растительности, похолодание климата в период развития второй фазы позволяет отнести ее к началу плейстоцена (Q_I^1).

Третья фаза – хвойно-широколиственные леса – свидетельствует о том, что в депрессиях вновь восстановились смешанные леса, однако флористический состав лесов резко отличался от такового хвойно-широколиственных первой фазы. Так, в них не встречаются гикори, лапина, хмелеграб, каштан, дзельква, болотный кипарис, кипарисовые и др. (табл. 16). Произрастали широколиственные леса из граба, дуба, бука, вяза, ореха, с небольшой примесью хвойных пород – ели, пихты, тсуги, сосен и подлеском из лещины, падуба, рододендрона. Эта фаза характеризует оптимально теплые и влажные климатические условия первой половины раннего плейстоцена (среднегодовая температура +8°; средняя температура января 0 –4°; средняя температура июля +20°; среднегодовое количество осадков около – 1000 мм).

Распространение хвойно-широколиственной лесостепи (четвертая фаза), сходной в общих чертах со второй фазой растительности, свидетельствует о наступившем некотором похолодании климата (однако более теплом, чем современный).

Вторая половина раннего плейстоцена характеризуется развитием на равнинах Сахалина следующих фаз растительности: мелколиственных лесов (пятая), ольхово-кедровниковых зарослей (шестая), редкостойных лиственничных лесов (седьмая).

В пятую фазу широкое распространение получает новый, впоследствии широко развитый тип растительности – ольховые и березовые леса, связанные преимущественно с умеренно холодным и влажным климатом [Растительный покров СССР, 1956. Т. 1].

Шестая фаза характеризуется развитием в Поронайской низменности ольхово-кедровниковых зарослей, ныне являющихся представителями гольцового пояса. . В расположенной южнее Сусунайской низменности распространились открытые трявянистые пространства со значительным участием Artemisia и Chenopodiaceae, с кустарниками (Betula sect. Nanae) и участками лиственничных лесов. Появление нового типа растительности – лесотундры, гипоарктических (Betula sect. Nanae) и альпийских (Pinus pumila) элементов во флоре, увеличение роли бореальных элементов свидетельствуют о становлении бореальной плейстоценовой флоры (третий этап).

Широкое распространение лиственничных и лиственнично-березовых лесов (седьмая фаза), по-видимому, соответствует концу раннеплейстоценового похолодания.

Таким образом, на смену лесостепной растительности в конце раннего плейстоцена пришла холодолюбивая растительность типа лесотундры. Широколиственные и темнохвойные растения на равнинах полностью исчезли. В горах, по-видимому, сохранялись еловые, пихтовые леса; широкое распространение получили лиственнично-березовые леса и ольхово-березово-кедровниковые заросли. Характер растительности позволяет сделать вывод о похолодании климата (аналогичного современному климату Тихоокеанского побережья Камчатки и северных Курильских островов), среднегодовые температуры которого достигали – 5° (средняя температура января –10 –15°, средняя температура июля +10°, годовое количество осадков 400–700 мм).

Эпохи развития теплолюбивых (второй–четвертой) и холодолюбивых (пятой–седьмой) фаз растительности могут быть объединены в один климатический ритм, соответствующий раннему плейстоцену.

В среднем и позднем плейстоцене в чередовании фаз растительного покрова (восьмой–семнадцатой) наблюдается ритмичность, являющаяся отражением колебания климата в эти эпохи. Выделяются три ритма, один из которых соответствует среднему (восьмая–одиннадцатая фазы), два других – позднему плейстоцену (двенадцатая–семнадцатая фазы). Ритмы имеют черты сходства[1]. Так, в эпохи потеплений наблюдается следующая смена фаз растительности: мелколиственные леса в сочетании с широколиственными (8-я, 15-я фазы) – темнохвойные леса с примесью широколиственных пород (9-я, 12-я, 16-я фазы) – мелколиственные леса в сочетании с широколиственными (10-я, 13-я фазы).

Фазы мелколиственных лесов в сочетании с широколиственными (8-я, 10-я, 13-я, 15-я), являющиеся начальными и конечными фазами теплых климатических эпох, характеризуются широким распростране-

[1] В отдельных ритмах наблюдается не весь комплекс фаз растительности, что косвенным образом свидетельствует о наличии перерывов в осадконакоплении.

нием ольховых, березовых лесов с небольшой примесью кустарничков (Betula sect. Nanae, Alnaster), а также с участками широколиственных лесов из лещины, граба, вяза, дуба, клена, липы[1].

Фазы темнохвойных лесов с примесью широколиственных растений (9-я, 12-я, 16-я) из пихты, ели, ореха, лещины, граба, дуба, бука (последний наблюдается только в среднем плейстоцене – 9-я фаза), вяза, клена, липы, напоминающие смешанные леса современного юго-запада Сахалина, запада о. Хоккайдо и юга Приморья, по-видимому, свойственны оптимально теплым и влажным климатическим условиям со среднегодовыми температурами +4 ÷ +6° (среднеянварскими −6 −10°, среднеиюльскими +15 ÷ +18°) и среднегодовым количеством осадков 800–1200 мм. Необходимо отметить, что, судя по той роли, которую играли широколиственные породы в растительном покрове, климат среднего плейстоцена был несколько теплее климата позднего плейстоцена.

Распространение редкостойных лиственничных, лиственнично-березовых лесов (11-я, 14-я фазы) и тундровой растительности с участками редколесий (17-я фаза) указывает на холодный и более континентальный климат со среднегодовыми температурами −1 −5° (среднеянварской −15 −20°, среднеиюльской + 8 + 12°) годовым количеством осадков от 400 до 700 мм. Климат напоминал суровый климат северной части Охотского моря и Охотского побережья Камчатки.

Похолодания климата способствовали вытеснению на равнинах острова темнохвойных и широколистенных пород и развитию редкостойных лиственничных и лиственнично–березовых лесов и открытых травянисто-кустарничковых пространств. Степень похолодания климата, судя по характеру растительного покрова, идентична для раннего, среднего и первой половины позднего плейстоцена. Максимальное похолодание приходится на конец позднего плейстоцена. Оно сопровождалось широким развитием вечномерзлотных процессов и распространением тундровой растительности (17-я фаза) на обширной территории мерзлых грунтов западного и восточного побережья Северного Сахалина, Байкальской, Лунской, Поронайской низменностей.

Начало голоцена, как об этом свидетельствует развитие на низменностях острова мелколиственных лесов с кустарниковыми группировками, лугово-болотной растительности (Поронайская) и лесотундровой растительности (Сусунайская низменность) (18-я фаза), было прохладным и влажным.

Оптимум голоцена характеризуется распространением мелколиственных лесов с участием широколиственных растений (Поронайская низменность, север Сахалина) и темнохвойных лесов с присемью широколиственных пород (Сусунайская) (19-я фаза). Климат этого времени был теплее современного (среднегодовые температуры ÷4 +5°; среднеянварские −10°; среднеиюльские + 15 +18°; годовое количество осадков 800–1200 мм).

[1] Некоторое исключение составляет десятая фаза – открытых лугово-степных пространств с сохранившимися участками пихтово-еловых лесов, которая соответствует скорее всего переходному периоду конца потепления – начала похолодания среднеплейстоценовой эпохи.

Наступившее вслед за этим некоторое относительное похолодание способствовало вымиранию широколиственных растений на севере острова, где они сейчас не произрастают, и сохранению их лишь в условиях более мягкого и влажного климата внутригорных долин, а также западного побережья Южного Сахалина (в районе плато Ламанон, Айнской низменности, юго-запада п-ова Крильон). На низменностях вновь распространились редкостойные лиственнично-березовые леса с участками пихтово-еловых лесов (20-я фаза). Современные климатические показатели Сахалина (с севера на юг): среднегодовые температуры −3 +5°; среднеянварские – 24 – 8°; среднеиюльские +12 +18°; годовое количество осадков 500–1200 мм.

В горах под влиянием периодических изменений климата растительность также претерпевала изменения, однако менее контрастные, чем на низменностях. Несомненным является то обстоятельство, что темнохвойные (в основном еловые) леса сохранялись здесь в течение всего плейстоцена. В холодные климатические эпохи происходило расширение пояса субальпийской растительности (11-я, 14-я, 17-я фазы), сокращение площади, занятой темнохвойной тайгой, отступание на юг пихты, сокращение участия широколиственных пород, проникновение с севера холодостойкой лиственницы[1], физическое уничтожение всякой растительности льдом и снегом.

Широкое распространение на низменностях субальпийской растительности в конце раннего плейстоцена свидетельствует о существовании гольцового пояса уже к началу плейстоцена.

В теплые климатические эпохи наблюдается увеличение площади, занятой темнохвойной тайгой, увеличение роли мелколиственных и широколиственных пород в растительном покрове. Однако, как и на равнинах острова, развитие растительности в горах имело необратимый характер, связанный с постепенным похолоданием климата от плиоцена к голоцену.

Одной из самых значительных особенностей изменения растительности острова в плейстоцене является контрастность этих изменений от похолодания к потеплению: от перигляциальной растительности или редкостойных лиственнично-березовых лесов в эпохи похолоданий до темнохвойных и широколиственных лесов в эпохи потеплений. Особенно значительные изменения растительного покрова происходили на границе плиоцена и плейстоцена (палеомагнитных эпох Матуяма–Брюнес), когда в связи с резким расширением площади суши Сахалин, по-видимому, находился на окраине обширного материка, что наряду с общим похолоданием способствовало возникновению в межгорных равнинах лесостепного типа растительности, ныне не свойственной этому региону.

Похолодания конца раннего, среднего и в позднем плейстоцене резко отражались на растительности. В эти эпохи расширяются площади развития редкостойных лиственничных, лиственнично-березовых лесов, а временами и перигляциальной растительности типа тундростепей.

В теплые климатические эпохи на смену лиственничной тайге приходят темнохвойные и хвойно-широколиственные леса,

[1] По мнению А.И. Толмачева [1959], лиственница произрастает на севере Сахалина более продолжительное время, чем на юге.

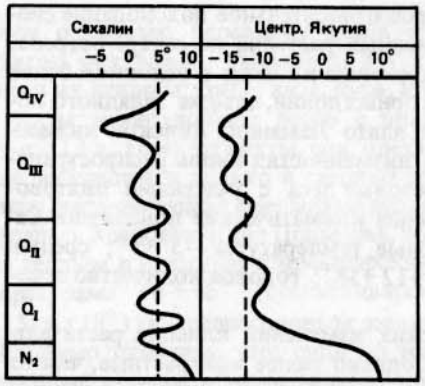


Рис. 57. Изменение среднегодовых температур в Центральной Якутии и на Сахалине в плейстоцене

широко представленные и ныне на юго-западе острова.

Сравнение с одним из самых континентальных районов Сибири – Якутией–показывает, что в условиях континентального климата Центральной Якутии изменения растительности в плейстоцене были неконтрастными: от разреженных гипоарктических ландшафтов до светлохвойных лесов с примесью темнохвойных пород [Александрова, Боярская, 1973]. Более резкая климатическая контрастность между похолоданиями и потеплениями на Сахалине и соответственно меньшая контрастность изменений в плейстоцене Центральной Якутии изображены на кривых, показывающих ход среднегодовых температур (рис. 57).

Различие в амплитуде изменчивости природных условий, и прежде всего климата, обоих районов можно объяснить следующим образом. Резкая континентальность климата Центральной Якутии сохранялась не только в эпохи похолодания, но и при потеплениях, когда среднегодовое количество осадков хотя и увеличивалось, но незначительно. И наоборот, потепления на Сахалине в условиях влажного морского климата более резко контрастировали с похолоданиями, совпадавшими, как правило, с регрессиями окружающих остров морей. Все это способствовало тому, что в эти эпохи Сибирский антициклон распространял свое влияние и на тихоокеанские районы, приводя к увеличению континентальности климата.

Таким образом, изменения флоры и растительности острова имеют направленный и необратимый характер, обусловленный похолоданием климата в течение плейстоцена. Направленность этих изменений выразилась в сокращении участия и постепенном исчезновении наиболее теплолюбивых элементов флоры и широком распространении флористического комплекса, приспособленного к суровым климатическим условиям эпох похолодания. Необратимость изменений флоры и растительности сказалась в том, что состав флоры и характер растительности каждой последующей теплой климатической эпохи несколько "холоднее" предыдущей. Судя по характеру растительности, максимально холодной была заключительная эпоха позднеплейстоценового похолодания. Изменения флоры и растительности свидетельствуют о существовании четырех климатических ритмов, соответствующих по времени раннему (один), среднему (один) и позднему (два) плейстоцену. Климатический ритм начинается теплой и оканчивается холодной (ледниковой?) эпохами.

Отмеченные для Сахалина ритмичность и периодичность в изменении климата, являясь общей, характерной чертой плейстоцена земного шара [Герасимов, Марков, 1939; Марков, 1960, 1961, 1964; Кинд, 1969, 1971],

выявлены также для других территорий Тихоокеанского региона (Японии, Приморья, Приамурья, Камчатки, Чукотки, Аляски). Они в значительной мере предопределили характер палеогеографических изменений в плейстоцене этого региона. Контролируемая данными по абсолютной геохронологии ритмичность климатических и палеогеографических изменений является надежной основой корреляции разнофациальных осадков и основных событий плейстоцена.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ПЛЕЙСТОЦЕНОВОЙ ИСТОРИИ САХАЛИНА

Конец плиоцена, как об этом свидетельствует регрессивный характер отложений нутовской и маруямской свит Сахалина, формации сетана о. Хоккайдо, характеризовался регрессивными условиями осадконакопления в Ниппонской геосинклинали, которая к концу плиоцена представляла собой множество мелких полузамкнутых бассейнов [Жидкова, 1962а].

Среди лагунно-континентальных осадков верхней части маруямской, нутовской, помырской свит Сахалина почти повсеместно распространены бурые угли, лигниты, прослои галечников и рыхлых песков, образование которых происходило в прибрежно-континентальных условиях (рис. 58, а).

Интенсивные проявления магматизма в позднем плиоцене, территориально приуроченные к зоне Западно-Сахалинского разлома, имели место главным образом в южных районах и зафиксированы в кластических эффузивно-осадочных, интрузивных образованиях (V пачка маруямской свиты по В.О. Савицкому и др.; орловская свита Южного Сахалина и формация дзекунай на юго-западе о. Хоккайдо) и экструзии дацитов.

Фауна морских моллюсков эоплейстоцена имеет холодолюбивый облик и близка фауне современных морей Дальнего Востока. Напротив, флора в достаточной степени теплолюбива и мало отличается от раннеи среднеплиоценовой, хотя намечается процесс вытеснения теплолюбивой арктотретичной флоры темнохвойными ассоциациями [Толмачев, 1954], свидетельствующими о неуклонном, необратимом и постепенном похолодании. Так, по данным Л.А. Табояковой, изучавшей спорово-пыльцевые комплексы наиболее полных разрезов плиоцена Южного Сахалина [Савицкий и др., 1975], на фоне постепенного изменения характера спорово-пыльцевых комплексов отмечается значительное сокращение участия пыльцы теплоумеренных и широколиственных растений в отложениях V пачки маруямской свиты (с 19% в III–IV пачках до 6% – в V).

Основываясь на анализе фаций, можно дать более подробную характеристику палеорельефа Центрально-Сахалинской депрессии в это время. В южной части Поронайской и Сусунайской депрессий существовали прибрежно-литоральные условия осадконакопления, обусловившие отложения песков, и лишь в центральной части прогиба – несколько более глубоководных фаций. Обогащение последних растительными остатками, тонкое переслаивание различных по крупности литологических

разностей и присутствие в отложениях вивианита говорит о неустойчивом морском режиме в эоплейстоцене и, скорее всего, о начале регрессии (рис. 57б).

Орогенез конца плиоцена – начала плейстоцена – (сахалинская фаза складчатости) сформировал современный структурный план и контуры Сахалина и Хоккайдо как поднятия, дав толчок к усилению эрозионно-аккумулятивной деятельности, сказавшейся в формировании мощных толщ аллювиального и пролювиального материала в депрессиях.

Морские регрессивные условия осадконакопления сохранились лишь в устьевых частях депрессий, где наблюдается постепенный переход от эоплейстоценовых к нижнеплейстоценовым образованиям, и, судя по наличию в центральной части Сусунайской депрессии (пос. Луговое) полного континентального разреза плейстоцена, режим морских проливов уже не возобновлялся в Центрально-Сахалинских депрессиях.

В горах происходит интенсивный эрозионный врез и перестройка гидросети, доказательством чему служит система относительно древних речных перехватов.

Древняя гидросеть, имеющая преимущественно меридиональное направление главных водотоков, перестраивается, преобразуясь в сложную коленчатую ортогональную сеть, наблюдаемую в Западно-Сахалинских [Александров, Михальцов, 1967], Восточно-Сахалинских [Беспалый, 1963] горах, а также на Северном Сахалине [Алексейчик и др., 1963; Ганешин, 1970]. Очевидно, эти перестройки были неоднократными и продолжались в среднем и позднем плейстоцене (реки Вал, Найба и др.).

Наличие в депрессиях лагунно-континентальных и континентальных осадков эоплейстоцена и всего раннего плейстоцена, а также отсутствие морских осадков этого времени на побережье и денудационных равнинах убеждает нас в предположении о континентальном развитии Сахалина в конце плиоцена и в раннем плейстоцене. Таким образом, у нас нет оснований подтверждать точку зрения Г.У. Линдберга [1955] о распространении трансгрессии в доледниковье раннего плейстоцена. Анализ материалов по Приамурью и Приморью [Кулаков, 1973], где широко развиты денудационные поверхности, срезающие плиоценовые и более древние осадки и представляющие собой поверхности выравнивания конца плиоцена – раннего плейстоцена, также подтверждает наше предположение.

О континентальном развитии региона свидетельствует отсутствие морских террас этого возраста на материковом побережье Охотского моря, интенсивный врез долин на 150–200 м в Тымь-Поронайской низменности, а также наличие субаэрального реликтового рельефа на материковой и островной отмели Охотского моря, внешний край которой расположен на глубине от 100 до 250 м [Удинцев, 1957; Чемеков, 1975]. Несмотря на то что большинство субаэральных форм имеет более молодой (позднеплейстоценовый) возраст, есть основание считать, что и в раннем плейстоцене шельф большей части Охотского моря был сушей [Удинцев, 1957]. К. Косуги [1970, 1971] на шельфе о. Хокаайдо отметил подводную террасовидную поверхность (–190 –150 м), характерную для эпохи эоплейстоцена и раннего плейстоцена (рис. 59).

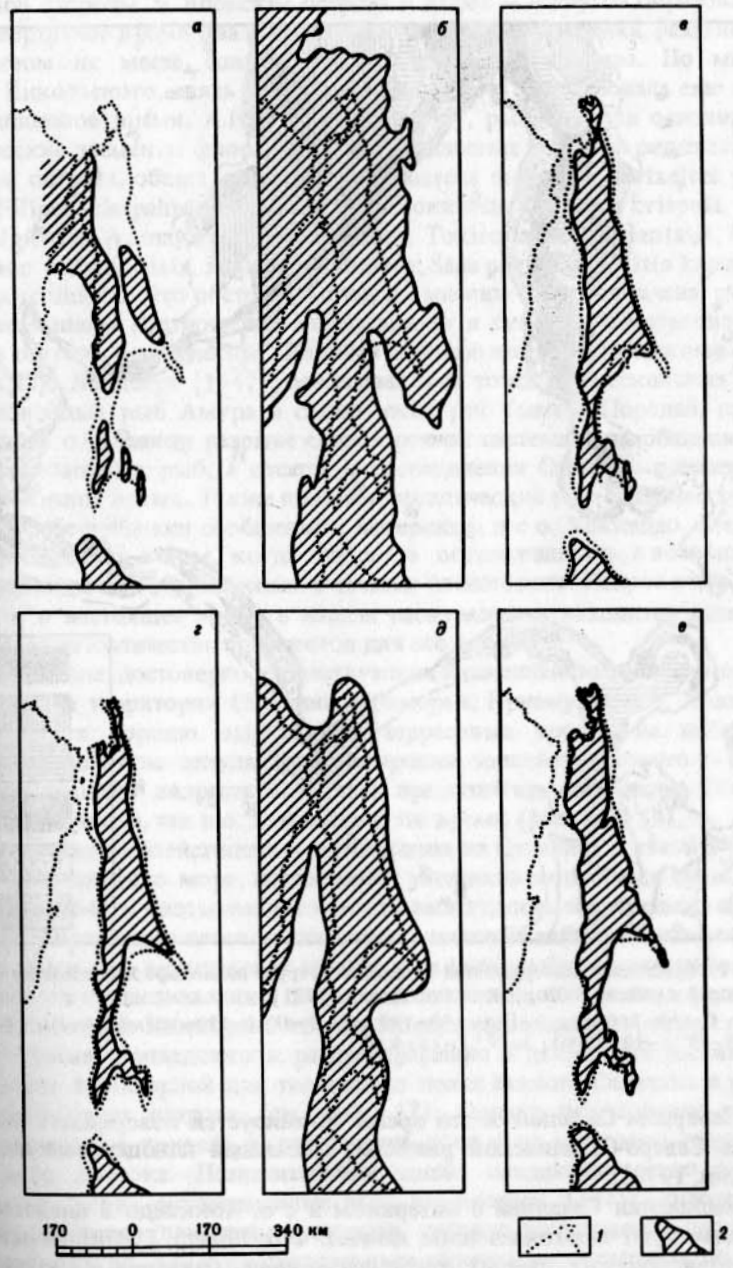


Рис. 58. Палеогеографические схемы

1 – современные контуры суши; *2* – палеосуша; *а* – средний–поздний плиоцен (по Жидковой [1962]); *б* – поздний плиоцен-ранний плейстоцен; *в* – средний плейстоцен (Q^1_{II}); *г* – поздний плейстоцен (Q^1_{III}); *д* – поздний плейстоцен (Q^4_{III}); *е* – голоцен (Q^1_{IV});

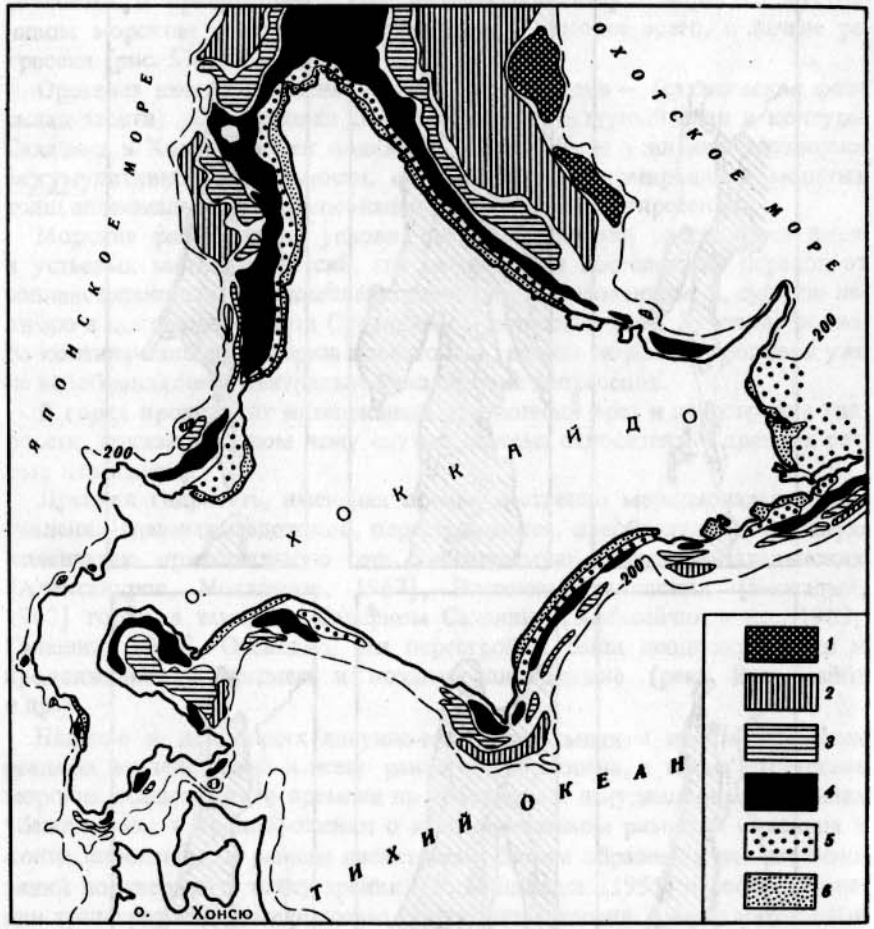


Рис. 59. Распределение поверхностей подводных террас на шельфе Японского и Охотского морей в районе о. Хоккайдо (по Kosugi [1971])

1–I' (–190–150 м); 2–I' (–140–120 м); 3–II' (–120–80 м); 4–III ' (–60–40 м); 5–IV' (–40–20 м); 6–V ' (–15–0 м)

На Северном Сахалине в это время формируется поверхность выравнивания Северо-Сахалинской равнины, срезающая плиоценовые осадки [Ганешин, 1970].

О соединении Сахалина с материком и с о. Хоккайдо в плейстоцене свидетельствуют многочисленные данные. Ф.Б. Шмидт [1874] на основании флористических данных предполагал связь Сахалина с материком "при одновременном существовании препятствия для обмена растений между восточным и западным берегами Татарского пролива" к югу от пролива Невельского. А.М. Никольский [1889], анализируя распространение современной флоры и фауны на Сахалине и материковой части Дальнего Востока, пришел к выводу о том, что Сахалин и Хоккайдо,

с одной стороны, и Японские острова и Корея – с другой, образовывали в четвертичное время два полуострова Азиатского материка, разделенных проливом на месте современного Сангарского пролива. По мнению А.М. Никольского, связь Сахалина с материком существовала еще в послеледниковое время. А.И. Толмачев [1959], рассматривая основные генетические элементы флоры Сахалина, указывает на целый ряд элементов флоры острова, общих с материком (Quercus mongolica, Petasites palmatus, Filipendula palmata и др.) и с о. Хоккайдо (Quercus crispula, Abies sachalinensis, A. mayriana, Picea glehnii, Toxicodendron orientalis, Phellodendron sachalinensis, Juglans sieboldiana, Sasa paniculata, Vitis kaempferi, Aralia schmidtii. Это обстоятельство, по мнению А.И. Толмачева, связано с "изменением соотношений между морем и сушей", "восстановлением связи острова с материком", Японией и, возможно, с Курильскими островами. Г.У. Линдберг [1947], основываясь на тождестве нескольких видов пресноводных рыб Амура и сахалинских рек Тымь и Поронай, пришел к выводу о недавнем разрыве единой речной системы и разобщении ареала пресноводных рыб, а отсюда – о соединении Сахалина с материком в чевертичное время. Таким образом, органический мир Сахалина запечатлел. в себе признаки сообщения с материком и с о. Хоккайдо. Весь вопрос заключается в том, когда эта связь осуществлялась, и возникала ли она однажды или периодически в течение плейстоцена? Вопрос очень сложный, и в настоящее время в нашем распоряжении находится далеко не достаточное количество аргументов для его решения.

Отсутствие достоверно существующих нижнеплейстоценовых морских осадков на территории Сахалина, Приморья, Приамурья и о. Хоккайдо, образующих хорошо выраженные террасовые уровни на побережье, широкое развитие денудационного уровня эоплейстоценового – раннеплейстоценового возраста позволяет предполагать соединение Сахалина как с материком, так и о. Хоккайдо в это время (рис. 57б, 58).

