

**Новейшие отложения
и палеогеография
плейстоцена
Западной Камчатки**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
Тихоокеанский институт географии

Новейшие отложения
и палеогеография
плейстоцена
Западной Камчатки

2520



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"

Москва 1978



Новейшие отложения и палеогеография плейстоцена Западной Камчатки. М., "Наука", 1978.

В книге изложены результаты изучения новейших отложений и палеогеографии Западной Камчатки. На основании комплексного анализа геологического строения (литология, палинология, диатомей, абсолютные датировки, палеомагнетизм) предложена схема стратификации новейших отложений территорий. Рассматривается палеогеография Западной Камчатки и основные этапы развития ее природы в позднем плиоцене-плейстоцене.

Ответственные редакторы

Б.И. ВТЮРИН, А.А. СВИТОЧ

ВВЕДЕНИЕ

Новейшие отложения и палеогеография плейстоцена Западной Камчатки наименее изучены на Дальнем Востоке. До настоящего времени не разработана стратиграфическая схема четвертичных отложений района. Не ясны основные вопросы палеогеографического развития, количество и характер оледенений, масштабность и число трансгрессий моря и т.д.

Поэтому первые палеогеографические исследования на Дальнем Востоке коллектива Лаборатории новейших отложений географического факультета МГУ и сотрудников ДВНЦ АН СССР были проведены на Западной Камчатке.

Выбор района работы определялся также следующими обстоятельствами.

На западном побережье Камчатки длительное время работали сотрудники экспедиции морских берегов кафедры геоморфологии географического факультета МГУ и Института океанологии АН СССР, рекомендовавшие ряд конкретных объектов исследований. К началу полевых исследований в Лаборатории новейших отложений по плейстоценовым осадкам была выполнена серия радиоуглеродных датировок.

Работы проводились в творческом сотрудничестве с Дальневосточным научным Центром АН СССР. Полевые исследования осуществлялись в виде детального изучения наиболее представительных разрезов (рис. 1) береговой зоны Западной Камчатки (Ича, Митога, Утка и т.д.), рекогносцировочных маршрутов по долинам рек в глубь побережья и морских работ на шельфе Охотского моря. Последние заключались в подводном обследовании дна, взятии проб грунта и изучении рельефа шельфа.

В полевых работах участвовали: Н.А. Айбулатов, Т.Д. Боярская, Т.Н. Воскресенская, А.С. Ионин, А.А. Павлидис, Л.И. Гуров, В.Я. Кучумов, В.С. Мельник, С.М. Печенкин, А.А. Свиточ, В.Д. Симонов, А.И. Шлюков, В.С. Хорев.

Камеральная обработка полевых материалов осуществлялась методом сопряженного анализа (Марков, Зорин, 1967), включавшего ряд частных методик (литология, диатомовый анализ, палинология, абсолютные датировки, палеомагнетизм, геохимия и т.д.).

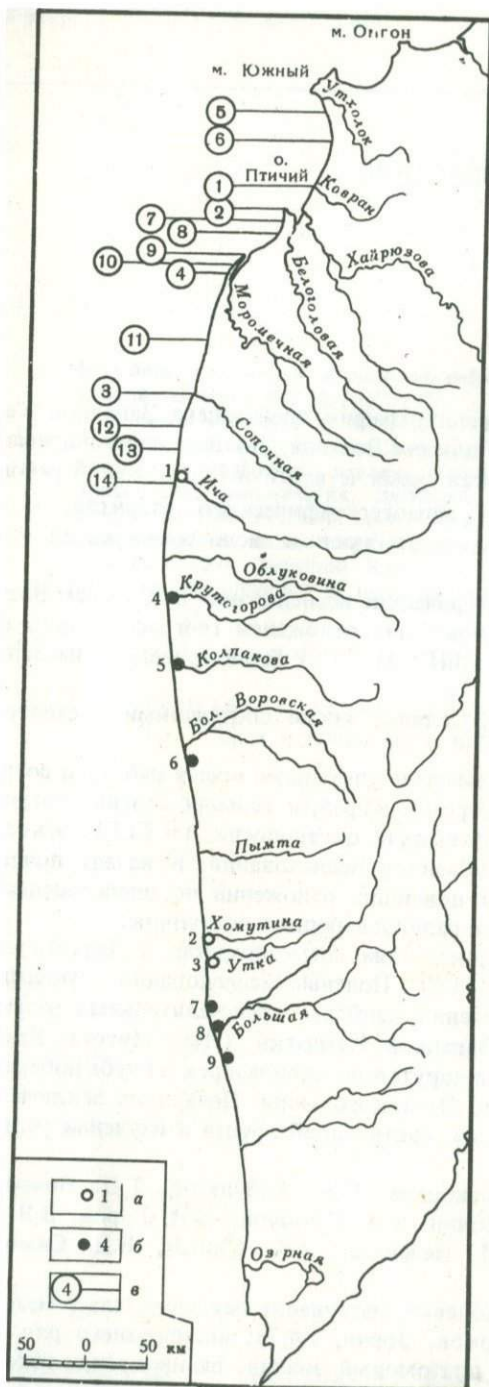


Рис. 1. Схема местоположения разрезов новейших отложений и профилей подводного бурения

- а — Опорные разрезы (1—Ича, 2—Хомутина-Митогга, 3—Утка);
 б — разрезы: (4—Крутегорова, 5—Колпаково, 6—Русь, 7—Левашова, 8—Усть-Больше-рецк, 9—Зуйково),
 в — профили подводного бурения (1—6 ИОАН, 7—14—МГУ)

**ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ
И ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ
ОСОБЕННОСТИ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ****КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЙ**

Западную Камчатку по природным условиям можно разделить на Западно-Камчатскую низменность и Северо-Западную увалистую равнину. Нами исследовался район Западно-Камчатской низменности площадью около 53 тыс. км². Рельеф этой территории представляет ровную, слабо расчлененную равнину, понижающуюся от предгорий Срединного хребта в сторону Охотского моря, покрытую обширными болотами — "тундрами". К этим местам как ни к каким районам Камчатки подходит определение С. Крашенинникова: "...недостатков ли в ней больше или же важнее ее преимущества. Поскольку эта страна бесплодная и неудобная для скота, подверженная большой опасности от землетрясений и наводнений, а также беспокойным ветрам — кажется, что она больше годится для жизни животных, а не людей..." (Крашенинников, 1948, с. 193). Реки, прорезающие равнину, имеют разветвленные притоки и широкие, часто заболоченные долины. Наиболее значительные из них — Большая, Кихчик, Большая Воровская, Ича — берут начало на склонах Срединного хребта и имеют смешанное ледниково-снеговое и дождевое питание. Их притоки обычно берут начало из верховых торфяных болот, для них свойственно снеговое и дождевое питание. Максимальный подъем уровня воды в реках наблюдается в летне-осеннее время. Весной, после таяния льда, уровень их падает. Во время сильных штормов происходит блокировка устьев рек, подъем уровня воды и наблюдаются наводнения.

Многочисленные озера низменности по происхождению делятся на лагунные и торфяные. Первые располагаются в прибрежной зоне, вторые обычны на водоразделах в глубине территории.

Климат низменности своеобразен и не соответствует географической широте местности. Из-за влияния Охотского моря, зимой "утепляющего", а летом "охлаждающего", здесь сказываются особенности зональной и муссонной циркуляции воздушных масс региона. Температурные градиенты ее меньше, чем на тех же широтах материка. Среднегодовое количество осадков колеблется от 450 до 700 мм/год. Зимой климат территории формируется под воздействием сибирского антициклона, а с материка часто проникают полярные и арктические фронты. Зима относительно сухая и холодная, с сильными северными и

северо-западными ветрами, частыми оттепелями. Лето прохладное, дождливое, с обильными осадками, частыми ветрами, с влиянием восточноазиатских муссонов и алеутского минимума, порождающего серии циклонов.

Из-за холодного климата на Западной Камчатке местами сохранились многолетнемерзлые породы (ММП), по-видимому, реликт древнего подземного оледенения территории.

Почвенный покров низменности формируется в условиях избыточного увлажнения. На увалах и высоких речных террасах развиты почвы торфянисто-подзолисто-глеевые, а в прибрежной полосе суглинистые торфянисто-глеевые.

Растительный покров Западно-Камчатской низменности чрезвычайно своеобразен. Обширные площади, прилегающие к побережью, заняты безлесными болотами, лугами и тундрами. В пределах приморских равнин, на участках пойм с застойным или избыточным увлажнением и на водоразделах господствуют низинные и сфагновые болота. Также широко распространены осоково-пушищевые и кустарничково-осоковые болота. На участках менее заболоченных водоразделов и речных террас развита луговая растительность. Встречаются луга крупнотравные с крестовником и шеломайником, вейниковые и вейниково-разнотравные, вейниково-осоковые и разнотравные. В приморских районах отмечаются низкотравные и хвощевые луга. На западном побережье доминируют тундры. Среди них выделяются травянисто-кустарничковые и кустарниковые. Для травянисто-кустарничковых тундр характерны такие растения, как шикша, багульник, кровохлебка тонколистная, ирис шершавый, ятрышник остистый, золотарник, злаки, а также целый ряд представителей разнотравья, типичных для арктических и субарктических районов.

В кустарниковых тундрах господствуют ольховник и кедровый стланик, которым сопутствуют кустарниковые виды берез. Ольховниковая тундра с *Alnus kamtschatica* Kom. развита во внутренних районах низменности и предгорьях Срединного хребта. В кедровниковой тундре с *Pinus pumila* Rgl. обильно встречается *Betula middendorffii* Trautv et Mey. Среди кустарничков обычны такие растения, как рододендрон золотистый, багульник, шикша, толокнянка, голубика и др.

Леса и редколесья приурочены к наиболее повышенным участкам территории Западной Камчатки. Основная лесообразующая порода — каменная береза (*Betula ermani* Cham.). Ее распространение приурочено к участкам с большим снежным покровом, где нет ММП и заболоченности. Для каменноберезняков типично развитие высокотравья с преобладанием дудника медвежьего, борщевника сладкого, лабзника камчатского, крестовника дланевидного, какалии копьевидной, василистника, вейника Лангсдорфа и др. В более увлажненных местообитаниях каменноберезовых лесов и редколесий в качестве подлеска развиваются заросли ольховника камчатского, а на сухих почвах — кедрового стланика. Хвойных лесов на Западной Камчатке нет. Они развиты в Центрально-Камчатской депрессии и представлены лиственничными и еловыми лесами из лиственницы куриль-

ской и ели аянской. На восточном побережье Камчатки сохранился реликтовый остров темнохвойной тайги с пихтой грациозной.

Для выяснения степени соответствия современных субфосильных спорово-пыльцевых спектров характеру растительности западного побережья Камчатки были проанализированы поверхностные пробы из отложений различного генезиса, взятые на площадках различных растительных ассоциаций. Процентные соотношения основных групп общего состава, как правило, близки. Здесь не наблюдается господства пыльцы или спор какой-либо одной группы компонентов. Это правильно, отражает развитие как безлесных, так и лесных ландшафтов на территории. В образцах, отобранных под пологом лесной растительности, содержится до 50% пыльцы древесно-кустарниковой группы. И, напротив, в образцах, взятых из болот и участков тундровой растительности, увеличивается количество спор и пыльцы травянисто-кустарниковой группы. Однако пыльца древесных и кустарниковых пород не исчезает, а только уменьшается до 25–30%.

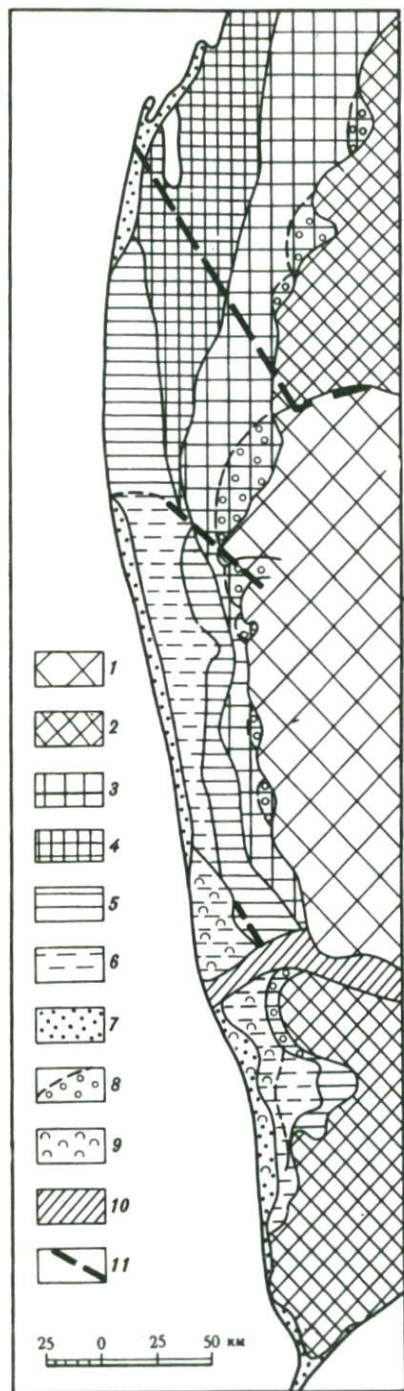
Для состава древесно-кустарниковой пыльцы характерно преобладание пыльцы *Betula sect. Costatae* (*B. ermani*, 30–40%) под пологом леса, *Pinus pumila* (до 60%) в ассоциациях каменноберезняков с подлеском из кедрового стланика, ольхи (до 70%) в пойменных зарослях.

На участках кустарниковой тундры доминирует пыльца кустарников: *Alnaster*, *Betula middendorffii*, *B. exilis*. Однако по сравнению с другими группами общего состава пыльца деревьев и кустарников в большинстве проб осреднена. Пыльца травянисто-кустарниковой группы и споры более отражают локальные условия места взятия образцов.

В образцах из низинных болот среди пыльцы травянистых растений доминируют *Spergaceae* (до 60%), в травянисто-кустарниковой тундре — группа *Ericales* (60%) и разнотравья (до 30%) — *Rubus chamaemorus*, *Boraginaceae*, *Compositae*, *Cruciferae* и др. Состав спор разнообразен: сюда входят арктические виды плаунов, сфагновые и зеленые мхи, папоротники. Для современных спорово-пыльцевых спектров Западной Камчатки характерно отсутствие пыльцы темнохвойных пород *Picea* и *Abies*, что особенно важно при интерпретации ископаемых спектров. Общие закономерности, полученные при изучении современных спорово-пыльцевых спектров, и степень их соответствия характеру растительного покрова Западной Камчатки согласуются с основными выводами, приводимыми в работах Т.Д. Давидович (1974) и Л.А. Скибы (1975).

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Территория Западной Камчатки — это ступенчатая пологонаклонная равнина с абсолютными отметками от 0 до 300–350 м. На востоке она примыкает к предгорьям Срединного хребта, а на западе плавно переходит в шельф Охотского моря. Равнина расчленена многочисленными



Р и с. 2. Структурно-геоморфологическая схема Западной Камчатки

1 – Горный рельеф на глыбово-складчатом основании; 2 – горный рельеф на наложенных вулканогенных структурах; 3 – предгорное плато; 4 – структурно-денудационно-холмистая равнина; 5 – пологоувалистая равнина; 6 – аккумулятивная увалистая равнина; 7 – низменная приморская равнина; 8 – участки развития ледникового и водно-ледникового рельефа; 9 – холмисто-грядовый рельеф низменной равнины; 10 – древняя долина р. Большой; 11 – глубокие разрывные нарушения

водотоками, долины наиболее крупные террасированные (2–4 террасы) у рек Большая, Ича, Крутогорова, Большая Воровская и др.

Основными морфоструктурными элементами рельефа Западной Камчатки можно назвать обширные террасовидные поверхности, снижающиеся от Срединного хребта по направлению к Охотскому морю. Эта особенность строения равнины обусловлена общим структурным планом территории, заложившимся в конце плиоцена, и его дальнейшим тектоническим развитием в плейстоцене и голоцене.

В пределах Западно-Камчатской равнины выделяется ряд морфогенетических типов, приуроченных к различным геологическим зонам, вытянутым в меридиональном направлении, и сменяющихся последовательно в широтном направлении (рис. 2).

Вдоль подножия Срединного хребта протягивается структурно-денудационное плато (средняя высота 250–350 м) с отдельными крупными останцовыми возвышенностями до 500–670 м (горы Гиллотьюн, Хевчай, хребты Медвежий, Пенсантайн, Паншетевая и др.). Эти возвышенности приуро-

чены преимущественно к северной части рассматриваемой территории. Как правило, они представляют собой либо отпрепарированные денудацией экстрезивные тела, залегающие среди слабоустойчивых к разрушению осадочных пород, либо являются наиболее приподнятыми частями складок оснований антиклинальных структур, сложенных мел-палеогеновыми породами (южная оконечность Тигильского антиклинория). Западнее плато переходит в холмистую равнину. В бассейне рек Хайрюзова, Морошечная и Ича холмисто-увалистый рельеф равнины выработан в породах различной литологической стойкости палеоген-плиоценового возраста. Увалы приурочены к более устойчивым породам, а межувальные понижения — к более рыхлым отложениям. Поэтому направление увалов нередко отражает простираение пород в денудационных срезах структур. Реки, использующие межувальные понижения, образуют широкие террасированные (2–4 надпойменные террасы) долины. В местах пересечения увалов долины рек, как правило, сужаются и принимают нередко U-образную форму.

Южнее долины р. Ичи рельеф плато и равнины выработан в литологически однородных породах. Здесь наблюдается система субширотных речных долин, водотоки которых берут начало в пределах Срединного хребта. Водоразделами между такими долинами служат плосковершинные увалы, снижающиеся в сторону Охотского моря.

В предгорной части отмечаются участки с ледниковыми формами рельефа (холмы, котловины, гряды, озерные и флювиогляциальные поверхности, приуроченные к устьям троговых долин. Образование ледниковых форм рельефа, по-видимому, связано с позднплейстоценовыми горно-долинными ледниками, выходившими на плато из гор. В долинах рек хорошо выражены флювиогляциальные террасы.

К западу от структурно-денудационной холмистой равнины на более низком гипсометрическом уровне (100–200 м) протягивается полоса пологоувалистой наклонной равнины, образовавшейся на отложениях эрмановской и энемтенской свит. От предгорного плато и холмистой равнины она отделена структурно-денудационным уступом. Характерные элементы рельефа равнины — широкие, полого спускающиеся на запад водораздельные увалы, служащие генетическим продолжением гряд и увалов предгорного плато. Однако в морфологии увалов наблюдаются некоторые различия. Прежде всего увалы равнины образованы в более молодых, слабо дислоцированных плиоценовых отложениях. Кроме того, на выположенных вершинах увалов широко развиты болота и нередко прослеживаются понижения (бассейн рек Облуковины, Ичи и др.), ориентированные по простираению увалов. По-видимому, последние представляют следы древней гидросети, образование которой можно связать с флювиогляциальными потоками древних ледников, частично выходивших на равнину. К северу от устья р. Крутого рова увалы непосредственно подходят к морю и абрадируются им.

К югу от широтного отрезка нижнего течения р. Крутого рова и вплоть до устья р. Озерной, вдоль побережья Охотского моря тянется полоса аккумулятивно-увалистой равнины с высотами 40–80 м над уровнем моря. На отдельных участках (бассейны рек Крутого рова, Колпакова,

Большой Воровской) она отделена от пологоувалистой равнины денудационным уступом высотой до 40 м, а от прибрежной низменности (между низовьями рек Большой Воровской и Пымты и др.) — абразионным уступом высотой до 10–12 м. В районе устьев рек Хомутины, Митоги и Большой равнины подходит к морю и частично абрадирована. На участке между нижними течениями рек Крутогорова и Кихчик в рельефе территории хорошо выражены выположенные террасовидные водоразделы, выработанные в древних песчано-галечных аллювиальных отложениях и прикрытые маломощным плащом озерно-болотных отложений и торфа. На поверхности равнины широко развиты многочисленные озера и болота. Южнее низовья р. Кихчик рельеф равнины характеризуется широким развитием холмов и гряд высотой 20–25 м, чередующихся с плоскими водораздельными пространствами. Между холмами и грядами располагаются эрозионные ложбины, в плане имеющие причудливо разветвленную форму. Днища ложбин иногда заняты озерами.

Приморская низменность (от 0 до 20–22 м над уровнем моря) протягивается неширокой полосой (до 10–12 км) вдоль берега моря. В низовьях долин крупных рек низменность расширяется, а ее очертания напоминают вдающиеся в сушу заливы. На участках, где к берегу подходят увалы, низменность резко сужается. В пределах Приморской низменности выделяются три террасовидных поверхности с абсолютными отметками 4–6, 9–12, 20 м, впервые отмеченные К.П. Богатыревым (1940). Особенно отчетливо на побережье эти поверхности прослеживаются между устьями рек Колпакова и Пымты.

На участке между поселками Русь и Пымта и далее на юг протягивается древняя береговая линия, выраженная абразионным уступом, подножие которого находится на высоте 20–22 м над уровнем моря. В других случаях древняя береговая линия на той же высоте подчеркивается серией береговых валов с продольными понижениями между ними, располагающимися также параллельно современной береговой линии. Например, в районе р. Пымты (Зенкович и др., 1971) у подножия увала прослеживается древняя аккумулятивная форма типа пересыпи асимметричной формы, ограничивающая понижение дна бывшей лагуны.

Древняя береговая линия в виде абразионного уступа также устанавливается в приустьевых участках речных долин рек Крутогорова, Колпакова, Воровская, Пымта и др. Здесь же древние клифы оконтуривают бывшие ингрессионные заливы.

К реликтам древней береговой линии приурочена 20-метровая терраса шириной до 3–5 км, снижающаяся к морю. Мористый край террасы местами обрамлен невысоким абразионным уступом, его подножие располагается на высоте 10–12 м над уровнем моря. Отчетливее абразионный уступ прослеживается к югу от пос. Русь и протягивается на расстояние свыше 20 км. К этому уровню приурочена и более низкая 10-метровая терраса, полого наклоненная в сторону моря, сильно заболоченная с многочисленными озерами. В строении террасы принимают участие пески хорошо сортированные, часто косослоистые, мощностью до 5 м. Отдельные пачки песчаных и песчано-галечных отложений

имеют общий наклон в сторону моря и полное сходство с разрезами современных прибрежно-морских аккумулятивных форм типа пересыпей. Иногда эти образования, например по р. Удова, сменяются алевритистыми и илистыми суглинками темно-синего цвета, слагающими слабо выраженные в рельефе понижения, по-видимому, соответствующие древним лагунам побережья. Песчано-галечные и суглинистые отложения перекрыты торфом. Севернее р. Мысовой следы пребывания моря на этом уровне установлены по реликтам древних береговых валов.

Самый низкий террасовый уровень, маркирующий древнюю береговую линию, наблюдается на высоте 4–6 м. Терраса начинается сразу же за современной пересыпью и расположенной за ней лагуной. На ее поверхности четко выражены береговые валы (2–3 м высоты) с лагунными понижениями между ними. Валы, сложенные песчаными и песчано-галечными слоистыми отложениями, имеют довольно хорошую сохранность. Местами они перекрыты маломощным слоем торфа. Низкая морская терраса отчетливо прослеживается к югу от пос. Кировского и протягивается параллельно современной береговой линии на расстоянии 1–1,5 км от берега моря. В виде валов она наблюдается и в районе пос. Кихчик. Поверхность террасы сильно заболочена, имеется много озер. В разрезах террасы наблюдаются прибрежно-морские, лагунные, речные и озерные отложения, что указывает на сложное происхождение террасы, в образовании которой наряду с прибрежно-морской аккумуляцией существенное значение имели процессы речного и озерного накопления.

СОВРЕМЕННАЯ БЕРЕГОВАЯ ЗОНА

Берег Западной Камчатки представляет выровненную, полого выпуклую в сторону Охотского моря линию.

Современная береговая зона состоит из комплекса береговых аккумулятивных и абразионных форм, находящихся под постоянным воздействием морского волнения. Она включает подводный береговой склон, современные береговые аккумулятивные формы типа пересыпей, отчленяющих лагуны, прислоненных пляжей, а также абразионные обрывы, развитые более ограниченно. Наиболее полно морфология и динамика береговой зоны Западной Камчатки рассматриваются в работах В.П. Зенковича (1947, 1956), А.Т. Владимирова (1959, 1961), В.П. Зенковича и др. (1971), А.С. Ионина и др. (1971). Вопросам строения и истории развития верхней части шельфа Западной Камчатки посвящена работа А.И. Шлюкова и др. (1975). Несмотря на кажущееся однообразие, прибрежная полоса и верхняя часть шельфа свидетельствуют о сложном пути развития побережья, многообразии береговых процессов, неоднократно видоизменявших строение и очертания побережья в течение плейстоцена. Наблюдаемая сейчас выположенность береговой линии — результат последней крупной перестройки берега, происшедшей совсем недавно, по всей вероятности не раньше середины голоцена (Владимиров, 1959). Эти процессы не закончились и в настоящее время и вы-

зону собственно шельфа. Для юга района характерны профили с большими уклонами в верхней части; так, на глубине 4 м уклоны дна (i_n) составляют 0,044. Далее подводный склон выполаживается и между глубинами от 4 до 10 м уклоны дна не превышают 0,0032.

Общий уклон склона от среднего положения береговой линии до изобаты 10 м равен 0,0030. Такие подводные береговые склоны можно условно отнести к песчаным профилям большого уклона (для волн высотой около 2 м). На этих склонах существенна роль компенсационного оттока, выносящего материал от берега в сторону моря и выполаживающего профиль. Заметных признаков существования положительных форм рельефа на дне западного берега Камчатки не отмечается. Диссипация волновой энергии на таких профилях происходит более или менее равномерно с возрастанием удельной энергии в сторону берега. Для верхней части профиля характерны признаки абразионного процесса. В районе р. Крутогорова подводный береговой склон выполаживается и профиль принимает чисто аккумулятивный характер. Уклоны дна на глубине 4 м (i_n) составляют соответственно 0,010 и на глубине 10 м (i_n) 0,007.

Севернее, на участке устья р. Морошечной — мыса Хайрюзова, уклоны дна значительно уменьшаются и в районе близ устья р. Морошечной доходят до $i_{10} = 0,0008$, т.е. изобата 10 м удаляется здесь на расстояние 12 км от берега. В связи с этим ширина осушки в этом районе достигает 1 км. Строение осушки представляет большой интерес не только чисто региональной, но и для понимания происхождения таких форм рельефа, как подводные валы. После размываемого в полную воду уступа аккумулятивной террасы идет пляж полной воды, сложенный мелкозернистым песком, медианный диаметр которого $Md = 0,17$, а коэффициент сортировки $S_0 = 1,22$. Нижняя часть пляжа воды вымощена крупной галькой и валунами. Далее начинается плоская полоса дна, осложненная серией (до 6) подводных песчаных валов, разделенных ложбинами различной ширины и глубины. Относительное превышение валов над ложбинами составляет в среднем около 1 м, а расстояние между гребнями — 80–120 м. Материал, слагающий осушку, несмотря на сложное строение рельефа, хорошо сортирован ($S_0 = 1,26$) и представлен в основном фракцией 0,1–0,25 мм. Разницы в крупности песка на валах и ложбинах не отмечается. Песчаные валы осушки прямолинейны в плане, асимметричны и протягиваются параллельно береговой линии. Во время отлива они выглядят своеобразными насыпными дорогами, ограниченными кюветами (ложбинами).

Около мыса Амбон, составляющего тупой угол с прямолинейной частью берега, подводные валы на осушке не меняют простирания. Характерных для входящих углов береговой линии отмелей здесь не отмечается. Строение этих форм свидетельствует об образовании подводных валов только за счет поперечного перемещения наносов по склону и о том, что эти формы рельефа могут образовываться и без участия вдольбереговых течений. Если бы перенос материала вдоль берега существовал, то вызвал бы во входящем углу побережья вблизи мыса

Амбон образование примкнувшей аккумулятивной формы. пляж во входящем углу сложен крупными валунами и галькой, образовавшимися в результате абразии коренного берега.

Отмеченное А.Т. Владимировым (1959) массовое перемещение песка с юга в виде потока наносов для района побережья Крутогорова-Хайрюзова, по-видимому, отмечается только на участке, ограниченном с севера устьем р. Морошечной. В районе же устья поток наносов тормозится в результате растекания речной струи на взморье и образовавшейся здесь большой отмели. Поэтому здесь часть наносов из потока выпадает, в результате чего образуются широкие отмели с незначительными уклонами, и волны юго-западного направления, проходя через мелководье близ устья р. Морошечной, теряют основную часть энергии и за счет рефракции подходят к берегу между р. Морошечной и мысом Амбон под прямым углом.

Таким образом, поток песчаных наносов создает на пути крупную аккумулятивную подводную форму в виде широкой отмели, которая преграждает путь преобладающим в районе юго-западным волнам, к северу от отмели волны в результате рефракции подходят к берегу под прямым углом, но условий для переноса материала вдоль берега нет. Происходит как бы самоликвидация наносов вдольберегового потока.

Подобные явления не наблюдаются на большей части побережья южных районов Западной Камчатки. Исследования, проведенные сотрудниками кафедры геоморфологии МГУ, показали наличие только кратковременных миграций материала. Направленное перемещение наносов отмечается лишь в самой южной части описываемого побережья, где абразионные участки питают пересыпь лагуны р. Большой, а также в районе к северу от р. Крутогорова. В остальных местах побережья песчано-галечный материал размыва во время штормов перебрасывается на береговую часть бара, способствуя его смещению на восток, а тонкие фракции осадков частично оттягиваются на подводный склон и далее на шельф.

Выступающий в море горный массив Амбон вместе с простирающимся к северу от мыса Хайрюзова мелководным районом о. Птичьего нарушают характерную для западного побережья Камчатки прямолинейность береговой линии. Между о. Птичьим и п-вом Амбон располагается мелководный пролив. В его юго-восточной части находятся местами отчлененные от пролива косой устья рек Хайрюзова и Белоголовой. Перед ними располагаются обширные площади осушек.

На участке широко распространены как абразионные, так и аккумулятивные типы берегов. В районе распространения песчаников кавранской серии береговая линия отличается исключительной выровненностью. Волнами моря в осадочных толщах выработаны почти отвесные клифы, простирающиеся на десятки километров. Высота их колеблется от мыса Амбон до устья р. Ковран в пределах 10–30 м.

Южнее устья р. Ковран клиф постепенно отмирает, его задернованная вышоложенная поверхность отходит от берега морча, уступая место современной аккумулятивной террасе, состоящей из примкнувших одна к другой нескольких генераций песчано-галечных валов, изогнутых в восточ-

ном направлении. Понижения рельефа между генерациями выполнены лагунными илами и частично заняты озерами.

Русло р. Хайрюзова подмывает правый берег со скоростью 1,0–1,5 м/год и вскрывает строение аккумулятивной террасы. В генетическом отношении она представляет аллювиально-морскую террасу, образованную в результате последовательного выдвигания кос в акваторию залива в устьях рек Хайрюзова и Белоголовой. Косы при этом смещались и в отдельных случаях наползали на отложения отчлененных ими лагун. В настоящее время на морской стороне кос явных признаков их роста в длину не отмечается, а подача материала со дна фиксируется обилием на пляже ракушечного детрита и целых створок раковин. Ширина же осушки в этом районе, вполне вероятно, увеличивается за счет аккумуляции материала в зоне пляжа малой воды. Аналогичное строение имеет крупная аккумулятивная форма в районе р. Утколок на севере района.

Несмотря на их, казалось бы, большую устойчивость к процессам абразии по сравнению с осадочными толщами, здесь широко распространены активные клифы. В пределах мыса Хайрюзова и западной стороны о. Птичьего, сложенных оливиновыми базальтами, андезитами, туфами и туфобрекчиями, выработанные волнами клифы достигают 10 и более метров высоты. Перед клифами простираются довольно широкие бенчи (современные абразийные террасы) с массой абразийных останцов — кекуров на поверхности. Поверхность бенчей, ширина которых достигает 0,3–0,5 км, почти полностью обнажается в период малой воды. Галечно-песчаный материал встречается лишь в узких понижениях на поверхности бенча. Неровная, но в общем плоская поверхность бенчей обычно крутым уступом опускается до глубины 10–15 м.

Вдоль всего побережья наблюдаются процессы физического выветривания коренных пород, обрушение и оседание крупных блоков. На пляжи в период весеннего снеготаяния поступает масса обломочного материала. Однако, несмотря на обилие обломков, пляж выше уровня полной воды довольно узкий (ширина 2–3 м).

Обломочного материала на поверхности бенча почти нет, поэтому волнам нечем "бомбардировать" основание клифов и разрушать их. Можно предположить, что исключительно большую роль в разрушении берегов, сложенных вулканогенными породами в условиях северного района западного берега Камчатки, играют процессы физического выветривания. Этому способствует значительная трещиноватость горных пород и периодическое смачивание береговых уступов во время приливно-отливных колебаний уровня.

Подводный береговой склон Западной Камчатки от мыса Хайрюзова до мыса Южного довольно прост и однообразен. Ширина зоны осушки в южной части района достигает 8 км, а уклоны равны 0,0006. В рельефе дна лишь в пределах распространения илов встречаются желоба стока. Глубина их вреза не превышает 50 см. Желоба имеют притоки, меандрируют и меняют положение во время сильных штормов, весенних наводков и при смене течений, связанных с приливно-отливными явлениями. Подводный склон между изобатами 5 и 10 м круче поверхности осушки

вдвое, однако в общем он тоже пологий (0,0012). Далее, вплоть до глубины 20 м, уклоны дна снова становятся еще меньше (0,0004). Перегиб на профиле фиксируется в районе глубин 18–20 м, там его уклон увеличивается до 0,007.

Подводный береговой склон в средней части дуги северного района также начинается зоной осушки шириной около 300 м. Ее рельеф однообразен, здесь нет четко выраженных желобов стока и широко распространены знаки ряби небольших параметров. Уклоны дна между глубинами 5 и 10 м, как и на юге участка, незначительные. Иногда между изобатами 5 и 10 м встречаются отдельные вытянутые вдоль берега поднятия высотой 2–4 м.

Северный район западного берега Камчатки представляется как дуга большого радиуса с коэффициентом кривизны 0,3, ограниченная с севера и юга сильно выступающими на запад полуостровами. Значительные уклоны дна перед полуостровами не дают возможности проходить наносам с севера и юга и пополнять запасы дуги. Источниками наносов в северном районе служат лишь впадающие сюда реки, материал абразии обрывов и осадки, выстилающие подводный береговой склон.

Неравномерность распределения рыхлого материала вдоль берега объясняется различным количеством его поступления на разных участках дуги и гидродинамическими факторами. Значительные накопления наносов в южной части района свидетельствуют о большой роли выносов рек Хайрюзова и Белоголовой и приносе сюда материала с севера. Северные и северо-западные волнения благодаря волновой тени, образованной выступающим в море мысом Южным, способны перемещать материал в южном направлении начиная лишь с центральной части береговой дуги. Этот же участок дуги подвержен также значительному влиянию юго-западных и западных волнений. Волны этих направлений перестраиваются после прохождения по мелководью и близ о. Птичьего. Их воздействие на центральную часть дуги вызывает перемещение наносов в северном направлении, где заполняется входящий угол в районе впадения р. Утколок. Как результат переноса обломочного материала из центральной части дуги к северу и к югу мы видим на севере и юге района широкие аккумулятивные формы. Таким образом, средняя часть дуги подвержена процессам абразии сильнее. Волнения южных и северных румбов здесь имеют наибольшую повторяемость.

Рассмотренные вопросы современной динамики и морфологии береговой зоны Западной Камчатки позволяют сделать следующие выводы.

1. Для большей части Западной Камчатки характерна выровненность береговой линии, связанная с монотонностью геологического строения береговой зоны и действием одинаковых по энергетическим характеристикам гидрогенных факторов. Осложнения в очертаниях береговой линии связаны с выходами на побережье пород вулканического происхождения.

2. Важнейшие элементы рельефа береговой зоны Западной Камчатки, особенно в ее южном районе, — береговые валы, пересыпи и шнурообразные лагуны.

3. Основной процесс на берегах Западной Камчатки — размыв, выражающийся на низменных участках надвиганием берегового вала на лагуну и в отрицательном балансе обломочного материала. На участках, сложенных коренными породами, признаками размыва служат активные клифы и широкие бенчи.

4. Подводный береговой склон в южном районе Западной Камчатки характеризуется крутыми уклонами в его верхней части и имеет все признаки профиля, развивающегося в условиях дефицита наносов. Нижняя часть склона выположена и лишена обычных для отмелей берегов пологих форм рельефа типа подводных валов. Для северного района Западной Камчатки характерно наличие широкой зоны осушки и очень пологого подводного склона с неровностями, связанными с выходами коренных пород.

5. Вдольбереговые пойки наносов существуют на незначительном протяжении берега. Единого, однонаправленного переноса обломочного материала в береговой зоне Западной Камчатки не существует.

Изложенные соображения позволяют предполагать, что аналогичная либо близкая картина существовала в какой-то степени и в предыдущие этапы развития берегов и шельфа. Характер динамики береговой линии и направление древних вдольбереговых потоков дает возможность точнее представить происхождение морских осадков, слагающих шельфовую зону Охотского моря.

ОСАДКИ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ ОХОТСКОГО МОРЯ

Строение рыхлой толщи прибрежных отложений Западной Камчатки изучалось многими исследователями. При изучении донных осадков проанализировано более 100 колонок до глубины 50 м. В основном колонки взяты из разрезов, пробуренных перпендикулярно к береговой линии.

На участке Хайрюзова выполнена площадная съемка, позволившая составить представление о распределении осадков по площади и о погребенном коренном рельефе (см. рис. 1).

Строение южной части Западной Камчатки весьма разнообразно. На рис. 4 представлен типичный для этой части района разрез. Пересыпь в верхней части склона сложена довольно тонким материалом с прослоями песка разнозернистого, с гравием и реже — мелким галечником. Ниже разрез пересыпи представлен в основном гравием и галькой с редкими прослоями песка. Общая мощность современных прибрежно-морских осадков, слагающих пересыпь, заметно сокращается в сторону суши: в приморской полосе она составляет свыше 12 м, в районе нежвального понижения — около 8 м, а близ лагуны не превышает 3 м. По всем скважинам описываемая толща ложится на сравнительно маломощную (0,3—3,0 м) глинисто-суглинистую пачку лагунных осадков, содержащих метровые прослойки торфа. Захоронение торфа под толщей современных прибрежно-морских осадков может свидетельствовать о недавнем надвигании пересыпи на лагуну в результате поднятия уровня воды либо тектоничес-

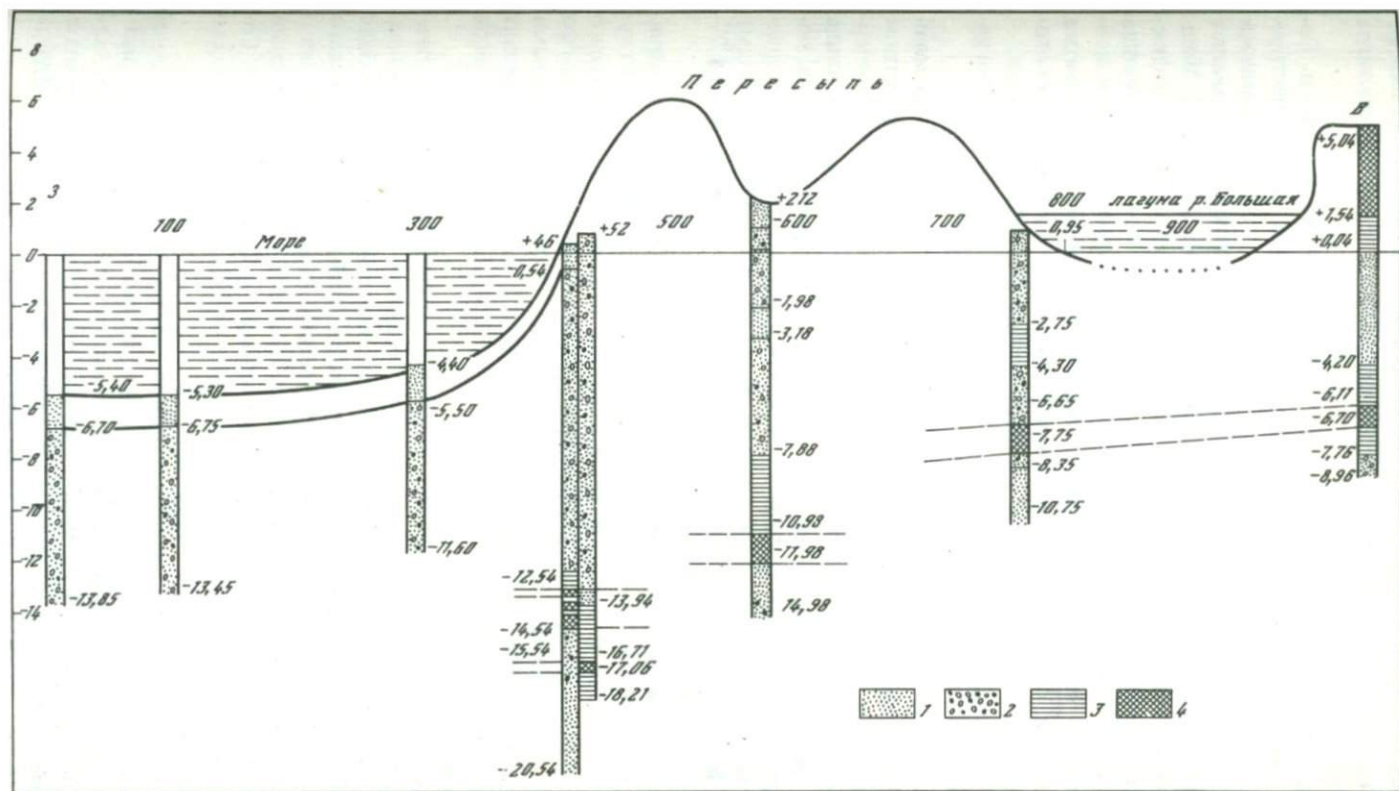


Рис. 4. Сводный геологический разрез по материалам бурения в районе пос. Октябрьский. (Составлен Л.Г. Никифоровым и С.А. Лукьяновой, 1968 г.)