На рубеже эоплейстоцена и плейстоцена на Сахалине в связи с регрессией плиоценового моря, поднятием и увеличением площади суши [Кропоткин, 1954] и воздыманием хребтов наблюдалось значительное похолодание, сопровождавшееся увеличением континентальности климата и выразившееся как в выпадении целого ряда теплолюбивых элементов флоры, так и в существовании в депрессиях открытых лесостепных растительных ассоциаций. Конец раннего плейстоцена ознаменовался новой волной похолодания, приведшего к распространению в депрессиях растительности, ныне характерной для гольцового пояса Южного Сахалина и равнин северной трети острова (см. табл. 17). Однако похолодание раннего плейстоцена не привело к оледенению, как и на остальной территории Дальнего Востока. Незначительные следы оледенения этого времени в хр. Ям-Алинь, установленные Ю.Ф. Чемековым [1975], гипотетичны.

Нахождение коррелятных осадков раннего плейстоцена в депрессиях на глубинах до 230 м и в предгорьях на абсолютных отметках до 200 м позволяет определить размах неотектонических движений с раннего плейстоцена порядка 400–500 м (см. табл. 18).

Итак, ранний плейстоцен характеризовался: континентальным осадконакоплением, за исключением устьевых частей большинства депрессий

Таблица 18

Данные о размахе новейших тектонических движений Сахалина

Геологический индекс	Абсолютные отметки коррелятных осадков		Максимальный размах неотектонических движений, м	Возраст, тыс. лет	Скорость за тыс. лет, м
	депрессий	предгорья			
Q_I	−90–230	+200	430	700	0,6
Q_{II}	−40–150	+80	230	350	0,6
Q_{III}^{1-2}	−20–90	+40	130	150	0,9
Q_{III}^{3-4}	+20–25	+15	40	30	1,3
Q_{IV}^{1-2}	+4–16	+4	20	10	2,0

Сахалина и Японии, где в это время в остаточных бассейнах накапливались лагунные и лагунно-континентальные осадки значительной мощности; высоким "стоянием" суши, подвергавшейся денудации, в результате чего в краевых частях депрессии накапливались мощные толщи аллювиального и пролювиального материала.

Начало среднего плейстоцена ознаменовалось трансгрессией и формированием преимущественно абразионного и, в меньшей степени – абразионно-аккумулятивного уровня террас высотой от 50 до 80 м (рис. 57в). Терраса широко развита почти по всему побережью острова однако в большинстве случаев она является абразионной, и лишь в местах, где она прорезается долинами рек, появляется карманами маломощный аккумулятивный чехол аллювиального происхождения. На участке западного побережья острова между мысом Танги и устьем р. Сертунай аккумулятивные чехлы наблюдаются на террасах вблизи устьев рек Северная Широкая Падь, Малая Мачи, Мангидай и др. На Хоккайдо море глубоко трансгрессировало в глубь острова и заняло низменные территории – современную равнину Консэн, низменный пояс Исикари. На равнине Канто под воды Палео-Токийского залива ушла более значительная площадь: здесь накапливались породы формации бебугаура, представленные песками и илами эстуарного типа, а также суглинки тама, запечатлевшие следы похолодания поросири конца среднего плейстоцена [Ikebe, 1969; The Geolog. Devel.. ..., 1965]. Накопление морских осадков побережья происходило преимущественно в межледниковых климатических условиях, и лишь самые верхние части разрезов (а кое-где и средние) формировались в условиях начала похолодания. Это обстоятельство свидетельствует о том, что подъем уровня вод окружающих Сахалин морей был в основном эвстатическим. Величина подъема уровня вряд ли достигала современных абсолютных отметок +20 м. В этом отношении мы разделяем точку зрения К.К. Маркова и И.А. Суетовой [1965] о том, что амплитуда колебаний уровня Мирового океана за плейстоцен не превышала 120 м, а на территории о. Сахалина максимальные отметки уровня достигали +20 +40 м. В дальнейшем же этот уровень террас подвергался короблению – в районах неотектонических поднятий он поднят на высоту от 50 до 100 м

(табл. 18), в депрессиях – опущен до отметок – 40–150 м. То обстоятельство, что морские осадки этого времени встречаются редко и лишь в виде небольших полос, свидетельствует о том, что несмотря на трансгрессивную фазу, береговая линия среднеплейстоценового времени находилась не очень далеко от современной, В краевых частях депрессий этому времени соответствует формирование чисто континентальных осадков озерного и аллювиального генезиса.

Конец среднего плейстоцена ознаменовался активизацией дифференцированных неотектонических процессов и вулканизма в Хоккайдо-Сахалинской и Курило-Камчатской островных дугах: поднятием хребтов и опусканием депрессий. По-видимому, с этим обстоятельством можно связывать смену континентального режима устьевых частей депрессий на существенно морские, с одной стороны, врез и заложение современного плана эрозионной сети – с другой, и, наконец, значительное похолодание климата.

На равнине Канто о. Хонсю разрез среднего плейстоцена также завершается морскими песками, относимыми японскими геологами к нижней части формации симосуэси, содержащими холодноводные морские моллюски и пыльцу бореальных древесных и травянистых растений.

Проблема четвертичного оледенения на о. Сахалине до настоящего времени не может считаться решенной главным образом из-за отсутствия его хорошо выраженных следов, что является косвенным признаком незначительности древнего оледенения. Сложность разрешения этой проблемы заключается в том, что до сих пор обнаружены лишь скульптурные формы ледникового рельефа в виде каров, цирков и нигде не наблюдалось соотношение морен с аллювиальными и морскими осадками, что затрудняет определение возраста этих форм. Таково же положение и на Японских островах, где на восточных склонах хр. Хидака (о. Хоккайдо) и Японских Альп изучены ледниковые цирки, моренные гряды рисского (Поросири) и вюрмского (Тоттабецу – I, II, III) оледенений [The Geol. Development..., 1965].

Большинство исследователей Сахалина [Плешаков, 1938; Ганешин, 1970; автор и др.] склоняются к точке зрения о возможности небольшого по своим размерам горно-долинного оледенения в позднеплейстоценовое время. В.В. Соловьев [1960, 1964] выделяет три самостоятельных оледенения: Нанивское (среднеплейстоценовое, максимальное) – покровное на Северном Сахалине и горно-долинное в горах, и два позднеплейстоценовых – Чамгинское и каровое. Имеющийся в настоящее время геоморфологический материал не позволяет говорить о среднеплейстоценовом оледенении, тем более как о максимальном. По нашим представлениям, среднечетвертичное оледенение не являлось для Дальнего Востока и Сахалина, в частности, максимальным. Эта точка зрения разделяется также В.К. Шевченко [1965] и Н.В. Ерошенко [1968] для горных хребтов Приамурья, В.В. Никольской и В.П. Чичаговым [1962] – для юга Дальнего Востока, Ю.П. Дегтяренко [1961] – для Корякии и др. В этом смысле положение, высказанное И.П. Герасимовым и К.К. Марковым [1939] о метахронности макси-

мального оледенения Европейской и Азиатской частей СССР, нам кажется вполне справедливым. Важнейшим фактором образования и развития ледников является увеличение влажности. Сильное похолодание, вызванное ростом гор, регрессией дальневосточных морей [Жузе, Коренева, 1959] и установлением антициклональных условий циркуляции атмосферы на территории юга Сибири и Дальнего Востока, по-видимому, не способствовало развитию оледенения. Это положение подтверждается и палеоботаническими данными. Судя по характеру растительного покрова, максимальным для Сахалина похолоданием было похолодание в конце позднего плейстоцена, способствующее развитию перигляциальной растительности.

В конце среднего плейстоцена впервые на равнинах Сахалина широко распространяются светлохвойные лиственничные леса. А.И. Толмачевым [1959] высказано предположение о расселении по Сахалину лиственницы в период установления связи между Северным Сахалином и материком. Не исключена возможность, что это произошло в конце среднего плейстоцена. О значительном понижении уровня моря в конце среднего плейстоцена, связанном с резким похолоданием, свидетельствуют: врез порядка 100 м, приходящийся на конец среднего плейстоцена на территории Северного Сахалина (морские осадки среднего плейстоцена слагают террасы 50–80 м, в то время как верхнеплейстоценовые морские отложения ложатся на размытую поверхность плиоцена на глубине до 40 м; отсутствие морских осадков этого времени на побережье и широкое развитие континентальных образований на равнинах; накопление мощных толщ перигляциального аллювия в прибортовых частях низменностей; распространение на Японских островах субарктических видов Picea glehnii, Abies sachalinensis и др. в конце среднего плейстоцена рассматривается японскими геологами как результат их миграции с Сахалина по сухопутному мосту, существовавшему в то время. Кроме того, в конце среднего плейстоцена установилась сухопутная связь Японии с Кореей и материком, о чем свидетельствует миграция слона Palaeoloxodon naumanni.

Поздний плейстоцен, судя по находкам фауны морских моллюсков и морских диатомей в осадках этого возраста на побережье и устьевых частях депрессий, характеризуется одной из самых значительных гляциоэвстатических трансгрессий, следы которой в виде морских террас 15–40 и 12–15 м прослеживаются на побережье Сахалина, Курильских островов и Японии (рис. 57г).

Начало позднего плейстоцена (Q_{III}^{1}) ознаменовалось накоплением в южных частях Сусунайской и Поронайской депрессий морских осадков, представленных переслаиванием гравийно-галечных отложений, песков, глин, суглинков и супесей, торфов. Значительная мощность гравийно-галечных прослоев в Сусунайской депрессии является следствием мелководности существовавших морских заливов и выноса реками большого количества обломочного материала. Наличие в морских осадках этого возраста Поронайской депрессии вивианита, растительных осадков, прослоев торфа, а также присутствие единичных пресноводных в комплексе диатомей свидетельствуют о постоянных колебаниях береговой линии и частой смене морских и континентальных условий осадконакопления, что связано, по-видимому, с влиянием неотектонических процессов.

В краевых частях депрессий у подножия Западно-Сахалинских, Восточно-Сахалинских гор и Сусунайского хребта выносимый реками обломочный материал сформировал аккумулятивную поверхность слившихся конусов выноса. В Поронайской депрессии они погребены под более молодым чехлом аллювиально-пролювиальных отложений.

В горах идет формирование цикловой террасы высотой от 20 до 40 м.

На побережье этому времени соответствует формирование абразионно-аккумулятивного уровня, ныне поднятого на высоту до 40 м, который может быть сопоставлен с Гавайской цикловой террасой первого верхнечетвертичного межледниковья, выделенной Ю.Ф. Чемековым [1961].

О том, что современные высоты террасовых уровней не соответствуют высоте подъема уровня Мирового океана в начале позднего плейстоцена, говорит зависимость высоты террас от неотектонических зон, в которых они располагаются. Так, в областях интенсивных новейших поднятий, где они являются, как правило, абразионно-аккумулятивными и абразионными, высота террас достигает 40–80 м (по В.Г. Беспалому [1964], в Восточно-Сахалинских горах). В областях слабых поднятий, к которым приурочены краевые части депрессий, террасы являются аккумулятивными и имеют высоты 15–25 м (табл. 10).

В начальный период подъема уровня моря шла активная перестройка подводного профиля, зафиксированная в прослое базальных галечников и валунников, с которых начинается большинство разрезов аккумулятивных террас этого времени. Хорошая сортировка морских осадков, а также комплекс морских глубоководных диатомовых водорослей (на восточном побережье в районе Лунского залива) и фауна морских моллюсков (на западном побережье в районе мыса Корсакова) указывают на существование морских условий осадконакопления на побережье.

Теплая климатическая эпоха начала позднего плейстоцена сменяется эпохой холодного климата, приведшего к оледенению. Вопрос о самостоятельности двух оледенений в позднем плейстоцене Сахалина (равно как и на всем Дальнем Востоке) остается открытым до тех пор, пока не будут выявлены разделяющие их межледниковые осадки. Палеоботанические материалы, изложенные при описании осадков депрессий и побережий, указывают на то, что потепление, разделяющее две фазы похолодания позднего плейстоцена, было значительным, сопоставимым с оптимумом голоцена, а в некоторых разрезах – и более ощутимым, что должно указывать на межледниковые климатические условия, а следовательно, на самостоятельность двух оледенений в позднем плейстоцене на территории Сахалина. Однако столь одностороннее и категоричное решение одного из кардинальных вопросов плейстоценовой истории Сахалина было бы неуместным. Недостаточная же изученность ледниковых форм рельефа делает преждевременным решение этого вопроса.

Ледниковые формы изучены крайне слабо. И.Б. Плешаков [1956] отмечает развитие ледниковых форм в Набильском хребте. В.В. Соловьев [1960] описывает следы двух верхнечетвертичных оледенений в

районе высшей точки Сахалина – горы Лопатина, а также в наиболее возвышенных местах Западно-Сахалинских гор и на Восточном хребте п-ва Шмидта. Нами при изучении аэрофотоматериалов и непосредственно в поле отмечались ледниковые, преимущественно скульптурные, формы, приуроченные к верхним частям склонов Восточно-Сахалинских и Западно-Сахалинских гор (Набильский хребет, гора Лопатина, Онорский щит, г. Спамберг) на широте 48–49° с. ш. Наибольшее количество встреченных форм наблюдается на восточных склонах Набильского хребта. Здесь прослеживаются крупные ледниковые кары, местами лестницы каров (до 9). Два крупных ледниковых кара наблюдались в верховьях р. Таежной на абсолютной высоте 480–500 м. Ширина их достигает 1,8 км, длина 2 км, боковые стенки кара крутые, местами обрывистые. Днище каров плоское, покрыто маломощным чехлом донной морены, представленной хаотически разбросанными глыбами и почти неокатанными обломками. В центре каров – озера, подпруженные нагромождениями глыб. Длина озер 40–45 м, ширина 25 м. Как правило, цирки отделяются крутым уступом, а лестницы каров отделяются друг от друга почти отвесными ступенями. В цирке, расположенном в 2,5 км к востоку-юго-востоку от горы Сыпучая, наблюдается озеро глубиной до 1 м, с берегами высотой 1,5–2,5 м. От озера отходит неглубокий ручей, дно которого возвышается над урезом воды в озере на 3–4 м, что свидетельствует о некогда более высоком уровне озера. Кары наблюдались С.В. Белецкой, В.О. Савицким, В.В. Соловьевым [1964] на восточном склоне горы Лопатина.

В долине реки Пиленга при впадении ее в р. Тымь на первой надпойменной террасе голоценового возраста нами описана конечная морена, имеющая серповидную форму, обращенная своей выпуклой стороной на восток, протяженностью около 0,5 км, высотой 6–8 м, с пологим западным и крутым восточным склонами. Она сложена несортированными галечниками и валунами с разнозернистым песком и суглинками, сверху перекрытыми покровными супесями и суглинками мощностью 2 м.

Таким образом, несомненным является тот факт, что верхнеплейстоценовое оледенение горных районов Сахалина было небольшим, каровым, с несколькими стадиями отступания.

Снеговая линия на восточных склонах, обращенных к основному влагосодержащему потоку воздуха в зимнее время, получала значительно больше твердых осадков и располагалась на более низких гипсометрических отметках 400–500 м. Нам представляется, что кары, наблюдавшиеся В.В. Соловьевым [1964] на высотах от 400 до 600 м в Южно-Камышовом (истоки р. Маяковского, Сейма, Чехов), в Сусунайском хребтах (реки Шуя, Бухара, Бурла), являются позднеплейстоценовыми. В Западно-Сахалинских горах высота снеговой границы, судя по высоте днищ каров, повышается до 600–800 м.

Не лишено оснований предположение о том, что в разделявшую две стадии позднеплейстоценового оледенения фазу потепления таяние ледников не было интенсивным, в чем нас убеждает современный климат Сахалина с обильными снегопадами в зимнее время, высоким

снежным покровом и снежниками – "перелетками" – на высоких вершинах. Это обстоятельство объясняется активной циклонической деятельностью в зимнее время по периферии высокого давления, устанавливающегося над материком и направленного из южных и юго-восточных районов в области Охотского моря. Распределение же суши и моря в рассматриваемый промежуток времени было близко к современному. Вполне реальным в связи со сказанным кажется предположение о постепенной деградации ледников привершинной части гор.

На большей части территории Сахалина в эпохи похолоданий позднего плейстоцена устанавливался перигляциальный режим, нашедший свое яркое выражение в ряде геологических явлений и процессов: развитии вечной мерзлоты, зафиксированной в отложениях в виде морозобойных трещин, гляциодислокаций, а также солифлюкционных образований в горах; перигляциальном характере литогенеза, обусловленном господством физического выветривания в горах (глыбовые развалы, курумы) и накоплением огромных толщ перигляциального аллювия в депрессиях; развитии на равнинах острова перигляциальной растительности.

Изложив свои соображения о характере эпох похолодания позднего плейстоцена, перейдем к рассмотрению первой эпохи похолодания позднего плейстоцена (Q^2_{III}). Этому времени соответствует формирование верхних частей рассмотренных разрезов террас 15–40 м, вслед за которым последовал врез, обусловленный регрессией окружающих Сахалин морей.

Величина регрессии косвенно устанавливается по величине среза и не превышает 30–40 м (морские осадки позднего плейстоцена на северо-западе острова слагают террасу высотой 6–8 м, кровля же морских осадков эпохи первого похолодания позднего плейстоцена – 17 м).

В некоторых районах, где скорость отступания моря компенсировалась скоростью прогибания, морские условия осадконакопления сохранялись и в эту эпоху. К таким районам относятся устьевые части депрессий. Анализ диатомовой флоры этих отложений указывает на увеличение участия в них пресноводных водорослей. Уровень моря в это время в депрессиях предположительно установился на абсолютных отметках +5 +6 м. Несколько более мелководные морские условия осадконакопления сохранялись по западному борту Поронайской низменности (разрез по р. Зубатке). Интересно отметить, что регрессия захватила прежде всего северную часть Татарского пролива, на что указывает повсеместное отсутствие отложений этого возраста на морских террасах западного побережья Северного Сахалина.

На большей части депрессий этому времени соответствует размыв, фиксируемый горизонтом галечников с валунами, и накопление флювиогляциальных галечников и гравийников с песками и суглинками. В горах происходит интенсивный врез и формирование уступа речных цикловых террас высотой до 40 м (табл. 13, 14).

В наступившую вслед за похолоданием эпоху потепления (Q^3_{III}) вновь наблюдается подъем уровня и формирование абразионно-аккуму-

лятивных и аккумулятивных террас высотой до 15 м. В депрессиях накапливаются морские осадки. Уровень этой трансгрессии, вероятнее всего, был ниже предыдущего, доходя до современных абсолютных отметок +10 +15 м. Сформированная в это время терраса может быть сопоставлена с Чукотской цикловой морской террасой второго верхнечетвертичного межледниковья, выделенной Ю.Ф. Чемековым [1961]. В горах идет формирование промежуточных террас врезания высотой 20–25 м.

Конец позднего плейстоцена знаменуется установлением континентальных условий осадконакопления, развитием оледенения и регрессии окружающих Сахалин и Японию морей (рис. 57, д).

Снижению уровня Мирового океана в конце позднего плейстоцена установлено, как известно, на основе огромного количества фактов в самых различных районах как Тихоокеанского побережья, так и побережья других океанов [Цейнер, 1963; Flint, 1965; и др.]. О более низких уровнях стояния моря свидетельствуют следующие данные.

1. Нахождение подводных террас на дне заливов Терпения, Анива, Татарского пролива на глубинах 100–120, 30–40 и 20 м (Лавров, 1961; Удинцев, 1956; Kosugi, 1970, 1971 – рис. 59).

2. Переуглубление долин западного побережья Южного Сахалина на 10–50 м. Бурением установлена мощность плейстоценовых осадков в устье р. Красногорки – 50 м, р. Ловецкой – 28,5 м, р. Шебунинка – 50 м, в долинах близ г. Корсакова – 8–12 м.

3. Нахождение на дне залива Анива (у г. Корсакова) на глубине 40 м остатков Parelephas armeniacus Falc., Mammuthus primigenius Blum. [Caca, 1937]. По мнению японских геологов, а также согласно определениям возраста отложений по остаткам мамонта, принятым для различных районов Советского Союза В.И. Громовым [1948] и Э.А. Вангенгейм [1961], отложения, содержащие остатки Mammuthus primigenius Blum., относятся к верхам позднего плейстоцена. Аналогичные находки были сделаны на мысе Эримо о. Хоккайдо [Minato, 1955a], а также на материковой части Дальнего Востока. Однако на более южных островах Японии в одновозрастных отношениях встречаются остатки Palaeoloxodon naumanni [Makiyama, 1931]. Эти данные могут служить доказательством соединения Сахалина и Хоккайдо с материком в конце позднего плейстоцена в первое и второе ледниковье и отсутствия связи с более южными островами, от которых они отделялись Сангарским проливом [Minato, 1951б].

4. Отсутствие морских осадков этого возраста на всей территории Сахалина в сочетании с широким развитием континентальных отложений озерного, аллювиального, пролювиального генезиса.

Широкое развитие подземного оледенения на северо-западном побережье Северного Сахалина, Лунской и южной части Поронайской низменностей, зафиксированное в разрезах слагающих их с поверхности озерных глин в виде морозобойных трещин, гляциодислокаций и т. п., термокарстовые озера, а также перигляциальный тип растительности указывают на холодный континентальный климат в эту эпоху. Интересно отметить, что южнее 49° с. ш. в аналогичных осадках эти процессы не

наблюдаются, что косвенно указывает на изменение характера климатических условий в эпоху последней фазы оледенения по 49° с. ш. (в то время как ныне геоботаническая и климатическая границы проходят по 51° с. ш.).

Понижение базиса эрозии в конце позднего плейстоцена обусловили врез и формирование цикловых речных террас высотой 12–15 м в горах, развитых почти повсеместно, а также переуглубление долин в устьевых частях, о которых упоминалось выше.

О медленном понижении уровня окружающих Сахалин морей свидетельствует формирование аллювиально-морской равнины в это время на северо-западном побережье Сахалина, сложенной с поверхности фациально замещающимися лагунными глинами, илами и аллювиальными песками IX горизонта. Аллювиальные пески образуют субширотно вытянутые валы, обрамляющие древние русла, часто не связанные с современной речной сетью. Это обстоятельство находится, по-видимому, в тесной связи с большим поступлением обломочного материала в реки в этот период, а также постепенным снижением уровня моря и отступанием береговой линии, в результате чего происходил врез в собственные отложения, образующие ныне валы.

Какова величина падения уровня Охотского и Японского морей в конце позднего плейстоцена? О ней можно судить по: 1) переуглублению долин (до глубины 50 м); 2) распространению Mammuthus primigenius Blum. на островах Сахалина и Хоккайдо в конце позднего плейстоцена которое могло произойти при условии понижения уровня моря по крайней мере на 50 м (глубина пролива Лаперуза). По данным японских геологов, береговая линия максимальной фазы регрессии того времени совпадала приблизительно с краем современного шельфа на отметках –80–110 м [Kaizuka, 1955]. Этому не противоречит и высказывание Г. Мендера [1966] о том, что в период регрессии позднего плейстоцена верхняя часть современного шельфа (глубина –90 м) развивалась в условиях континентального режима, что хорошо подтверждается строением отложений шельфа и его рельефа [Emery, 1960; Каплин, 1970] (рис. 57д).

Послеледниковая трансгрессия, начавшаяся 18–17 тыс. лет назад (по данным радиоуглеродного метода), развивалась стремительно (9 м в тысячелетие) в начальный период. Менее чем за 10 тыс. лет уровень моря достиг отметок, близких к современным, после чего произошло резкое замедление трансгрессии [Каплин, 1970]. Этот перегиб кривой подъема уровня обоснован многочисленными радиоуглеродными датировками и по времени соответствует периоду, когда ледники повсюду сократились примерно до современных размеров.

На Сахалине послеледниковая трансгрессия, по данным спорово-пыльцевого анализа, охватила послеледниковье и оптимум голоцена. В это время формируется абразионная и абразионно-аккумулятивная морская терраса высотой до 5 м. Судя по характеру распространения морских и лагунных послеледниковых осадков в устьях крупных рек (Большая Александровка, Хоэ, Тымь, Найба, Сусуя, Цунай и др.), а также в устьевых частях низменностей, море проникало на 5–20 км в глубь территории острова (рис. 57е). Замедление трансгрессии, а возможно,

и некоторое понижение уровня в суббореале и субатлантике вызвали формирование пляжей, кос, пересыпей и баров. Формированию аккумулятивных форм, как это показали работы В.С. Медведева [1959а, б; 1961] и А.Т. Владимирова [1961] по Сахалину, способствовала интенсивная абразия в процессе голоценовой трансгрессии и поступление огромных масс рыхлого материала в береговую зону. В настоящее время большинство аккумулятивных форм, даже в условиях неотектонических опусканий, деградирует (п-в Слепиковского и др.). В областях неотектонических поднятий современные морские террасы формировались в условиях превышения скорости поднятия уровня океана над скоростью тектонического поднятия (скорость тектонического поднятия, инструментально измеренная на территории Южно-Камышового хребта, 2 мм в год, т. е. 2 м в тысячелетие. Скорость же поднятия уровня достигала 9 м в тысячелетие).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение наиболее полных на советском Дальнем Востоке разрезов плейстоцена Центрально-Сахалинских депрессий, террас побережья и долин горных рек позволило выделить горизонты, которые прослежены по всей территории острова. Основой выделения и корреляции горизонтов Сахалина и сопредельных территорий явились климатостратиграфические данные – определенная ритмичность и направленность климатических и палеогеографических процессов в плейстоцене: изменения климата, колебание уровня океана и связанные с ними условия седиментогенеза.

Нижняя граница плейстоцена, совпадающая с палеомагнитной инверсией Матуяма–Брюнес, устанавливается достаточно четко по похолоданию и континентализации климата. Первые же признаки похолодания и изменения фауны морских моллюсков и диатомовой флоры отмечены в позднем неогене – в верхней части неогенового разреза Сахалина.

Отложения раннего плейстоцена в Центрально-Сахалинских депрессиях согласно залегают на породах неогена и несут следы похолоданий. В разрезе среднего плейстоцена выделено два горизонта. К нижнему отнесены морские осадки, слагающие морские террасы высотой 50–80 м; с верхним связано похолодание и накопление пролювиальных и флювиогляциальных галечников на большей части межгорных низменностей и покровных образований на прибрежных террасах.

В верхнеплейстоценовых отложениях запечатлено четырехкратное изменение климата, с которым связано формирование четырех горизонтов: два из них, заключающих межледниковую флору, – морского генезиса на побережье и в устьевых частях Центрально-Сахалинских депрессий; два других, образование которых обусловлено похолоданиями и регрессиями океана, – континентального или прибрежно-морского генезиса. Последний горизонт позднего плейстоцена, слагая с поверхности межгорные низменности и перекрывая морские осадки на побережье, несет следы мерзлоты и отвечает обширной регрессии, отмечаемой на шельфе Сахалина, Приморья и Японских островов.

Голоцен представлен морскими осадками, выполняющими переуглубленные долины устьевых частей рек и сформировавшими низкий комплекс морских террас.

Установленные сложные взаимоотношения морских и континентальных образований в областях новейших опусканий и поднятий определяются дифференцированными неотектоническими движениями и амплитудой гляцио-эвстатических колебаний уровня океана в плейстоцене. Последнее несомненно, так как подъем уровня моря и накопление морских

осадков приходятся на эпохи теплого, влажного климата, регрессии и формирование континентальных осадков – холодного климата.