1 – песок и супесь; 2 – гравий и галька; 3 – глина и суглинок; 4 – торф

кого опускания берега. Мощность рыхлых осадков на подводном склоне пересыпи достаточно большая, скважина глубиной 12 м так и не достигла коренных пород.

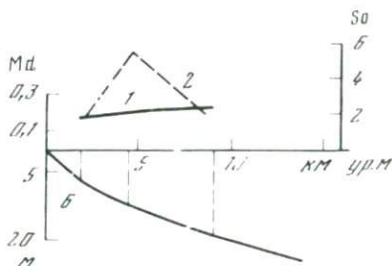
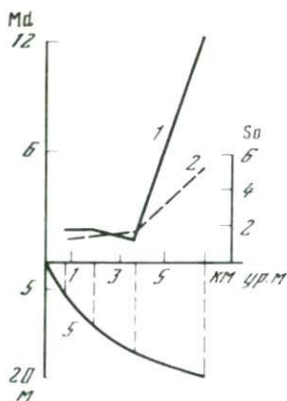
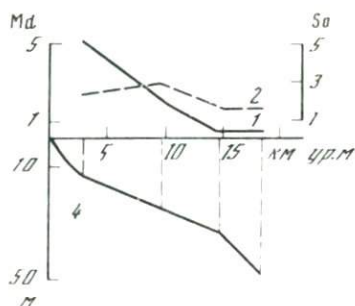
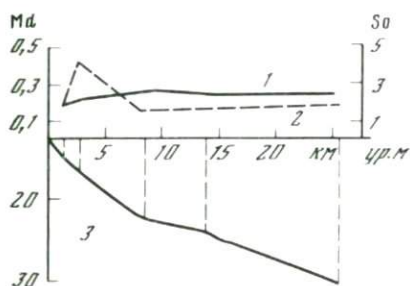
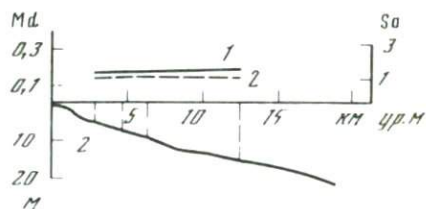
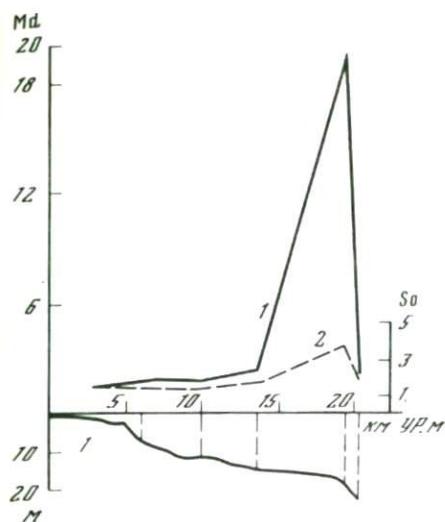
В средней части южного района, по данным бурения в устье р. Сопочной (рис. 5), поверхностные осадки представлены преимущественно мелкозернистыми и среднезернистыми хорошо отсортированными песками ($Md = 0,17-0,23$ мм, $S_0 = 1,30-1,70$), исключение составляют осадки на глубине 12 м, где коэффициент сортировки равен 4,12. Мощность рыхлой толщи уменьшается от берега к изобате 19 м, где зафиксированы выходы коренных пород. Если на глубине 8 м трубка прошла 2,5-метровую толщу мелкозернистого песка с включениями гальки и щебня различного петрографического состава, то на глубине 19 м попытка взятия грунта оказалась безуспешной. Галечный трал принес некоторое количество песка, гальки и многочисленные обломки баянусов, — признак выхода коренных пород или крупных валунов. Петрографический состав гальки, взятой с поверхности, представлен в табл. 1.

Далее в сторону моря на глубине 28,5 м трубка прошла толщу мощностью 3 м, сложенную мелкозернистым песком с большим количеством гальки и щебня. Размер гальки в поперечнике достигает 4–5 см. Содержание фракции более 2 мм составляет около 50%. На глубине 35 м толща рыхлых осадков выклинивается и наблюдаются выходы коренных пород, а трубка, взятая на глубине 53 м, вновь показала присутствие среднезернистого заиленного песка, щебня и гальки с прослоями (10 см) супеси (фракция 0,05–0,01 мм — 37,4%). В нижней части колонки 1,7–2,5 м содержание песка уменьшается.

Изучение дна на глубинах 20 и 21 г: показало, что здесь прослеживаются выходы коренных пород. По данным эхолотного промера, на глубинах от 10 до 20 м в подводном рельефе четко выделяются несколько гребней и разделяющих их понижений. Положительные формы рельефа образуют ступенчатые террасовидные уступы, сложенные плотными песчаниками, высота перепадов составляет от 0,1–0,2 до 1,0 м, ширина разделяющих ложбин — до нескольких метров. Выступы песчаников имеют неровную, ячеистую поверхность.

К югу от устья р. Морошечной осадки на глубинах 14 и 25 м представлены грубозернистыми песками, мелким гравием, галькой и щебнем. Фракции свыше 2 мм составляют около 75% на глубине 14 м. На глубине 33 м заметно преобладание мелкозернистого (до 60%) и среднезернистого песков (до 25%). На глубине 49 м поверхностный горизонт осадков слагают среднезернистые (45%) и мелкозернистые пески. Средний медианный диаметр песков составляет 0,27 мм, сортировка — 1,61 (см. рис. 5). Содержание фракции менее 0,1 мм на глубинах 14,33 и 49 м примерно одинаково соответственно равнялось 4,2 и 8%.

Для строения толщи рыхлых осадков между устьями р. Сопочной и р. Морошечной характерны некоторые общие черты. Прежде всего по составу — это преимущественно песок с различным содержанием гравия, щебня, гальки и ракушки в виде отдельных слоев или включениями. Лишь на глубине 49 м в песке, гравии и гальке встречены небольшие (до 5 см) прослои супеси и торфяников.



Р и с. 5. Характер распределения показателей медианного диаметра (1 Md) и коэффициента сортировки (2 S_o) по профилям подводного бурения

Таблица 1

Петрографический состав гальки донных отложений в районе устья р. Сопочной (р III)

Состав	Размер, см, содержание, %		
	более 5	5-3	3-1
Кварц	—	1	3
Кварцитовидные породы	—	4	12
Базальты	—	5	5
Порфириды меланократовые	1	5	—
Порфириды	—	6	17
Песчаники тонкозернистые (кварцитовидные)	—	10	14
Лавобрекчия?	—	1	1
Алеврит	—	1	—
Роговики биотитовые-полосчатые	—	—	5
Песчаники тонкозернистые, алевриты окварцованные	—	—	9
Всего	1	33	66

Мощность, см

Песок темноцветный, среднезернистый, с остатками битых раковин	0-20
Гравий, щебень и галька в песке крупнозернистом	20-60
Песок мелкозернистый с прослоями суглинков	60-75
Песок среднезернистый с редко встречающимися примазками суглинка	75-130
Песок среднезернистый, темноцветный, с прослоями суглинков, обогащенных растительными остатками, попадает галька и прослой торфяников	130-400
Песок бурый, ожелезненный с галькой и щебнем	400-430

По разрезу, расположенному южнее мыса Хайрюзова напротив устья р. Морошечной (рIII), видно, что толща рыхлых отложений на осушке и дне довольно однообразна и до глубины 23 м представлена мелкозернистыми песками, с редкими включениями гальки, гравия и битых раковин.

Таким образом из изложенного материала о строении рыхлой толщи осадков береговой зоны Западной Камчатки от р. Озерной до мыса Хайрюзова следует:

1) мощность осадков по району неодинакова. На южном и северном участках мощность небольшая, а в средней части — минимальная. Отмеченная неравномерность, возможно, объясняется условиями питания и источниками поступления материала, а также неоднородностью топографии рельефа коренных пород;

2) основная масса обломочного материала представлена песком мелко- и среднезернистым, с прослоями битых раковин, супеси и торфяников, включениями гальки и гравия;

3) наличие в толще осадков щебня рядом с окатанной галькой свидетельствует о различных источниках поступления обломочного материала на верхнюю часть шельфа. Отмеченная В.П. Зенковичем (1956) худшая

Здесь мощность слагающего осушку хорошо сортированного слегка заиленного песка на расстоянии от 300 до 1000 м от уровня полной воды уменьшается с приближением к берегу от 0,7 до 0,4 м, но затем снова увеличивается, переходя в мощную толщу отложений пляжа. Мелкозернистый песок на осушке подстилается горизонтом грубозернистого темного песка с большим количеством раковин, гальки и гравия различного состава. Песчаная толща осушки в районе, прилегающем к устьевой части рек Хайрюзова и Белоголовой, залегает на поверхности коренных пород — мощных грубозернистых туфогенных песчаников.

Вне пределов осушки донные осадки довольно однообразны и представлены в основном песками среднезернистыми с различным содержанием ракуши. Изредка встречаются галька и щебень. В непосредственной близости от морского края осушки мощность слоя песка с ракушей и галькой составляет не более 0,45–0,50 м, реже — 0,70 м и близка к мощности рыхлых отложений, залегающих на коренных породах в пределах осушки.

С удалением от берега более чем на 3 км мощность слоя песка увеличивается до 1,1–1,5 м (см. рис. 6).

Ниже по разрезу песчаная толща переходит в суглинки плотные, вязкие, темного или серовато-зеленого цвета, с растительными остатками и примазками органического вещества (табл. 2). В суглинках встречаются галька и гравий. Суглинки напоминают уплотненные лагунные или эстуарные отложения, обнажающиеся в береговых обрывах Усть-Хайрюзова. Мощность суглинков, по данным бурения, превышает 1–2 м. Общая мощность отложений достигает 2 м, а местами более 3 м. Сравнительно узкая полоса (0,6–0,7 км) депрессии коренного рельефа заполнена донными осадками, простирается депрессия на северо-северо-восток и оконтуривается изопакхитами 2 и 3 м и в современном рельефе не отражается.

Поверхность подстилающих суглинки песчаников иногда прикрыта слоем гравийно-галечного материала различной степени окатанности и разнообразного петрографического состава. Встречается также щебень и целые створки раковин. С удалением от берега более чем на 5 км мощность осадков достигает 3,5 м. В колонках выше плотных суглинков лежат плохо сортированные песчано-галечные отложения с большим количеством щебня. Мощность отложений местами увеличивается до 4,0 м (станция 61, см. рис. 6).

С удалением от современной береговой полосы и с увеличением глубины суглинки становятся более тонкими (см. табл. 2). Это свидетельствует о том, что условия их образования были различными. Если это лагунные образования, то, как видно по механическому составу внешней части осадков в лагунах, они формировались в более спокойных условиях нежели внутренне, так как твердый сток рек, впадающих в лагуны, был незначителен, а взвешенные речные наносы оседали на участках внешней части лагуны.

В южной части северного района Западной Камчатки отмечается тесная связь строения прибрежных толщ осадков с погребенным рельефом коренных пород. Наряду с пологими грядами здесь прослеживаются параллельные берегу ложбины, заполненные песками и толщей суглинков с растительными остатками. Можно предположить, что суглинки выполняют депрессии древнего эрозионного рельефа предгорной равнины, и их накоп-

Таблица 2

Гранулометрический анализ подводных суглинков

Мыс	Глубина, м	Горизонт	Размер фракции, мм; содержание, %					
			> 0,1	0,1 – 0,05	0,05 – 0,01	0,01 – 0,005	0,005 – 0,001	< 0,001
	1,5	3,1 – 3,2	44,76	20,19	21,08	3,24	3,87	6,86
Хайрюзова	4,0	3,4 – 3,5	15,99	28,02	34,41	7,39	7,81	6,38
Южный	23,0	3,4 – 3,5	2,19	6,90	56,00	9,62	16,39	8,89

ление шло в отчлененных акваториях лагун при более низком уровне моря. Такой процесс отмечается в настоящее время на многих участках южнее Крутогорова. Если в северном районе ложбины выработаны в коренных отложениях, то в южном они расположены в рыхлых толщах, где положительные формы рельефа – по-видимому, древние аккумулятивные формы типа пересыпей.

Возникает вопрос: почему в процессе послеледникового повышения уровня моря, когда шла переработка морем новых участков равнины во время захоронения неровностей дна на будущем подводном склоне, не произошло полной переработки аккумулятивных форм типа пересыпей? Известно, что современные подводные валы могут возникать и исчезать в процессе даже одного волнения, а мощность перерабатываемой толщи песков даже на стабильных участках берега достигает 4 м и более (Айбулатов, 1968). Следовательно, для захоронения положительных форм рельефа, сложенных сыпучим материалом, нужны иные условия, чем существуют сейчас. Представляется, что здесь уровень моря очень быстро повышался, в результате чего аккумулятивные формы рельефа оказались в зоне спокойной аккумуляции и вышли из-под воздействия волнового поля.

В районе устья р. Утлолок на глубинах 7 и 12 м трубка прошла слой мелкозернистого песка (0,8 м) с редкой галькой. В основании песок уплотнен. Крупность и сортировка песка равны соответственно $Md = 0,17$ мм, $S_o = 1,22$. На глубине 16 м верхняя часть разреза сложена песком ($Md = 0,17$ мм, $S_o = 1,58$) мелкозернистым, залегающим на прослоях мелкого гравия, среднезернистого песка и супеси с растительными остатками (1,2 м). На глубине 20 м осадки представлены галькой, крупнозернистым песком и обломками раковин. Материал плохо сортирован ($S_o = 5,0$), средний медианный диаметр частиц составляет 1,2 мм. В нижней части слоя встречены растительные остатки.

Строение прибрежных отложений к северу от Усть-Хайрюзова, по данным подводного бурения, отличается от рассмотренного ранее района прежде всего меньшей мощностью осадочного чехла. На глубинах 6 и 11 м его мощность измеряется десятками сантиметров (до полуметра), после чего идут коренные песчаники. Осадки на глубине 6 м представлены песком мелкозернистым с примесью гальки и ракуши. Медианный диаметр (Md) песка, взятого с поверхности, равен 0,19 мм, коэффициент сортировки (S_o) – 1,4 (см. рис. 5). На глубине 11 м наблюдается неко-

торое увеличение размерности материала ($Md = 0,22$ мм) и значительное ухудшение сортировки ($S_0 = 5,57$). На глубине 17 м мелкозернистый песок сменяется среднезернистым, хорошо сортированным (1,61), мощностью до 1 м. На глубине 23 м мощность слоя песка с гравием, галькой и щебнем уменьшается до 0,3 м, а ниже залегает супесь.

Можно заключить, что в разрезах мыса Хайрюзова и мыса Южного рыхлый материал накапливался неравномерно и в основном в краевых частях дуги. В центре дуги, в зоне пляжа и на подводном береговом склоне мощность рыхлых осадков несравненно меньшая.

Неравномерность распределения рыхлого материала объясняется гидродинамическими факторами, различным количеством поступающего материала с берега на разных участках дуги и неоднородностью рельефа коренных пород. Значительные накопления осадков в южной части участка свидетельствуют о большой роли выносов рек Хайрюзова и Белоголовой и приносе материала с севера. Средняя часть дуги, как наиболее подверженная волновому воздействию, характеризуется малыми мощностями осадков. Однако основная причина заключается в неравномерности топографии ложа коренных пород.

Увеличение медианного диаметра частиц и ухудшение его сортировки по направлению от берега, характерное для данного района (см. р. I и V, рис. 5), трудно объяснить какими-либо особенностями волнового режима района. Конечно, приливо-отливные явления вызывают смещение зон максимального волнового воздействия в широкой полосе подводного склона, способствуя дифференциации обломочного материала в определенном поверхностном слое. Однако увеличение грубозернистости материала во всей толще осадков, в настоящее время не перерабатываемых волнением, заставляет искать причины иного порядка. По-видимому, большая часть рыхлой толщи осадков в пределах дуги — слабо переработанные водно-ледниковые отложения. Море во время трансгрессии надвигалось на сложенную рыхлым материалом слабо наклоненную предгорную равнину. Наклон равнины в сторону моря незначительный, поэтому она довольно быстро оказалась под уровнем вод, где и перемещивались собственно морские водноледниковые отложения. Не случайно в колонках мы часто встречаем по соседству галечный и щебнистый материал.

Строение рыхлых отложений береговой зоны Западной Камчатки свидетельствует о ряде общих черт района, несмотря на большую его протяженность. В первую очередь это относится к весьма однообразному составу материала, слагающего осадки, и незначительной их мощности на участках, прилегающих к абразионным обрывам. Рыхлые отложения лежат на поверхности древних бенчей, близких по уклонам к современным. Характерным признаком данных осадков Западной Камчатки вплоть до глубин 50–60 м также следует считать наличие в толще суглинков с прослойками торфа на разных глубинах. И, наконец, при общем обогащении осадков щебнисто-галечным и гравийным материалом следует отметить увеличение их содержания в зоне глубин около 50 м. Имеется указание (Ионин и др., 1971) на наличие зон развития галечно-валунного материала на глубинах 9–12, 20 и 40–50 м, что указывает на присутствие реликтов пересыпей — баров. Современная поверхность шельфа в течение плейстоцена была ареной переотложения осадков самого различного генезиса.

ОПОРНЫЕ РАЗРЕЗЫ НОВЕЙШИХ ОТЛОЖЕНИЙ

РАЗРЕЗ ХОМУТИНА-МИТОГА

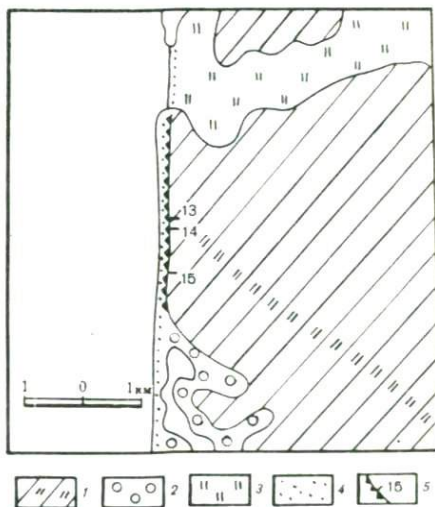
Рельеф района (рис. 7). Низменная, холмисто-увалистая приморская равнина, понижающаяся в сторону моря. К берегу моря подходит увал высотой 20–25 м, вытянутый в восток-юго-восточном направлении. Юго-западный склон увала относительно крутой и подрезается древним руслом р. Утка, противоположный склон пологий. Поверхность увала плоская, заросшая мохово-травянистой растительностью, осложненная невысокими (до 5 м) холмами и грядами, ориентированными согласно простиранию увала. При удалении от берега расположение увалов, гряд и холмов меняется, однако везде оно подчинено конфигурации современной либо древней гидросети.

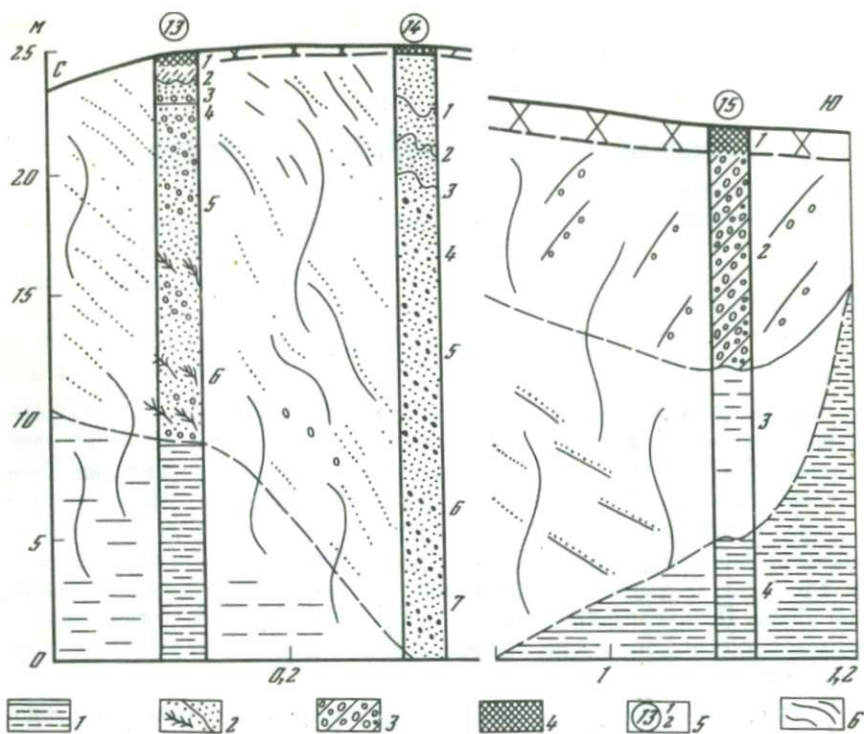
Долина р. Хомутина наследует широкое междувальное понижение. В долине имеются низкая (0,5–1,0 м) и высокая (до 2,5 м) поймы и надпойменная терраса (около 4 м); в устье реки расположена лагуна.

В основании абразионного обрыва подмытого увала протягивается современный клиф, к которому прислонен пляж шириной 10–20 м в прилив и до 30–50 м в отлив. В устье р. Хомутины и районе пос. Митога располагаются пересыпи, отчленяющие от моря небольшие лагуны, ограниченные со стороны суши низменной гундрой. Во время штормов через пересыпи проходят волны. В верхней части пляжа отмечаются уступы высотой до 0,7 м, связанные с волновым воздействием моря. Для отложений

Р и с. 7. Геоморфологическая схема района разреза Хомутина–Митога

1 – увал и водораздельная гряда на увале; 2 – терраса лагуны; 3 – терраса речная; 4 – пляж; 5 – абразионный уступ, местоположение расчисток





Р и с. 8. Схематический разрез Хомутина-Митога

1 — сизые илы и глины; 2 — диагональные пески с галькой и растительными остатками; 3 — мореноподобные суглинки; 4 — торф; 5 — номер расчистки и слоя; 6 — осыпи

пляжа характерно преобладание грубообломочного и гравийно-галечного материала с редкими мелкими валунами и разнопесчаным заполнителем.

История изучения. Строение увала на участке Хомутина-Митога описано В.Г. Беспальым с соавторами (1968, 1970, 1974). В основании увала эти исследователи выделяют нижнечетвертичные дельтовые и озерные осадки ольховского горизонта (Беспальый, Давидович, 1974), в которых обнаружены три различных спорово-пыльцевых комплекса, пресноводные и морские диатомеи. Выше залегают валунные суглинки (морена) раннечетвертичного хомутинского оледенения и озерные межледниковые (уткинский горизонт) осадки. В озерных отложениях обнаружены пыльцевые зерна ореха, лещины и ели секции Omogisa и Eurisea. Палеомагнитные исследования, проведенные Ф.С. Файнбергом (Беспальый и др., 1970), установили прямую остаточную полярность отложений.

Описание разреза. В 4 км южнее устья р. Хомутины в уступе обрыва сделаны три расчистки, в которых вскрывается строение подмытого морем увала (рис. 8).

Разрез 13 (сверху вниз):

Мощность, м

1. Почва – супесь коричневая, гумусированная, оторфованная, пронизана корнями растений. Переход постепенный	0–0,5
2. Суглинок легкий и супесь серые, с мелкими пятнами ожелезнения, с гравием и мелкой галькой. Нижняя граница неровная, с затеками и карманами глубиной до 0,3 м	0,5–1,0
3. Песок мелко- и среднезернистый, серовато-желтый, слабоглинистый, в основании с гравием и мелкой галькой	1,0–1,4
4. Песок косослоистый и диагонально-слоистый, слои падают под углом 21°, азимут 237° ЮВ. В слое выделяются пачки: а) песок серовато-желтый, сортированный, с тонкими прослойками песка глинистого, встречаются прослойки песка грубозернистого и гравия	0,8
б) песок серовато-желтый, мелко- и среднезернистый, тонкослоистый, хорошо сортированный. Песок образует крупные косые слои мощностью 0,5–0,8 м, разделенные прослоями песка с гравием и мелкой галькой	3,8
Глубина залегания слоя	1,4–6,0
5. Песок серо-бурый, мелко- и среднезернистый, полимиктовый, хорошо сортированный, ожелезненный, с железистомарганцовистыми новообразованиями. Суглинок серовато-сизый, средний, с комковатой структурой	6,0–10,0
6. Песок серовато-желтый, местами интенсивно ожелезненный, мелко- и среднезернистый, диагонально-косослоистый, тонкослоистый, с прослоями песка, обогащенного гравием и мелкой галькой. На глубине 15,2 м многочисленны литифицированные растительные остатки, окатанные обломки и мелкая труха обугленной древесины. Иногда растительные включения концентрируются в прослойки 3–5 см. Встречаются обломки пемзы гравийной размерности. В основании слоя многочисленны гравий и мелкая галька. Контакт неровный, литологически резкий	10,0–17,0
7. Ил и глина темные и сизовато-серые, уплотненные, однородные, с неяснораковистым изломом. В средней части слоя ил и глина слегка опесчанены, в основании влажные, вязкие, пластичные. Встречаются единичные включения гравия мелкого, хорошо окатанного и мелкие включения угля	17,0–24,0 (видимая)

В 0,2 км южнее, в расчистке 14 вскрываются отложения, непосредственно надстраивающие разрез (сверху вниз):

Мощность, м

1. Галечник серый, с прослоями гравия и песка грубозернистого, слои сильно дислоцированы и перемяты в мелкие складки и глубокие карманы	0–5,0
2. Песок серый, мелко- и среднезернистый, тонкослоистый	5,0–6,0
3. Песок серый, мелко- и среднезернистый с хорошо окатанной галькой	6,0–8,0
4. Песок серый, мелко- и среднезернистый, косослоистый	8,0–11,0
5. Песок серый, грубозернистый с гравием и мелкой галькой	11,0–14,0
6. Песок серый, мелкозернистый, тонкослоистый	14,0–19,0
7. Песок серый, среднезернистый с гравием и редкой мелкой галькой	19,0–24,0 (видимая)

Южнее 0,8 км, в обрыве берега хорошо видно, как на толщу песка по неровному контакту ложатся более молодые отложения, вскрытые в расчистке 15 (слои 1–2, сверху вниз):

1. Торф буровато-коричневый с прослоем супеси светлой, мучнистой	0-1,1
2. Суглинок серый и сизовато-серый, текстура комковатая, включения гальки, гравия и мелких валунов, реже — щебенки. Сортировка отложенного материала в верхней части слоя плохая, в средней и нижней частях отмечаются прослой суглинки без обломков, а также обогащенные галькой	1,1-10,0
3. Переслаивание песка желто-бурого прослоями ожелезненного, разнозернистого и алеврита серого, встречаются кусочки обугленной древесины и галька. Нижний контакт неровный, размыв	10,0-19,0 19,0-22,0
4. Ил и глина серо-сизые, плотные, с редкой галькой.	(видимая)

В 30 м южнее сизые илы и глины резко повышаются. Эти отложения слагают большую часть разреза увала.

Среди вскрытых расчистками отложений выделяется несколько крупных пачек (толщ), соответствующих естественным геологическим телам. В основании разреза залегает толща сизых илов и глин видимой мощностью 7 м (расчистка 13, слой 7; расчистка 15, слой 4), на ней, по неровному контакту, залегает мощная (до 40 м) толща диагональных песков с гравием, галькой и мелкими обломками литифицированной древесины (расчистка 13, слой 4-6; расчистка 14, слой 1-7; расчистка 15, слой 3). Выше залегает толща мореноподобных суглинков мощностью около 9 м (расчистка 15, слой 2). Разрез увала завершается торфяником и маломощным слоем покровных осадков (расчистка 13, слой 2-3; расчистка 15, слой 1).

Абсолютные датировки. По разрезу выполнена одна радиоуглеродная датировка.

1. Радиоуглеродная датировка — литифицированные растительные остатки. Песок, слой 3, расчистка 13, глубина 15,2 > 45 м (МГУ — 202).

Палеомагнитный анализ толщи синих глин и илов. При палеомагнитных исследованиях необходимо определение полярности первичной остаточной намагниченности (I_n), отражающей направление геомагнитного поля в эпоху образования горной породы. Задача выделения первичной намагниченности отложений разреза Хомутина—Митога решалась методами магнитной чистки (временной, температурной) и переменными магнитными полями. Для определения природы I_n^0 образцы переосадились по методу Буракова. Для изучения и диагностики ферромагнитных минералов проводились термомагнитные и магнитные исследования — изучение зависимости остаточной намагниченности (I_{rs}) и естественной остаточной намагниченности (I_n) от температуры. Магнитные исследования ферромагнитных зерен дополнялись петрографическими. Определялись магнитные минералы, структуры и формы зерен, степень их вторичных изменений при оптическом изучении материала образцов в отраженном свете в искусственных аншлифах и в проходящем свете — в прозрачных шлифах. Измерения магнитной восприимчивости (κ) выполнены на портативном измерителе магнитной восприимчивости ИМВ-2, а естественной остаточной намагниченности — на магнитометре ИОН-1. Средние направления векторов I_n^0 , координат палеомагнитных полюсов и точность их определения рассчитывались по стандартной для палеомагнитных исследований методике (Шолпо, Храмов, 1968).

Характер намагниченности толщи синих глин и илов в целом определяется довольно большим диапазоном изменений величин остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости. Величина I_n отложений изменяется от $6,5 \cdot 10^6$ до $70,1 \cdot 10^6$ CGS, а k — от $40 \cdot 10^6$ до $230 \cdot 10^6$ CGS.

В илах и глинах расчистки 15 сверху вниз по разрезу отмечается увеличение I_n и k . В расчистке 13 распределение этих значений обратное. Фактор Кенигсберга $Q = I_n/I_i$ (I_i — индуктивная намагниченность) в поле $H = 0,5$ Э изменяется от 0,36 до 0,71. Среднее значение их для изученных образцов равно 0,5.

Изучение магнитной "вязкости" образцов показало, что в целом коллекция обладает вязкой компонентой в составе остаточной намагниченности. Оценка стабильности I_n по отношению ко времени заключалась в двукратных измерениях коллекции. Первые измерения проводились после одномесечной выдержки образцов в вертикальном положении (in situ земного магнитного поля), повторные — после такой же выдержки коллекции в положении, повернутом относительно первого на 180° вокруг горизонтальной оси.

У всех исследованных образцов отмечена положительная полярность естественной остаточной намагниченности при первоначальном измерении после двухнедельной выдержки в земном магнитном поле в перевернутом положении на 180° по оси y , а также после размагничивания в переменных полях ($H_{\max} = 550$ Э). Разница в направлениях векторов I_n , полученных из первого и повторного измерений, не превышала погрешности определений ($5-10^\circ$). Относительная величина вязкой компоненты образцов, рассчитанная по формуле I_V/I_n , где I — приращение намагниченности под действием земного поля за 14 дней, а I_n — начальное значение естественной остаточной намагниченности, изменяется от 15 до 60%. В то же время величины I_n изменяются довольно значительно.

Второй метод оценки стабильности I_n заключался в чистке образцов переменным магнитным полем (H) и температурой. Магнитной чистке переменным полем (H) были подвергнуты все образцы коллекции. При этом для получения более обширной информации примерно для каждого третьего образца коллекции снимались подробные кривые размагничивания в полях до 550 эрстед. Интерпретация результатов размагничивания I_n переменным полем проводилась по изменению величины и направления I_n .

Установлена общая картина изменения I_n при воздействии переменного поля с амплитудой до 550 эрстед на некоторые образцы коллекции. Образцы в основном оказались малостабильными по отношению к воздействиям H . В полях $H = 550$ Э сохраняется только 10–30% первоначальной величины намагниченности. При этом кривые размагничивания образцов коллекции состоят как бы из двух различных по характеру частей, которые с большей или меньшей четкостью всегда могут быть установлены. Такой характер хода кривых размагничивания показывает, что образцы коллекции обладают двумя компонентами намагниченности, различными по стабильности. При размагничивании в полях до 110 Э наблюдается быстрое уменьшение первоначальной намагниченности до 20–30%. При дальнейшем возрастании поля величина намагниченности практически стабилизируется.

Принимая во внимание присутствие вязкой компоненты в составе естественной остаточной намагниченности и исходя из кривых размагничивания образцов переменным полем, можно заключить, что вязкая компонента, присутствующая в образцах коллекции, нестабильна и практически удаляется в полях до 110 Э. Прекращение изменения направлений векторов I_n при размагничивании определяет тот момент, когда влиянием вторичной намагниченности можно пренебречь (приблизительно при воздействии $H = 100-150$ Э. Следует, однако, отметить, что значительная часть образцов коллекции при воздействии $H = 300-400$ Э испытывает значительное подмагничивание I_n . Если учесть, что значения фактора Q небольшие ($Q < 0,5$), то наблюдаемая закономерность вполне объяснима.

Как показал анализ результатов размагничивания, вторичная намагниченность (видимо, вязкая) разрушается в полях 100–200 Э, поэтому для остальных образцов коллекции магнитная чистка была проведена при переменных полях с амплитудой 150–250 Э. С целью повышения достоверности выделения стабильной части намагниченности для образцов, помимо магнитной чистки переменным полем, применялся метод термомагнитной чистки. Образцы нагревались последовательно до 100, 200, 300 и 400° в скомпенсированном лабораторном поле в немагнитной печи, где при заданной температуре образцы выдерживались в течение 2 часов.

Образцы толщи глин и илов оказались более или менее стабильны к нагреву вплоть до 400°С. При этой температуре у них сохраняется около 60–85% первоначальной намагниченности. Каких-либо изменений в направлении векторов I_n не отмечается.

Нагрев до 600° позволил получить дополнительные данные о природе вторичной намагниченности. Так, в результате хорошего совпадения результатов размагничивания переменным током и термочистки мы вправе полагать, что вторичная намагниченность глин и илов вязкая. При химической природе вторичной намагниченности, связанной с преобразованием ферромагнетика, такое совпадение маловероятно.

В результате проведенных исследований установлено: а) присутствие вязкой компоненты в составе естественной остаточной намагниченности. Относительная величина вязкой намагниченности изменяется как между образцами пород из отдельных разрезов, так и в пределах каждого из них. Наиболее вязкими в магнитном отношении оказались образцы синих глин и илов расчистки 15;

б) в результате опытов по размагничиванию I_n переменным полем и температурой нестабильная вторичная компонента отделялась (по-видимому, вязкая) и выделялась первичная. Оба метода показали хорошую сходимость полученных результатов;

в) постоянство направлений I_n в процессе размагничивания (H и T°)-объясняется, очевидно, близостью направлений первичной и вторичной компонент остаточной намагниченности.

Для выяснения природы стабильной части I_n глин и илов проведены опыты по переосаждению осадков, что важно для проверки гипотезы об ориентационном происхождении намагниченности пород. Опыт по переосаждению показали, что величина намагниченности переосажденных образцов (I_{nr}) с учетом соответствующих поправок оказалась близкой

к величине I_n . Коэффициенты переосаждения, рассчитанные для различных прослоев толщи глин и илов, оказались близкими к 1, что дает основание предположить ориентационную природу намагниченности пород.

Изучение вещественного состава магнитной фракции (носителя I_n) проведено для двух образцов глин в расчистке 13. Как показывают терромагнитные исследования, основным ферромагнитным минералом, вероятно, служит магнетит, на это указывают точки Кюри, лежащие в пределах $550-575^\circ$. Следовательно, данные о положительной полярности толщи синих глин можно считать достоверными.

С учетом стратиграфического положения толщи время образования глин и илов скорее надо отнести к одному из эпизодов нормальной полярности эпохи Матуяма, чем к эпохе Брюнеса.

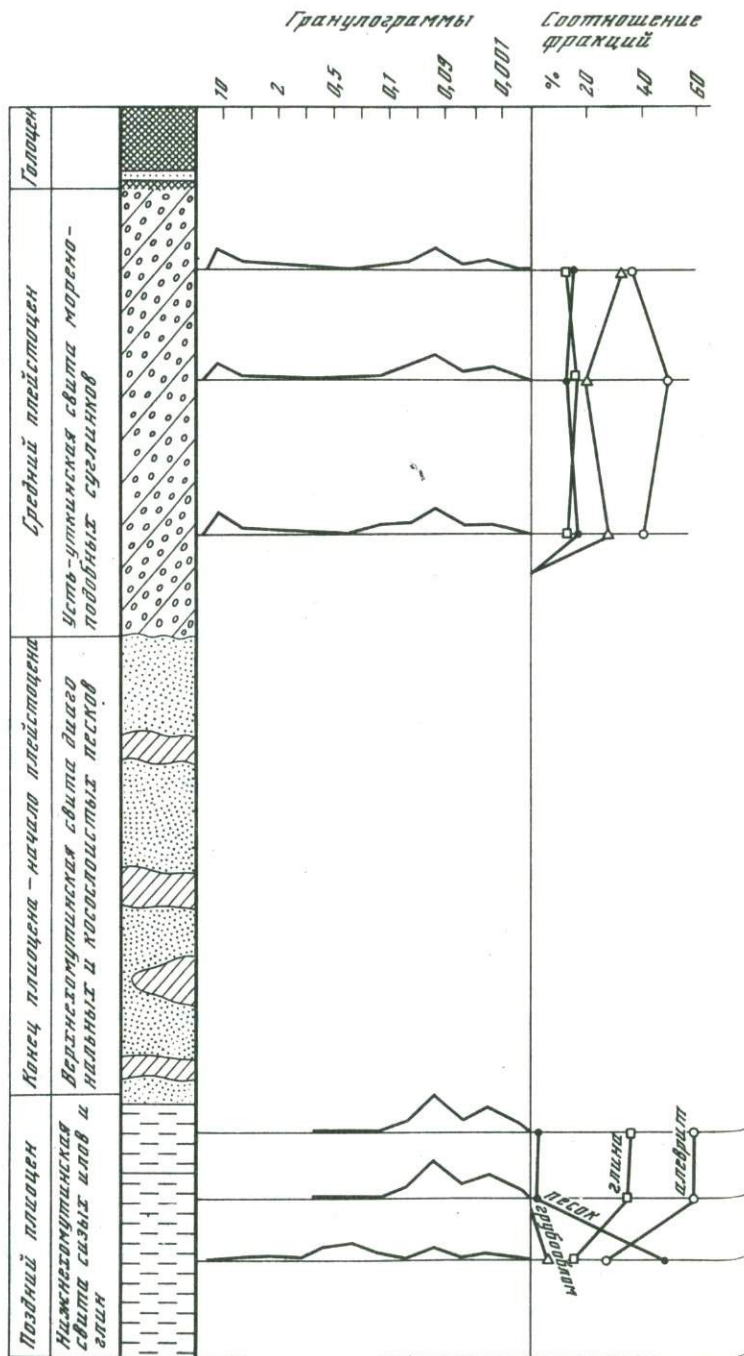
Длительность таких эпизодов, оцениваемая от 60–70 тыс. лет до 180 тыс. лет, вполне достаточна для формирования толщи глин и илов в обширном водоеме с нормальным ходом седиментации.

Гранулометрический анализ (рис. 9). Гранулометрический состав отложений хорошо согласуется с фациально-генетическим типом осадков. Отложениям каждого типа свойственны только им присущие особенности гранулометрического состава.

Залегающая в основании разреза толща сизых илов и глин характеризуется высоким содержанием тонкодисперсной фракции гранулометрического спектра. Отложения отличаются большой пылеватостью (в среднем 65,7%), глинистостью (в среднем 32,0%) и наименьшей опесчаненностью (в среднем 1,8%). Преобладает фракция 0,05–0,01 мм (33–38%) при общем содержании пыли 59,6–71,7%. Количество глины изменяется от 26,7 до 37,5%. В разных частях разреза содержание пыли и глины различно. Илы расчистки 13 менее глинистые и более пылеватые, чем в расчистке 15. Песчаная составляющая гранулометрического спектра толщи незначительна, а в ряде случаев практически отсутствует.

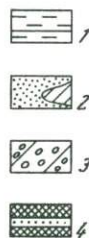
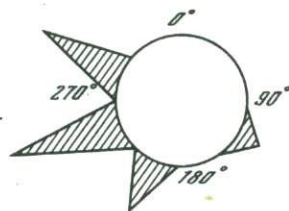
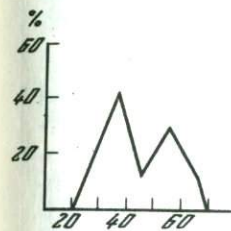
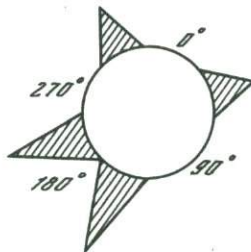
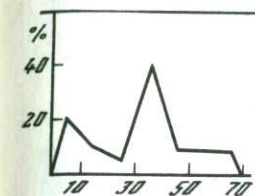
Гранулограммы, показывающие распределение содержания отдельных гранулометрических фракций для каждого отдельного образца, двухвершинны. Один пик располагается в зоне, где фракции составляют 0,01–0,05 мм, второй — где фракции составляют 0,005–0,001 мм. Одновременно прослеживается тенденция к убыванию содержания фракций от основного пика (0,05–0,01 мм), что свидетельствует о хорошей сортировке отложений. Сортированность толщи илов и глин, качественная однородность их гранулограмм по разрезу, преобладание в гранулометрическом спектре тонкодисперсных фракций (преимущественно среднеалевритовой размерности) позволяет предположить накопление отложений в приглубой части застойного водоема типа обширного озера, лагуны — лимана.