Палеоботаническое изучение плиоцен-плейстоценовых отложений позволило установить направленность изменения флоры и растительности. Общая тенденция изменения флоры выразилась в вымирании наиболее теплолюбивых ее элементов и создании флористического комплекса, приспособленного к суровому климату эпох похолодания. Значительность флористических изменений позволяет определить нижнюю границу плейстоцена в литологически однородных толщах. Эта граница связана также с рядом тектонических и физико-географических процессов – большим размахом неотектонических движений, увеличением площади суши, похолоданием и увеличением континентальности климата в Притихоокеанском районе.

Неоднократно повторявшиеся эпохи похолодания климата явились причиной ритмичности изменения растительного покрова в плейстоцене острова. Максимальное похолодание приходится на конец позднего плейстоцена.

Полученные данные хорошо сопоставляются с результатами стратиграфических и палеогеографических исследований сопредельных районов и могут быть использованы для создания единой стратиграфической схемы плейстоценовых отложений Дальнего Востока.

В стратиграфии плейстоценовых отложений и плейстоценовой истории Сахалина до сих пор остается много нерешенных вопросов, выяснение которых является делом будущих исследований. Основные усилия должны быть направлены на поиски относительно полных разрезов плейстоценовых отложений и изучение их новейшими методами (палеомагнитным, калий-аргоновым, радиоуглеродным, литологическим и биостратиграфическим), а также на корреляцию полученных материалов с хорошо изученными разрезами морского неогена и плейстоцена.

SYNOPSIS

This study – the fisrt summary of the Quaternary geology of the island – the result of long research (from 1957), made by the author, of the stratigraphy of the Quaternary Sakhalini deposits.

Biostratigraphic studying of the most full and deep in the Far East sections of marine and continental pleistocene of the Centre–Sakhalini depressions and deposits of marine coast terraces of the island – all made it possible to the author to create scheme of separation and correlation of heterofacial Quaternary deposits of Sakhalini and to compare them with the similar schemes ot conjugate areas (Primorje, Kamchatka, Japanese islands), to reveal certain stages in the history of geological evolution of the island, to trace variations of flora, vegetation, climate, and variations of the sea level in the Pleistocene.

This study provides a detailed palynological characteristic of the key sections of marine (in the city of Poronaisk – 150 m, in the village Kamenka – 35 m) and continental (in the village New Troizk – 250 m, Lugovoe – 164 m, Mizulevka – 12 m) of the island's pleistocene.

A wide range of problems, considered in this study attracts attention of geologists, biostratigraphists, geomorphologists, paleogeographists, palynologists, – scientists, studying the Quaternary period of all the boreal area of the East Asia.

ЛИТЕРАТУРА

Александров С.М. Особенности новейшей тектоники и морфоструктуры острова Сахалин. – Сов. геология, 1962а, № 2.

Александров С.М. Роль геологической структуры и новейшей тектоники в формировании рельефа Западного хребта Южного Сахалина. – Вестн. МГУ. Сер. 5, География, 1962б, № 2.

Александров С.М. Абразионные дуги острова Сахалин. – Вестн. МГУ. Сер. 5, География, 1963, № 6.

Александров С.М., Михальцов В.А. К истории развития речных долин Южного Сахалина. – Вестн. МГУ. Сер. 5, География, 1967, № 1.

Александров С.М. Остров Сахалин. – В кн: История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1973.

Александрова А.Н., Белецкая С.В. Стратиграфия четвертичных отложений и некоторые вопросы палеогеографии четвертичного периода юга Поронайской депрессии по данным спорово-пыльцевого и диатомового анализов. – В кн.: Тез. Всесоюз. совещ. по изуч. четвертич. периода. Новосибирск: Наука, 1964.

Александрова А.Н., Белецкая С.В. Стратиграфия четвертичных отложений и некоторые вопросы палеогеографии четвертичного периода юга Поронайской депрессии. – В кн.: Сб. статей по геологии и гидрологии. М.: Недра, 1965, вып. 5.

Александрова А.Н., Морозова В.Ф., Соколова П.Н. Палеоботаническая характеристика и стратиграфия четвертичных отложений юга Дальнего Востока и о. Сахалина. – В кн.: Значение палинологического анализа для стратиграфии и палеофлористики. М.: Наука, 1966.

Александрова А.Н. Стратиграфия четвертичных отложений острова Сахалин. – В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. Хабаровск, 1968.

Александрова А.Н. Некоторые вопросы палеогеографии четвертичного периода Сусунайской депрессии. – Изв. Сах. отд-ния ВГО СССР, 1970, вып. 1.

Александрова А.Н. История растительности Сахалина в плейстоцене. – В кн.: Тез. к III Междунар. палинол. конф. Новосибирск: Наука, 1971а.

Александрова А.Н. Стратиграфия четвертичных отложений и некоторые вопросы палеогеографии четвертичного периода острова Сахалина. – В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1971б.

Александрова А.Н. Некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отложений о. Итуруп. – Изв. Сах. отд-ния ВГО СССР, 1971в, вып. 2.

Александрова А.Н. Стратиграфия и палеогеография плейстоцена Сахалина (по палинологическим данным). Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1971.

Александрова А.Н., Митрофанова Л.И. Результаты палинологического изучения четвертичных отложений Сахалина. – В кн.: Палинология плейстоцена. М.: Наука, 1972.

Александрова А.Н., Боярская Т.Д. Амплитуда изменчивости природных условий плейстоцена в районах с континентальным и морским климатом. – Докл. АН СССР, 1973, т. 213, № 1.

Александрова А.Н., Александров С.М. Морской голоцен Сахалина. – Докл. АН СССР, 1974, т. 216, № 3.

Александрова А.Н. Строение плейстоценовых толщ и палеогеография Центрально-Сахалинских депрессий. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 12.

Александрова А.Н., Александров С.М. Геология четвертичных отложений и геоморфология. – В кн.: Геологическая изученность СССР. Новосибирск: Наука, 1974, т. 31.

Александрова А.Н. История развития побережья Сахалина и некоторые вопросы палеогеографии шельфа острова в плейстоцене – В кн.: География и геоморфология шельфа: Тез. докл. Всесоюз. совещ. XII пленума Геоморфол. комис. (Владивосток, 22–27 сент. 1975 г.). Владивосток, 1975.

Александрова А.Н., Александров С.М. О характере перигляциальных отложений на Сахалине. – Докл. АН СССР, 1976, т. 226, № 2.

Александрова А.Н., Болдырева В.П., Митрофанова Л.И. Строение плейстоценовых толщ Сусунайской депрессии о. Сахалина. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 4.

Александрова А.Н. Морские террасы Сахалина и Хоккайдо. – В кн.: Геоморфология и палеогеография шельфа. М.: Наука, 1978а.

Александрова А.Н. Спорово-пыльцевые спектры современных отложений Сахалина. – В кн.: Палинологические исследования на Дальнем Востоке. Владивосток, 1978б.

Алексеев М.Н. О принципах корреляции антропогеновых отложений Восточной Азии. – В кн.: Основные проблемы антропогена Евразии: (К VIII конгр. ИНКВА в Париже, 1968). М.: Наука, 1969.

Алексеев М.Н. Антропоген Восточной Азии. М.: Наука, 1978.

Алексейчик С.Н. Новейшие тектонические движения о. Сахалин. – Докл. АН СССР, 1952, т. 83, № 2.

Алексейчик С.Н. Схема тектонического районирования Сахалина. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 5.

Алексейчик С.Н. и др. Геологическое строение и газонефтеносность северной части Сахалина – Тр. ВНИГРИ, 1959, вып. 135.

Алексейчик С.Н., Гальцев-Безюк С.Д., Ковальчук В.С., Сычев П.М. Тектоника, история геологического развития и перспективы нефтегазоносности Сахалина. – Тр. ВНИГРИ, 1963, вып. 217.

Алехин В.В., Кудряшов Л.В., Говорухин В.С. География растений. М.: Учпедгиз, 1961.

Анерт Э.Э. Путешествие на восточное побережье Русского Сахалина в 1907 г. – Тр. Геол. ком. Новая сер., 1908а, т. 44, вып. 8.

Анерт Э.Э. Геологические исследования на восточном побережье Русского Сахалина. – Тр. Геол. ком. Новая сер., 1908б, вып. 45.

Атлас литолого-палеогеографических карт СССР/Под ред. А.П. Виноградова. М.: ГУГК, 1967. Т. IV.

Бацевич Л.Ф. Материалы для изучения Амурского края в геологическом и горно-промышленном отношении. СПб., 1894.

Березина Н.А. Некоторые факторы, определяющие формирование спорово-пыльцевого спектра, и использование спорово-пыльцевого анализа при геоботанических исследованиях: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. М.: МГУ, 1969.

Беспалый В.Г. Геоморфология и история развития бассейна р. Лангери. – Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1963, № 57.

Беспалый В.Г. К вопросу о четвертичных трансгрессиях моря в районах о. Сахалин и Курильской островной дуги. – В кн.: Докл. по геоморфологии и палеогеографии Дальнего Востока. Л.: ВГО, 1964, вып. 1.

Беспалый В.Г., Зданская Г.Г., Соловьев В.В. Стратиграфия четвертичных отложений Сахалина и сопредельных районов материка по данным спорово-пыльцевого анализа. – Тр. ВСЕГЕИ. Новая сер., 1967, т. 145, вып. 6.

Беспалый В.Г. Проблема границы четвертичных отложений о. Сахалин. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 7.

Борисов А.А. Палеоклиматы СССР. Л.: Изд-во ЛГУ, 1965.

Боярская Т.Д., Малаева Е.М. Развитие растительности Сибири и Дальнего Востока в четвертичном периоде. М.: Наука, 1967.

Брайцева О.А. Климатические колебания и четвертичные оледенения Камчатки: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1967.

Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Евтеева И.Г., Лупикина Е.Г. Стратиграфия четвертичных отложений и оледенения Камчатки. М.: Наука, 1968.

Бровко П.Ф. Формирование лагунного побережья северо-востока Сахалина: Афтореф. дис. ... канд. геогр. наук. Владивосток, 1979.

Буданов В.И., Владимиров А.Т., Ионин А.С., Каплин П.А., Медведев В.С. Современные вертикальные движения берегов дальневосточных мо-

рей. – Докл. АН СССР, 1957, т. 116, № 6.

Букреева Г.Ф. К вопросу об эволюции растительности северо-восточной Барабы и Новосибирского Приобья в неоген-четвертичное время (по данным спорово-пыльцевого анализа). – В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1965.

Бюдель Ю. Климатические зоны ледникового периода. – В кн.: Вопросы геологии четвертичного периода. М.: Изд-во иностр. лит., 1955.

Вангейгейм Э.А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогеновых отложений севера Восточной Сибири (по фауне млекопитающих). – Тр. ГИН АН СССР, 1961, вып. 48.

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. М.: Госгеолтехиздат, 1957.

Вихлянцев В.В., Морозова В.Ф. Новые данные по стратиграфии кайнозойских отложений Эвороно-Чукчагирской депрессии. – В кн.: Сб. статей по геологии и гидрогеологии. М.: Недра, 1965а, вып. 5.

Вихлянцев В.В., Морозова В.Ф. Стратиграфическое расчленение рыхлых кайнозойских отложений Эвороно-Чукчагирской депрессии на основе палеоботанических данных. – В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1965б.

Владимиров А.Т. Морфология и эволюция лагунного берега острова Сахалина. – Тр. ИО АН СССР, 1961, т. 10, № 8.

Властова Н.В. Торфяные болота Сахалина. М.: Изд-во АН СССР, 1960.

Волкова В.С. История развития растительности и основные этапы палеогеографии низовьев Иртыша в четвертичное время. – В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1965.

Вульф Е.В. Введение в историческую географию растений. М.; Л.: Сельхозгиз, 1933.

Гальцев-Безюк С.Д. О соединении Сахалина с материком и о. Хоккайдо в четвертичное время. – Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1964, № 1.

Гальцев-Безюк С.Д. Движение береговой линии Сахалина в антропогене. – В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. Хабаровск, 1968.

Гальцев-Безюк С.Д., Полунин Г.В. О нижней границе четвертичной системы на Сахалине. – В кн.: Природные ресурсы Сахалина, их охрана и использование. М.: 1975.

Ганешин Г.С. Вопросы геоморфологии Сахалина. – В кн.: Материалы Второго геоморфологического совещания. М.: Изд-во АН СССР, 1959а.

Ганешин Г.С. Материалы по геоморфологии и четвертичной геологии острова Сахалина. – В кн.: Четвертичная геология и геоморфология. Л.: 1959б, № 15.

Ганешин Г.С. Четвертичные отложения Сахалина. – В кн.: Материалы совещ. по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. М.: Госнаучтехиздат, 1961.

Ганешин Г.С. Четвертичная система. – В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1970. Т. 33. Остров Сахалин.

Гедройц Н.А. Геологические исследования на р. Пильтун, Северный Сахалин. – Изв. Геол. ком., 1928, т. 47, № 4.

Геоботаническое районирование СССР/ Под ред. Е.М. Лавренко. М.; Л., 1947.

Геологическое развитие Японских островов/Под ред. М. Масао, Г. Масао, Ф. Мицуо. М.: Мир, 1968.

Геология СССР. М.: Недра, 1970. Т. 33. Остров Сахалин.

Герасимов И.П., Марков К.К. Ледниковый период на территории СССР. – Тр. ИГ АН СССР, 1939, вып. 33.

Гитерман Р.Е. Этапы развития четвертичной растительности Якутии и их значение для стратиграфии. – Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 79.

Голубева Л.В. Спорово-пыльцевые спектры четвертичных отложений северо-западной части Западно-Сибирской низменности. – Тр. ГИН АН СССР, 1960, вып. 31.

Голубева Л.В., Матвеева О.В., Гитерман Р.Е., Коренева Е.В. Спорово-пыльцевые спектры четвертичных отложений Западной и Центральной Сибири и их стратиграфическое значение. – Тр. ГИН АН СССР, 1960, вып. 31.

Григорьев В.П. Циркуляция атмосферы в период максимального оледенения как база для реконструкции климата ледниковой эпохи. – Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1946, № 29.

Гричук В.П. Опыт характеристики состава пыльцы в современных отложениях различных растительных зон европейской части СССР. В кн.: Проблемы физической географии. М., 1942, вып. 11.

Гричук В.П. Ископаемые флоры как палеонтологическая основа стратиграфии четвертичных отложений. – В кн.: Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. М.: Изд-во АН СССР, 1961.

Гричук В.П. Опыт реконструкции некоторых элементов климата северного полушария в атлантический период голоцена. – В кн.: Голоцен. М.: Наука, 1969.

Гричук М.П. К применению метода спорово-пыльцевого анализа в Сибири. – В кн.: Науч. докл. Высш. школы Геол.-геогр. науки, 1959, № 1.

Гричук М.П. Об основных чертах развития природы южной части Западно-Сибирской низменности и стратиграфическом расчленении четвертичных отложений. – В кн.: Материалы Всесоюз. совещ. по изуч. четвертич. периода. М.: Изд-во АН СССР, 1961, т. 3.

Гричук М.П. Закономерности формирования современных спорово-пыльцевых спектров как основа для интерпретации ископаемых спорово-пыльцевых спектров. – В кн.: История развития растительности внеледниковой зоны Западно-Сибирской низменности в позднеплиоценовое и четвертичное время. М.: Наука, 1970, вып. 92.

Гричук М.П., Соколова Н.С. Новые данные о развитии природы южной части о. Сахалина в четвертичный период. – В кн.: Науч. докл. Высш. школы Геол.-геогр. науки, 1959, № 2.

Громов В.И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (млекопитающие, палеолит). – Тр. ИГН АН СССР. 1948, вып. 64, № 17.

Дамперов Д.И. Геологические исследования в Нутовском районе восточного побережья о. Сахалина летом 1927 г. – Изв. Геол. ком., 1928, т. 47, № 4.

Дамперов Д.И., Елисеев Б.И. О четвертичных отложениях Северного Сахалина в связи с вопросом о четвертичных террасах. – В кн.: Тр. II Междунар. конф. по изуч. четвертич. периода. 1933, вып. 3.

Дегтяренко Ю.П. Древнее оледенение Корякской горной системы. – В кн.: Тр. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та, 1961, т. 64.

Ерошенко Н.В., Александрова А.Н. Стратиграфия четвертичных отложений Дальнего Востока и их корреляция. – В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. Хабаровск, 1968.

Ерошенко Н.В., Александрова А.Н. Геологическая карта СССР (м-б 1 : 1 000 000). Новая серия. Лист N-53, 54, Карта четвертичных отложений. М.: ВСЕГЕИ, 1976.

Жидкова Л.С. Биостратиграфия плиоценовых отложений Сахалина. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1962а, т. 37, № 5.

Жидкова Л.С. Биостратиграфия верхнетретичных отложений южной части Сахалина. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1962б, т. 37, № 4.

Жидкова Л.С. Биостратиграфическая корреляция палеогеновых и неогеновых отложений северо-запада Тихоокеанской провинции. – Тр. СахКНИИ СО АН СССР, 1975, № 21.

Жидкова Л.С., Кузина И.Н., Попова Л.А. Биофациальные особенности позднемиоценового и плиоценового бассейнов Северо-Восточного Сахалина. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1968, т. 43, № 3.

Жузе А.П. Сопоставление результатов диатомового анализа отложений Охотского и Берингова морей. – Докл. АН СССР, 1954, т. 10, № 1.

Жузе А.П., Коренева Е.В. К палеогеографии Охотского моря. – Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1959, № 2.

Жузе А.П. Стратиграфия донных отложений на северо-западе Тихого океана. – Тр. Ин-та геологии АН ЭССР, 1961, № 8.

Жузе А.П. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. М.: Изд-во АН СССР, 1962.

Жузе А.П. Диатомеи в осадках плейсто-

ценового и позднеплиоценового возраста бореальной области Тихого океана. – В кн.: Основные проблемы микропалеонтологии и органогенного осадконакопления в океанах и морях. М.: Наука, 1969.

Заклинская Е.Д. Материалы к изучению состава современной растительности и ее спорово-пыльцевых спектров для целей биостратиграфии четвертичных отложений (широколиственный и смешанный лес). – Тр. ИГН АН СССР. Сер. геол., 1951, № 48, вып. 127.

Земцова А.И. Климат Сахалина. Л.: Гидрометеоиздат, 1968.

Зенкевич Н.Л. Рельеф дна северной части Японского моря. – Тр. ИО АН СССР, 1957, т. 22.

Зубаков В.А. Климатостратиграфия плейстоценовых (четвертичных) отложений и ее основные проблемы. – В кн.: Проблемы стратиграфии и палеогеографии. – Тр. ВСЕГЕИ, Новая сер., 1968, т. 143.

Ильинский О.К., Егорова М.В. Циклоническая деятельность над Охотским морем в холодное полугодие. – Тр. ВДНИГМИ, 1962, вып. 14.

Каплин П.А. Развитие береговой зоны морей и океанов в послеледниковое время: Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. М., 1970.

Караулова Л.П., Короткий А.М., Царько Е.И. Морской голоцен Приморья. – В кн.: Палинология голоцена и маринопалинология. М.: Наука, 1973.

Карта четвертичных отложений СССР. М-б 1 : 5 000 000/Под ред. Г.С. Ганешина. М.: ВСЕГЕИ, 1962.

Кинд Н.В. Поздне- и послеледниковье Сибири (новые материалы по абсолютной хронологии). – В кн.: Голоцен: (К VIII конгр. ИНКВА). М.: Наука, 1969.

Кинд Н.В. Изменение климата и оледенения в верхнем антропогене (абсолютная геохронология): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1971.

Климатический атлас СССР. Ч. I, II. М.: ГУМС при Сов. Мин. СССР, 1960.

Кобаяси Г. Очерк геологии Северного Сахалина. – Нефт. хоз-во, 1926, т. 11, № 7.

Козырев В.Д., Гринберг И.Г., Кузина И.Н., Жидкова Л.С. Геологическое строение и газонефтеносность южной части Сахалина. – Тр. ВНИГРИ, 1960, вып. 156.

Козяр Л.А. Категории, выделяемые при спорово-пыльцевом анализе, и их отношение к основным подразделениям, принятым в стратиграфии и палеогеографии. – В кн.: К методике палеопалинологических исследований: (Материалы к II Междунар. палинолог. конф.). Л., 1966.

Колесников Б.П., Ливеровский Ю.И., Никольская В.В. Природные ландшафты прерий на советском Дальнем Востоке и их происхождение. – Изв. АН СССР, Сер. геогр., 1961, № 1.

Колосков П.И. Климатическое описание Южного Сахалина. Л.; М.; Гидрометеоиздат, 1936.

Коренева Е.В. Изучение современных морских отложений методом спорово-пыльцевого анализа. – Тр. ИО АН СССР, 1955, т. 13.

Коренева Е.В. Спорово-пыльцевой анализ донных отложений Охотского моря. – Тр. ИО АН СССР, 1957, № 22.

Краснов И.И. Дискуссионные вопросы ледниковой теории и антигляциализм. – Тр. ВСЕГЕИ. Новая сер., 1968. т. 143.

Краснов И.И., Никифорова К.В. Схема стратиграфии четвертичной (антропогеновой) системы, уточненная по материалам последних лет. – В кн.: Стратиграфия, палеогеография и литогенез антропогена Евразии: (К IX конгр. ИНКВА). М.: ГИН АН СССР, 1973.

Криштафович А.Н. Третично-четвертичная граница и ближайшие задачи изучения четвертичных отложений Дальнего Востока. – Тр. ВГО, 1932, вып. 225.

Криштафович А.Н. Развитие ботанико-географических провинций северного полушария с конца мелового периода. – Сов. ботаника, 1936, № 3.

Криштафович А.Н. Эволюция растительного покрова в геологическом прошлом и ее основные факторы. – В кн.: Материалы по истории флоры и растительности СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1946, вып. 2.

Криштафович А.Н. Развитие ботанико-географических областей северного полушария с начала третичного периода. – В кн.: Вопросы геологии Азии, М.: Изд-во АН СССР, 1955, т. 2.

Криштафович А.Н. Происхождение флоры ангарской суши. – В кн.: Материалы по истории флоры и растительности СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1958, вып. 3.

Кропоткин П.Н. Краткий очерк тектоники и палеогеографии южной части советского Дальнего Востока. – В кн.: Вопросы геологии Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1954, т. 1.

Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. – Тр. ГИН АН СССР, 1965, вып. 135.

Кузина И.Н., Новиков Г.Н., Владимиров А.С. Стратиграфия неогеновых отложений центральной части Поронайской впадины. – Изв. Сах. отд. ГО СССР, Южно-Сахалинск, 1971, вып. 2.

Кузнецов Н.И. Растительность Японии и значение ее в истории развития растительности земного шара. – Науч. обозрение 1897, № 41, 42.

Кулаков А.П. О морских террасах Южного Сахалина. – В кн.: Вопросы геологии и океанологии советского сектора Тихоокеанского подвижного пояса. Владивосток, 1968а.

Кулаков А.П. О развитии береговых линий Охотского и Японского морей в четвертичное время. – В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. Хабаровск, 1968б.

Кулаков А.П. Четвертичные береговые линии Охотского и Японского морей. Новосибирск: Наука, 1973.

Кулаков А.П., Назаренко Е.М. Морская терраса у г. Александровска – Сахалинского (западное побережье о. Сахалин). – В кн.: Комплексные исследования шельфа. Владивосток, 1972.

Кулаков А.П., Никольская В.В., Федорова Р.В. О развитии ландшафтов Юго-Западного Сахалина в голоцене. – Изв. ВГО, 1973, т. 105, вып. 2.

Куприна Н.П. Стратиграфия и история осадконакопления плейстоценовых отложений Центральной Камчатки. – Тр. ГИН АН СССР, 1970, вып. 216.

Курдюков К.В. Строение наземной (субаэральной) дельты. – Докл. АН СССР, 1954, т. 94, № 4.

Курдюков К.В. Основные вопросы изучения наземных дельт. – Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1957, № 21.

Куренцова Г.Э. Растительность Приханкайской равнины и окружающих предгорий. М.: Изд-во АН СССР, 1962.

Лавров В.М. Геологическое строение шельфа западного побережья о. Сахалин. – Докл. АН СССР, 1961, т. 136, вып. 4.

Лавров В.М. Геоморфология материковой отмели западного побережья Южного Сахалина. – Докл. АН СССР, 1963, т. 143, вып. 5.

Леонтьев О.К. Основы геоморфологии морских берегов. М.: Изд-во МГУ, 1961.

Леонтьев О.К., Лоргус В.А., Лукьянова С.А. Новейшие вертикальные движения и динамика берегов материкового побережья Сахалинского залива Охотского моря. – В кн.: Сб. докладов междувед. конф. по динамике морских берегов. Таллин. Изд-во АН ЭССР, 1966.

Линдберг Г.У. Геоморфология дна окраинных морей Восточной Азии и распространение пресноводных рыб. – Изв. ВГО, 1946, т. 78, вып. 3.

Линдберг Г.У. Происхождение фауны типично пресноводных рыб бассейнов Японского моря. – Бюл. МОИП. Отд. биол., 1947, т. 52, № 3.

Линдберг Г.У. Подводные каньоны и палеогеография. – В кн.: Материалы по четвертичному периоду СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1952, вып. 3.

Линдберг Г.У. Четвертичный период в свете биогеографических данных. М.: Изд-во АН СССР, 1955.

Линдберг Г.У. К четвертичной истории дальневосточных морей. – Докл. АН СССР, 1956а, т. 111, № 2.

Лисицын А.П., Удинцев Г.Б. О древних береговых линиях на дне моря. – Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1953, № 1.

Лоргус В.А., Лукьянов С.А. О морских отложениях и террасах материкового побережья Сахалинского залива. – Вестн. МГУ. Сер. 5, География, 1965, № 6.

Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М.: Изд-во МГУ, 1955.

Малаева Е.М. Верхнеплиоценовые-плейстоценовые флоры Северной Камчатки и их значение для стратиграфии и палеогеографии: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1965.

Мальгина Е.А. Опыт сопоставления распространения пыльцы некоторых древесных пород с их ареалами в пределах европейской части СССР – Тр. ИГ АН СССР, 1950, № 46, вып. 3.

Мальгина Е.А. Спорово-пыльцевые спектры поверхностных проб из различ-

ных зон Поволжья. – Тр. ИГ АН СССР, 1952, № 52, вып. 7.
Марков К.К. Происхождение современных географических ландшафтов. – В кн.: Вопросы географии. М.: Изд-во АН СССР, 1956.
Марков К.К. Палеогеография. М.: Изд-во МГУ, 1960.
Марков К.К., Гричук М.П., Лазуков Г.И. Основные закономерности развития природы СССР в четвертичном периоде (ледниковом периоде – антропогене). – Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1961, т. 29.
Марков К.К. Основные стратиграфические рубежи четвертичной системы. – Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1964, т. 20.
Марков К.К., Суэтова И.А. Эвстатические колебания уровня океана. – В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1965.
Махова Ю.В. Основные черты истории растительности Амуро-Зейской равнины в неогене и плейстоцене по палинологическим данным: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1971.
Медведев В.С. Некоторые черты строения и динамики западного побережья острова Сахалин. – Тр. ИО АН СССР, 1959, № 8.
Медведев В.С. Некоторые черты строения и динамики западного побережья о. Сахалин. – Тр. Океаногр. комис. АН СССР, 1961, № 8.
Менард Г.У. Геология дна Тихого океана. М., Изд. Мир, 1966.
Муратова М.В. История развития растительности и климата Юго-Восточной Чукотки в неоген-плейстоцене. М.: Наука, 1973.
Нейштадт М.И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М.: Изд-во АН СССР, 1957.
Никифорова К.В. Основные проблемы антропогена Северной Евразии. – В кн.: Основные проблемы геологии антропогена Евразии. М.: Наука, 1969.
Никольская В.В. О нахождении костей трогонтериевого слона в четвертичных отложениях юга советского Дальнего Востока. М.: Изд-во АН СССР, 1951.
Никольская В.В., Чичагов В.П. О четвертичном оледенении в бассейне Амура. – Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1962, № 19.
Никольский А.М. Остров Сахалин и его фауна позвоночных животных. – Прил. № 5 к "Запискам СПб. Академии наук", 1889, т. 60, № 5.
Пермяков А.И. Особенности формирования спорово-пыльцевых спектров современных континентальных осадочных отложений (на примере бассейна р. Енисей) – Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1964, вып. 25.
Петров О.М. Стратиграфия и фауна морских моллюсков четвертичных отложений Чукотского полуострова. – Тр. ГИН АН СССР, 1966, вып. 155.
Петров О.М., Хорева И.М. Корреляция позднеогеновых и четвертичных отложений крайнего Северо-Востока СССР и Аляски. – В кн.: Граница третичного и четвертичного периодов. М.: Наука, 1968.
Плешаков И.Б. Альпийская складчатость в Сахалинско-Камчатской области. – Сов. геология, 1938, т. VIII, № 6.
Плешаков И.Б. Геология и нефтеносность юго-восточной части советского Сахалина. Л., 1940.
Плешаков И.Б. Геологическое строение и нефтеносность пограничного района Восточного Сахалина. – Тр. ВНИГРИ. Новая сер., 1956, вып. 99.
Прялухина А.Ф. Четвертичные отложения Курильских островов. – Тр. СахКНИИ СО АН СССР, 1964, вып. 14.
Пущаровский Ю.М. О тектонике Сахалина. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 12.
Пьявченко Н.И. Результаты пыльцевого анализа торфяников Северного Сахалина. – Докл. АН СССР, 1954, т. 59, № 1.
Пьявченко Н.И. Отражение современного состава леса в рецентных пыльцевых спектрах. – Ботан. журн., 1968, т. 53, № 2.
Растительный покров СССР/Под ред. Е.М. Лавренко, В.Б. Сочавы. М.: Изд-во АН СССР, 1956.
Ратновский И.И. Геологическое строение полуострова Шмидта на Сахалине. – Тр. ВНИГРИ, 1960, вып. 146.
Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Л.: Гостоптехиздат, 1961.

Решения Международного коллоквиума по проблеме "Граница между неогеном и четвертичной системой": Сб. докл. М., 1973, Т. IV.
Ричардс Г. Морские отложения и береговые линии плейстоцена в Северной и Южной Америке. – Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1967, № 33.
Родников А.Г., Родникова Р.Д., Севастьянов К.М., Табояков А.Я. Основные структурные элементы Японо-Сахалинской островной дуги. – Геофиз. бюл., 1969, № 20.
Рудич Е.М. К истории формирования мезо-кайнозойской структуры Сахалина. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1958, т. 33, № 6.
Рудич Е.М. Основные закономерности тектонического развития Приморья, Сахалина, Японии как зоны перехода от континента к океану. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
Рудич Е.М., Скиба С.И. Основные этапы развития рельефа и новейшая тектоника Южного Сахалина – Вестн. МГУ. Сер. 5, География, 1959, № 3.
Русаков Д.Ф., Золин Я.И. Проявление верхнетретичного вулканизма в Тымь-Поронайской низменности. – Тр. ВНИГРИ, 1961, вып. 1817.
Саса Ясида. Стратиграфия неогена северо-восточной части Южного Сахалина и сопоставление неогена Северного и Южного Сахалина. – Геол. журн., 1937, т. 44, № 528.
Сергин С.Я., Сергин В.Я. Исследование динамики колебаний климата на протяжении четвертичного периода. – Докл. АН СССР, 1969, т. 186, № 4.
Синицын В.М. Палеогеография Азии. Л.: Изд-во АН СССР, 1962.
Сирык И.М., Стасенков В.В. К вопросу о перспективах газонефтеносности Сусунайской депрессии. – Тр. СахКНИИ СО АН СССР, 1962, вып.12.
Скворцов Ю.Г. Генетические типы четвертичных отложений в речных долинах. – Изв. Узб. фил. ВГО СССР, 1956, № 2.
Скиба Л.А. История развития растительности Камчатки в позднем кайнозое. – Тр. ГИН АН СССР, 1975, вып. 276.
Смехов Е.М. Геологическое строение острова Сахалина и его нефтегазоносность. Л.: Гостоптехиздат, 1953.
Смехов Е.М. Некоторые данные по стратиграфии третичных отложений Северного Сахалина. – Тр. НГРИ. Сер.Б, 1935, вып. 51.
Смехов Е.М. Геологические исследования в юго-западной части Северного Сахалина. – Тр. НГРИ. Сер. А, 1939, вып. 119.
Смехов Е.М. Геологическое строение Сахалина. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 1.
Снеговской С.С., Александров С.М. О тектонике западного борта Курильской котловины. – Геотектоника, 1971, № 5.
Соловьев В.В. Четвертичное оледенение острова Сахалина. – Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1960, № 29.
Соловьев В.В. Геоморфологическое строение о. Сахалина. – Материалы ВСЕГЕИ. Новая сер., 1961, вып. 42, № 3.
Соловьев В.В. Проблема четвертичного оледенения Сихотэ-Алиня и Сахалина. – В кн.: Докл. по геоморфологии и палеогеографии Дальнего Востока. Л., 1964, вып. 1.
Соловьев В.В., Ганешин Г.С. Развитие рельефа и формирование четвертичных отложений Сахалина. – Тр. ВСЕГЕИ. Новая сер., 1971, т. 172.
Соловьев В.В., Зданская Г.Г. Стратиграфия голоцена Южного Приморья и Сахалина (по данным спорово-пыльцевого анализа). – Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1962, № 52.
Справочник по климату СССР. Л.: Гидрометеоиздат, 1966. Вып. 25, 26, 27, 33, 34.
Табоякова Л.А. Палинологические комплексы верхнемиоценовых и плиоценовых отложений о. Сахалина и их стратиграфическое значение. – В кн.: Палинология кайнофита: Тр. III Междунар. палинол. конф. М.: Наука, 1973.
Тарасевич Ю.Н., Бородин О.П., Табояков А.Я. Некоторые новые данные о кайнозойских отложениях Тонино-Анивского полуострова. – Изв. Сах. отд-ния ГО СССР, 1971, вып. 2, с. 42–52.
Тихонович Н.П. Предварительный отчет об экспедиции на полуостров Шмидта в Северном Сахалине в 1903 г. – Изв. Геол. ком., 1909, т. 28, № 154.
Тихонович Н.П. Полуостров Шмидта. – Тр. Геол. ком. Новая сер., 1914, вып. 82.
Тихонович Н.П., Полевой П.И. Геоморфологический очерк Русского Сахалина. – Тр. Геол. ком. Новая сер., 1915, вып. 120.

Толмачев А.И. К познанию пихт, произрастающих на Сахалине. – В кн.: Ботан. материал гербария БИН АН СССР, 1954, 16.

Толмачев А.И. Геоботаническое районирование острова Сахалина. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1955.

Толмачев А.И. О флоре острова Сахалин.– В кн.: Комаровские чтения, XII. М.; Л.: Изд во АН СССР, 1959.

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.

Удинцев Г.Б. Рельеф дна Охотского моря. – Тр. ИО АН СССР, 1957а, т. 22.

Удинцев Г.Б. Основные черты развития рельефа дна Охотского моря в четвертичном периоде. – Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1957б, т. 13.

Федорова Р.В. Количественные закономерности распространения пыльцы древесных пород воздушным путем. Тр. ИГ АН СССР, 1952а, т. 52, вып.7.

Федорова Р.В. Распространение пыльцы и спор текучими водами. – Тр. ИГ АН СССР, 1952б, т. 52, вып. 7.

Фирсов Л.В., Панычев В.А., Орлова Л.А. Радиоуглеродные даты лаборатории геохронологии института Геологии и геофизики СО АН СССР. – Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, АН СССР, 1972, № 38.

Хоменко И.П. К вопросу об отрицательном движении северо-восточного берега о. Сахалин в конце постплиоцена. – Вестн. Геол. ком., 1928, т. 3, № 2.

Хотинский Н.А. Палинологические материалы к проблемам палеогеографии голоцена Тихоокеанской окраины СССР. – В кн.: Палинология голоцена: К III Междунар. палинол. конф. М.: Наука, 1971.

Хотинский Н.А., Шулия К.С. Радиоуглеродные датировки и пыльцевая стратиграфия голоценовых отложений Сахалина. – Геохимия, 1972, № 11.

Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977.

Цыганова Н.А., Захарова М.А., Тарасевич Ю.Н. К познанию четвертичных отложений побережья залива Терпения – Тр. СахКНИИ СО АН СССР, 1962, вып. 12.

Чемеков Ю.Ф. Стратиграфия антропогена Дальнего Востока.– В кн.: Материалы Всесоюз. совещ. по изуч. четвертич. периода. М.: Наука, 1961б, т. II.

Чемеков Ю.Ф. Четвертичные трансгрессии дальневосточных морей и северной части Тихого океана.– Тр. ИГ АН ЭССР, 1961в, т. 8.

Чемеков Ю.Ф. Западное Приохотье. – В кн.: История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1975.

Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. – Тр. ГИН АН СССР, 1966, вып. 161.

Шевченко В.К. Древнее оледенение хребтов Дуссе-Алинь, Ям-Алинь и Тыльского. – В кн.: Сб. статей по геологии и гидрогеологии. М.: Недра, 1965, вып. 5.

Шмидт Ф.Б. Сахалинская флора. – В кн.: Тр. Сибирской экспедиции РГО. СПб., 1874.

Штемпель Б.М. Некоторые сведения о стратиграфии Южного Сахалина. Хабаровск, 1940.

Alexandrova A.N. Evolution of flora and the Pliocene-Pleistocene boundary in Sakhalin (according to palynological data). – In: Abstr. pap. presented to the First intern. congr. on Pacific Neogene stratigraphy, Tokyo: Japan, 1976. May 16–21. Tokyo: Sci. council Jap., Geol. Soc., Jap., 1976.

Blow W.H. Late Middle Eocene to recent planctonic foraminiferal biostratigraphy. – In: Proc. First Intern. Conf. Planctonic Microfossils, 1969, vol. 1.

Cox A. Geomagnetic reversals. – Science, 1969, vol. 163, N 3864.

Emery K.O. An international directory of oceanographers. 3rd ed. Wash: Co K.O. and M. Sears, 1960.

Fujii S., Mogi A. On coasts and shelves in their mutual relations in Japan during the Quaternary. – Quaternaria, 1970 (1971), vol. 12.

Fujii S., Lin C.C., Tjia H.D. Sea level changes in Asia during the past 11 000 years. – Quaternaria, 1971(1972), vol. 14.

Gohara Y. Climatic fluctuations and sea level changes during the Late Pleistocene and Early Holocene. – Pacif. Geol., 1976, N 11.

Hashimoto S., Minato M. Quaternary geology of Hokkaido. On the Ice ages and Post-glacial age of the Hidaka mountains range. – J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. 4, 1955, vol. 9, N 1.

Hatori K. et al. Latest Quaternary features of Tokyo Bay (JwE). – Quatern. Res., 1962, vol. 2.

Ikebe N. A synoptical table on the Quaternary stratigraphy of Japan. – J. Geosci. Osaka City Univ., 1969, vol. 12.

Ikebe N., Chiji M. Neogene biostratigraphy and geochronology in Japan. – Shizenshi-Kenkyu, 1969, vol. 1, N 4.

Iseki H. The erosional bases of the hate – Pleistocene buried valleys in the coastal region of Japan. – Quaternaria, 1971 (1972), vol. 14.

Ishida S. On the occurrence of a fossil elephant in the lower part of the Osaca group. – Rept Kansas Geol. Soc. Jap., 1963, vol. 49.

Ishida S., Maenaka K., Yokoyama T. Paleomagnetic chronology of volcanic ash of the Plio-Pleistocene series in Kinki District, part 12. – J. Geol. Soc. Jap., 1969, vol. 75, N 4.

Itihara M. Some problems of Quaternary sedimentaries in the Osaka and Asaki Areas, Japan. – J. Inst. Polytechn. Osaka Univ., 1961, ser. G, vol. 4.

Itihara M., Kamei T., Mitsunashi T. et al. The basis of the Plio-Pleistocene boundary in Japan: Collection of papers. – In: Intern. Colloq. on Problem Neogene – Quaternary Boundary. Moscow, 1972, vol. II.

Itihara M., Kamei T., Mitsunasi T. et al. The basis of the Plio-Pleistocene boundary in Japan. – J. Geosci. Osaka City Univ., 1973, vol. 16, art. 3.

Itihara M., Yoshikawa S., Inoue K. Stratigraphy of the Plio-Pleistocene Osaka group in Sennan-Senpoku area, South of Osaka, Japan: A standard stratigraphy of the Osaka group. – J. Geosci. Osaka City Univ., 1975, vol. 19.

Kamei T. Some problems on the succesion of the Quaternary mammalian faunas in Japan (JwE). – Earth Sci., 1962, 60/61.

Kameyama T. Two marine transgressions during Late Pleistocene in the Kammon district. – Geogr. J., 1968, vol. 74, N 11.

Kobayachi K. Past and present periglacial region in Japan (J.). – Earth Sci., 1962, 60/61.

Kosugi K. Etude Analytique des Dépôts de Sables et Galets Actuels d'Origines Diverses; Application au Processus de Formation des Surfaces de Terrasse Littorale dans Hokkaido. – Sci. Rep. Tôhoku Univ., sev. sér. (Geogr.), 1970, vol. 20, N 1; 1971, vol. 20, N 2.

Kosugi K. Essai sur domaines morphogénétique du Hokkaidô. – Sci. Rep. Tôhoku Univ., sev. ser. (Geogr.), 1973, vol. 23, N 1.

Kwanto Loam Research Group. – Earth Sci., 1960, N 46.

Machida T. Geomorphology in Japan–general. – Jap. Geogr. Tokyo, 1966.

Minato M. Mammonteusfaunene Hokkaido, Japan. – J. Geol. Geogr., 1955a, N 26, 1/2.

Minato M. Some problems on the Quaternary of Hokkaido (J.). – Kagaku (Science), 1955b, 25.

Minato M., Suyama K., Hasegawa K. et al. Absolute age af subsurface Late Quaternary deposits in the Niigata Lowland. – J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. 4, 1967, vol. 13, N 4.

Minato M., Hashimoto S., Fujiwara J., Kumano S. Pliocene– pleistocene deposits of Japan and a preferable pliocene–pleistocene boundary in Japan: Collection of papers. – In: Intern. Colloq. on Problem Neogene–Quaternary Boundary. Moscow, 1972, vol. II.

Motajoro J. Molluscan fossil from Karafuto. – J. Fac. Sci. Imp. Univ. Tokyo, 1929, sect. 2, vol. 2.

Nakagawa H. Pleistocene eustasy and glacial chronology along the Pacific coastal region of Japan (JwE). – Contribs Inst. Paleont. Tohoku Univ., 1961, vol. 54.

Nakagawa H., Niitsuma N., Hayasaka I. Late Cenozoic geomagnetic chronology of the Boso Peninsula. – J. Geol. Soc. Jap., 1969, vol. 75, N 5.

Nakagawa H., Kitamura N., Takayanagi Y., Sakai T., Oda M., Asana K., Niitsuma N., Takayama T., Matoba Y. and *Kitazato H.* Magnetostratigraphic correlation of neogene and pleistocene between the Japanese islands, central Pacific and Mediterranean regions. – Proceedings of the first international congress on Pasific Neogene stratigraphy, Tokyo, 1976.

Nakamura J., Tsukada M. Palynological aspects of the Quaternary in Hokkaido (I). – Res. rep. Kohi Univ., 1960, vol. 9 (Natur. sci. 1), N 10.

Naruse J. On the formation of the Paleo-Tokyo bay (JwE). – Quatern. Res., 1959, vol. 1, N 5.

Naruse J. Stratigraphy and sedimentation of

the late cenozoic diposits in the Southern Kanto region, Japan. – J. Geol. Geogr., 1961, vol. 32, N 5.

Ogosse S. Some consideration concerning the thermal changes indicated by molluscan fossils from the Upper Pliocene and the Lower Pleistocene strata in the Boso peninsula South Kanto, Japan. – J. Geol. Soc. Jap., 1961, vol. 67, N 794.

Opdyke N.D., Burckle L.H., Todd A. The extension of the magnetic time scale in sediments of the Central Pacific Ocean. – Earth and Planet. Sci.. Lett., 1974, vol. 22.

Quaternary System of Japan. Research Group on the Quaternary of Japan. Monogr. 15. Assoc. for Geol. Callabor. Japan, 1969.

Sasaki S. Soil geography in Hokkaido. Japan (JwE). Sapporo, 1960.

Selli R. The Pliocene–Pleistocene boundary in Italian marine sections and its relationship to continental stratigraphy. – Progr. Oceanogr., 1967, vol. 4.

Serizawa C. On some problems on Paleolithic in Japan (J). – In: History of Japan. Tokyo: I. Iwanami Choten Co Ltd, 1962.

Serizawa C. On Early Paleolithic in Japan. – Quatern. Res., 1971, vol. 10, N 4.

Takai F. Cenozoic mammalian fauna of the Japanese empire: (A preliminary note (J). – J. Geol. Soc. Jap., 1938, vol. 45, N 541.

Takai F., Matsumoto T., Toriyama R. Geology of Japan. Univ. Tokyo Press, 1963.

The geologic development of the Japanese islands. Ends. Minato Masao, Gorai Masao and Hunahashi Mitsuo. Tokyo, 1965.

Tsukada M. On the climatic changes of Postglacial age in Japan base of four pollen analyses. – Quatern. Res., 1958, vol. 1, N 2.

Tsukada M. Vegetation and climatic around 10 000 B.P. in central Japan. – Amer. J. Sci., 1967, vol. 265.

CONTENT

INTRODUCTION 5

PHYSICAL-GEOGRAPHICAL ESSAY 8
The main features of geological and geomorphological structure 9
Geomorphological composition of the Centre-Sakhalini depressions 11
Geomorphological composition of the coast 16
Climat 17
Vegetation cover and modern sporo and pollen spectrum 19

OBSERVATION OF STUDYING OF THE PLEISTOCENE OF SAKHALINI . . 27

COMPOSITION OF PLEISTOCENIC TERRAINS OF THE CENTRE-SAKHALINI DEPRESSIONS 31
Palynological characteristic of the key sections 31
Stratigraphy of pleistocenic deposits 43
The lower margin of pleistocene 43
Early pleistocene 55
Middle pleistocene 62
Upper pleistocene 68
Holocene 80

PLEISTOCENIC DEPOSITS OF THE COAST 88
Pliocene 92
Early pleistocene 96
Middle pleistocene 99
Upper pleistocene 112
Holocene 137

CORRELATION OF PLEISTOCENIC DEPOSITS OF SAKHALINI AND CONJUGATE AREAS 146

PALEOGEOGRAPHY OF SAKHALINI IN PLEISTOCENE 153
Variations of flora, vegetation and variations of climate in the Pleistocene 153
The main stages of the Sakhalini pleistocene history 163

CONCLUSIONS 177

SYNOPSIS 179

LITERATURE 180

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ 5

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК 8
Основные черты геологического и геоморфологического строения острова 9
Геоморфологическое строение депрессий 11
Геоморфологическое строение побережья 16
Климат 17
Растительный покров и современные спорово-пыльцевые спектры . . . 19

ОБЗОР ИЗУЧЕННОСТИ ПЛЕЙСТОЦЕНА САХАЛИНА 27

СТРОЕНИЕ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ТОЛЩ ЦЕНТРАЛЬНО-САХАЛИНСКИХ ДЕПРЕССИЙ 31
Палинологическая характеристика опорных разрезов 31
Стратиграфия плейстоценовых отложений 43
Нижняя граница плейстоцена 43
Нижний плейстоцен 55
Средний плейстоцен 62
Верхний плейстоцен 68
Голоцен 80

ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПОБЕРЕЖЬЯ 88
Плиоцен (эоплейстоцен) 92
Нижний плейстоцен 96
Средний плейстоцен 99
Верхний плейстоцен 112
Голоцен 137

КОРРЕЛЯЦИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ САХАЛИНА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ 146

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ САХАЛИНА В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ 153
Изменение флоры, растительности и колебание климата острова в плейстоцене 153
Основные этапы плейстоценовой истории Сахалина 163

ЗАКЛЮЧЕНИЕ 177

SYNOPSIS 179

ЛИТЕРАТУРА 180

к стр. 9

к стр. 9

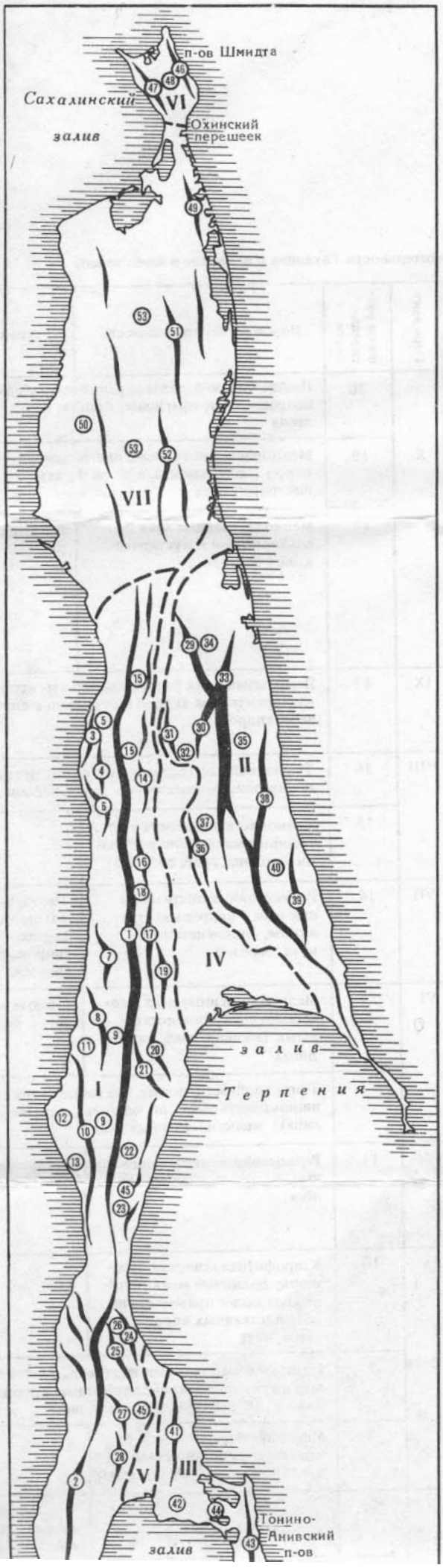


Рис. 1. Орографическая схема Сахалина

Орографические элементы: I — Западно-Сахалинские горы. Хребты: 1 — Камышовый; 2 — Южно-Камышовый; 3 — Прибрежный; 4 — Крутой; 6 — Агнеевский; 7 — Лесогорский; 8 — Углегорский; 10 — Приморский; 12 — Ламанон (плато); 14 — Таулан-Армуданский; 16 — Онорский; 17 — Поронайский; 19 — Славяновский; 20 — Восточно-Лисянский; 21 — Западно-Лисянский; 23 — Жданко; 24 — Долинский; 25 — Шренка; 27 — Мицулевский; 28 — Бамбуковый. 45 — грязевые вулканы. Депрессии: 5 — Владимировско-Александровская; 9 — Лесогорско-Красногорская; 11 — Углегорская; 13 — Айнская; 15 — Таулан-Армуданская; 18 — Хондаса-Онорская; Пугачевско-Макаровская; 26 — Фирсовская; II — Восточно-Сахалинские горы. Хребты: 29 — Набильский; 30 — Пиленговский; 31 — Хановский; 33 — Лунский; 36 — Абрамовский; 38 — Центральный; 39 — Южный. Депрессии: 32 — Белорецкая; 34 — Набильская; 35 — Лунская; 37 — Вальза—Дербышевская; 40 — Борская; III — Горы и долины Юго-Восточного Сахалина: 41 — Сусунайский хребет; 42 — Корсаковское плато; 43 — Тонино-Анивский хребет; 44 — Муравьевская низменность. IV — Тымь-Поронайская низменность. V — Сусунайская низменность. VI — Полуостров Шмидта: 46 — Западный хребет; 47 — Восточный хребет; 48 — Пиль-Диановская низменность. VII — Северо-Сахалинская равнина. Гряды: 49 — Оха-Эхабинская; 50 — Вагисская; 51 — Вал-Оссойская 52 — Джимданская. Низменность: 53 — Нышская. VIII — Северо-Западная низменность. IX — Байкальская низменность. X — Северо-Восточная низменность

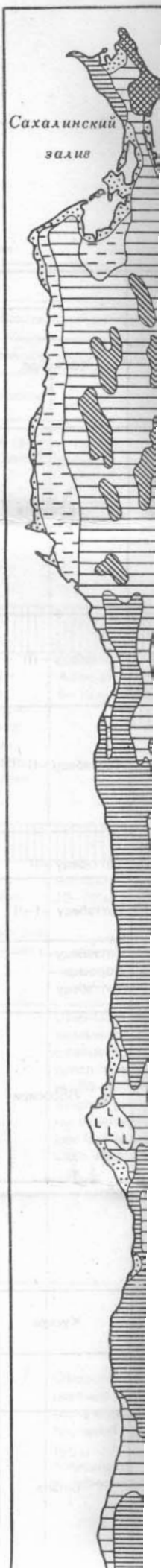


Рис. 2. Схема основных неотектонических и геоморфологических районов

к стр. 9

Рис. 1. Орографическая схема Сахалина

Орографические элементы: I – Западно-Сахалинские горы. Хребты: 1 – Камышовый; 2 – Южно-Камышовый; 3 – Прибрежный; 4 – Крутой; 6 – Агнеевский; 7 – Лесогорский; 8 – Углегорский; 10 – Приморский; 12 – Ламанон (плато); 14 – Таулан-Армуданский; 16 – Онорский; 17 – Поронайский; 19 – Славяновский; 20 – Восточно-Лисянский; 21 – Западно-Лисянский; 23 – Жданко; 24 – Долинский; 25 – Шренка; 27 – Мицулевский; 28 – Бамбуковый. 45 – грязевые вулканы. Депрессии: 5 – Владимировско-Александровская; 9 – Лесогорско-Красногорская; 11 – Углегорская; 13 – Айнская; 15 – Таулан-Армуданская; 18 – Хондаса-Онорская; Пугачевско-Макаровская; 26 – Фирсовская; II – Восточно-Сахалинские горы. Хребты: 29 – Набильский; 30 – Пиленговский; 31 – Хановский; 33 – Лунский; 36 – Абрамовский; 38 – Центральный; 39 – Южный. Депрессии: 32 – Белорецкая; 34 – Набильская; 35 – Лунская; 37 – Вальза–Дербышевская; 40 – Борская; III – Горы и долины Юго-Восточного Сахалина: 41 – Сусунайский хребет; 42 – Корсаковское плато; 43 – Тонино-Анивский хребет; 44 – Муравьевская низменность. IV – Тымь-Поронайская низменность. V – Сусунайская низменность. VI – Полуостров Шмидта: 46 – Западный хребет; 47 – Восточный хребет; 48 – Пиль-Диановская низменность. VII – Северо-Сахалинская равнина. Гряды: 49 – Оха-Эхабинская; 50 – Вагисская; 51 – Вал-Оссойская 52 – Джимданская. Низменность: 53 – Нышская. VIII – Северо-Западная низменность. IX – Байкальская низменность. X – Северо-Восточная низменность