Толща диагонально-слоистых песков сложена преимущественно песками тонко- и мелкозернистыми, хорошо сортированными (гранулограммы одновершинны). Содержание песчаной фракции по разрезу примерно одинаково (в среднем 73,5%). Только в верхней части разреза за счет увеличения количества алеврита (до 49,8%) содержание ее уменьшается до 44,0%, что, по-видимому, объясняется ослаблением динамики потока, отлагавшего осадки.



Распределение гальки по углам наклона

Азимут распределения длинных осей гальки



Р и с. 9. Гранулометрический состав отложений разреза Хомутина—Митога (расчистка, т. 15)

1 — сизые илы и глины; 2 — пески с прослоями и линзами суглинков; 3 — мореноподобные суглинки; 4 — торф с прослоями пепла

Среди песков значительно распространены прослои гравия и гальки. Галечники и гравийники хорошо сортированы, с песчаным заполнителем, с незначительным количеством тонкодисперсных фракций. Ориентировка галечного материала упорядоченная, преобладает направление северо-северо-запад — юго-юго-восток, углы наклона длинных осей в среднем составляют 60° ($41-78^\circ$). Крутые наклоны гальки обусловлены общим падением галечных горизонтов.

По характеру гранулометрического состава диагонально-слоистых песков можно судить об аллювиальном и аллювиально-дельтовом происхождении отложений. Видимо, пульсирующее и динамичное осадконакопление во времени сменялось спокойными условиями накопления отложений, на что указывают прослои сизых илов, близких по гранулометрическому составу к подстилающей толще илов.

Гранулометрический состав мореноподобных суглинков весьма разнообразен. На гранулограммах отмечается два пика — в грубообломочной части спектра, где среднее его содержание составляет 27,3%, и в алевритовой (42,8%). Обращает внимание качественная однородность состава отдельных образцов по разрезу (см. рис. 9). В то же время содержание отдельных элементов гранулометрического состава различно. Так, содержание гравийно-галечно-валунного материала изменяется в пределах 20,1—33,6%, алеврита — 37,0—50,0%. Содержание песчаной и глинистой составляющих колеблется в среднем около 15,0%. Это указывает на плохую сортированность отложений при однообразии процесса осадконакопления.

Окатанность валунно-галечного материала различная, преимущественно средняя, встречаются как остроугольные обломки, так и хорошо (до 4 класса) окатанные разности. Углы наклона длинных осей обломков разнообразны (от 0 до 64°), с преобладанием углов $30-40^\circ$ (см. рис. 9). Ориентировка залегания гальки и валунов обычно довольно хаотичная, иногда частично совпадает с обломками в галечных горизонтах "диагональных" песков.

По-видимому, в формировании мореноподобных суглинков принимали участие два процесса осадконакопления. Один — бассейновый, по условиям близкий накоплению сизых глин, второй — процесс доставки грубого материала в водоем плавающим льдом (ледником). Таким образом, отложения условно можно определить как бассейновые мореноподобные либо как подводную морену.

Венчающие разрез покровные отложения представлены торфом, суглинками, супесями и песками с разнообразным гранулометрическим составом. Для песков характерен один пик гранулограммы, соответствующий песчаной части спектра. Интересны осадки слоя 3 в расчистке 13, имеющие довольно равномерные гранулометрические спектры, в отложениях слоя отсутствует фракция глины; пески и алевриты присутствуют в сравнительно одинаковых количествах. Возможно, это обусловлено гипергенным воздействием на осадки процессов физического и химического выветривания.

Минералогический анализ. Терригенно-минералогические спектры новейших отложений прибрежных районов Западной Камчатки на участке от Ичи до Митоги не отличаются большим разнообразием минералов. Сре-

ди них абсолютно преобладают роговая обманка и пироксены (моноклинные и гиперстен), слагающие в сумме свыше 70% тяжелой фракции. Данные табл. 3 иллюстрируют значительное сходство минералогического состава отложений этих пространственно-разобценных разрезов, что позволяет предполагать сходство питающих провинций. Вероятно, основные источники сноса располагались на Западном склоне Срединного хребта и его предгорьях.

Преобладание в минералогических спектрах неустойчивых к выветриванию компонентов (пироксенов, роговой обманки, обломков породы) и свежий облик минеральных зерен говорят об угнетенности процессов выветривания в суровых климатических условиях. О слабом химическом преобразовании исходных пород в условиях сурового климата и активно протекающих процессах терригенной седиментации косвенно свидетельствует и почти полное отсутствие минеральных новообразований.

На фоне качественного постоянства минералогического состава изменчивость количественных соотношений отдельных минералов определяется в основном фашиально-динамическим фактором. Индикатором динамичности среды осадконакопления в данном случае может служить ильменит. Чем выше его содержание, тем динамичнее были условия среды осадконакопления.

В отложениях разреза Хомутина—Митога основную роль в минералогических спектрах играют гиперстен (ср. 25,0%) и роговая обманка (21,6%). Высоко содержание ильменита (17,6%), моноклинных пироксенов (12,7%) и граната 8,1% (табл. 3).

По особенностям минералогического состава в разрезе выделяются три толщи: сизые илы и глины, диагонально-косослоистые пески и мореноподобные суглинки (табл. 4). Сизые илы (алевроиты) и глины (расчистка 13, слой 7; расчистка 15, слой 4) отличаются высоким содержанием роговой обманки (ср. 34%). В толще сравнительно невысокое содержание ильменита (8,7%), граната (4,7%), коэффициент устойчивости равен 0,24. Сравнительно невысокое содержание ильменита свидетельствует о накоплении осадков в спокойных динамических условиях.

Таблица 3

Осредненные показатели минералогического состава новейших отложений Западной Камчатки на участке Ича—Митога, % от тяжелой фракции*

Пункт	Количество проанализированных образцов	Гиперстен	Роговая обманка	Моноклинный пироксен	Ильменит	Эпидот, цитозит	Обломки пород	Гранат
Ича	18	38,8	15,2	18,8	10,4	3,4	8,3	1,3
Утка	17	27,3	15,2	8,3	24,4	5,7	6,3	6,0
Митога	26	25,0	21,6	12,7	17,6	5,0	6,0	8,1

* Содержание аксессуарных минералов не приводится.

Таблица 4

Средние показатели минералогического состава отложений разреза Хомутина—Митога

№ расчистки	Глубина, м	Количество образцов	Роговая обманка	Гиперстен	Моноклинные пироксены	Группа эпидота	Обломки пород	Ильменит	Гранат	Коэффициент устойчивости
13	0,3—1,4	3	27,0	20,3	8,3	3,7	6,3	24,7	7,0	0,62
15	0—1,1	1	8,0	68,0	9,0	—	—	15,0	—	0,18
16	1,1—9,0	4	16,0	31,5	8,2	4,5	3,5	19,5	11,8	0,53
14	0—24,0	6	10,0	31,2	16,0	5,0	6,5	18,0	7,3	0,39
13	1,4—14,0	5	21,6	19,6	17,8	6,2	4,8	16,8	8,4	0,47
13	14,0—17,0	2	54,5	13,0	8,0	8,5	3,0	9,0	3,0	0,16
13	17,0—22,5	3	34,0	20,0	14,0	7,0	5,7	8,7	4,7	0,24

Среди диагональных песков (расчистка 13, слои 4—6; расчистка 15, слой 3) по особенностям минералогического состава можно выделить 3 пачки. Нижняя пачка близка подстилающим сизым глинам, ее отличительные особенности — максимально высокое содержание роговой обманки (54,5%), малое количество моноклиновых пироксенов (8%) и ильменита (9%), низкий коэффициент устойчивости (0,16). В средней пачке резко сокращается содержание роговой обманки (21,6%), увеличивается количество моноклиновых пироксенов (17,8%), и особенно ильменита (16,8%), граната (8,4%), коэффициент устойчивости равен (0,47). Отмеченные изменения минералогических спектров песков, по-видимому, связаны с перестройкой в области питающих провинций — возрастанием роли вулканогенных пород и прогрессивным нарастанием динамической активности среды осадконакопления (увеличение содержания ильменита), что, возможно, обусловлено воздыманием Срединного хребта и усилением вулканической деятельности.

В верхней пачке (расчистка 14) основная роль в спектрах переходит к гиперстену, его среднее содержание в пачке 31,2%, максимальное — 37,5%, средний коэффициент устойчивости составляет 0,39.

В минералогическом составе мореноподобных суглинков (расчистка 16, слой 2) основную роль играет гиперстен (ср. 31,5%), в значительных количествах присутствует ильменит (ср. 19,5%), максимально высоко по разрезу содержание граната (11,8%). Коэффициент устойчивости 0,53.

В покровном торфянике минеральная часть незначительная. На темном фоне торфа четко выделяется прослой туфогенной супеси, белесовато-желтой и песка мощностью до 10 см, минералогический состав осадков необычен — содержание гиперстена достигает 68,0% (расчистка 15), причем преобладают кристаллы прекрасной сохранности. Из других минералов присутствуют лишь ильменит (15%), моноклиновый пироксен (9%) и роговая обманка (8%). Коэффициент устойчивости 0,18.

Геохимический анализ (табл. 5). В образцах из нижней части толщи глин и илов (обр. 13/2 и 13/4) отмечается максимальное содержание иона хлора (0,098 и 0,070%). рН водной вытяжки равен 8,12 и 8,30. Можно полагать, что среди всех образцов на эти два во время формирования определено влияли морские воды.

Образцы из верхней части толщи (15/7 и 15/7-1) незасолены, сумма ионов в них составляет 0,181 и 0,183. Содержание иона Cl существенно меньше, чем в отложениях нижней части разреза (0,030 и 0,077%). Состав водной вытяжки SO_4 , Na, Cl, Mg в целом характерен для отложений, накапливавшихся при смешанном воздействии морских и континентальных вод. рН водной вытяжки равен 5,32 и 4,96, что характерно для застойных болотных условий.

По данным солевого анализа трудно судить о происхождении толщи сизых глин и илов, несомненно лишь, что во время формирования осадков нижней части разреза на водоем влияли морские воды. Верхняя часть толщи накапливалась скорее в континентальном водоеме в условиях закисной болотной обстановки.

Отложения мореноподобной толщи (образец 15/5) по составу воднорастворимых соединений существенно отличаются от сизых глин и илов, у них относительно высокое содержание ионов Ca и HCO_3 (14,2 и 11,0% мг-экв). рН отложений составляет 6,35, сумма ионов водной вытяжки 0,218%.

В районе пос. Митога на геохимический анализ были взяты образцы современных осадков лагуны (2/6 и 17/3). Отложения оказались незасоленными (сумма ионов 0,157 и 0,125%). В составе ионов водной вытяжки преобладают ионы Na и Cl, содержание иона Cl — 0,062 и 0,054%, что типично для морских и прибрежно-морских отложений. рН водной вытяжки близок к нейтральному — 6,41 и 7,07.

Диатомовый анализ. В сизых глинах, опробованных в расчистке 13 по трем образцам, диатомовые водоросли не были обнаружены. В Центральной Камчатской депрессии, по данным Е.Г. Лупкиной (Брайцева и др., 1968), толща сизых глин характеризуется богатой умереннотеплолюбивой озерной флорой диатомей раннеплейстоценового возраста (Брайцева и др. 1968). В.П. Епишкин относит сизые глины Центральной Камчатки к позднему плиоцену, а Н.В. Анисимова, впервые изучавшая в них диатомеи, не отрицает возможности накопления глин в верхнем неогене (Кушев и Ливеровский, 1940).

В толще косослоистых песков диатомовые водоросли найдены в пяти образцах расчистки 13. Всего определено 52 пресноводные и пресноводно-солонатоводные формы, принадлежащие к 18 родам. Все они имеют низкие количественные оценки встречаемости. Наиболее богатый в видовом и количественном отношении комплекс диатомей приурочен к подошве косослоистых песков. Здесь насчитывается 47 видов и разновидностей. Господствуют бентосные формы (90%). Планктонные диатомеи составляют всего лишь 10% (*Melosira praeislandica*, *M. praegrnulata*, *M. granulata*, *M. italica*-subsp. *subarctica*). В бентосной группе большого видового разнообразия достигают пресноводные диа-

Таблица 5.

Геохимический состав осадков

№ разреза	pH водной вытяжки	ΣН водной вытяжки	CO ₂ карбоната	H ₂ O гигроскопическая	Сумма ионов	CO ₃
13/2	8,12	+293	0,50	1,87	—	Нет
13/4	8,30	+285	1,25	2,10	—	Нет
15/7-1	4,96	+237	1,00	2,54	0,183 5,60 100,0	Нет
15/7	5,32	+220	0,25	2,49	0,181 5,60 100,0	Нет
12/3	7,08	+317	0,50	1,37	—	Нет
12/4	6,57	+245	0,25	1,51	0,099 2,68 100,0	Нет
12/8	6,78	+270		1,55	—	Нет
15/5	6,35	+270	1,25	2,13	0,218 6,90 100,0	0,003 0,12 1,7
2/6	6,41	+278		3,03	0,157 5,14 100,0	Нет
17/3	7,07	+270	1,00	0,53	0,125 3,98 100,0	Нет

* Водная вытяжка, %.

** мг-экв на абс. сухую навеску.

*** мг-экв : %,.

томеи, обитающие в кислых гуминовых водах, бедных растворимыми солями, особенно кальцием (виды рода *Eunotia*, *Stauroneis phoenicentron*, *Frustulia rhomboides* var. *Saxonica* и др.). Велико участие галофилов — видов, гибнущих даже при ничтожном содержании NaCl в воде (*Tetracyclus lacustris*, *Tabellaria flocculosa*, многие представители р. *Eunotia*, *Navicula variostriata*, *Pinnularia polyonca*). Присутствуют такие редкие виды, как *Actinella* cff. *brasilensis*, *A. punctata*, *Eunotia revoluta*, *Stauroneis schulzii*.

Почти половина диатомей этого комплекса в настоящее время обитает в северных и горных водоемах: *Melosira italica* subsp. *subarctica*, *Tetracyclus lacustris*, *T. lacustris* var. *strumosus*, виды р. *Eunotia*, *Pinnularia alpina*, *P. lata*, *P. borealis* и др.

HCO ₃	SO ₄	Cl	Ca	Mg	Na + K
0,071*	He опр.	0,098	0,004	He опр.	
1,16**		2,80	0,22		
0,083	He опр.	0,070	0,004	He опр.	
1,36		2,00	0,22		
0,008	0,090	0,027	0,011	0,010	0,037
0,14	1,88	0,78	0,56	0,82	1,42
2,5	33,6	13,9	10,0	14,6	25,4
0,012	0,083	0,030	0,009	0,007	0,040
0,20***	1,73	0,87	0,46	0,62	1,72
3,6	30,9	15,5	8,2	11,1	30,7
0,066	He опр.	0,29	0,002	He опр.	—
1,08		0,84	0,11		
0,032	0,031	0,009	0,003	0,004	0,020
0,44	0,65	0,25	0,15	0,31	0,88
16,4	24,3	9,3	5,6	11,6	32,8
0,004	He опр.	Нет	0,004	He опр.	—
0,06			0,22		
0,046	0,043	0,063	0,020	0,015	0,028
0,76	0,90	1,79	0,98	1,23	1,24
11,0	13,0	26,0	14,2	17,8	18,0
0,012	0,029	0,062	0,005	0,005	0,044
0,20	0,60	1,77	0,26	0,41	1,90
3,9	11,7	34,4	5,0	8,0	37,0
0,017	0,009	0,054	0,004	Нет	0,041
0,28	0,18	1,53	0,20		1,79
7,0	4,5	38,5	5,0		45,0

Бедный видовой и количественный состав планктонных диатомей, высокое содержание галофобов и холодолюбивых видов свидетельствуют о накоплении осадков в дистрофном водоеме со слабой минерализацией и относительно низкими температурами воды, с небольшими глубинами и значительной заболоченностью. Возможно, это завершающая стадия в развитии озера, в котором до этого накапливались сизые глины.

При сопоставлении диатомей из косослоистых песков и комплексов Центральной Камчатской депрессии обнаруживается наибольшее их сходство с нижним горизонтом косослоистых песков, хотя полного тождества, конечно, нет. Для остальной части разреза 13 в косослоистых песках отмечен крайне бедный состав диатомей: не более восьми форм в образце. Преобладают индифферентные виды, появляются эвригалинные и полностью

отсутствуют галофобы. Планктонные диатомеи представлены *Melosira praeislandica*, *M. praegrnulata*. Они присутствуют только в образцах нижней части косослоистых песков. Незначительное количество грубопанцирных представителей *Melosira granulata* в нижних горизонтах косослоистых песков Центральной Камчатской депрессии отмечено Е.Г. Лупиной с оговоркой, что они не могут быть с уверенностью включены в состав изопалеоценоза (Брайцева и др., 1968, с. 44). Однако в разрезе Хомутина—Митога (расчистка 13), по данным сопряженного анализа, вероятно, можно считать нахождение *Melosira in situ*. Выпадение древних грубопанцирных представителей рода *Melosira* видимо, не случайно совпадает с исчезновением пыльцы экзотических пород, с изменениями в минералогическом составе осадков. В косослоистых песках встречаются, как правило в виде обломков, переотложенные формы диатомей из неогеновых, в основном миоценовых морских осадков. В целом диатомовый комплекс песков говорит о смене гидродинамического режима и увеличении минерализации воды.

Палинологический анализ¹ (рис. 10, см. вкл. между с. 80—81). Спорово-пыльцевые спектры из синих глин и илов отличаются преобладанием пыльцы древесных пород (65%) и спор (30%). Для пыльцы древесных пород характерно присутствие пыльцы растений как экзотических, так и произрастающих в настоящее время на Камчатке. В количественном отношении ведущее место занимает пыльца *Alnus* (55%) и разнообразных видов *Pinus* (20%). Значительно меньше участие пыльцы таких хвойных пород, как *Picea sect. Omorica* и *Eupicea* (10%), *Taxodiaceae* (2%), *Tsuga* (1%), *Pinus exot.* и *Pinus s/g Diploxylon*. Среди пыльцы лиственных деревьев и кустарников, помимо *Betula sect. Costatae* и *Myrica*, постоянно встречаются зерна широколиственных пород, таких, как *Juglans* и *Carpinus*. В составе спор доминируют споры *Polypodiaceae* (56%), разнообразных видов *Lycopodium* (20%), в меньшем количестве встречаются споры *Osmunda*.

Спорово-пыльцевые спектры вышележащей толщи косослоистых песков разреза Хомутина—Митога неоднородны. В нижней толще песков состав пыльцы основных компонентов существенно не изменяется: вновь преобладает пыльца древесных пород (65%) и споры (35%). Однако в составе пыльцы древесных пород наблюдаются некоторые изменения. Возрастает количество пыльцы *Picea sect. Omorica* (35%), доминирующей в нижней части песков, появляется пыльца *Larix* (5%), *Abies* (10%), выпадает пыльца *Pinus s/g. Diploxylon*. Еще сохраняется пыльца таких экзотических пород, как *Tsuga*, *Pinus exot.*, *Juglandaceae*, *Carpinus* и др., а также спор *Osmunda*. В составе пыльцы мелколиственных пород преобладает пыльца *Alnus* (до 45%), меньше встречается пыльца *Betula sect. Costatae* (10%), *B. sect. Nanae* (2%). Постоянно присутствует пыльца *Myrica*. Для спор характерно преобладание *Polypodiaceae* (40%), *Lycopodium* (40%), *L. clavatum*, *L. complanatum*.

¹ При описании спорово-пыльцевых спектров приводятся, как правило, обобщенные диаграммы, составленные на основе полученных спорово-пыльцевых диаграмм конкретных разрезов.

В верхней части песков пыльца экзотических пород исчезает, увеличивается количество пыльцы *Larix* (15%), *Pinus s/g Haploxylon*, в том числе *Pinus pumila* (20%). Увеличивается содержание пыльцы мелколистных пород — *Betula sect. Costatae* (20%), *B. sect. Nanae* (15%), *Alnaster* (10%). Смена спорово-пыльцевых спектров снизу вверх по разрезу свидетельствует об изменении растительности в процессе накопления отложений.