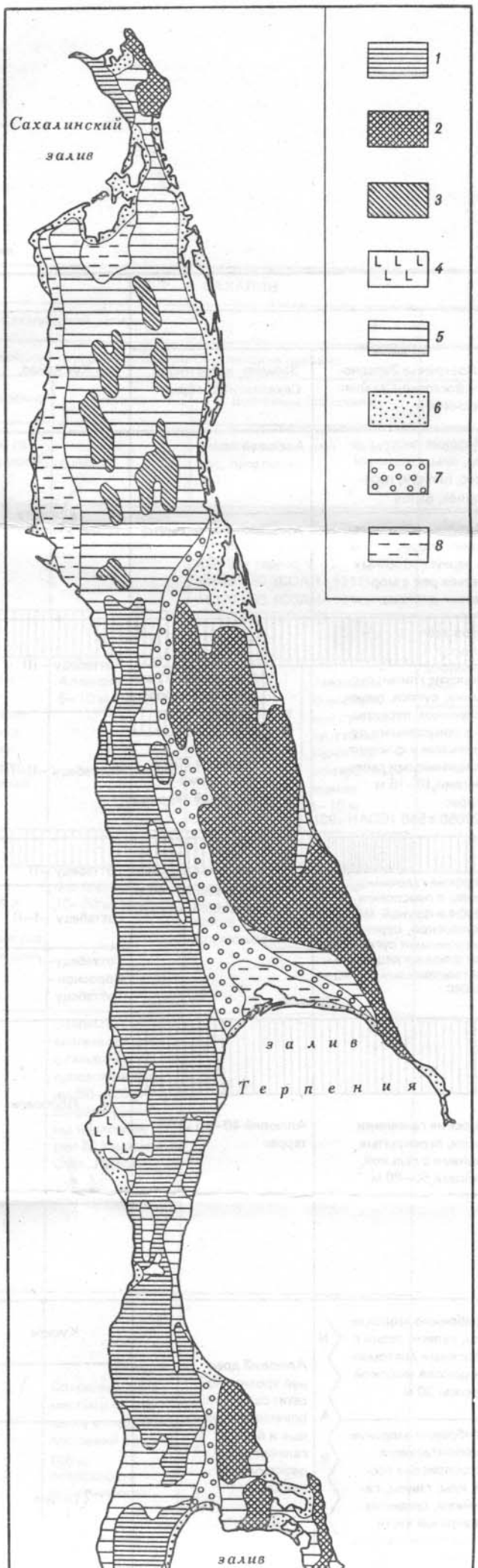
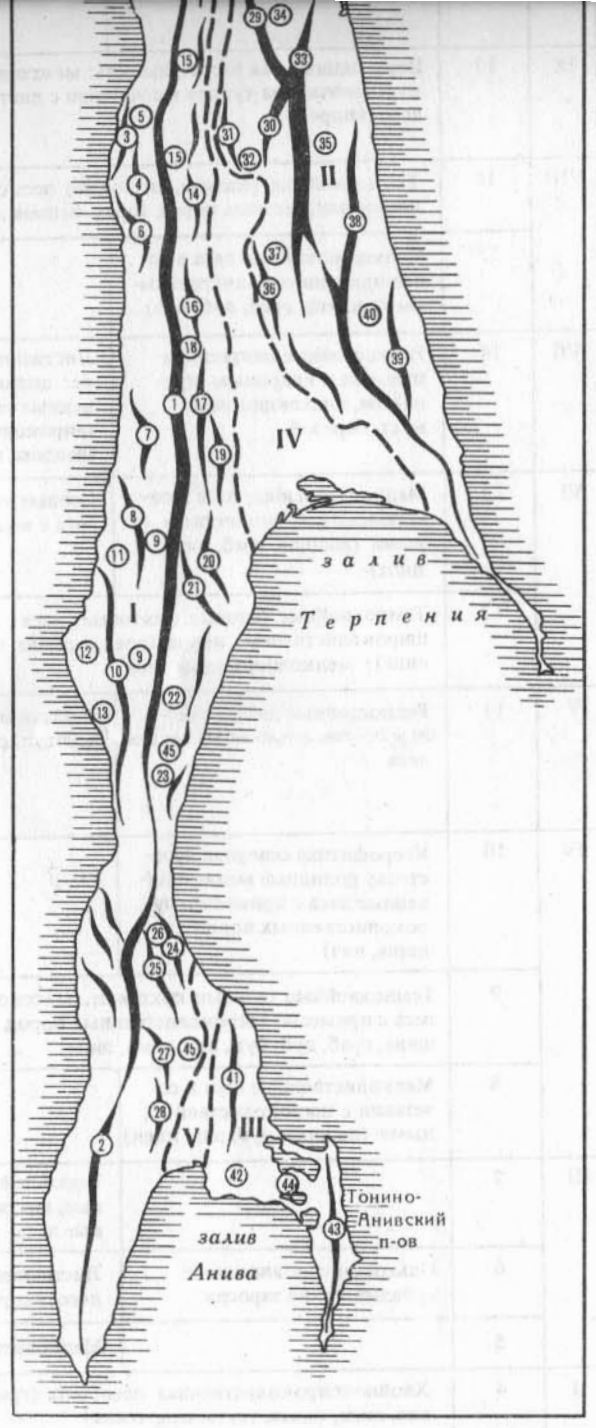


Рис. 2. Схема основных неотектонических и геоморфологических районов



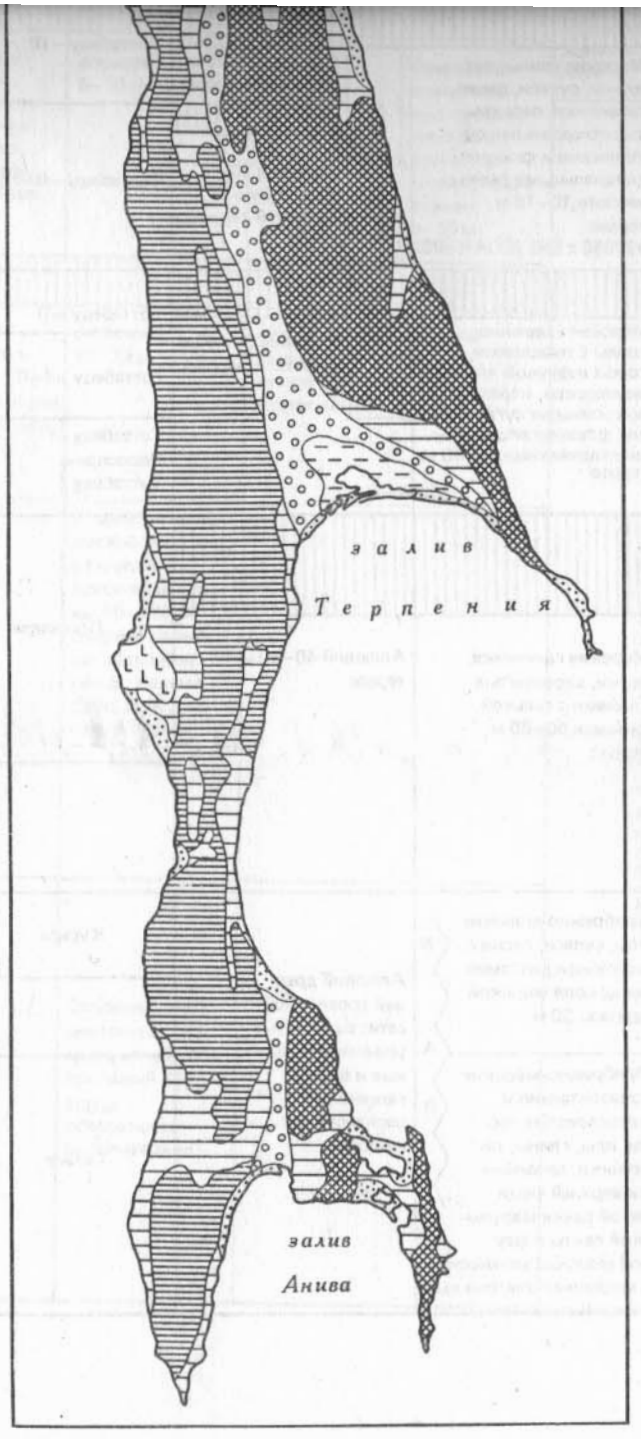


Рис. 2. Схема основных неотектонических и геоморфологических районов

Области интенсивных новейших поднятий: *1*–складчатые эрозионные горы; *2* – глыбовые эрозионные горы; *3* – складчатые денудационные гряды; *4* – вулканогенные плато. Области слабых новейших поднятий: *5* – складчатые равнины, предгорья и внутригорные котловины. Области новейших опусканий: *6* – морские аккумулятивные террасы; *7* – аллювиальные и пролювиальные аккумулятивные равнины; *8* – озерно-аллювиальные аккумулятивные равнины

к стр. 32

| Номера образцов | Горизонты | Глубина, м | | Пыльца деревьев и кустарников | | |

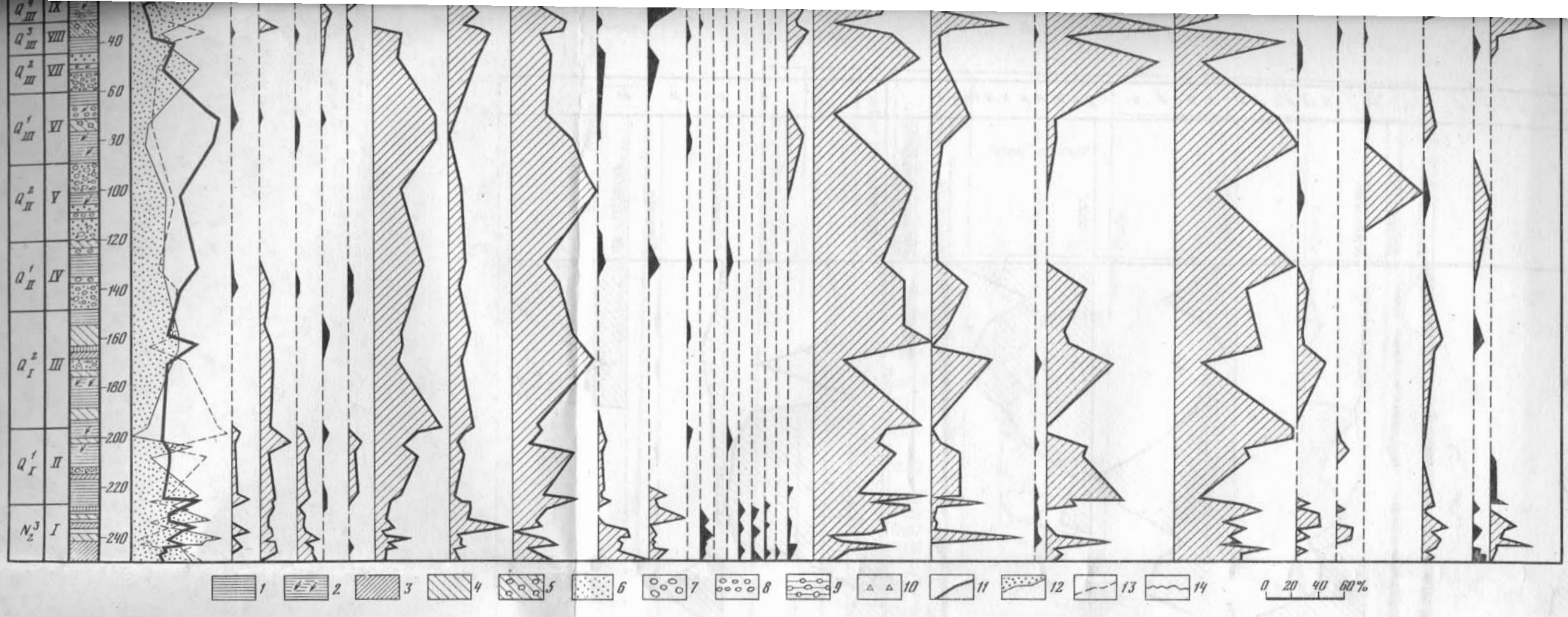


Рис. 8. Спорово-пыльцевая диаграмма неогеновых и плейстоценовых отложений Сусунайской депрессии, вскрытых скважиной в пос. Ново-Гроицкое

1 – глина; *2* – глина с детритом; *3* – суглинок; *4* – супесь; *5* – супесь с галькой; *6* – песок; *7* – галька, гравий; *8* – гравий; *9* – галечник с гравием и глинистым заполнителем; *10* – щебень; *11* – пыльца деревьев и кустарников; *12* – пыльца трав и кустарничков; *13* – споры; *14* – размывы по контактам слоев

к стр. 46

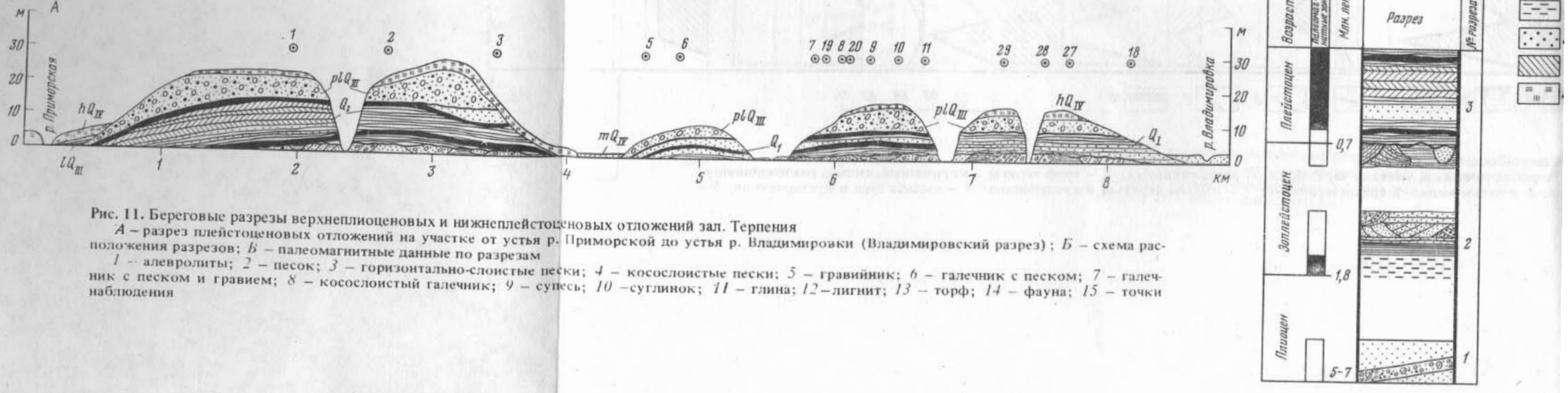


Рис. 11. Береговые разрезы верхнеплиоценовых и нижнеплейстоценовых отложений зал. Терпения

А – разрез плейстоценовых отложений на участке от устья р. Приморской до устья р. Владимировки (Владимировский разрез); *Б* – схема расположения разрезов; *В* – палеомагнитные данные по разрезам

1 – алевролиты; *2* – песок; *3* – горизонтально-слоистые пески; *4* – косослоистые пески; *5* – гравийник; *6* – галечник с песком; *7* – галечник с песком и гравием; *8* – косослоистый галечник; *9* – супесь; *10* – суглинок; *11* – глина; *12* – лигнит; *13* – торф; *14* – фауна; *15* – точки наблюдения

ны, предгорья и внутригорные котловины. Области новейших опусканий: *6* – морские аккумулятивные террасы; *7* – аллювиальные и пролювиальные аккумулятивные равнины; *8* – озерно-аллювиальные аккумулятивные равнины

к стр. 32

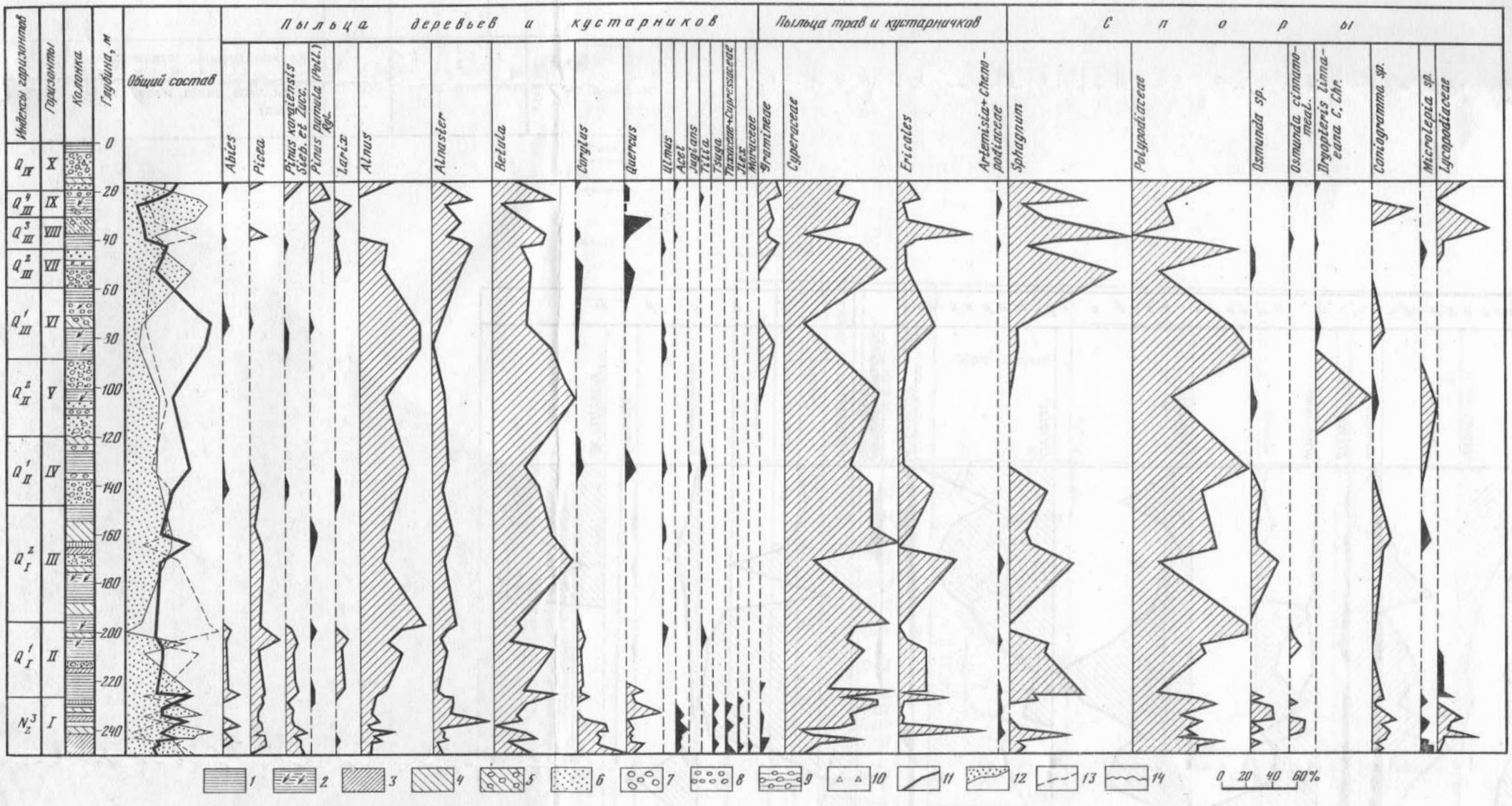
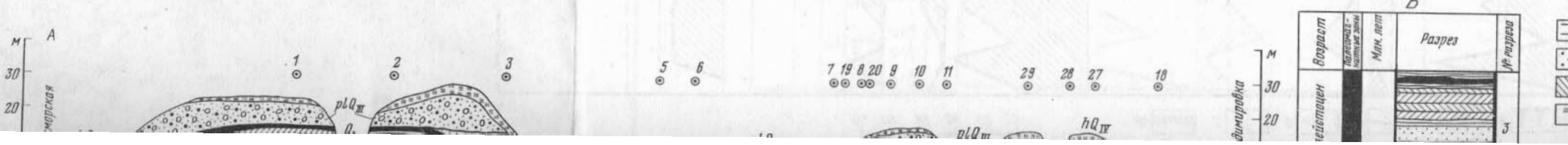


Рис. 8. Спорово-пыльцевая диаграмма неогеновых и плейстоценовых отложений Сусунайской депрессии, вскрытых скважиной в пос. Ново-Троицкое
1 – глина; *2* – глина с детритом; *3* – суглинок; *4* – супесь; *5* – супесь с галькой; *6* – песок; *7* – галька, гравий; *8* – гравий; *9* – галечник с гравием и глинистым заполнителем; *10* – щебень; *11* – пыльца деревьев и кустарников; *12* – пыльца трав и кустарничков; *13* – споры; *14* – размывы по контактам слоев

к стр. 46



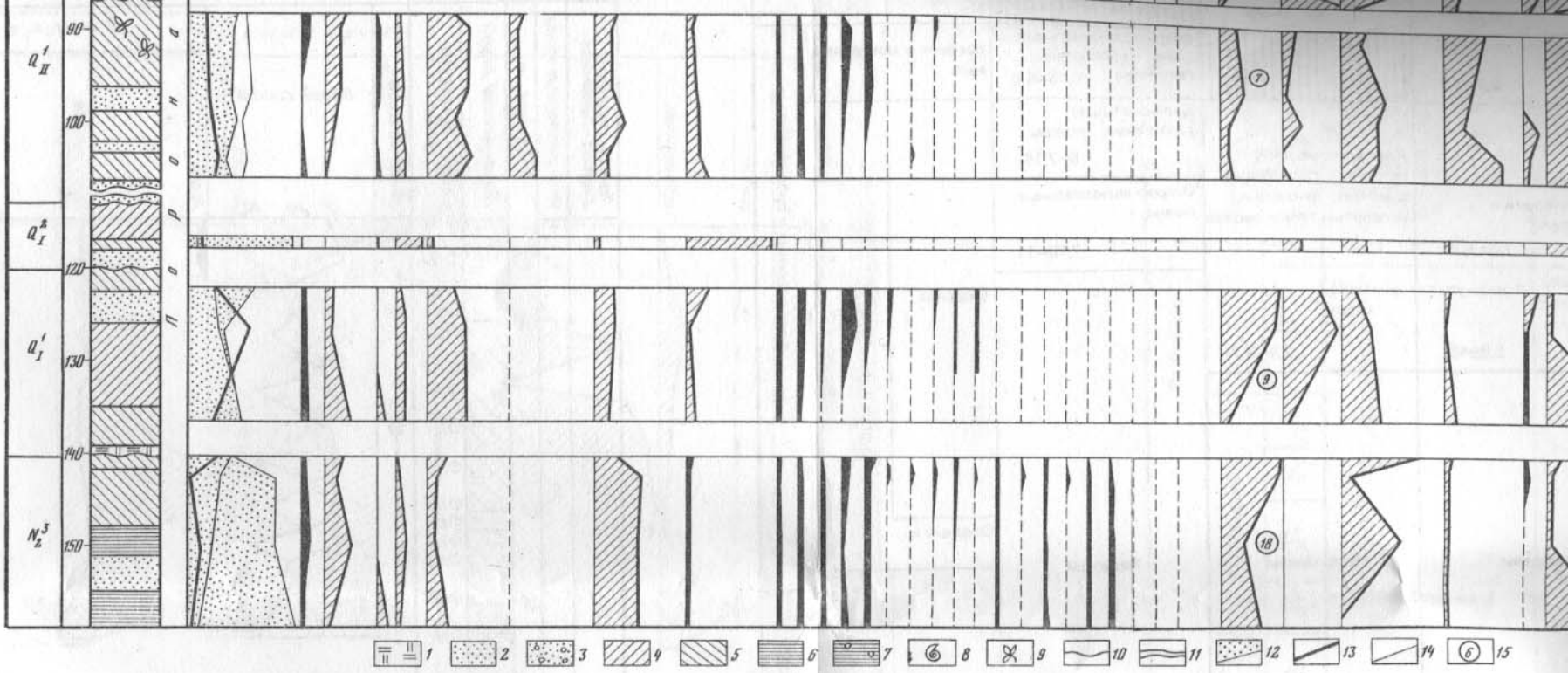
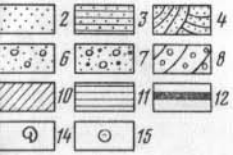


Рис. 7. Сводная спорово-пыльцевая диаграмма неогеновых и плейстоценовых отложений Поронайской депрессии
1 – торф; *2* – пески; *3* – пески с галькой; *4* – супеси; *5* – суглинки; *6* – глины; *7* – глины с галькой; *8* – фауна; *9* – растительные остатки; *11* – перерыв в колонке; *12* – пыльца деревьев и кустарников; *13* – пыльца трав и кустарничков; *14* – споры; *15* – число термофильных родов

к стр. 55



Б

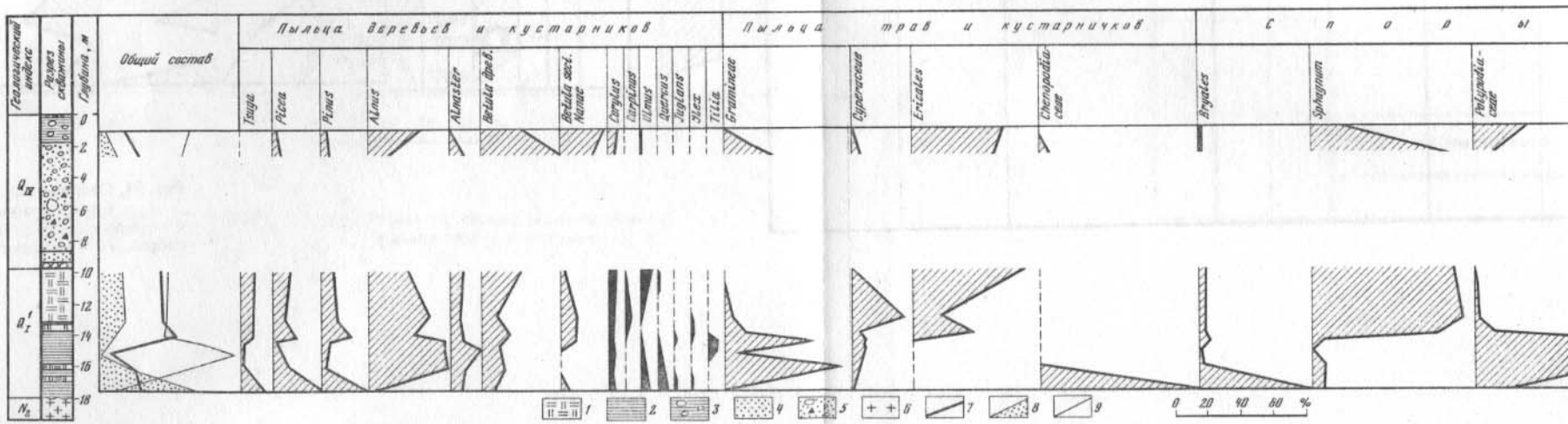


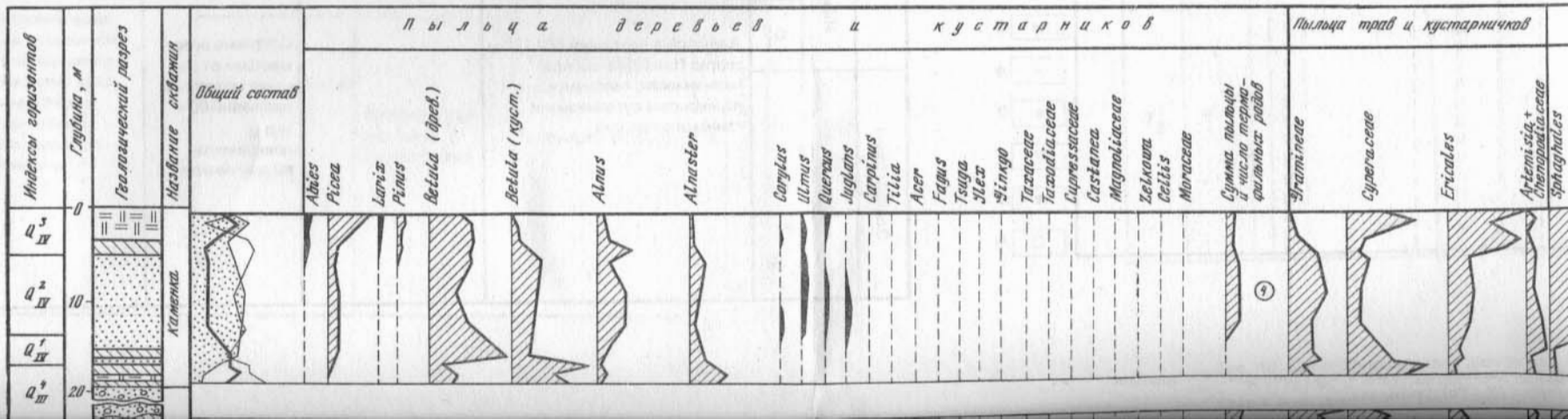
Рис. 19. Спорово-пыльцевая диаграмма нижнеплейстоценовых отложений, вскрытых скважиной в долине р. Житницы
1 – торф; *2* – глина; *3* – глина с галькой; *4* – пески; *5* – галечник с валунами, щебнем и песком; *6* – породы лиманской свиты плиоцена; *7* – пыльца деревьев и кустарников; *8* – пыльца трав и кустарничков; *9* – споры

| | | |

Alnaster	6	–	4	2	1	1	2	–	1	3	1	–	–	<1	–	<1	–	2	2	8	5	5
Corylus	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	6	–	–	5	3	–	–	–	–	–	–	–
Quercus	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	3	–	6	3	3	–	–	–	–	–	–	–
Ulmus	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	1	1	–	–	–	–	–	–	–
Juglans	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–												
Пыльца трав и кустарников																						
Gramineae	20	–	37	8	2*	40	11	15*	21	6*	–	3*	56	9	53	9*	–	4*	–	–	1	1
Cyperaceae	49	–	10	15	3	15	5	6	–	3	22	3	24	13	38	1	–	–	–	–	–	–
Ericales	3	1*	16	60	4	1	40	3	2	13	58	16	4	66	1	1	–	–	–	–	–	–
Artemisia	–	–	11	5	–	5	2	6	34	1	6	5	2	6	1	–	–	–	1*	–	5	5
Chenopodiaceae	–	–	4	2	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Ranunculaceae	1	1	6	5	–	2	–	–	–	–	6	–	4	–	–	2	–	–	–	–	–	–
Saxifragaceae	–	–	–	–	–	2	–	–	–	–	–	3	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–
Rosaceae	–	–	–	–	–	–	–	–	2	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Leguminosae	–	–	3	–	–	8	1	–	–	1	1	1	2	–	2	1	–	–	–	–	–	–
Umbelliferae	1	–	–	–	–	8	11	1	2	–	–	–	1	–	<1	–	–	–	–	–	1	1
Cruciferae	1	–	–	2	3	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–
Drosera	–	–	–	–	–	–	–	–	2	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Caryophyllaceae	–	–	3	2	3	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Polygonaceae	–	–	1	2	2	<1	–	–	–	–	1	–	1	–	1	–	–	–	–	–	3	3
Polemoniaceae	3	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	2	–	–	–
Labiatae	2	1	–	–	–	10	22	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	2	–	–	–
Compositae	1	–	–	–	–	4	2	–	–	–	–	–	2	6	–	–	–	–	–	1	–	–
Liliaceae	–	1	–	–	–	1	–	–	–	–	–	5	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Iridaceae	–	–	4	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Неопределенные	–	–	3	–	–	–	3	–	–	–	3	1	–	–	3	–	–	–	–	2	–	–
Utriculariaceae	19	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Alismataceae	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	1	–	2	1	–	–	–	–	–	–	–	–
Potamogeton	–	–	–	–	–	–	–	–	34	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Myriophyllum	–	–	1	–	–	1	2	–	3	2	1	–	1	–	<1	–	–	–	–	–	–	–
Споры																						
Bryales	–	–	4*	5*	16*	25	–	4*	10	–	19*	4	12	–	11	1	2	2	<1	2	2	2
Sphagnum	–	14	8	5	–	22	64	–	65	52	–	90	72	97	78	45	1	3	2	1	1	1
Filicales	–	–	2	–	2	–	–	–	–	–	–	–	4	<1	–	–	–	–	–	–	–	–
Polypodiaceae	51	7	3	3	4	45	13	4	20	1	2	6	8	1	4	51	87	39	15	8	8	8
Osmunda cinnamomea L.	–	2	–	4	1	1	2	–	–	–	3	–	–	–			–	–	1	–	–	–
Botrychium	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Equisetum	18	–	–	–	–	3	–	–	–	–	–	–	–	–	6	<1	–	–	–	–	–	–
Lycopodiaceae	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	4	2	–	–	10	57	–	–	–	–
Lycopodium clavatum L.	31	77	1	2	5	4	21	–	5	47	–	–	–	–	–	–	–	–	82	–	–	–
L. pungens La Pyl.	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Selaginella	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–

*Число пыльцевых зерен того или иного вида, рода, семейства, встреченное в данном спорово-пыльцевом спектре.

к стр. 32



к стр. 21

Таблица 2. Результаты спорово-пыльцевого анализа поверхностных проб Сахалина (%)

Район	Северный Сахалин																			
Подзона лесной зоны	Подзона лиственничных лесов																			Подзона тем
Генетический и литологический тип осадка	Почвенные суглинки		Морские пески			Морские глины			Озерные глины	Торф										
№ пробы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	2
Общий состав																				
Пыльца древесных пород	46	65	83	84	72	43	63	86	69	46	61	55	48	45	30	59	74	62	26	7
Пыльца трав и кустарников	51	3	14	13	9	41	25	11	18	8	29	16	26	22	34	3	–	4	1	2
Споры	3	32	3	3	19	16	2	3	3	46	10	29	26	33	36	38	26	34	73	2
Пыльца древесных пород																				
Abies	1	–	<1	<1	1	–	1	1	–	–	3	7	–	17	5	<1	7	18	12	1
Picea	12	12	3	1	15	9	1	2	1	3	13	47	24	16	29	27	40	62	41	1
Larix	4	2	3	2	1	1	–	1	–	–	1	7	–	3	5	<1	–	–	–	4
Pinus pumila (Pall.) Rgl.	57	48	85	88	67	21	46	71	51	14	6	3	26	1	8	7	6	6	15	4
Pinus s/g Diploxylon	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	1
Salix	–	–	–	<1	–	1	1	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	<
Myrica	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	5	–	–	–	–	–	
Betula sect. Albae	11	26	1	3	7	36	28	9	44	72	51	30	32	38	18	45	42	7	13	5
Betula sect. Nanae	4	–	1	<1	3	4	–	–	–	–	8	–	–	–	2	–	–	–	4	1
Alnus	5	12	<1	3	5	27	21	16	3	8	7	6	12	9	22	20	4	[illegible]	5	8
Alnaster	6	–	4	2	1	1	2	–	1	3	1	–	–	–	1	–	<1	–	8	5
Corylus	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	<1	–	<1	–	2	2	4
Quercus	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	6	–	–	5	3	–	–	–	–	
Ulmus	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	3	–	6	3	3	–	–	–	–	
Juglans	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	1	1	–	–	–	–	
Пыльца трав и кустарников																				
Gramineae	20	–	37	8	2*	40	11	15*	21	6*	–	3*	56	9	53	9*	–	4*	–	1
Cyperaceae	49	–	10	15	3	15	5	6	–	3	22	3	24	13	38	1	–	–	–	
Ericales	3	1*	16	60	4	1	40	3	2	13	58	16	4	66	1	1	–	–	–	
Artemisia	–	–	11	5	–	5	2	6	34	1	6	5	2	6	1	–	–	–	1*	
Chenopodiaceae	–	–	4	2	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	
Ranunculaceae	1	1	6	5	–	2	–	–	–	–	6	–	4	–	–	2	–	–	–	
Saxifragaceae	–	–	–	–	–	2	–	–	–	–	–	3	–	–	–	1	–	–	–	
Rosaceae	–	–	–	–	–	–	–	–	2	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	
Leguminosae	–	–	3	–	–	8	1	–	–	1	1	1	2	–	2	1	–	–	–	
Umbelliferae	1	–	–	–	–	8	11	1	2	–	–	–	1	–	<1	–	–	–	–	
Cruciferae	1	–	–	2	3	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	
Drosera		–	–	–	–	–	–	–	2	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	
Caryophyllaceae	–	–	3	2	3	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	
Polygonaceae	–	–	1	2	2	<1	–	–	–	–	1	–	1	–	1	–	–	–	–	
Polemoniaceae	3	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	2	–	
Labiatae	2	1	–	–	–	10	22	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	2	–	
Compositae	1	–	–	–	–	4	2	–	–	–	–	–	2	6	–	–	–	–	1	
Liliaceae	–	1	–	–	–	1	–	–	–	–	–	5	–	–	–	–	–	–	–	
Iridaceae	–	–	4	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	
Неопределенные	–	–	3	–	–	–	3	–	–	–	3	1	–	–	3	–	–	–	2	
Utriculariaceae	19	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	
Alismataceae	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	1	–	2	1	–	–	–	–	–	
Potamogeton	–	–	–	–	–	–	–	–	34	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	
Myriophyllum	–	–	1	–	–	1	2	–	3	2	1	–	1	–	<1	–	–	–	–	
Споры																				
Bryales	–	–	4*	5*	16*	25	–	4*	10	–	19*	4	12	–	11	1	2	2	2	<1
Sphagnum	–	14	8	5	–	22	64	–	65	52	–	90	72	97	78	45	1	3	1	2
Filicales	–	–	2	–	2	–	–	–	–	–	–	–	4	<1	–	–	87	39	1	1

к стр. 21

Таблица 2. Результаты спорово-пыльцевого анализа поверхностных проб Сахалина (%)

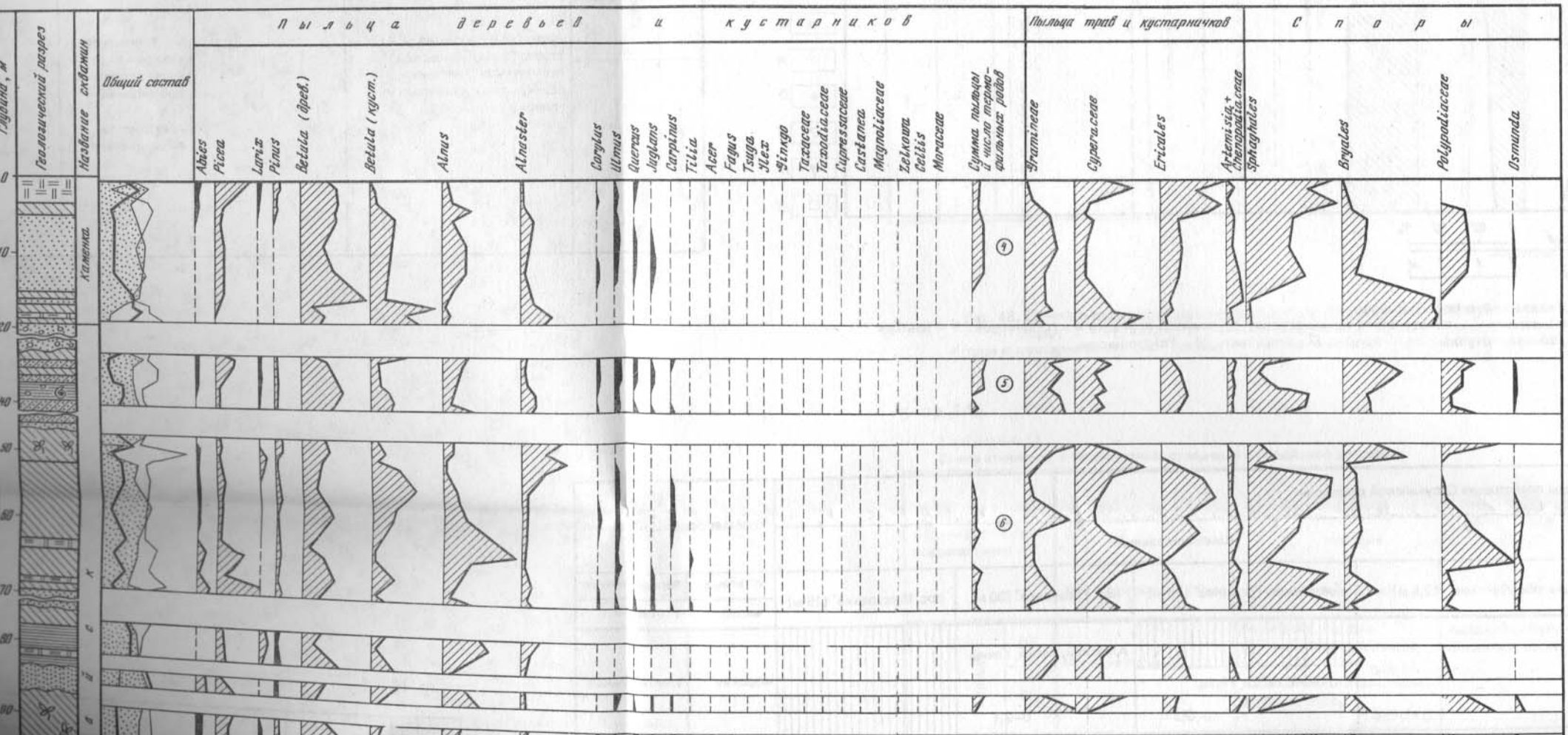
Район	Северный Сахалин																			
Подзона лесной зоны	Подзона лиственничных лесов																			Подзона тем
Генетический и литологический тип осадка	Почвенные суглинки		Морские пески			Морские глины			Озерные глины	Торф										
№ пробы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	2
Общий состав																				
Пыльца древесных пород	46	65	83	84	72	43	63	86	69	46	61	55	48	45	30	59	74	62	26	
Пыльца трав и кустарников	51	3	14	13	9	41	25	11	18	8	29	16	26	22	34	3	–	4	1	
Споры	3	32	3	3	19	16	2	3	3	46	10	29	26	33	36	38	26	34	73	
Пыльца древесных пород																				
Abies	1	–	<1	<1	1	–	1	1	–	–	3	7	–	17	5	<1	7	18	12	
Picea	12	12	3	1	15	9	1	2	1	3	13	47	24	16	29	27	40	62	41	
Larix	4	2	3	2	1	1	–	1	–	–	1	7	–	3	5	<1	–	–	–	
Pinus pumila (Pall.) Rgl.	57	48	85	88	67	21	46	71	51	14	6	3	26	1	8	7	6	6	15	
Pinus s/g Diploxylon	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	
Salix	–	–	–	<1	–	1	1	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	
Myrica	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	5	–	–	–	–	–	
Betula sect. Albae	11	26	1	3	7	36	28	9	44	72	51	30	32	38	18	45	42	7	13	
Betula sect. Nanae	4	–	1	<1	3	4	–	–	–	–	8	–	–	–	2	–	–	–	4	
Alnus	5	12	<1	3	5	27	21	16	3	8	7	6	12	9	22	20	4	–	5	
Alnaster	6	–	4	2	1	1	2	–	1	3	1	–	–	–	1	–	<1	–	8	
Corylus	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	<1	–	<1	–	2	2	
Quercus	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	6	–	–	5	3	–	–	–	–	
Ulmus	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	3	–	6	3	3	–	–	–	–	
Juglans	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	1	1	–	–	–	–	
Пыльца трав и кустарников																				
Gramineae	20	–	37	8	2*	40	11	15*	21	6*	–	3*	56	9	53	9*	–	4*	–	
Cyperaceae	49	–	10	15	3	15	5	6	–	3	22	3	24	13	38	1	–	–	–	
Ericales	3	1*	16	60	4	1	40	3	2	13	58	16	4	66	1	1	–	–	–	
Artemisia	–	–	11	5	–	5	2	6	34	1	6	5	2	6	1	–	–	–	1*	
Chenopodiaceae	–	–	4	2	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	
Ranunculaceae	1	1	6	5	–	2	–	–	–	–	6	–	4	–	–	2	–	–	–	
Saxifragaceae	–	–	–	–	–	2	–	–	–	–	–	3	–	–	–	1	–	–	–	
Rosaceae	–	–	–	–	–	–	–	–	2	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	
Leguminosae	–	–	3	–	–	8	1	–	–	1	1	1	2	–	2	1	–	–	–	
Umbelliferae	1	–	–	–	–	8	11	1	2	–	–	–	1	–	<1	–	–	–	–	
Cruciferae	1	–	–	2	3	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	
Drosera		–	–	–	–	–	–	–	2	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	
Caryophyllaceae	–	–	3	2	3	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	
Polygonaceae	–	–	1	2	2	<1	–	–	–	–	1	–	1	–	1	–	–	–	–	
Polemoniaceae	3	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	2	–	
Labiatae	2	1	–	–	–	10	22	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	2	–	
Compositae	1	–	–	–	–	4	2	–	–	–	–	–	2	6	–	–	–	–	1	
Liliaceae	–	1	–	–	–	1	–	–	–	–	–	5	–	–	–	–	–	–	–	
Iridaceae	–	–	4	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	
Неопределенные	–	–	3	–	–	–	3	–	–	–	3	1	–	–	3	–	–	–	2	
Utriculariaceae	19	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	
Alismataceae	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	1	–	2	1	–	–	–	–	–	
Potamogeton	–	–	–	–	–	–	–	–	34	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	
Myriophyllum	–	–	1	–	–	1	2	–	3	2	1	–	1	–	<1	–	–	–	–	
Споры																				

5 л и ц а 2. Результаты спорово-пыльцевого анализа поверхностных проб Сахалина (%)

Район	Северный Сахалин									Средний и Южный Сахалин														
зона лесной зоны	Подзона лиственничных лесов									Подзона темнохвойных и широколиственно-темнохвойн														
тический и литоло-ский тип осадка	Почвенные суглинки		Морские пески			Морские глины			Озерные глины	Торф					Почвенные суглинки									
№ пробы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
бщий состав																									
ыльца древесных пород	46	65	83	84	72	43	63	86	69	46	61	55	48	45	30	59	74	62	26	70	53	43	49	24	42
ыльца трав и кустарников	51	3	14	13	9	41	25	11	18	8	29	16	26	22	34	3	–	4	1	2	4	2	4	2	1
оры	3	32	3	3	19	16	2	3	3	46	10	29	26	33	36	38	26	34	73	28	43	55	47	74	57
ыльца древесных ород																									
s	1	–	<1	<1	1	–	1	1	–	–	3	7	–	17	5	<1	7	18	12	13	27	29	10	21	25
	12	12	3	1	15	9	1	2	1	3	13	47	24	16	29	27	40	62	41	18	22	38	48	33	45
	4	2	3	2	1	1	–	1	–	–	1	7	–	3	5	<1	–	–	–	<1	–	–	–	–	–
s pumila (Pall.)	57	48	85	88	67	21	46	71	51	14	6	3	26	1	8	7	6	6	15	<1	2	3	7	12	8
																									<1
s s/g Diploxylon	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	<1
	–	–	–	<1	–	1	1	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	<1	–	–	–	–	–
ca	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	5	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	5
a sect. Albae	11	26	1	3	7	36	28	9	44	72	51	30	32	38	18	45	42	7	13	5	19	16	9	11	4
a sect. Nanae	4	–	1	<1	3	4	–	–	–	–	8	–	–	–	2	–	–	–	4	<1	1	1	10	–	10
s	5	12	<1	3	5	27	21	16	3	8	7	6	12	9	22	20	4	–	5	8	5	6	12	20	1
ster	6	–	4	2	1	1	2	–	1	3	1	–	–	–	1	–	<1	–	8	54	21	5	4	1	1
lus	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	<1	–	<1	–	2	2	<1	3	2	–	2	–
cus	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	6	–	–	5	3	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
is	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	3	–	6	3	3	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
ns	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	1	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
ыльца трав и устарников																									
ineae	20	–	37	8	2*	40	11	15*	21	6*	–	3*	56	9	53	9*	–	4*	–	1*	2*	–	2*	–	3*
raceae	49	–	10	15	3	15	5	6	–	3	22	3	24	13	38	1	–	–	–	–	–	–	3	6	2
les	3	1*	16	60	4	1	40	3	2	13	58	16	4	66	1	1	–	–	–	–	1	–	3	–	–
nisia	–	–	11	5	–	5	2	6	34	1	6	5	2	6	1	–	–	–	1*	5	2	–	–	1	–
opodiaceae	–	–	4	2	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1*	–	–	–
nculaceae	1	1	6	5	–	2	–	–	–	–	6	–	4	–	–	2	–	–	–	–	1	–	–	–	–
ragaceae	–	–	–	–	–	2	–	–	–	–	–	3	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	1	–	–
ceae	–	–	–	–	–	–	–	–	2	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
minosae	–	–	3	–	–	8	1	–	–	1	1	1	2	–	2	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–
elliferae	1	–	–	–	–	8	11	1	2	–	–	–	1	–	<1	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–
ferae	1	–	–	2	3	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	2	–	–	–
ra		–	–	–	–	–	–	–	2	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–
phyllaceae	–	–	3	2	3	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
onaceae	–	–	1	2	2	<1	–	–	–	–	1	–	1	–	1	–	–	–	–	3	2	2	–	1	–
oniaceae	3	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	2	–	–	–	–	–	–	–
tae	2	1	–	–	–	10	22	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	2	–	–	–	–	–	–	–
ositae	1	–	–	–	–	4	2	–	–	–	–	–	2	6	–	–	–	–	1	–	4	–	–	–	–
eae	–	1	–	–	–	1	–	–	–	–	–	5	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–
еделенные	–	–	4	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
lariaceae	19	–	3	–	–	–	3	–	–	–	3	1	–	–	3	–	–	–	2	–	–	2	3	2	–
ataceae	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–
ogeton	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	1	–	2	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
phyllum	–	–	1	–	–	–	–	–	34	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
поры						1	2	–	3	2	1	–	1	–	<1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
es	–	–	4*	5*	16*	25	–																		
num	–	14	8	5	–	22	–	4*	10	–	19*	4	12	–	11	1	2	2	<1	2	5	2	2	<1	1
lex																									

oniaceae	3	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
ae	2	1	–	–	–	10	22	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	2	–	–	–	–	–	–	–	–
ositae	1	–	–	–	–	4	2	–	–	–	–	–	2	6	–	–	–	–	–	1	–	4	–	–	–	–	2
ae	–	1	–	–	–	1	–	–	–	–	–	5	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–
eae	–	–	4	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
еделенные	–	–	3	–	–	–	3	–	–	–	3	1	–	–	3	–	–	–	–	2	–	–	2	3	2	–	4
lariaceae	19	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–
taceae	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	1	–	2	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
ogeton	–	–	–	–	–	–	–	–	34	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
phyllum	–	–	1	–	–	1	2	–	3	2	1	–	1	–	<1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
оры																											
s	–	–	4*	5*	16*	25	–	4*	10	–	19*	4	12	–	11	1	2	2	<1	2	5	2	2	<1	1	1
num	–	14	8	5	–	22	64	–	65	52	–	90	72	97	78	45	1	3	2	1	–	1	41	<1	1	5
es	–	–	2	–	2	–	–	–	–	–	–	–	4	<1	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–
odiaceae	51	7	3	3	4	45	13	4	20	1	2	6	8	1	4	51	87	39	15	87	46	90	15	50	26	3
ada cinnamomea L.	–	2	–	4	1	1	2	–	–	–	3	–	–	–			–	–	1	1	–	–	4	<1	<1	1
chium	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
tum	18	–	–	–	–	3	–	–	–	–	–	–	–	–	6	<1	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–
odiaceae	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	4	2	–	–	10	57	–	–	–	–	–	–	–	–
odium clavatum L.	31	77	1	2	5	4	21	–	5	47	–	–	–	–	–	–	–	–	82	7	31	6	37	48	71	3
gens La Pyl.	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
ella	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	17	1	<1	–	1	–

ыльцевых зерен того или иного вида, рода, семейства, встреченное в данном спорово-пыльцевом спектре.