Спорово-пыльцевые спектры разреза покровного торфа резко отличаются от ранее рассмотренных. В общем составе доминируют споры (до 73%) и пыльца травянистых растений (до 67%). Количество пыльцы древесных пород невелико (5–15%). В нижней части торфа преобладают споры *Polypodiaceae* (61%) и *Lycopodium* (39%): *L. alpinum*, *L. appressum*. Среди пыльцы травянистых растений — группа *Ericales* (40%), *Nymphaeaceae* (20%), *Onagraceae* (13%), *Compositae* (13%), *Plumbaginaceae* (7%), *Alismataceae* (7%). В составе пыльцы кустарников встречаются единичные зерна *Pinus pumila*, *Betula middendorffii*, *Alnaster*. В средней части доминирует пыльца трав, преимущественно разнотравья: несколько видов *Polygonaceae* (35%), *Alismataceae* (28%), *Thalictrum* (12%), *Caryophyllaceae* (4%), *Compositae* (4%), *Ericales* (3%), *Dryas* (2%), *Cyperaceae* (2%), *Nuphar* (1%) и др. Из пыльцы древесно-кустарниковой группы преобладает *Alnaster*. В верхней части господствует пыльца трав (44%) и споры (42%), среди которых абсолютно доминируют разнообразные роды *Ericales* (97%): *Arctous*, *Empetrum*, *Vaccinium*, а также *Lycopodium* (76%): *L. alpinum*, *L. pungens*.

Заключение по разрезу. Разрез новейших отложений, вскрытых в эбразийном обрыве на участке Хомутина–Митога, наиболее полный на всем побережье Западной Камчатки. Строение отложений и порядок их напластования весьма четко и почти непрерывно прослеживаются от места к месту, не оставляя сомнений в интерпретации взаимоотношения осадочных толщ.

В основании разреза залегает толща плотных сизых илов и глин. В минералогическом составе ее тяжелой фракции господствуют неустойчивые к выветриванию минералы: роговая обманка (основной компонент спектра) гиперстен, моноклинные пироксены, что свидетельствует о накоплении толщи в климатических условиях, неблагоприятных для активного химического выветривания. Хорошая сортировка отложений, преобладание тонких осадков (алевроиты составляют 67,7%, глины 32%) дают возможность предположить образование их в обширном водоеме озерного типа со спокойными условиями осадконакопления на некотором удалении от берега. Вероятно, рельеф прилегающей суши был низменным, не поставившим сколько-нибудь заметного количества грубообломочного материала. Судя по палинологическим спектрам, на Западной Камчатке в это время были широко развиты хвойно-широколиственные леса с примесью ольхи. В составе лесов встречались различные виды сосен, ели, тсуги, ореха, граба, восковницы, ольхи и др. Нижний ярус растительности был представлен папоротниками со значительным участием осмунды. Климатические условия в период формирования отложений отличались повышенной влажностью и относительно высокими среднегодовыми

температурами. Рекогносцировочный палеомагнитный анализ глин и илов указывает на прямую остаточную полярность пород при довольно большом диапазоне изменений остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости. Учитывая доплейстоценовый характер спорово-пыльцевых спектров, можно предположить, что накопление глин и илов совпало с одной из положительных инверсий геомагнитного поля Земли в эпоху Матуяма.

По неровному контакту на размытой поверхности сизых глин залегает мощная (около 40 м) пачка диагонально-слоистых песков. Общий слоистый характер толщи подчеркивается интенсивным ожелезнением по контактам, концентрацией в прослой грубообломочного либо, напротив, более тонкого (супеси и мелглинки) материала. Местами отложения деформированы, смяты в складки и карманы. Образование таких деформаций в рыхлых отложениях, залегающих между недеформированными толщами осадков, очевидно, не связано с тектоническими процессами и, по-видимому, обусловлено процессами конвективной неустойчивости пород в условиях их перенасыщения водой.

Песчаный состав отложений, их хорошая сортировка, характер слоистости позволяют связывать образование толщи с аккумуляцией мощного водного потока, обусловившего пульсирующий характер процесса осадконакопления. Состав планктонных диатомей, высокое содержание галофобов — видов, гибнущих даже при ничтожном содержании солей в воде, свидетельствует о накоплении осадков в водоеме небольшими глубинами со слабой минерализацией и относительно низкой температурой воды. Интересно, что в период формирования толщи песков существенно изменялись природные условия, что видно по результатам различных видов анализов. Так, нижняя пачка песков по минералогическим характеристикам близка подстилающим сизым глинам. Ее отличительные особенности: максимально высокое содержание роговой обманки (54,5%), невысокое содержание ильменита (9%), гиперстена (13%) и низкий коэффициент устойчивости (0,16). Вверх по разрезу в песках нарастает содержание ильменита, граната и особенно гиперстена. Это указывает на определенную перестройку в области питающих провинций — возрастание роли вулканогенных пород и прогрессивное нарастание динамической активности среды осадконакопления (увеличение содержания ильменита).

В нижней части косослоистых песков в общем составе пыльцы и спор не происходит существенных изменений по сравнению со спектрами синих глин, здесь также преобладает пыльца древесных пород и сохраняется пыльца экзотов — *Tsuga*, *Yuglandaceae*, *Carpinus* и др. В верхней части песков она исчезает, увеличивается количество пыльцы *Larix*, *Pinus pumila* и др.

Во время формирования нижней части толщи диагональных песков на Западной Камчатке была распространена темнохвойная тайга с примесью широколиственных пород. Судя по значительному развитию в это время еловых лесов, климат эпохи был относительно теплым и влажным. Выпадение экзотических хвойных и широколиственных пород, расширение лиственных лесов и травянистых пространств, появление кустарниковых видов берез, ольхи, кедрового стланика в конце позднего

плиоцена — начале плейстоцена (верхние пачки песков) указывает на определенное похолодание климата.

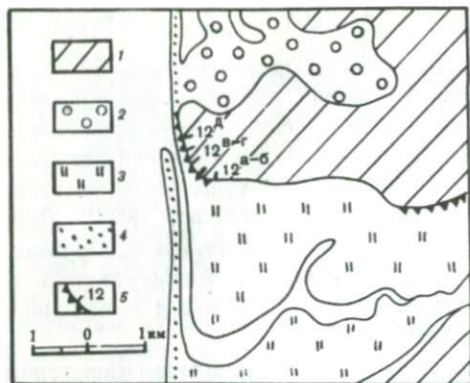
В составе диатомовой флоры с изменениями минералогического состава и выпадением пылицы экзотических пород совпадает исчезновение древних грубопанцирных представителей рода *Melosira*. На определенную древность отложений указывает и глубокая литификация найденных в них растительных остатков. Это подтверждается определением возраста древесных обломков по радиоуглероду более 45 000 лет (МГУ-202). ТЛ-анализ определяет возраст отложений поздним плиоценом. По-видимому, толщи косо- и диагонально-слоистых песков формировались в течение длительного отрезка времени на рубеже плиоцена и плейстоцена с длительными перерывами осадконакопления.

На песках, реже — синих глинах, с глубоким размывом залегает толща мореноподобных суглинков. Суглинки серо-сизые, с большим количеством гравия, гальки, реже — с мелкими валунами. Обломочный материал равномерно и внешне беспорядочно насыщает отложения и различно окатан. Происхождение мореноподобной толщи весьма проблематично. Данные гранулометрии и минералогии, находки редких диатомей в верхней части аналогичной толщи разреза Утка позволяют предположить участие в процессе их осадконакопления как водного, так и ледникового факторов. Учитывая стратиграфическое положение суглинков и то, что они не образуют "свежих" форм рельефа, условно мы относим их к среднему плейстоцену.

РАЗРЕЗ УТКА

Рельеф района (рис. 11). Низкая приморская равнина с отметками 10–15 м. Водораздельная поверхность, ограниченная с севера и юга древней и современной долинами р. Утка, представляет слабо заболоченную тундру, осложненную низкими холмами и грядами северо-западной и юго-западной ориентировки. В прибрежной части, где равнина абрадирована морем, имеется уступ высотой 5–12 м с клифом в основании. Пляж песчано-галечный, его ширина 20–30 м. Южнее Митоги, в районе небольшой лагуны, хорошо видно, как водораздельные торфяники, постепенно понижаясь, спускаются до отметок пересыпи, пляжа и далее полого уходят под уровень моря. Долина р. Утка в нижнем течении выражена слабо. В ней прослеживаются низкая (0,5–1,5 м) и высокая (до 3,0 м) поймы, сложенные илами-супесями серо-сизыми, с редкой галькой и гравием либо песками желтыми, грубозернистыми, с прослоями и линзами гравия и гальки, перекрытыми слоем торфа. В 4–5 км от устья реки в долине находится первая терраса высотой 3,5–4,0 м, сложенная галечником и гравийником с разнопесчаным заполнителем и железненными прослоями.

История изучения. Река Утка — искаженное ительменское название "Уут". Первое упоминание о широком распространении в районе р. Утка волнистой равнины (тундры) имеется в заметках врача В.Н. Тюшова (1906), опубликованных в записках Русского географического общества. Л.И. Лапшин (1963) южнее устья р. Утки описал конечноморенный



Р и с. 11. Геоморфологическая схема района разреза Утка

1 — увал низкой водораздельной равнины; 2 — терраса лагуны; 3 — терраса речная; 4 — пересыпь и пляж; 5 — абразионный и эрозионный уступы. Цифрами показано местоположение расчисток

вал, отнесенный им к позднечетвертичному оледенению Западной Камчатки. В.Г. Беспалый с соавторами (1968, 1970, 1974) в строении увала, подмытого р. Уткой, выделяет нижнечетвертичную морену хомутинского оледенения, перекрытую озерными отложениями уткинского межледниковья. В последних отмечается присутствие обильной пыльцы и спор с преобладанием пыльцы тощей березки и ольховника и эвритермных умеренно холоднолюбивых диатомей (Беспалый, Давидович, 1974). В увалах южнее аналогичные мореноподобные образования относятся этими исследователями уже к морене более молодого митогинского оледенения.

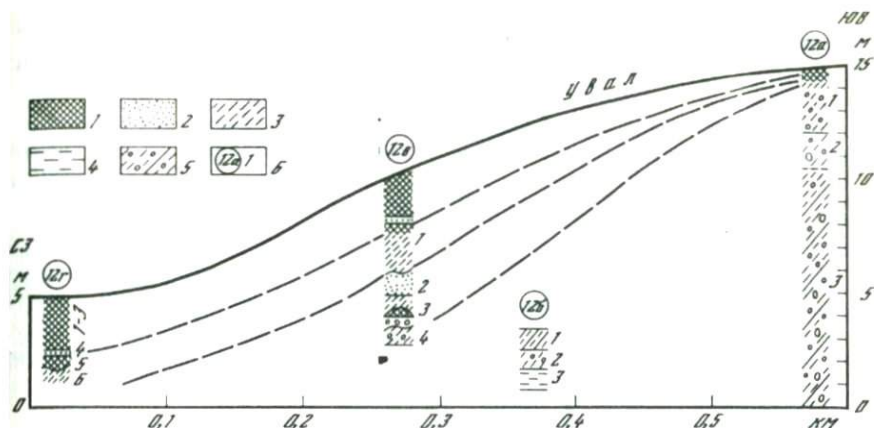
Описание разреза. Строение низкого увала в районе устья р. Утка и севернее вскрывается системой расчисток в абразионных обрывах вдоль берега моря и на правом берегу р. Утки (см. рис. 11 и 12).

В 150 м восточнее устья р. Утки под слоем покровных осадков (0,8 м) обнажается нижняя часть отложений разреза, расчистка 12^а (сверху вниз):

Мощность, м

- | | |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------|
| 1. Галечник с супесчано-песчаным заполнителем серо-бурого цвета, с тонкими прослоями супеси, в нижней части слоя грубость материала возрастает и цвет заполнителя изменяется до бурого. В основании прослой песка грубозернистого, ожелезненного, с гравием, галькой. Слой залегает в виде крупной линзы | 0,8—3,0 |
| 2. Супесь и суглинок, реже песок сизовато-серый, с включениями хаотично расположенной гальки: В слое на супесь и суглинок приходится около 70% объема породы, а на гальку — около 30%. Средняя размерность гальки — 4—6 см, реже встречаются валуны до 12—25 см. Окатанность обломочного материала средняя, попадаются единичные неокатанные глыбы до 20 см. Переход к нижележащему слою постепенный | 3,0—4,5 |
| 3. Супесь, реже — суглинок, серые и сизовато-серые, насыщенные беспорядочно и равномерно расположенными гравием и галькой, реже — валунами при соотношении включений и заполнителя около 3/7. Средние размеры гальки 4—6 см, максимальные размеры валунов 0,4—0,5 м, мощность слоя | 4,5—15,0
(видимая) |

Для отложений разреза характерно интенсивное ожелезнение, где извилистые прослойки и кольца ярко-оранжевого и ржавого цвета хоро-



Р и с. 12. Схематический разрез Утка

1 — торф; 2 — песок; 3 — супесь; 4 — алеврит; 5 — супесь и суглинок с обломочным материалом; 6 — номера расчисток и слоев

шо выделяются на сизом фоне толщи. Вокруг гальки и валунов имеются пленки ожелезнения. Ближе к устью р. Утки, в зоне активного воздействия приливно-отливных течений на сизовато-серой поверхности стенки обрыва выделяются участки, окрашенные окисными соединениями железа в вишнево-красный цвет. В 0,2 км северо-западнее (расчистка 12^б) в нижней части обрыва встречаются линзы алеврита и суглинков почти без включений грубообломочного материала:

	Мощность, м
1. Алеврит-суглинок, серый, плотный, с плитчатой отдельностью, с редкими гравием и галькой	0,6
2. Супесь желто-зеленая, с большим количеством обломков и горизонтальными прослоями песка	0,6
3. Алеврит, сизовато-серый, плотный, тонкослоистый, по отдельностям с матовым глянцевым налетом	0,7

В 0,1 км севернее под слоем торфа (2,5 м) вскрывается строение отложений средней части разреза (расчистка 12^в, сверху вниз):

	Мощность, м
1. Супесь зеленовато-серая, местами сизоватая, слабо уплотненная, с мелкими пятнами ожелезнения и точечными включениями вивианита, с затеками торфа по трещинам и небольшим карманом в кровле слоя. В нижней части слоя за счет оторфовывания супесь приобретает коричневатую-серую и темно-серую окраску, нижняя граница слоя четкая, с глубокими карманами и затеками в нижележащие отложения	2,5—4,2
2. Песок светло-серый до белого, мелко- и тонкозернистый, пятнами и прослоями ожелезненный, хорошо сортированный, в верхней части неяснослоистый, в нижней — с четкой тонкогоризонтальной, реже — линзовидной слоистостью. В средней части слоя текстура отложений напоминает слоистость ленточных глин, в основании песок грубый, диагонально-слоистый. Контакт ясный, подчеркивается ожелезнением	4,2—5,2

- | | |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------|
| 3. Супесь темно-коричневая, с включениями полуразложившихся растительных остатков и торфа, образующих прослой и линзы. На глубине 6,2 м прослой (0,1 м) песка желто-бурого, мелкозернистого, хорошо сортированного. В основании супесь и суглинок сизые, с редким гравием и мелкой галькой. Нижняя граница волокнистая | 5,2–6,7 |
| 4. Суглинок и супесь сизые, с большим количеством гравия и гальки | 6,7–7,5
(видимая) |

Строение верхней части разреза вскрывается в береговом обрыве моря в 0,4 км севернее устья р. Утки (расчистка 12Г, сверху вниз):

- | | Мощность, м |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------|
| 1. Дернина бурая | 0–0,1 |
| 2. Торф бурый и темно-бурый, влажный | 0,1–0,6 |
| 3. Торф темно-бурый и коричневатобурый, местами горизонтально-слоистый | 0,6–2,6 |
| 4. Песок светло-желтый, мучнистый, туфогенный, кровля и подошва слоя четкие. Прослой туфогенного песка повсеместно прослеживается в нижней части слоя торфа | 2,6–2,75 |
| 5. Торф темно-бурый, слежавшийся. Нижняя граница четкая, неровная | 2,75–2,85
(до 3,35) |
| 6. Супесь иловатая, светло-серая и сизая (соответствует осадкам слоя 1 расчистки 12 ^В) | 2,85–3,50
(видимая) |

Среди отложений, выходящих в разрезе увала в устье р. Утки, можно выделить три толщи осадков. В основании залегает мореноподобная толща — сизые суглинки и супеси с галькой и валунами (расчистка 12^А, слой 1–3; расчистка 12^Б, слой 1–3; расчистка 12^В, слой 4), выше они переходят в литологически и генетически разнообразные осадки пестрой толщи (расчистка 12^В, слой 1–3; расчистка 12Г, слой 6). Разрез венчается мощным слоем покровного торфяника с прослоем туфогенного песка (расчистка 12Г, слой 2–5).

Абсолютные датировки. По разрезу выполнено девять радиоуглеродных датировок (в тыс. лет). 1 — торф, слой 3, расчистка 12Г, глубина 1,04 м, $6,1 \pm 0,14$ (МГУ–149);

2 — торф, слой 3, расчистка 12Г, глубина 1,7 м, $7,29 \pm 0,8$ (МГУ–140);

3 — торф, слой 5, расчистка 12Г, глубина 3,0 м, $7,33 \pm 0,82$ (МГУ–139);

4 — растительные остатки, супесь с включениями торфа, слой 3, расчистка 12^В, глубина 5,2 м, $38,5 \pm 1,1$ (МГУ–152);

5 — растительные остатки, супесь с торфом, глубина 8,0 м (отложения, по-видимому, соответствуют слою 3 расчистки 12^В), $33,2 \pm 1,1$ (МГУ–150);

6 — растительные остатки, суглинок с песком и галькой, глубина 5 м (отложения, по-видимому, соответствуют нижней части слоя 3 расчистки 12^В), $31,0 \pm 1,2$ (МГУ–60);

7 — растительные остатки, песок мелкозернистый, глубина 8 м (отложения, по-видимому, соответствуют нижней части слоя 2 расчистки 12^В), $9,46 \pm 2,2$ (МГУ–ИОАН–187);

8 — древесина, песок светло-серый, тонкослоистый, глубина 4 м (отложения, по-видимому, соответствуют слою 2 расчистки 12^B), $39,4 \pm 2,0$ (МГУ—ИОАН—28);

9 — растительные остатки, супесь с торфом, глубина 6,0 м (отложения, по-видимому, соответствуют слою 3 расчистки 12^B), $36,85 \pm 2,1$ (МГУ—ИОАН—185).

Гранулометрический анализ. В разрезе Утка, кроме верхней толщи биогенных пород, в основном представлены плотные суглинки с разнообразным материалом мореноподобной толщи. Отложения характеризуются гранулометрическими спектрами с двумя пиками на гранулограммах (рис. 13). Первый пик, представляющий фракцию 10 мм, выражен резко и имеет высокие параметры (в среднем 50%), в то время как второй пик в алевритовой части спектра (фракция 0,1—0,05 мм) выражен слабо.

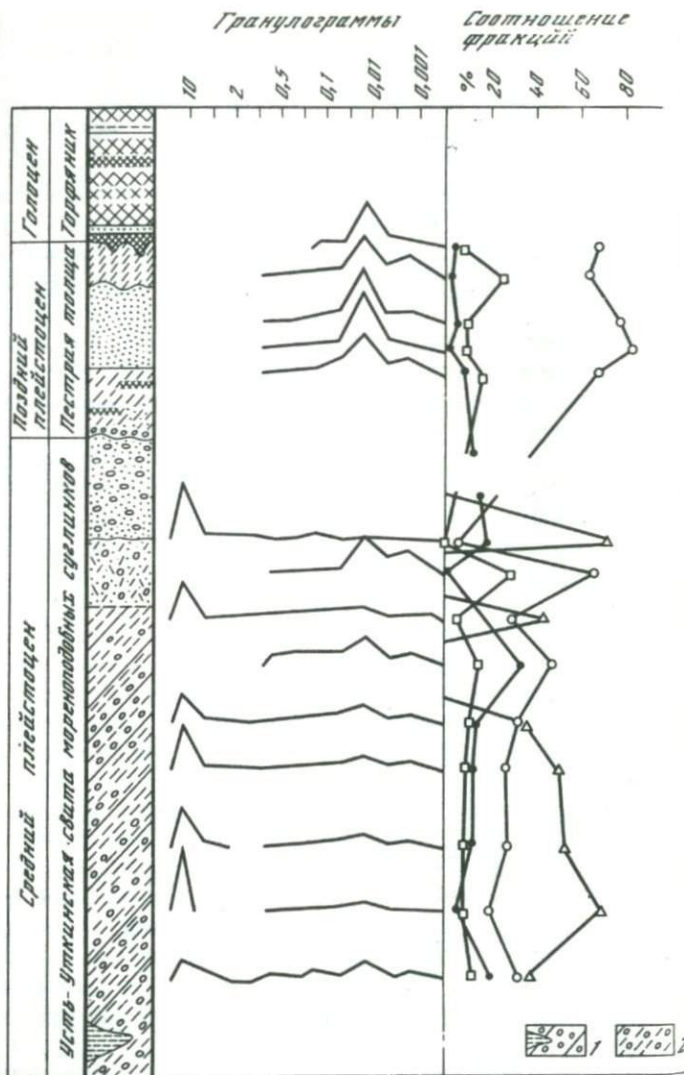
Среди обломочной части значительно распространены грубые обломки (фракция 2 мм), содержание которых достигает 73,2% при средних значениях 54,4%. Однако встречаются участки (см. описание расчистки 12^B), где они отсутствуют либо почти отсутствуют. Обращает на себя внимание факт незначительного присутствия фракции гравия и крупного песка, содержание которых в толще не превышает 5%. Песка в отложениях немного (в среднем 14,3%), в основном преобладает песок тонко- и мелкозернистый.