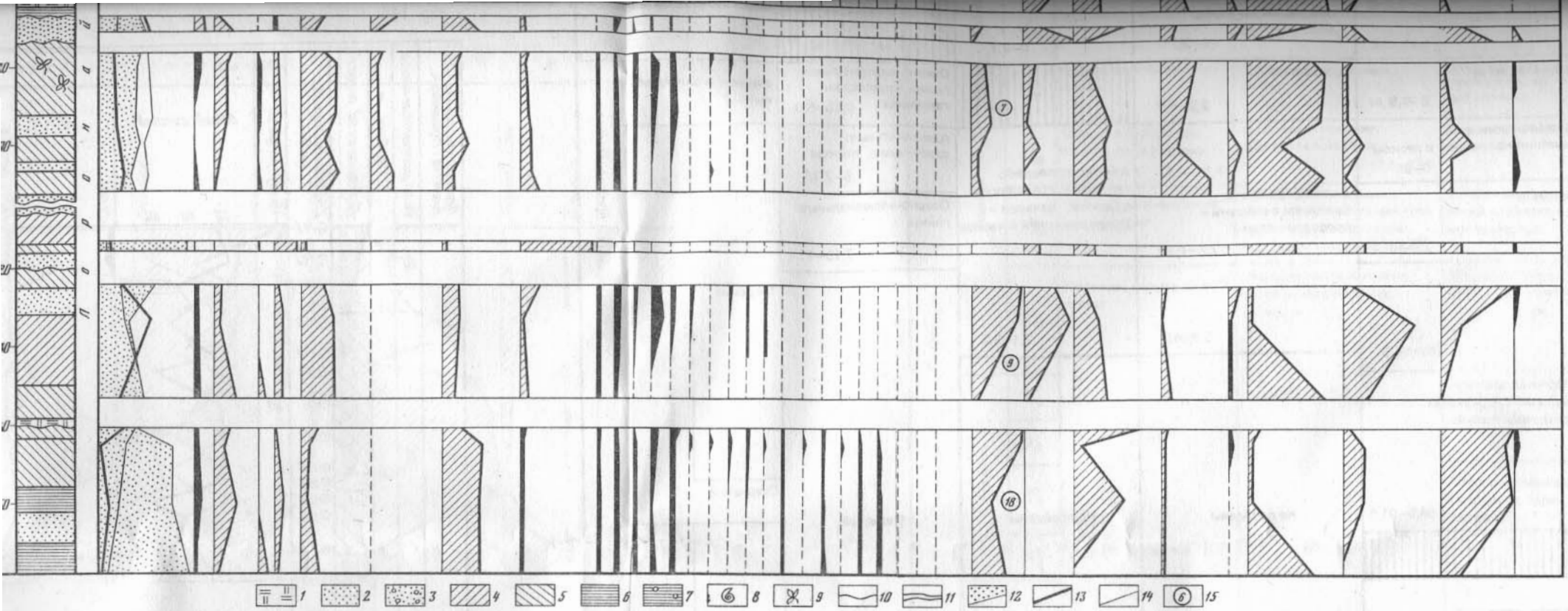


Рис. 7. Сводная спорово-пыльцевая диаграмма неогеновых и плейстоценовых отложений Поронайской депрессии
1 – торф; *2* – пески; *3* – пески с галькой; *4* – супеси; *5* – суглинки; *6* – глины; *7* – глины с галькой; *8* – фауна; *9* – растительные остатки; *10* – размыв; *11* – перерыв в колонке; *12* – пыльца деревьев и кустарников; *13* – пыльца трав и кустарничков; *14* – споры; *15* – число термофильных родов

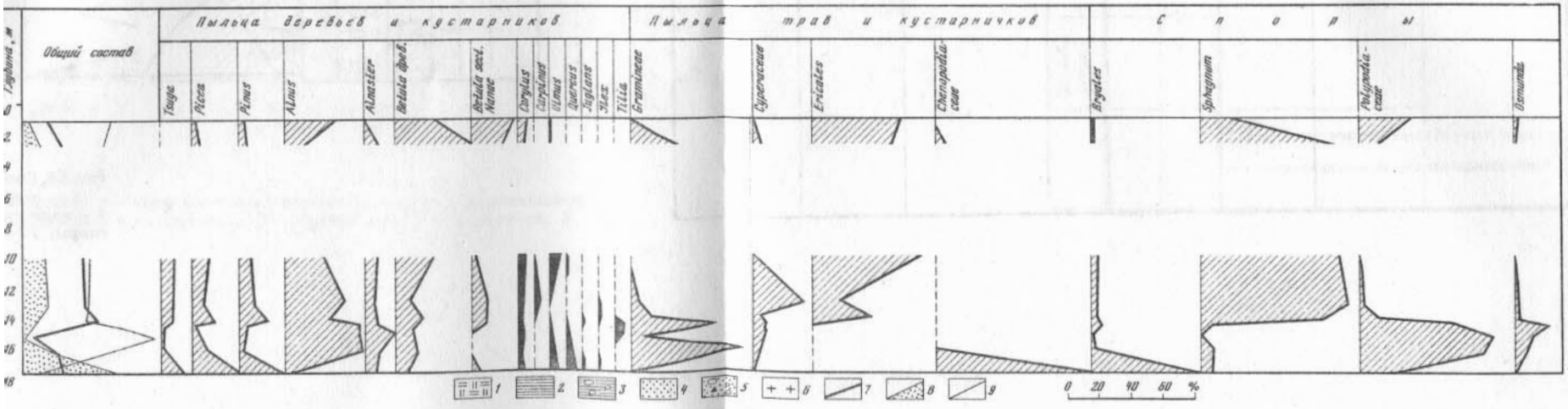


Рис. 19. Спорово-пыльцевая диаграмма нижнеплейстоценовых отложений, вскрытых скважиной в долине р. Житницы
1 – торф; *2* – глина; *3* – глина с галькой; *4* – пески; *5* – галечник с валунами, щебнем и песком; *6* – породы лиманской свиты плиоцена; *7* – пыльца деревьев и кустарников; *8* – пыльца трав и кустарничков; *9* – споры

ых л-сов

				Озерные глины	Пойменная фация аллювия				Морские пески
					суглинки			пески	
26	27	34	35	28	29	30	32	31	33
45	37	28	89	74	49	50	60	50	33
9	11	21	10	5	7	5	14	7	19
46	52	51	1	21	44	45	26	43	48
13	19	22	2	3	<1	7	3	1	5
26	18	22	7	43	7	25	14	17	45
2	3	–	<1	4	<1	–	–	1	4
10	8	3	–	3	3	2	8	14	30
–	–	4	1	–	–	–	–	–	3
<1	1	–	–	<1	1	<1	2	–	–
	–	–	1	–	–	–	–	–	–
7	6	30	87	38	19	22	10	17	5
23	20	–	–	–	31	13	1	6	2
10	10	17	1	8	35	27	50	26	4
4	11	–	–	–	3	3	6	16	1
–	1	1	–	–	<1	<1	1	2	1
–	–	–	–	–	–	–	2	–	–
1	2	–	–	<1	–	<1	2	–	–
	1	1	–	<1	–	–	1	–	–
59	23	1	1	4*	13*	5*	22	1*	6
7	55	–	–	1	3	17	15	1	7
7	15	96	89	5	–	–	1	7	71
14	–	–	5	1	2	2	13	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	–	1
1	–	–	–	1	–	–	2	–	1
–	2	–	–	–	–	–	–	–	1
–	–	–	–	–	4	–	–	1	–
–	–	–	–	2	–	–	11	–	–
–	1	1	–	–	–	1	2	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	–	3
–	1	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–		1	–	2	–	–
	1	–	–	2	1	2	3	–	1
–	–	–	–	–	–	–	–	2	–
–	–	–	3	2	–	–	13	–	–
	1	2	1	–	–	2	9	–	1
–	–	–	–	–	1	–	–	–	2
	1	–	–	–	–	1	–	–	1
–	–	–	1	–	2	–	–	3	4
–	–	–	–	–	–	–	–	–	1
–	–	–	–	2	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	6	1	5	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
	1	–	–	4	5	6	2	8	7
9	25	33	13	73	23	<1	10	27	12
	–	–	–	–	–	–	–	2	<2
5	63	24	25	5	42	86	81	53	12
	7	6	–	11	10	<1	4	6	–
	–	–	–	–	–	–	–	–	10
	–	–	–	–	–	–	–	–	–
	–	37	62	7	–	4	–	3	–
	4	–	–	–	14	3	3	–	9
	–	–	–	–	5	–	–	–	50
	–	–	–	–	1	–	–	–	–

аблица 14

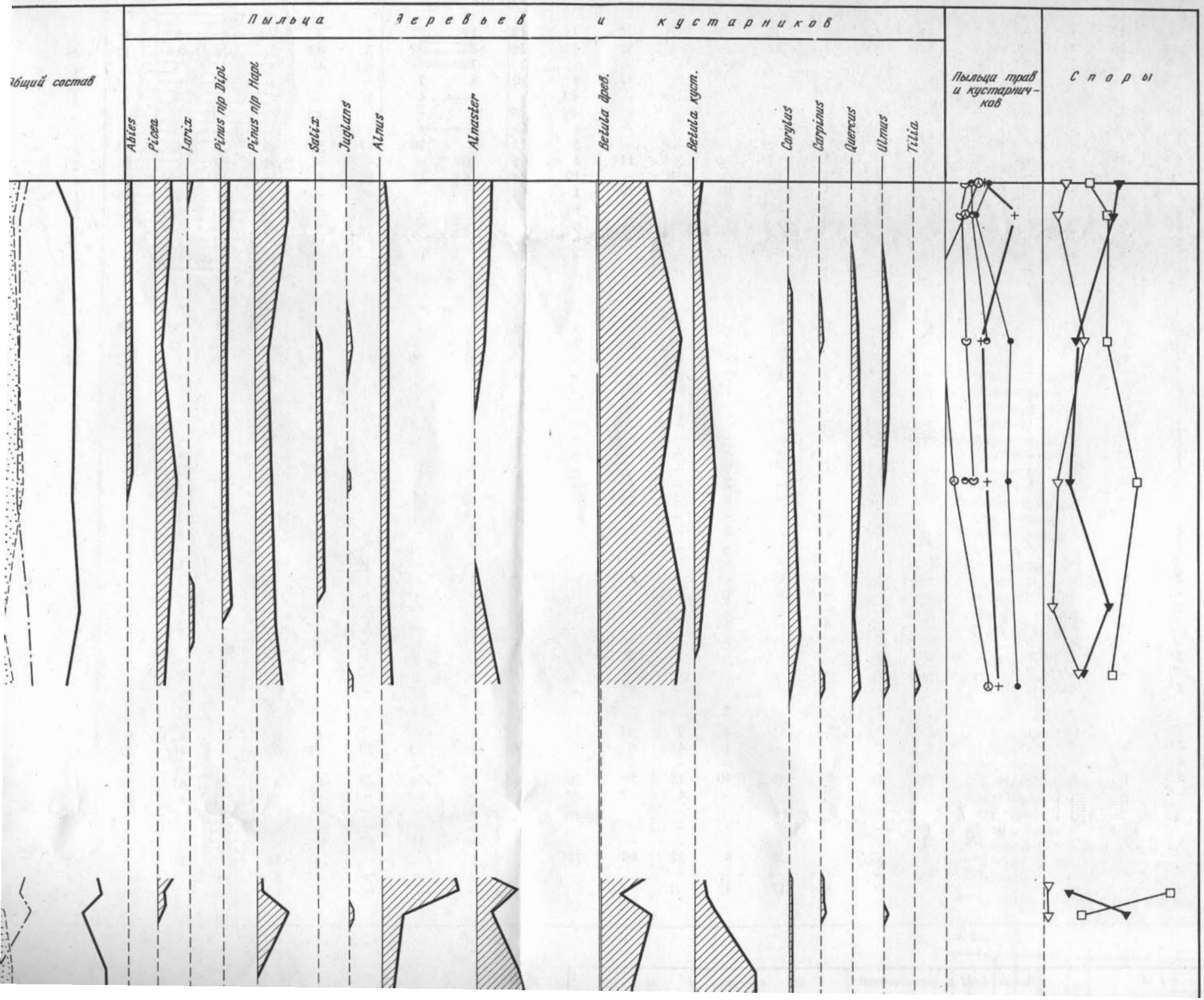
ема корреляции четвертичных отло

ıграфиче- одразде-			
		Полуостров Шмид	
		Побережье	
Голоцен	Q^2_{IV}	Морские, лагунные пески, илы пляжей, кос, дельт	Алл пой
	Q^1_{IV}	Морские пески, галечники 3–5 м террас	Ал 3–5 рас
Верхний	Q^4_{III}		
	Q^3_{III}	Морские галечники, перекрытые суглинками, 15–20 м террас	Ал 15– тер
	Q^2_{III}	Морские (?) галечники с песком, слоистые пески, перекрытые глинами и суглинками 20–40 м террас	Ал 30 тер
	Q^1_{III}		
Средний	Q^2_{II}	Морские (?) галечники с суглинками, пески 50–80 м террас	Ал 50– тер
	Q^1_{II}		
Нижний	Q^2_I	?	
	Q^1_I	Аллювий и пролювий террас Пиль-Диановск низменности: галечни перекрытые суглинка глинами с галькой	

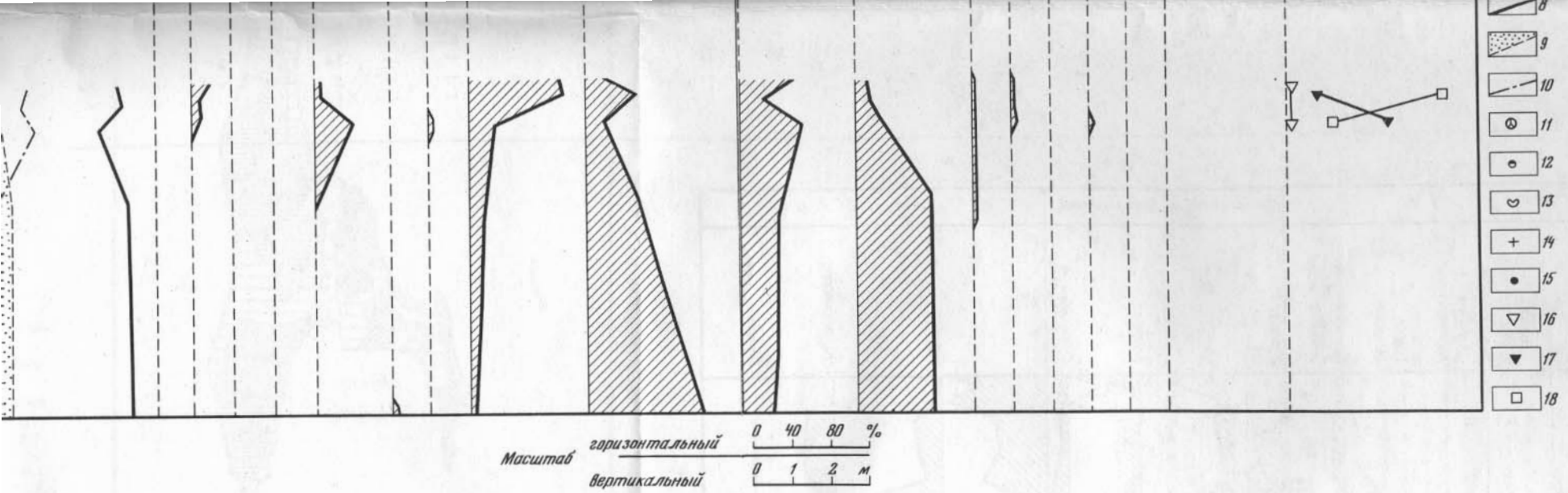
к стр. 146

Таблица 14

Схема корреляции



Стратиграфические подразделения			
Плейстоцен	Голоцен	Q^2_{IV}	Мор... ные... пляж
		Q^1_{IV}	Мор... гале... 3–5
	Верхний	Q^4_{III}	Мор... лечи... ры... нам... тер...
		Q^3_{III}	
		Q^2_{III}	Мор... гале... ком... пес... тые... и су... 20–
		Q^1_{III}	
	Средний	Q^2_{II}	Мо... гал... суг... пес... тер...
		Q^1_{II}	
	Нижний	Q^2_I	
		Q^1_I	Ал...



порово-пыльцевая диаграмма верхнеплейстоценовых морских отложений, вскрытых скважиной в пос. Луполово
рф; *2* – суглинок; *3* – песок с линзами суглинка; *4* – песок с гравием; *5* – песок; *6* – глина; *7* – глина сильно опесчаненная; *8* – пыльца деревьев и кустарников; *9* – пыльца старничков; *10* – споры; *11* – Ericales; *12* – Gramineae; *13* – Cyperaceae; *14* – Artemisia; *15* – разнотравье; *16* – Bryales; *17* – Sphagnum; *18* – Polypodiaceae

3
ация четвертичных отложений Сусунайской депрессии

Основные разрезы плейстоцена Сусунайской депрессии						Условия осадконакопления	
Морские			Континентальные				
пос. Песчанское[×] (2,0 м)	г. Анива[+] (3,5 м)	пос. Ново-Троицкое[+] (11 м)	пос. Луговое[+] (42,5 м)	пос. Нижне-Троицкое[+] (15 м)	пос. Успенское[+] (30 м)	пос. Мицулевка[+] (15 м)	устьевых частей / периферийных депрессий
Морские пески 0–13	Аллювий р. Лютоги: переслаивание галечников с песками 0–5,8; Морские пески 5,8–14,6	Аллювий р. Сусуи: галечники, пески 0–21,5		Аллювий: пески, глины 0–2,2	Аллювий: пески, глины 0–2,1		морские / аллювиальные
Озерно-аллювиальные глины 13–17,5	Озерно-аллювиальные глины 14,6–17,6	Озерно-аллювиальные: галечники с песком, перекрытые глинами 21,5–29,6	Озерные глины 0–7,8	Озерные глины 2,2–5,9		Озерно-аллювиальные: глины с прослоями галечника 0,15–5,0	озерные и аллювиальные
Морские отложения: гравий, галька, пески 17,5–24,4	Морские отложения: гравий, галька, пески 17,6–23,5	Морские: глины, перекрытые суглинками 29,6–43,1	Аллюво-пролювий: галечники с гравием и песком 8–25	Аллюво-пролювий: галечники с линзами и прослоями глин 5,9–40	Аллюво-пролювий: галечники, гравийники с песком, линзами и прослоями глин и песков 2,1–3,7	Аллювиальные: галечники с песком 5–7,15; Озерно-аллювиальные: глины 7,15–11	Морские / Аллювиальные и пролювиальные
Аллювиально-морские: ил с гравием 24,4–30	Аллювиально-морские: галечники с прослоями глин, подстилаемые валунами 23,5–27,2	Аллювиально-морские: пески горизонтально- и косослоистые 43,1–58,8	Озерные 25–46 и 46–54,5				
Морские: галька, гравий, пески 30–32	Морские: переслаивание галечников с песками, глинами 27,2–40	Морские: глины с прослоями песков и суглинков 58,8–88,1					

Озерно-аллювиальные глины 13–17,5	Озерно-аллювиальные глины 14,6–17,6	Озерно-аллювиальные: галечники с песком, перекрытые глинами 21,5–29,6	Озерные глины 0–7,8	Озерные глины 2,2–5,9		Озерно-аллювиальные: глины с прослоями галечника 0,15–5,0	озерные и аллювиальные	
Морские отложения: гравий, галька, пески 17,5–24,4	Морские отложения: гравий, галька, пески 17,6–23,5	Морские: глины, перекрытые суглинками 29,6–43,1	Аллюво-пролювий: галечники с гравием и песком 8–25			Аллювиальные: галечники с песком 5–7,15		
Аллювиально-морские: ил с гравием 24,4–30	Аллювиально-морские: галечники с прослоями глин, подстилаемые валунами 23,5–27,2	Аллювиально-морские: пески горизонтально- и косослоистые 43,1–58,8	Озерные 25–46	Аллюво-пролювий: галечники с линзами и прослоями глин 5,9–40	Аллюво-пролювий: галечники, гравийники с песком, линзами и прослоями глин и песков 2,1–3,7	Озерно-аллювиальные: глины 7,15–11	Морские	Аллювиальные и пролювиальные
Морские: галька, гравий, пески 30–32	Морские: переслаивание галечников с песками, глинами 27,2–40	Морские: глины с прослоями песков и суглинков 58,8–88,1	и 46–54,5			Палеозой	аллювиальные	
Не пройдены	Не пройдены	Лагунные: пески с прослоями глин и суглинков, перекрытые галечниками с песком 88,1–120,2	озерно-аллювиальные: глины с редкими прослоями песков	Не пройдены	Не пройдены		Озерные и	
		Озерно-аллювиальные: галечники, перекрытые глинами 120,2–148	54,5–91,5					
		Лагунные глины опесчаненные, слоистые с прослоями песков, галечников, суглинков 148–196	Аллюво-пролювий: галечники, гравийники с песком 91,5–129,3				Морские	
		196–229,2						
		229,2–250						

^{x}(2 м) абсолютная высота устья скважины

\+ – палинологически охарактеризованные разрезы

Таблица 13

Схема корреляции четвертичных отложений Сусунайской депрессии

Стратиграфические подразделения			Основные разрезы плейстоцена Сусунайской депрессии						
			Морские			Континентальные			
			пос. Песчанское[x] (2,0 м)	г. Анива[+] (3,5 м)	пос. Ново-Троицкое[+] (11 м)	пос. Луговое[+] (42,5 м)	пос. Нижне-Троицкое[+] (15 м)	пос. Успенское[+] (30 м)	пос. М
Плейстоцен	Голоцен	Q^2_{IV}	Морские пески 0–13	Аллювий р. Лютоги: переслаивание галечников с песками 0–5,8	Аллювий р. Сусуи: галечники, пески 0–21,5			Аллювий: пески, глины	
		Q^1_{IV}		Морские пески 5,8–14,6			Аллювий: пески, глины 0–2,2	0–2,1	
	Верхний	Q^4_{III}	Озерно-аллювиальные глины 13–17,5	Озерно-аллювиальные глины 14,6–17,6	Озерно-аллювиальные: галечники с песком, перекрытые глинами 21,5–29,6	Озерные глины 0–7,8	Озерные глины 2,2–5,9		Озерно глины галечни
		Q^3_{III}	Морские отложения: гравий, галька, пески 17,5–24,4	Морские отложения: гравий, галька, пески 17,6–23,5	Морские: глины, перекрытые суглинками 29,6–43,1	Аллювио-пролювий: галечники с гравием и песком 8–25	Аллювио-пролювий: галечники с линзами и прослоями глин 5,9–40	Аллювио-пролювий: галечники, гравийники с песком, линзами и прослоями глин и песков 2,1–3,7	Аллюви галечни
		Q^2_{III}	Аллювиально-морские: ил с гравием 24,4–30	Аллювиально-морские: галечники с прослоями глин, подстилаемые валунами 23,5–27,2	Аллювиально-морские: пески горизонтально- и косослоистые 43,1–58,8	Озерные 25–46			Озерно глины
		Q^1_{III}	Морские: галька, гравий, пески 30–32	Морские: переслаивание галечников с песками, глинами 27,2–40	Морские: глины с прослоями песков и суглинков 58,8–88,1	и 46–54,5			
	Средний	Q^4_{II}	Не пройдены	Не пройдены	Лагунные: пески с прослоями глин и суглинков, перекрытые галечниками с песком 88,1–120,2	озерно-аллювиальные: глины с редкими прослоями песков 54,5–91,5	Не пройдены	Не пройдены	
		Q^3_{II}							
		Q^2_{II}			Озерно-аллювиальные: галечники, перекрытые глинами 120,2–148				
		Q^1_{II}							
	Нижний	Q^2_I			Лагунные глины опесчаненные, слоистые с прослоями песков, галечников, суглинков 148–196	Аллювио-пролювий: галечники, гравийники с песком 91,5–129,3			
		Q^1_I			196–229,2				
Эоплейстоцен					229,2–250				

[x] (2 м) абсолютная высота устья скважины

\+ – палинологически охарактеризованные разрезы

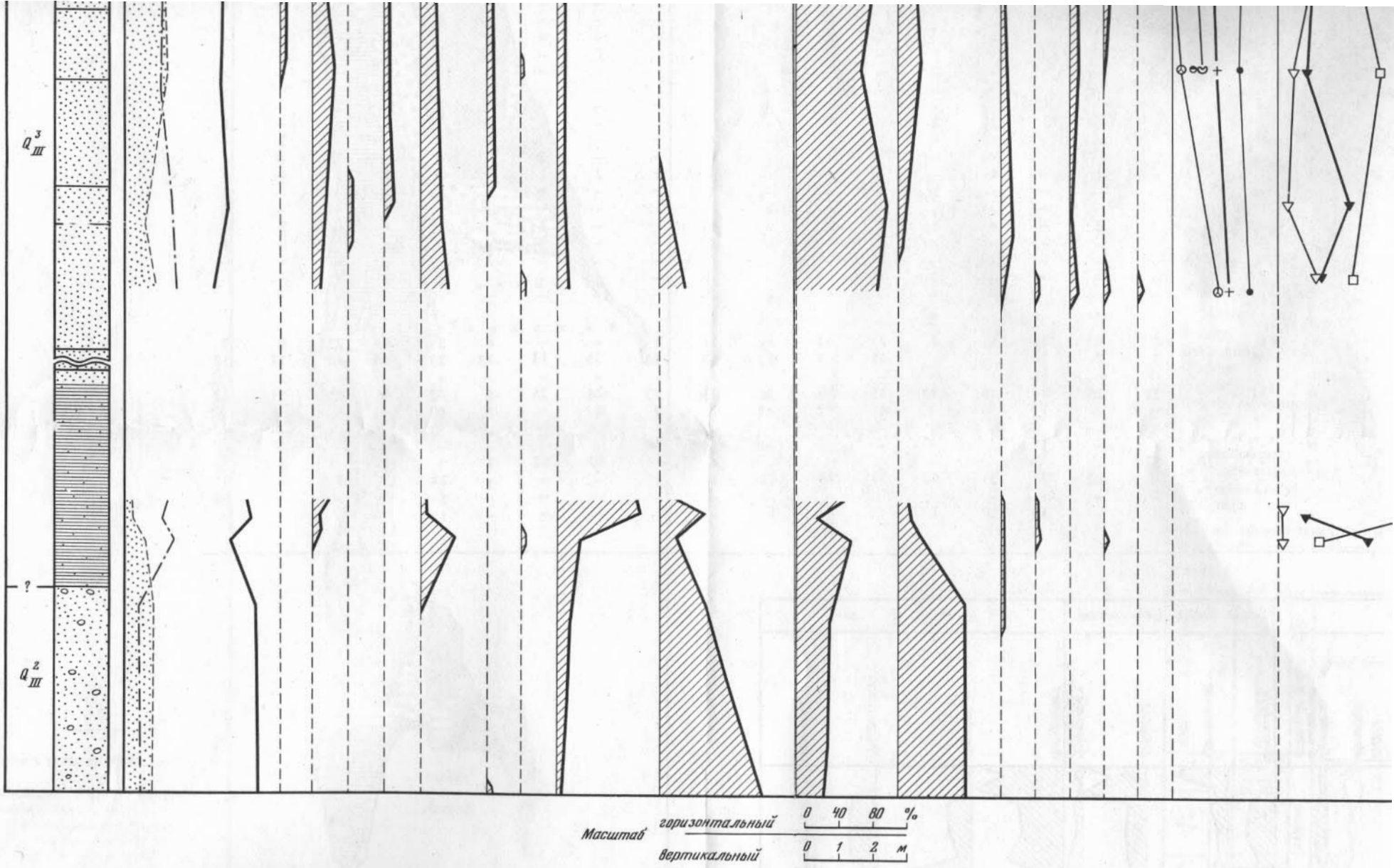


Рис. 48. Спорово-пыльцевая диаграмма верхнеплейстоценовых морских отложений, вскрытых скважиной в пос. Луполово
1 – торф; *2* – суглинок; *3* – песок с линзами суглинка; *4* – песок с гравием; *5* – песок; *6* – глина; *7* – глина сильно опесчаненная; *8* – пыльца деревьев и кустарников; *9* – пыл
трав и кустарничков; *10* – споры; *11* – Ericales; *12* – Gramineae; *13* – Cyperaceae; *14* – Artemisia; *15* – разнотравье; *16* – Bryales; *17* – Sphagnum; *18* – Polypodiaceae