Содержание алеврита в мореноподобной толще увеличивается снизу вверх, достигая максимума (66,9%) в верхней части разреза.

Глинистая составляющая гранулометрического спектра невелика (7,2%), но иногда увеличивается до 31,2% и образует небольшие пики на гранулограммах. Обычно гранулограммы образцов суглинков разреза Утка тождественны мореноподобным отложениям Хомутины-Митога, что позволяет считать их аналогичными образованиями. На всех гранулограммах существует разрыв гранулометрического спектра во фракциях гравия и крупного песка. Это обособляет грубые осадки мореноподобной толщи от тонких и указывает на существование, по крайней мере, двух агентов осадконакопления, первый из которых обусловил накопление дисперсной части спектра (видимо, обширные приледниковые водоемы), а второй — грубообломочной (ледовый разнос). Причем в разрезе Утка эта двойственность строения гранулограмм отложений выражена ярче, чем в разрезе Хомутина-Митога.

Толща мореноподобных суглинков венчается галечниками с песчаным заполнителем, по гранулометрическому составу схожими с галечниками толщи диагональных песков разреза Хомутина-Митога и, по-видимому, имеющими речное или флювиогляциальное происхождение.

Осадки пестрой толщи гранулометрически довольно однородны, что иллюстрируется характером распределения отдельных гранулометрических фракций и небольшими вариациями их вокруг средних значений. На фоне качественной однородности состава толщи прослеживается тенденция изменения отдельных ее составляющих или их непостоянство по разрезу. Так, содержание алеврита уменьшается снизу вверх с 84,0% до 65,6%. Гранулометрический анализ отложений пестрой толщи указывает на абсолютное преобладание в них алевритов (в среднем 74,5%) с веду-



шим содержанием фракции 0,01–0,05 мм (в среднем 51,1%). Песчаная фракция занимает подчиненное положение (в среднем 7,1%). Глинистая фракция по сравнению с песчаной обнаруживает более высокое содержание (в среднем 18,9% при максимуме 28,9%), в целом отражая довольно спокойные условия осадконакопления в небольших водоемах (озерах).

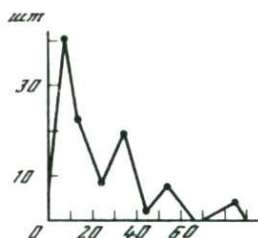
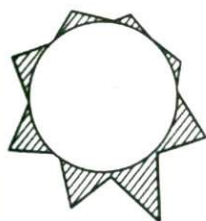
Залегающий среди торфа прослой вулканического пепла содержит значительное количество алевритовой фракции (в среднем 72,6%) при подчиненном содержании фракций песка (в среднем 6,7%) и глины (в среднем 10,7%). Причем на гранулограмме выделяется резкий пик фракции 0,01–0,05 мм (52,6%).

Р и с. 13. Гранулометрический состав отложений разреза Утка

1 – мореноподобные суглинки и супеси с линзами алеврита; 2 – супеси и суглинки с галькой хаотично расположенной; 3 – галечник с супесчано-песчаным заполнителем; 4 – супесь с торфом и галькой; 5 – песок тонкослоистый; 6 – супесь; 7 – торф с прослоями растительных остатков и пепла

Азимут распределения длинных осей гальки

Распределение гальки по углам наклона



Минералогический анализ (табл.6.). Минералогический состав отложений разреза Утка в общих чертах близок таковому разреза Хомутина–Митога. Различия заключаются в меньшем содержании роговой обманки, увеличении роли ильменита и присутствии в разрезе Утка вулканического стекла. Однако количественные соотношения минералов в двух основных толщах разреза – мореноподобной и пестрой – существенно различны.

Мореноподобные суглинки характеризуются преобладанием в спектрах ильменита (до 41,5% тяжелой фракции), относительно высокими для района концентрациями граната (до 9%) и сфена. Подобные особенности спектров, с одной стороны, характеризуют довольно динамичные условия

Таблица 6

Осредненные показатели минералогического состава отложений разреза Утка, %* (разрез 12)

Горизонты	Роговая обманка	Гиперстен	Моноклинные пироксены	Группа эпидота	Обломки породы	Вулканическое стекло	Ильменит	Гранат	Коэффициент устойчивости
Пестрая толща	0,8	56,0	19,0	0,8	1,7	8,7	7,3	—	0,08
" "	45,5	30,0	5,5	5,5	4,5	—	2,5	5,0	0,10
" "	17,0	44,0	18,0	2,5	12,0	—	6,0	—	0,08
Слоистые галечники верхней части мореноподобной толщи	8,0	12,0	4,0	3,0	—	—	57,0	11,0	2,27
Мореноподобная толща	18,7	21,0	7,3	10,0	6,0	1,7	23,3	8,0	0,51
	11,5	14,3	3,0	6,1	6,1	—	41,5	9,1	1,39
Слоистые супеси и суглинки (линза в мореноподобной толще)	17,0	21,0	11,0	11,0	24,0	—	6,0	2,0	0,17

Содержание аксессуарных минералов не приводится.

осадконакопления (влияние ледникового фактора), с другой — возможно, указывают на изменчивость источника сноса, а именно возрастало значение пород гранитоидного состава в ущерб эффузивам, однако ведущая роль все же принадлежит динамическим условиям среды осадконакопления. В супесях и слоистых алевритах, заключенных в виде линзы среди мореноподобных суглинков, количественные показатели минералогического состава резко изменяются, особенно заметно падает содержание ильменита. Вероятно, это перераспределение компонентов минерального состава связано с изменением условий осадконакопления, а именно менее динамичной обстановкой спокойного приледникового водоема. И, наоборот, в венчающих мореноподобную толщу галечниках содержание ильменита (57%) максимальное, что, возможно, указывает на флювиогляциальный или аллювиальный их генезис.

Осадки пестрой толщи резко отличаются от мореноподобных главным образом более низкими содержаниями ильменита (2,5—7,3%), появлением в заметных количествах в легкой фракции вулканического стекла (8,7%). Характерная особенность толщи при ее очень небольшой мощности — резкие колебания минералогического состава от горизонта к горизонту. Так, в основании толщи преобладает гиперстен (44%). В средней части толщи ведущая роль принадлежит роговой обманке (45%), появляется гранат

(5%), не встречающийся в других горизонтах. В туфогенных осадках верхнего горизонта вновь господствует гиперстен (56%), а в легкой фракции присутствует вулканическое стекло (8,7%). По-видимому, накопление этой толщи конгинентальных отложений осуществлялось в течение продолжительного отрезка времени. Осадконакопление было прерывистым, и источники сноса менялись. Осадки формировались в сходных условиях — локальных, неглубоких спокойных водоемах типа озер либо болот.

Геохимический анализ. В мореноподобных суглинках (образцы 12/3, 12/4 и 12/8, см. табл. 5) водно-растворимые соединения не накапливались, на это указывает незначительная сумма ионов водной вытяжки — 0,099%, в составе которой преобладают ионы NaSO_4 и HCO_3 , что типично для водных континентальных отложений. Незначительное содержание иона Cl от 0 до 0,29% свидетельствует об отсутствии влияния морских вод. рН водной вытяжки нейтральный и составляет 7,08, 6,57 и 6,78.

Диатомовый анализ. В семи образцах, отобранных из супесей и суглинков, насыщенных гравием и галькой (расчистка 12^а, слой 3) диатомовые водоросли не обнаружены. В малых количествах диатомеи найдены в супесях, суглинках и песках слоя 2 (интервал 3—4 м). Всего встречено 14 видов и разновидностей, принадлежащих к 12 родам. Часть из них сохранилась в виде мелких обломков, которые удается определить только до рода. С оценкой встречаемости "редко" отмечен *Tetracyclus emarginatus*, остальные — "единично": *Tabellaria flocculosa*, *T. fenestrata*, *Frustulia rhomboides* var. *saxonica*, *Navicula mutica*, *Pinnularia borealis*, *Cymbella gracilis*. Все виды, за исключением *T. fenestrata*, бентосные, преимущественно холодноводные, свойственные северным и горным водоемам. О суровых климатических условиях осадконакопления свидетельствуют и данные спорово-пыльцевого анализа.

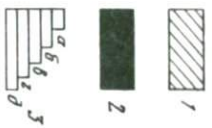
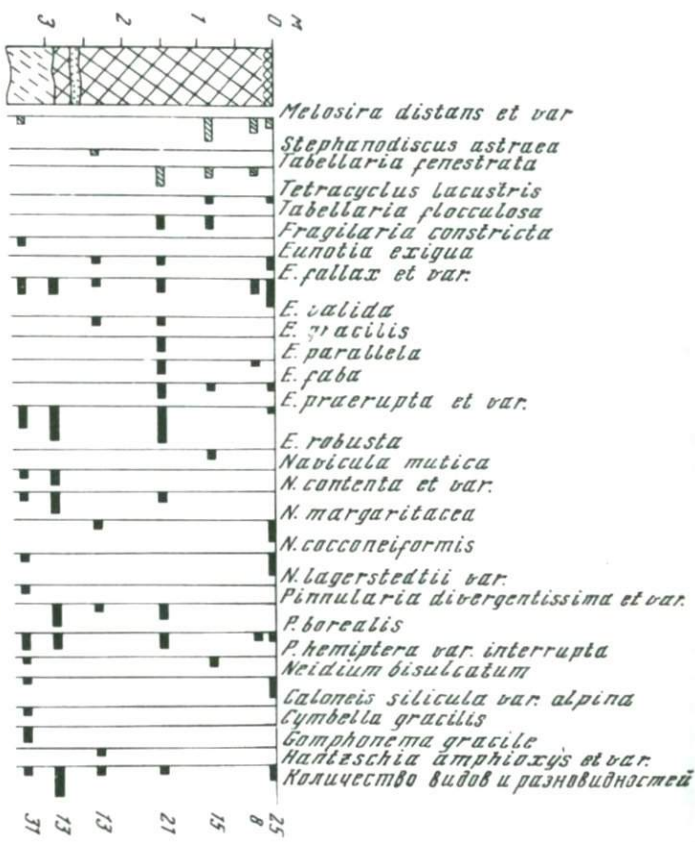
В пестрой толще, охарактеризованной по восьми образцам в расчистке 12^в, обнаружен богатый в видовом и количественном отношении комплекс диатомей (рис.14). Он насчитывает 135 пресноводных и пресноводно-солонатоводных видов и разновидностей, принадлежащих к 21 роду. Однако распределение их в разрезе в количественном и качественном отношении крайне неоднородное. Так, в супесях, обогащенных растительными остатками (слой 3), в образцах насчитывается от 19 до 78 форм диатомей. Планктонные виды с учетом встречаемости составляют 47—78%. С количественной оценкой в массе встречается *Melosira distans* var. *lirata* (71—90%) и *Melosira granulata* (25%). Прочное содержание остальных форм невелико: *M. distans* var. *lirata* f. *seriata* (4) и *M. distans* var. *alpigena* (1), *Stephonodiscus dubius* (8), *Tabellaria fenestrata* (5).

В образце 18 количество планктонных диатомей уменьшается до 18%, изменяется соотношение внутри планктонной группы. Доминирует *Tabellaria fenestrata* (58%), субдоминантом является *Melosira distans* var. *lirata* (42%).

В бентической группе доминируют формы, свойственные заболоченным стоячим водоемам: *Fragilaria constricta* с разновидностями, представители рода *Eunotia*: *E. faba*, *E. robusta*, *Frustulia rhomboides* et var. *saxonica*, *Stauroneis phoenicenteron*, *Pinnularia hemiptera* et *interrupta*,



	<i>Melosira distans</i> et var.	
	<i>M. granulata</i>	
	<i>Stephanodiscus dubius</i>	
	<i>Fragilaria fenestrata</i>	
	<i>Tetracyclus lacustris</i> et var.	
	<i>T. emarginatus</i>	
	<i>Tabellaria flocculosa</i>	
	<i>Diatoma elongatum</i> var. <i>tenne</i>	
	<i>Fragilaria constricta</i> et var.	
	<i>Eunotia lunaris</i> et var.	
	<i>E. fallax</i> et var.	
	<i>E. pectinalis</i> et var.	
	<i>E. faba</i>	
	<i>E. veneris</i> var. <i>execta</i> f. <i>minor</i>	
	<i>E. praerupta</i> et var.	
	<i>E. robusta</i> et var.	
	<i>Frustulia rhomboides</i> var. <i>saxonica</i>	
	<i>Stauroneis phoenicenteron</i>	
	<i>Navicula mutica</i>	
	<i>N. contenta</i> et var.	
	<i>N. cocconeiformis</i>	
	<i>N. pseudoscutiformis</i>	
	<i>N. cryptocephala</i>	
	<i>N. exigua</i>	
	<i>N. Lagerstedtii</i> var.	
	<i>Pinnularia appendiculata</i>	
	<i>P. interrupta</i> et var.	
	<i>P. borealis</i>	
	<i>P. hemiptera</i> et var.	
	<i>P. major</i>	
	<i>Neidium bisulcatum</i>	
	<i>Caloneis silicula</i> et var.	
	<i>Cymbella heteropleura</i> et var.	
	<i>C. ventricosa</i>	
	<i>C. hebridica</i>	
	<i>C. gracilis</i>	
	<i>Gomphonema angustatum</i> et var.	
	<i>Hantzschia amphioxys</i>	
	<i>Surtirella bisseriata</i> et var.	
	<i>S. angustata</i> et var.	
13	Количество видов и разновидностей	
24		
31		
77		
24		
25		
19		
22		
77		



Р и с. 14. Состав диатомей разреза Утка (расчистки 12в и 12г)

1 — планктонные диатомеи; 2 — бентосные диатомеи; 3 — встречаемость диатомей; а — единичные (1—10 на препарат); б — редко (11—110), в — нередко (101—500), г — часто (501—1000), д — в массе (> 1000). Остальные условн. обознач. см. на рис. 13

Symbella hebridica В целом диатомовый комплекс супесей по составу доминантных видов обнаруживает сходство с диатомовым комплексом ут-кинского горизонта (*Melosira distans* var. *apligena*, *Fragilaria constricta* f. *stricta*, *Eunotia faba*) и с маломитогинским комплексом (*Melosira distans* var. *lirana* et f. *seriata*, *Stautoneis phoenicenteron*), установленными И.А. Купцовой (Беспалый, Давидович, 1974). Сопоставление наших данных с результатами диатомового анализа отложений Центральной Камчатской депрессии (Брайцева и др., 1968) не обнаружило убедительного сходства ни с одним из комплексов.

В светло-серых песках с тонкой горизонтальной и линзовидной слоистостью (слой 2) количество диатомей в образцах уменьшается до 17–25 форм. Резко изменяется и видовой состав. Планктонные диатомеи либо вообще отсутствуют, либо встречаются в нижней части горизонта единично составляя в комплексе не более 3%. Состав диатомей бентосной группы нижней и верхней части горизонта также различен. В нижней части горизонта господствуют северные и североальпийские виды, характерные для болот и мелких водоемов: *Fragilaria constricta*, *Eunotia lunaris*, *E. fallax* et var. *gracillima*, *Pinnularia appendiculata*.

В верхней — доминантами являются реофильные виды, предпочитающие проточные воды: *Navicula cryptocephala*, *N. placentula* f. *rostrata*, *N. exigua*, *Gomphonema angustatum* et var. *productum*. Отмечены виды, обитающие как в проточных, так и в стоячих водоемах: *Diatoma elongatum* var. *tenue*, *Frustulia vulgare*, *Pinnularia divergens* var. *elliptica*, *Symbella ventricosa*. Также присутствуют болотные и почвенные формы (*Eunotia praerupta*, *Pinnularia appendiculata*, *P. borealis*). В покровных суглинках (слой 1) количество диатомей в образцах колеблется от 24 до 31. Они имеют низкие количественные оценки встречаемости (единично и редко). Преобладают бентосные формы 85–97%. Планктонные диатомеи составляют 3–15% и представлены *Melosira distans* et var. *lirata*, *Tabellaria fenestrata*. Среди бентосных диатомей преобладают болотные (*Eunotia fallax* var. *gracillima*, *E. praerupta* et var. *muscolola*) и эдафические (почвенные) виды: *Navicula mutica*, *N. contenta* et var. *biceps*, *Pinnularia borealis*, *Hantzschia amphioxys*. Много и североальпийских видов, обитающих в мелких болотистых водоемах, ручьях, родниках и на орошаемых скалах: *Fragilaria constricta* et f. *stricta*, *Eunotia bigibba*, *Navicula cocconeiformis*, *N. pseudoscutiformis*; *N. bisulcatum*, *Caloneis silicula* var. *alpina*, *Nitzschia ostenfeldii*. В экологическом отношении комплекс диатомей весьма сходен с комплексом из позднеплейстоценовых покровных отложений Центральной Камчатской депрессии, который, по данным Е.Г. Лупкиной (Брайцева и др., 1968), также характеризуется невысоким содержанием планктонных диатомей, одновременным присутствием почвенных видов и обитателей холодных быстротечных вод.

В верхней части разреза, в слое торфа обнаружено 59 пресноводных и пресноводно-солонатоводных форм, принадлежащих к семи родам (см. рис. 14). Видовое разнообразие форм в образцах колеблется от 8 до 26. Процентное содержание планктонных видов невелико, и приурочены они главным образом к средней и верхней части толщи: *Melosira distans* var. *alpigena* et var. *lirata*, *Tabellaria fenestrata*. В бентосной группе гос-

подствуют болотные виды рода *Eunotia*. В нижнем образце субдоминантами являются почвенные виды: *Navicula mutica*, *N. contenta* et *parallela*, *Pinnularia borealis*, *Hantzschia amphioxys* et *f. capitata* et *var. major*. Распределение диатомей свидетельствует о том, что за время формирования отложений климатические условия изменялись в сторону увеличения увлажненности и похолодания. Аналогичная ситуация отмечена Н.А. Хотинским на основании спорово-пыльцевого анализа низинного торфяника в долине р. Ичи (Хотинский, Шлюков, 1973), а также при изучении болот долины р. Камчатки (Хотинский, 1971).

Палинологический анализ (рис. 15). В разрезе мореноподобных суглинков обнаружено большое количество пыльцы и спор, основная масса которых принадлежит холодолюбивым растениям. Наряду с микрофоссилиями первичного залегания в отложениях встречены единичные, заведомо переотложенные зерна, такие, как *Coniferae* и др., которые нами не учитывались при интерпретации спорово-пыльцевых спектров. Следует заметить, что в аналогичных отложениях разреза Хомутина—Митога (расчистка 15) количество переотложенных зерен экзотических растений еще больше.

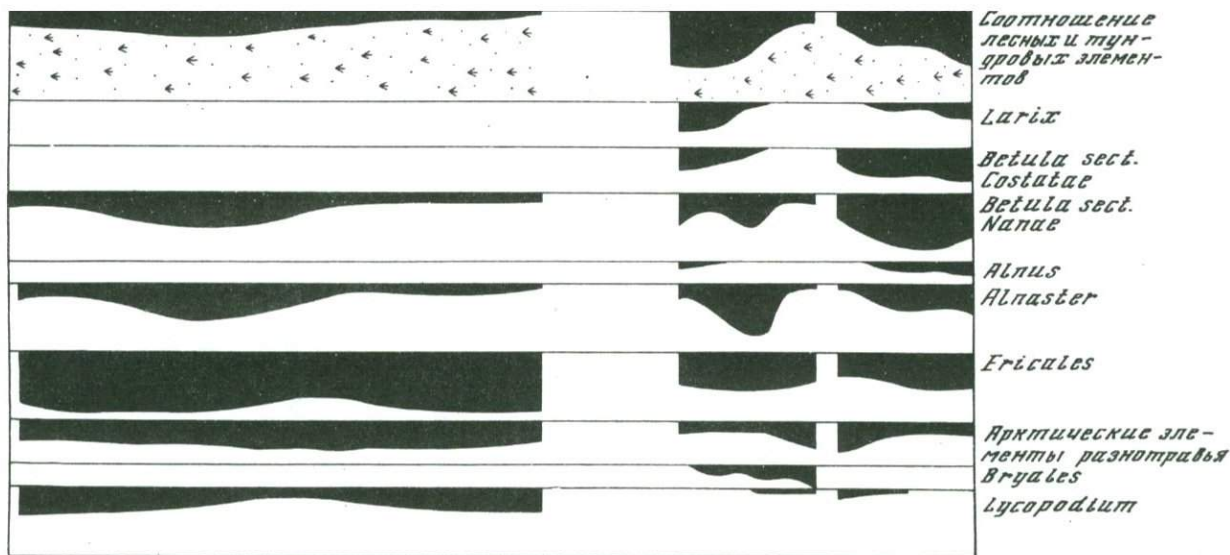
Для группы общего состава мореноподобных суглинков (расчистка 12^а) характерно преобладание пыльцы травянистых растений (до 70%) и спор (до 60%). Количество и разнообразие пыльцы древесных пород невелико. В тех образцах, где оказалось возможным вычислить процентные отношения между компонентами древесно-кустарниковой группы господствует пыльца *Betula* sect. *Nanae* (преимущественно *B. exilis*) и *Alnaster* (по 50%). В небольшом количестве в средней части разреза встречается пыльца *Larix*, *Pinus s/g*, *Haploxyton*, *Betula* sect. *Costatae*, *Picea* и др.