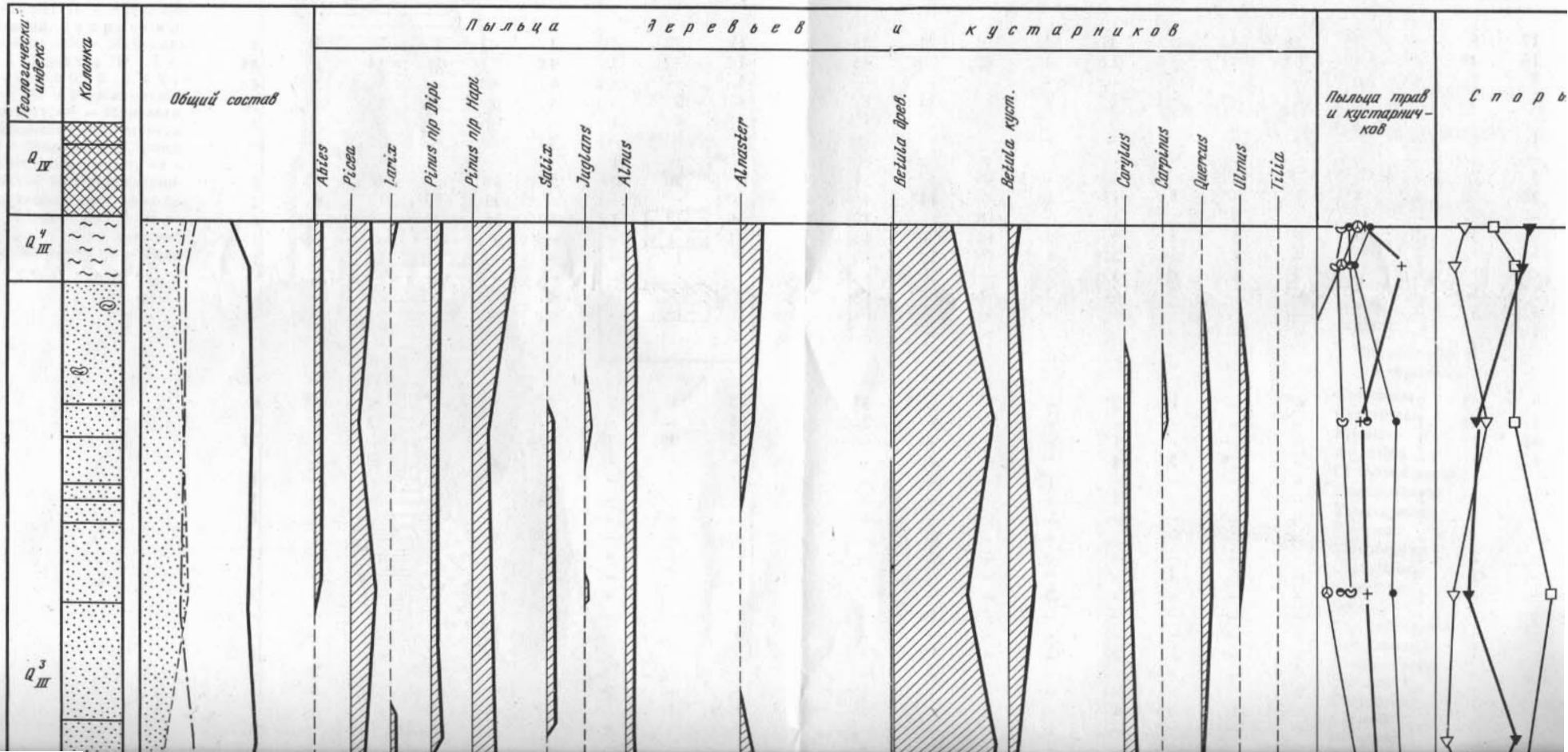
к стр. 146

Таблица 13

Схема корреляции четвертичных отложений Сусунайской депрессии

Стратиграфические подразделения	Основные разрезы плейстоцена Сусунайской депрессии						
	Морские			Континентальные			
	пос. Песчанское* (2,0 м)	г. Анива+ (3,5 м)	пос. Ново-Троицкое+ (11 м)	пос. Луговое+ (42,5 м)	пос. Нижне-Троицкое+ (15 м)	пос. Успенское+ (30 м)	пос. N

к стр. 131


Геологический индекс
Колонка
Общий состав
Пыльца деревьев и кустарников
Abies
Picea
Larix
Pinus p/p Dipl.
Pinus p/p Hapl.
Salix
Juglans
Alnus
Alnaster
Betula древ.
Betula куст.
Corylus
Carpinus
Quercus
Ulmus
Tilia
Пыльца трав и кустарничков
Споры
Q_{IV}
Q_{III}^{4}
Q_{III}^{3}

к стр. 146

Таблица 14

Схема корреляции четвертичных отложений Сахалина и Японии

Стратиграфические подразделения			СССР, о. САХАЛИН							
			Северо-Сахалинский регион						Южно-Сахалинский регион	
			Полуостров Шмидта		Охинский перешеек и Северо-Сахалинская равнина				Поронайская и Сусунайская равнины	
			Побережье	Горы	Западное побережье	Равнина	Восточное побережье		Центральный район	Устьевые райо
Плейстоцен	Голоцен	Q^2_{IV}	Морские, лагунные пески, илы пляжей, кос, дельт	Аллювий пойм	Морские пески, галечники кос, пляжей, пересыпей	Аллювий пойм	Морские пески, илы пляжей, кос, пересыпей		Аллювий пойм	Морские пески с совр ными морскими мол и морскими диатомея
		Q^1_{IV}	Морские пески, галечники 3–5 м террас	Аллювий 3–5 м террас	Морские пески кос Уш, Кеми	Аллювий 2–5 м террас	Морские пески, илы погребенных долин и 3–6 м террас +3880 ± 80 (СОАН–1211) +4320 ± 60 (СОАН–1210)		Аллювий 5–8 м террас рек	
	Верхний	Q^4_{III}							Флювиогляциальные и пролювиальные галечники конусов выноса	Озерные, аллювиальн глины, суглинки с ле ми клиньями, пресно диатомеями
		Q^3_{III}	Морские галечники, перекрытые суглинками, 15–20 м террас	Аллювий 15–18 м террас	Аллювиальные и морские пески 6–10 м аккумулятивной равнины с фа ских моллюсков и морскими диатомеями	Аллювий 6–10 м террас	Морские пески, галечники, перекрытые суглинками, глинами, 10–12 м террас	Озерные и аллювиальные суглинки, глины, пески термокарстовых равнин 3–10 м		Морские глины, сугл пески, супеси с фауно морских моллюсков диатомеями
		Q^2_{III}	Морские (?) галечники с песком, слоистые пески, перекрытые глинами и суглинками 20–40 м террас	Аллювий 30–40 м террас	Морские пески с прослоями илов и глин 10–20 м аккумулятивных равнин с морскими диатомеями	Аллювий 10–20 м террас	Морские пески с прослоями галечников, гравийников 15–40 м террас с морскими диатомеями		Аллювиальные, пролювиальные и флювиогляциальные нерасчлененные отложения (погребены)	Аллювиально-морски ски, суглинки с морс и пресноводными диа меями
		Q^1_{III}								Лагунные и морские линки и глины с прос ми торфа, пески, гале ки с лагунными и мо ми диатомеями
	Средний	Q^2_{II}	Морские (?) галечники с суглинками, пески 50–80 м террас	Аллювий 50–60 м террас		Озерные и аллювиальные пески, с галькой и прослоями глины 50–120 м озерной равнины верховьев рек Б. Нельма, Сабо, Лангры, Вал, Аскасай				Озерные и аллювиаль суглинки с прослоям сков, галечника, глин с пресноводной диато мовой флорой
		Q^1_{II}								
	Нижний	Q^2_I	?							
		Q^1_I	Аллювий и пролювий 50–120 м террас Пиль-Дионовской низменности: галечники, перекрытые суглинками и глинами с галькой			Сохранившиеся местами от размыва аллювий и пролювий 80–150 м поверхности выравнивания				Лагунные глины, сугл с прослоями песков, г ников с переотложенн морскими неогеновым единичными морскими меями
Эоплейстоцен										

к стр. 157

Таблица 17

Изменение растит

Система	Подразделения	Индекс	Горизонт
Плейстоцен	Голоцен	Q^3_{IV}	
		Q^2_{IV}	X
		Q^1_{IV}	
	Верхний	Q^4_{III}	IX
		Q^3_{III}	VII
		Q^2_{III}	VII
		Q^1_{III}	VI
	Средний	Q^2_{II}	V
		Q^1_{II}	IV
	Нижний	Q^2_I	III
		Q^1_I	II
		N^3_2	I

	Формации Японии			
		о. Хонсю		
	о. Хоккайдо	Осака	Канто	
Побережье Западно- и Восточно-Сахалинских гор	Западно- и Восточно-Сахалинские горы			
Морские пески, глины, илы, галечники кос, пляжей, пересыпей, баров	Аллювий пойм	Юракуте	Наиба	Морские отложения террасы Дзёмон +6160±120
Морские пески, илы, глины террас 1–5 м и переуглубленных устьев рек с морскими диатомеями	Аллювий 5–8 м террас			
Морские глины, суглинки, супеси, пески, галечники, перекрытые покровными суглинками и флювиогляциальными галечниками, 10–15 м террас +27650±550 (СОАН–93)	Ледниковые отложения: Аллювий 8–12 м цикловой террасы	Тоттабецу –III	Итами	Татикава
	Аллювий 20–25 м промежуточной террасы	Тоттабецу –II–III		?
Морские галечники, глины с прослоями торфа и фауной морских моллюсков, перекрытые покровными суглинками или флювиогляциальными галечниками, 25–40 м террас	Аллювий 30–40 м цикловой террасы	Тоттабецу –II	Узмати	Суглинки симосузеси / Мусасино
		Тоттабецу –I–II		
		Тоттабецу–I Поросири–Тоттабецу		Симосузеси
Морские галечники, пески, перекрытые глинами с галькой, песками, 50–80 м, террас	Аллювий 40–60 м террас	Поросири	Киетами / Харима	Суглинки тама
			Пепловый горизонт касури –0,37 млн. лет назад	Бебугаура
Прибрежно-морские илы, супеси, пески с морскими диатомеями цоколя морской террасы 30 м (N)	Аллювий древней эрозионной сети: сцементированные красные и бурые галечники с песками и суглинками	Кусира	Мантидани	Наганума
				Касамори (N)
Прибрежно-морские горизонтально и косослоистые пески, илы, глины, галечники, гравийники верхней части пятой пачки маруямской свиты с фауной морских моллюсков и морскими диатомеями (A, R)		Сетана	Нижняя и верхняя часть группы осака	Кокумото (КИ–2) (R)

Группа нарита

Группа кадзуса

к стр. 157

Таблица 17

Изменение растительности Сахалина в плиоцене и плейстоцене

Система	Подразделения	Индекс	Горизонт	Фазы растительности	Поронайская низменность	Сусунайская низменность	Горы, побережье
Плейстоцен	Голоцен	Q^3_{IV}	X	20	Лиственнично-березовое редколесье с ольховником и кедровником; сфагновые болота; участки темнохвойных лесов		Темнохвойные (еловые, пихтово-еловые, пихтовые), лиственничные леса; темнохвойные леса с примесью широколиственных пород (дуб, вяз)
		Q^2_{IV}		19	Мелколиственные леса с примесью широколиственных пород (орех, лещина, дуб, вяз); темнохвойные (еловые, пихтовые) леса		
		Q^1_{IV}		18	Мелколиственные леса с ольховником и кустарничковой березой	Растительность лесотундры	Еловые, лиственнично-еловые, лиственничные, пихтово-еловые леса; ольхово-кедровниковые субальпийские заросли; мелколиственные леса с ольховником и кустарничковой березой
	Верхний	Q^4_{III}	IX	17	Перигляциальная растительность: межгорная травяно-кустарничковая тундра в сочетании с лиственничной лесотундрой		Лиственничные, лиственнично-еловые леса; ольхово-кедровниковые субальпийские заросли
		Q^3_{III}	VIII	16	Темнохвойные (еловые, пихтовые) леса с примесью широколиственных пород (орех, лещина, граб, дуб, вяз)		Темнохвойные (еловые, пихтовые) леса; темнохвойные леса с примесью широколиственных пород (орех, лещина, граб, дуб)
				15	Мелколиственные леса в сочетании с широколиственными (лещина, граб, дуб, вяз)		
		Q^2_{III}	VII	14	Редкостойные лиственничные леса с кедровым стлаником, ольховником и куст. березой	Лиственничная лесотундра; долинные мелколиственные леса с примесью широколиственных пород (лещина, вяз)	Еловые, лиственничные леса; ольхово-кедровые субальпийские заросли
		Q^1_{III}	VI	13	Мелколиственные леса в сочетании с широколиственными (лещина, граб, вяз, липа)	Еловые леса; березовые леса с кедровником	Темнохвойные (еловые, пихтовые, пихтово-еловые) леса; темнохвойные леса с примесью широколиственных пород (орех, лещина, граб, дуб, клен, липа); смешанные леса
				12	Темнохвойные (еловые, пихтовые) леса с примесью широколиственных пород (орех, лещина, граб, дуб, вяз, липа); мелколиственные леса		
	Средний	Q^2_{II}	V	11	Редкостойные лиственничные, лиственнично-березовые леса	Лиственнично-березовая лесотундра	Еловые, лиственнично-кедровниково-березовые леса; ольхово-кедровниковые субальпийские заросли
		Q^1_{II}	IV	10	Ксерофитная северная лесостепь; долинные мелколиственные леса с примесью широколиственных пород (лещина, вяз)		Темнохвойные (еловые, пихтовые с тсугой) леса; темнохвойные леса с примесью широколиственных пород (орех, лещина, граб, дуб, бук, вяз, клен, липа)
				9	Темнохвойные (еловые, пихтовые, пихтово-еловые) леса с примесью широколиственных пород (орех, лещина, граб, дуб, бук, вяз, клен, липа)		
				8	Мелколиственные леса в сочетании с широколиственными (лещина, дуб, вяз, клен)		
	Нижний	Q^2_I	III	7		Редкостойные лиственничные, лиственнично-березовые леса	Темнохвойные (еловые, пихтовые), лиственничные, лиственнично-березовые леса
				6	Ольхово-кедровниковые субальпийские заросли	Лиственнично-березовая лесотундра	
				5		Мелколиственные леса	
		Q^1_I	II	4	Хвойно-широколиственная лесостепь (граб, дуб, бук, вяз, липа, пихта, тсуга, ель, сосна)		Темнохвойные (еловые, пихтовые с тсугой) леса; темнохвойные леса с примесью широколиственных пород (орех, граб, дуб, вяз)
				3	Хвойно-широколиственные леса (орех, лещина, граб, дуб, бук, вяз, падуб, ель, пихта, сосна)		
				2		Хвойно-широколиственная лесостепь (лещина, дуб, ель, пихта)	
Неоген		N^3_2	I	1	Хвойно-широколиственные леса (гикори, лапина, орех,		Темнохвойные (еловые, пих-

Система	Подразделения	Индекс	Горизонт	Фазы растительности	Поронайская низменность	Сусунайская низменность	Горы, побережье
Плейстоцен	Голоцен	Q^3_{IV}	X	20	Лиственнично-березовое редколесье с ольховником и кедровником; сфагновые болота; участки темнохвойных лесов		Темнохвойные (еловые, пихтово-еловые, пихтовые), лиственничные леса; темнохвойные леса с примесью широколиственных пород (дуб, вяз)
		Q^2_{IV}		19	Мелколиственные леса с примесью широколиственных пород (орех, лещина, дуб, вяз); темнохвойные (еловые, пихтовые) леса		
		Q^1_{IV}		18	Мелколиственные леса с ольховником и кустарничковой березой	Растительность лесотундры	Еловые, лиственнично-еловые, лиственничные, пихтово-еловые леса; ольхово-кедровниковые субальпийские заросли; мелколиственные леса с ольховником и кустарничковой березой
	Верхний	Q^4_{III}	IX	17	Перигляциальная растительность: межгорная травяно-кустарничковая тундра в сочетании с лиственничной лесотундрой		Лиственничные, лиственнично-еловые леса; ольхово-кедровниковые субальпийские заросли
		Q^3_{III}	VIII	16	Темнохвойные (еловые, пихтовые) леса с примесью широколиственных пород (орех, лещина, граб, дуб, вяз)		Темнохвойные (еловые, пихтовые) леса; темнохвойные леса с примесью широколиственных пород (орех, лещина, граб, дуб)
				15	Мелколиственные леса в сочетании с широколиственными (лещина, граб, дуб, вяз)		
		Q^2_{III}	VII	14	Редкостойные лиственничные леса с кедровым стлаником, ольховником и куст. березой	Лиственничная лесотундра; долинные мелколиственные леса с примесью широколиственных пород (лещина, вяз)	Еловые, лиственничные леса; ольхово-кедровые субальпийские заросли
		Q^1_{III}	VI	13	Мелколиственные леса в сочетании с широколиственными (лещина, граб, вяз, липа)	Еловые леса; березовые леса с кедровником	Темнохвойные (еловые, пихтовые, пихтово-еловые) леса; темнохвойные леса с примесью широколиственных пород (орех, лещина, граб, дуб, клен, липа); смешанные леса
				12	Темнохвойные (еловые, пихтовые) леса с примесью широколиственных пород (орех, лещина, граб, дуб, вяз, липа); мелколиственные леса		
	Средний	Q^2_{II}	V	11	Редкостойные лиственничные, лиственнично-березовые леса	Лиственнично-березовая лесотундра	Еловые, лиственнично-кедровниково-березовые леса; ольхово-кедровниковые субальпийские заросли
		Q^1_{II}	IV	10	Ксерофитная северная лесостепь; долинные мелколиственные леса с примесью широколиственных пород (лещина, вяз)		Темнохвойные (еловые, пихтовые с тсугой) леса; темнохвойные леса с примесью широколиственных пород (орех, лещина, граб, дуб, бук, вяз, клен, липа)
				9	Темнохвойные (еловые, пихтовые, пихтово-еловые) леса с примесью широколиственных пород (орех, лещина, граб, дуб, бук, вяз, клен, липа)		
				8	Мелколиственные леса в сочетании с широколиственными (лещина, дуб, вяз, клен)		
	Нижний	Q^2_I	III	7		Редкостойные лиственничные, лиственнично-березовые леса	Темнохвойные (еловые, пихтовые), лиственничные, лиственнично-березовые леса
				6	Ольхово-кедровниковые субальпийские заросли	Лиственнично-березовая лесотундра	
				5		Мелколиственные леса	
		Q^1_I	II	4	Хвойно-широколиственная лесостепь (граб, дуб, бук, вяз, липа, пихта, тсуга, ель, сосна)		Темнохвойные (еловые, пихтовые с тсугой) леса; темнохвойные леса с примесью широколиственных пород (орех, граб, дуб, вяз)
				3	Хвойно-широколиственные леса (орех, лещина, граб, дуб, бук, вяз, падуб, ель, пихта, сосна)		
				2		Хвойно-широколиственная лесостепь (лещина, дуб, ель, пихта)	
Эоцен-плейстоцен		N^3_2	I	1	Хвойно-широколиственные леса (гикори, лапина, орех, лещина, хмелеграб, граб, дуб, бук, каштан, вяз, дзельква, клен, липа, пихта, тсуга, ель, болотный кипарис, кипарисовые)		Темнохвойные (еловые, пихтовые с тсугой, тисом), смешанные (ель, пихта, тсуга, орех, дуб, бук, каштан, вяз, клен) леса

к стр. 144

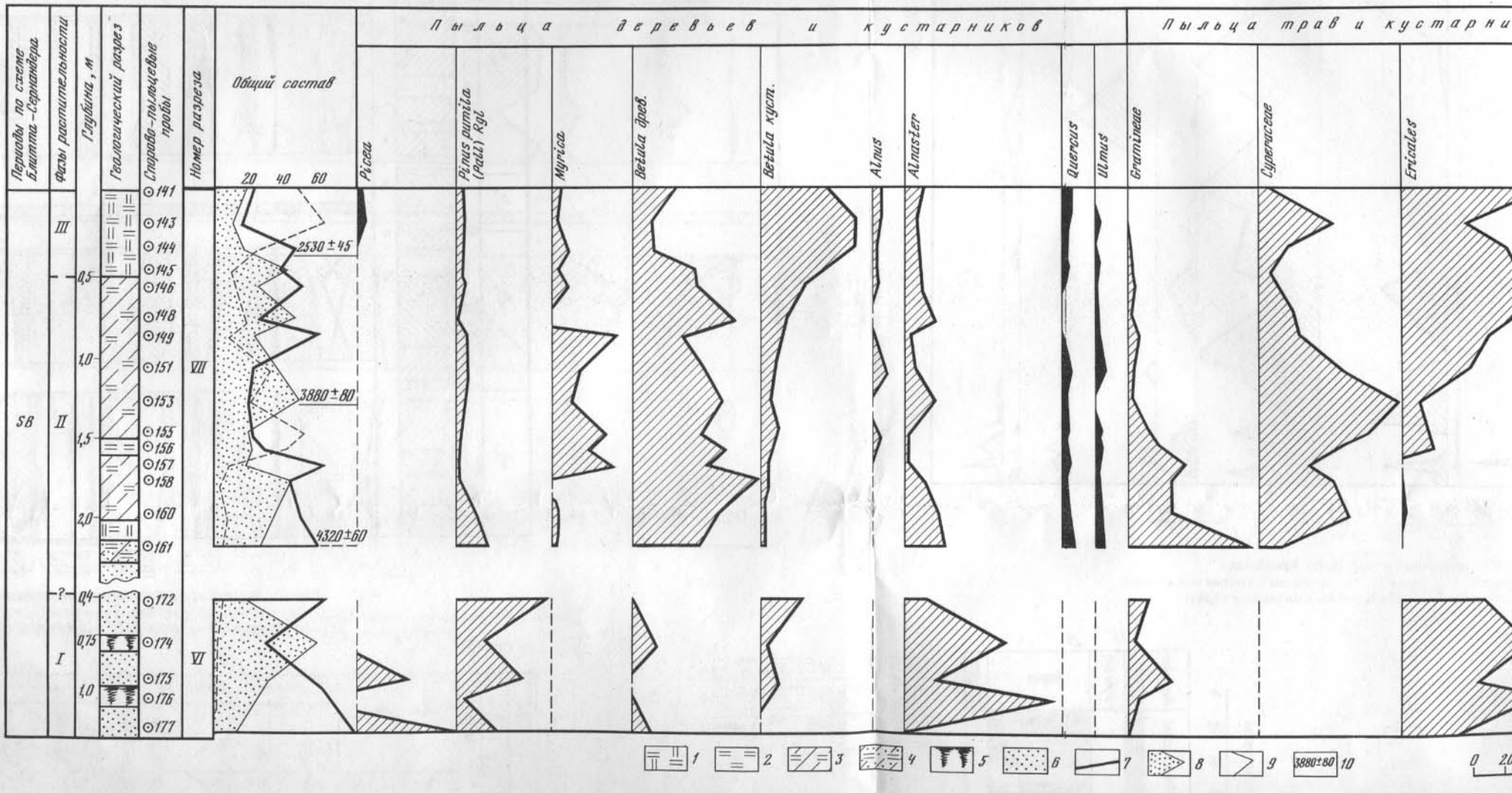


Рис. 54. Спорово-пыльцевая диаграмма суббореальных отложений Северо-Восточного Сахалина

1 – торф желтовато-коричневый, слабо разложившийся; *2* – торф коричневый, местами черный, слабо разложившийся; *3* – торф черный и к
4 – торф сильно разложившийся с песком; *5* – погребенная почва; *6* – пески мелко- и среднезернистые; *7* – пыльца деревьев и кустарников; *8*
споры; *10* – абсолютные даты по C^{14}

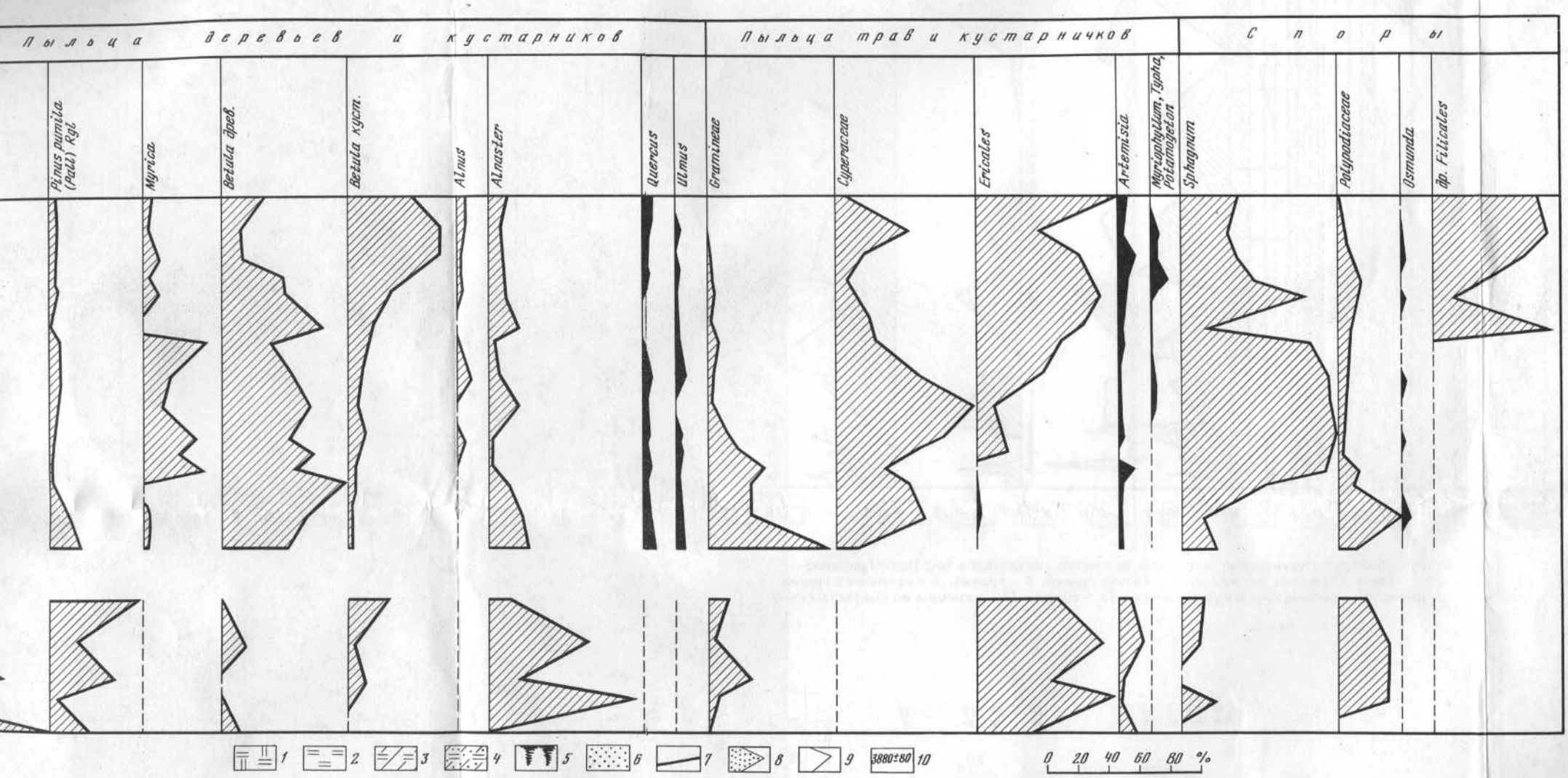


Рис. 54. Спорово-пыльцевая диаграмма суббореальных отложений Северо-Восточного Сахалина

1 – торф желтовато-коричневый, слабо разложившийся; *2* – торф коричневый, местами черный, слабо разложившийся; *3* – торф черный и коричневый, сильно разложившийся; *4* – торф сильно разложившийся с песком; *5* – погребенная почва; *6* – пески мелко- и среднезернистые; *7* – пыльца деревьев и кустарников; *8* – пыльца трав и кустарничков; *9* – споры; *10* – абсолютные даты по C^{14}