Пыльца группы травянистых растений неоднородна. Найдены зерна, относящиеся к типично тундровым элементам: *Rubus chamaemorus*, *Dryas* и др. Максимальное количество зерен принадлежит представителям *Ericales* (до 90%). Ни в одной другой толще разреза не отмечено такого количества и разнообразия пыльцы этого порядка. Нами определены такие роды, как *Empetrum*, *Loiseleuria*, *Vaccinium*, *Arctous*, *Andromeda* и др.

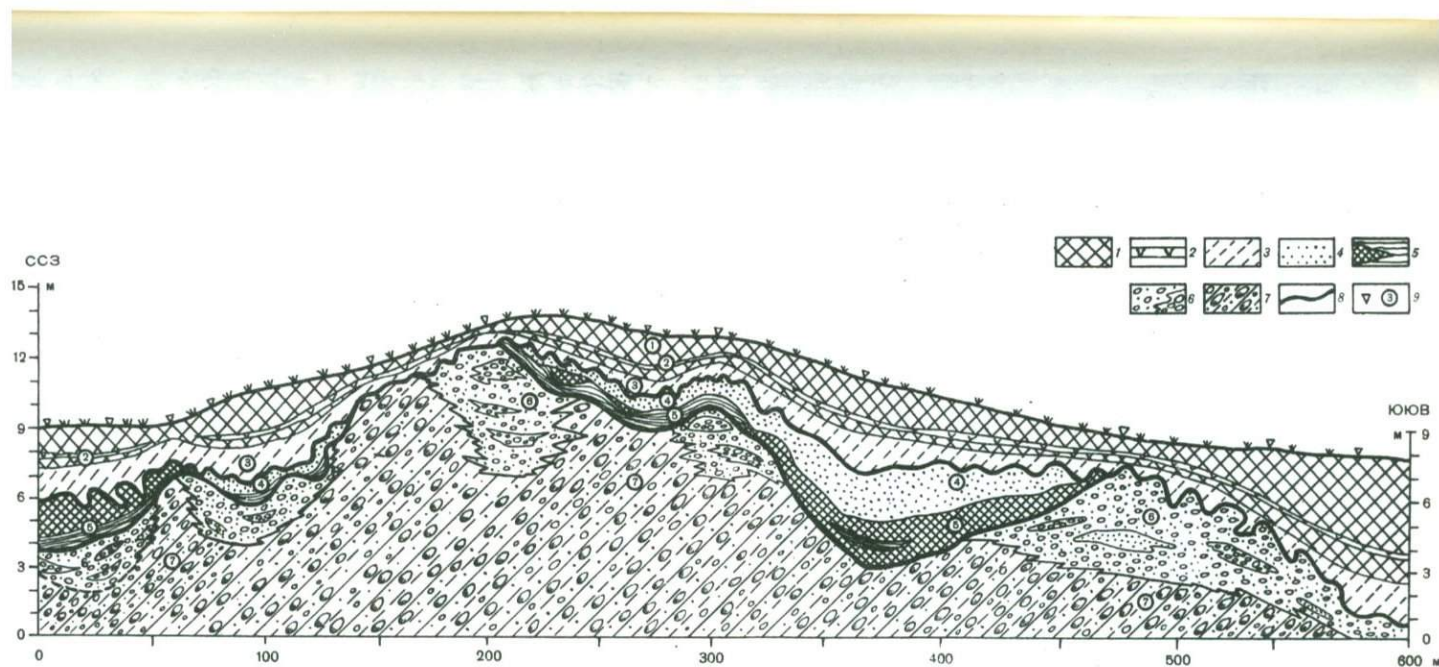
В составе спор доминируют *Polypodiaceae* (до 60%) и *Lycopodium* (до 50%). Споры *Lycopodium* разнообразны, среди них преобладают *L. alpinum*, *L. pungens*, в меньшем количестве встречены *L. appressum*, *L. cf. clavatum*, *L. cf. annotinum*.

В отложениях пестрой толщи выявлены разнообразные спорово-пыльцевые спектры. В нижней части толщи (оторфованная супесь) обнаружено большое количество пыльцы и спор. Здесь и во всех вышележащих осадках, как правило, нет микрофоссилий, принадлежащих экзотическим для данного района растениям. Для отложений характерны следующие процентные соотношения ископаемых пыльцы и спор: пыльца древесно-кустарниковой группы составляет 50%, травянисто-кустарниковых растений — 43%, споры — 7%.

В составе пыльцы древесных и кустарниковых растений присутствуют *Larix* (до 25%), *Picea* (2%), *Myrica* (7%), *Betula* sect. *Costatae* (5%), *B. sect. Nanae*: *B. exilis*, *B. middendorffii* (7%), *Alnus* (24%), *Alnaster* (до 50%), *Pinus pumila* (4%), *Salix* (до 8%).



Р и с. 15. Обобщенная спорово-пыльцевая диаграмма разреза Утка. Условные обознач. см. на рис. 10, 14



Р и с. 16. Схематический разрез новейших отложений в устье р. Утка

1 – торф; 2 – прослой пепла; 3 – сизые суглинки; 4 – песок с ленточной слоистостью; 5 – отложения, обогащенные органикой, с линзами торфа; 6 – слоистые пески и галечники; 7 – мореноподобные суглинки и супеси; 8 –

размыв; 9 – места расчисток и основные стратиграфические горизонты. Цифры в кружочках: 1 – покровный торф (голоцен); 2 – прослой пепла; 3 – верхняя часть пестрой толщи; 4 – средняя часть пестрой толщи; 5 – нижняя часть пестрой толщи; 6 – верхняя (слоистая) часть мореноподобных суглинков; 7 – мореноподобные суглинки



Р и с. 17. Разрез Утка. Характер распределения обломочного материала в мореноподобных суглинках. Фото А.А. Свиточа

В составе пыльцы травянисто-кустарничковой группы – Ericales (до 52%): *Rhododendron*, *Arctous*, *Ledum*, *Empetrum* и др., *Cyperaceae* (5%), *Gramineae* (2%), *Rubus chamaemorus* (1%), *Sanguisorba* (до 15%), *Thalictrum* (1%), *Umbelliferae* (11%), *Rumex* (1%), *Cruciferae* (1%), *Liliaceae* (1%), *Compositae* (6%).

В составе спор: – *Bryales* (до 20%), *Polypodiaceae* (до 50%), *Lycopodium* (до 27%): *L. alpinum*, *L. pungens*, *L. annotinum*, *L. complanatum*.

В спорово-пыльцевых спектрах средней части пестрой толщи (тонкослоистых песках) уменьшается разнообразие пыльцы древесных пород, увеличивается пыльца кустарниковых видов берез (до 60%), выпадает пыльца лесных видов плаунов.

В верхней части толщи (покровные суглинки) преобладает пыльца травянистых растений (70%) и споры (до 48%), пыльцы древесных пород нет или она встречается единично. Интересно, что в образцах из нижней части покровных суглинков, где еще отмечена пыльца деревьев, в составе спор преобладают споры *Polypodiaceae*, *Lycopodium* (тундровые виды), в верхней же части, где пыльцы древесных пород нет, доминируют споры *Bryales* (до 95%).

В спорово-пыльцевых спектрах из верхней части разреза Утка в слое торфа преобладает пыльца древесно-кустарниковой и травянисто-кустарничковой групп. Для нижней части отложений (туфогенный песок) характерны близкие соотношения пыльцы деревьев (38%), пыльцы трав (36%)

и спор (26%). Среди пыльцы древесных пород встречены зерна мелколист-
венных пород – *Betula sect. Costatae* (22%), *Alnus* (33%), *Alnaster* (33%),
Betula exilis (12%), пыльцы хвойных пород нет. В средней части слоя тор-
фа повышается количество пыльцы травянисто-кустарничковой группы в
связи с увеличением пыльцы *Syringaceae* (до 66%), что отражает чисто ло-
кальные условия торфонакопления.

Спорово-пыльцевые спектры верхней части торфяника сходны с совре-
менными, количество пыльцы древесных пород составляет 61%, пыльцы
трав – 32%, спор – 7%.

Заключение по разрезу. В обрывах в районе устья р. Утки вскрывается
верхняя часть разреза новейших осадков, удачно дополняющая и надстра-
ивающая разрез Хомутина-Митога (рис.16). В основании берегового ус-
тупа прибрежного увала залегают толща мореноподобных суглинков и су-
песей, включающих большое количество гальки и мелких валунов (рис.
17). В минералогическом спектре осадков основную роль играет гипер-
стен, характерно также высокое содержание ильменита, особенно в вер-
хах толщи, а также граната (максимальное по разрезу новейших отло-
жений). Для отложений характерна серо-сизая окраска, а в местах сопри-
косновения с водой – ярко-бурая до темно-вишневой. По трещинам и
пятнам часты следы ожелезнения, местами обломочный материал покрыт
пленкой железа. В верхней части отложения имеют буроватый оттенок.
Здесь они слоистые, чередуются прослои бурых песков, супесей и галеч-
ников с послойным распределением обломочного материала. Слоистые
разности отложений обычно встречаются в виде крупных линз или широ-
ких карманов.

Происхождение мореноподобных суглинков весьма проблематично.
Учитывая данные гранулометрического анализа и минералогию, текстур-
ные особенности отложений, наличие и характер распределения обломков,
можно предполагать участие в их образовании как водного, так и ледни-
кового факторов. Косвенным свидетельством ледникового происхожде-
ния толщи может служить, отсутствие в них диатомей. Весьма условно мы
относим эти отложения к осадкам обширного приледникового водоема с
активным разносом грубообломочного материала айсбергами или плаваю-
щим льдом. Верхняя часть толщи имеет ясные черты более динамических
условий накопления и, по-видимому, относится к флювиогляциальным
либо аллювиальным образованиям.

Палинологический анализ мореноподобной толщи показывает наличие
"in situ" многочисленной пыльцы холодолюбивых растений, указываю-
щей, что эпоха формирования толщи характеризовалась широким рас-
пространением безлесных ландшафтов и суровыми климатическими ус-
ловиями. Это была преимущественно травянисто-кустарничковая тундра
с преобладанием вересковых.

Стратиграфическое положение мореноподобных суглинков, отсутствие
свежих геоморфологических форм, сложенных ими и спорово-пыльцевые
спектры отложений позволяют отнести накопление суглинков ко времени
среднеплейстоценового похолодания Камчатки.

При анализе мореноподобных суглинков следует критически упомя-
нуть интерпретацию разреза, вскрытого в увалах от устья р. Хомутины до

устья р. Утки и южнее, данную В.Г. Беспальым и др. (1968, 1970), В.Г. Беспальым, Т.Д. Давидовичем (1974). Среди отложений авторы выделяют серию нижнечетвертичных морен (хомутинского, первого, и второго митогинского оледенений), разделенных осадками межледниковий (уткинско-го и маломитогинского). Убедительного доказательства чисто ледникового происхождения толщи этими авторами не приводится. Основанием для выделения трех морен, не наблюдаемых непосредственно одна над другой ни в одном из разрезов, служат наибольшие (фациальные?) различия, установленные визуально среди мореноподобной толщи. Столь же неубедительны и доказательства авторов о раннеплейстоценовом возрасте осадков — ими служит прямая намагниченность пород и суждение о более высоком стратиграфическом положении толщи синих глин Центрально-Камчатской депрессии. Ранее нами показано, что в основании береговых обрывов участка Хомутина—Митога залегает толща прямо намагниченных синих илов и глин, которую В.Г. Беспальый, возможно, не наблюдал из-за множества оползней на участке либо ошибочно принял их за ледниковые (мореноподобные) образования. Тщательное полевое картирование мореноподобных суглинков показывает, что это единое геологическое тело, фациально неоднородное по строению. На ошибочность определения возраста отложений указывают и результаты определения радиоуглеродного возраста осадков, относимых В.Г. Беспальым и др. (1968, 1970) к раннеплейстоценовому уткинскому межледниковью, по которым нами получены датировки от 31 до 39 тыс. лет.

Мореноподобные суглинки с размывом перекрыты относительно маломощными, генетически разнообразными осадками, названными пестрой толщей. В нижней части это супесь горизонтально-слоистая, иногда с галькой и гравием, выше — супесь, обогащенная растительными остатками с линзами торфа. На них залегают светло-серые до белого пепловые пески и алевроиты со слоистостью ленточного типа. Эти три слоя толщи развиты локально в понижениях кровли мореноподобных суглинков водного происхождения (осадки мелких застойных либо слабо проточных водоемов), на это указывают текстурные особенности отложений, характер их залегания и состав диатомовой флоры.

Венчающие разрез пестрой толщи серо-сизые слоистые суглинки, иногда с гравием в основании, распространены шире и залегают в виде покрова. Обнаруженный в них комплекс диатомей в экологическом отношении сходен с диатомеями Центрально-Камчатской депрессии (Брайцева и др., 1968).

Данные радиоуглеродного датирования указывают на то, что возраст пестрой толщи определяется серединой — концом позднего плейстоцена (31080 ± 900 лет, МГУ — 60; 33200 ± 1100 лет, МГУ — 150; 36850 ± 2100 лет, МГУ—ИОАН—185; 38500 ± 1100 лет, МГУ — 152; 39400 ± 2000 лет, МГУ—ИОАН—23). Судя по пыле и спорам, обнаруженным в осадках пестрой толщи, растительность периода ее формирования была достаточно разнообразной. В начале накопления осадков большую роль играли лесные массивы из лиственницы, древовидной березы, затем в связи с похолоданием отмечается широкое развитие кустарниковых видов ольхи и березы. Для покровных суглинков в верхней части пестрой толщи характерно преобладание пыльцы травянистых растений (до 70%) и спор (до 48%). Палиноло-

гические данные свидетельствуют о максимальном распространении на Западной Камчатке во время накопления покровных суглинков безлесных ландшафтов и установлении холодных климатических условий.

Покровные торфяники, по результатам многочисленных радиоуглеродных датировок относятся к голоцену. В нижней части слоя торфа прослеживается прослой туфогенного песка, свидетельствующий о крупном вулканическом извержении, происшедшем на Камчатке в голоцене. Пособойное датирование торфа, заключающего прослой пепла, позволяет ограничить период извержения временем около 73000 лет назад (7330 ± 830 , МГУ-139 и 7290 ± 810 лет, МГУ-140).

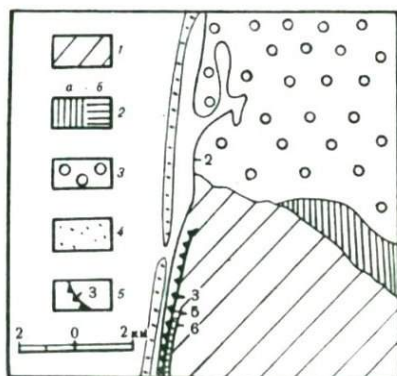
Растительный покров времени накопления торфяника отличается развитием кустарниковых зарослей березы и ольхи с примесью древовидных форм и лугово-болотных сообществ с господством осоковых. Климатические условия были несколько суровее или близки к современным.

Итак, в разрезе р. Утки полнее представлены мореноподобные среднеплейстоценовые отложения, перекрывающие их позднеплейстоценовые осадки пестрой толщи, являющиеся образованиями мелких водоемов, и голоценовые торфяники.

РАЗРЕЗ ИЧА

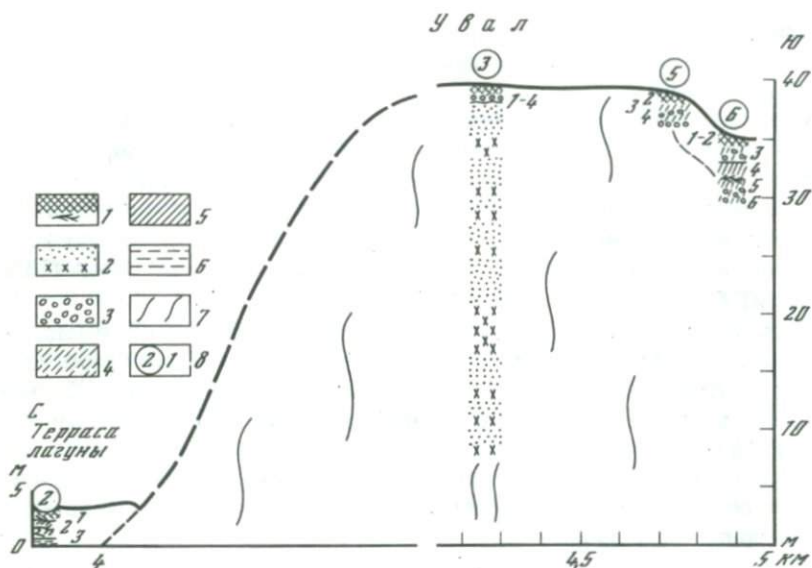
Рельеф района (рис.18). Приморская структурно-денудационная равнина постепенно понижается к морю. Поверхность равнины увалистая, слабо-волнистая, осложненная низкими пологими холмами. Холмы имеют преимущественно меридиональное и субмеридиональное простирание, совпадающее с направлением тектонических структур района. В береговых абразионных обрывах высотой 30–40 м вскрывается строение увалов, сложенных терригенными породами эрмановской и энемтенской свит, реже – более древними образованиями кавранской серии. Вдоль обрыва протягивается песчано-галечный пляж шириной до 20–30 м.

В узкой прибрежной полосе в склоны увалов врезаны террасовидные урвни, протягивающиеся вдоль берега моря на отметках около 30, 35–40 и 40–45 м, шириной до 30–40 м, возможно, представляющие древние террасы морского либо речного происхождения.



Р и с. 18. Геоморфологическая схема района разреза Ича

1 - поверхность увала структурно-денудационной равнины (40–45 м); 2 - терраса (а) речная и террасовидный уступ 35–40 м (б); 3 - терраса лагуны; 4 - пересыпь; 5 - абразионный уступ и местоположение расчисток



Р и с. 19. Схематический разрез Ича

1 – торф и растительные остатки; 2 – песок и песчаник, 3 – галечник и гравий, 4 – супесь, 5 – суглинок; 6 – ил; 7 – осыпи; 8 – номера расчистки и слоя

Между увалами располагаются долины рек Ичи, Первой, Второй и т.д., притоки которых расчлениают увалы на отдельные останцы. Днища речных долин в приморской части равнины плоские, сильно заболоченные с 1–2 террасами. В устьевых частях долины расширяются за счет освоения древних межувальных понижений – реликтов лагун и лиманов.

На всем протяжении побережья вдоль берегового уступа протягивается шнурубразная лагуна, отделенная от моря песчано-галечной пересыпью. Ширина лагуны 0,2–0,5 км, глубина до 10–20 м. На участках межувальных понижений со стороны суши вдоль лагуны прослеживается низкая аккумулятивная терраса высотой 2,5–3,0 м. Пересыпь (коса) высотой до 5–7 м, отделяющая лагуна от моря, имеет асимметричное строение с крутым склоном, обращенным в сторону моря. Тыловая часть пересыпи пологая, заросшая травянистой и низкой кустарничковой растительностью.

История изучения. Упоминание о сел. Ича, расположенном на месте бывшего островка Оаут, имеется в работе В.Н. Тюшова (1906), где сказано, что эти места известны еще со времен путешествия С.Крашенинникова, а в устье р. Ичи отмечается высокая песчаная гора Как-ын.

Описание разреза (рис.19). Строение 2,5 м лагунной террасы вскрыто расчисткой (т.2) на юго-восточном берегу лагуны (сверху вниз):

- | | |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------|
| | Мощность, м |
| 1. Под слоем мха лежит торф, в верхней части черно-бурый, пронизанный корнями растений, в нижней части буро-коричневый. | 0,0–0,5 |

- | | |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| 2. Тонкое переслаивание растительной трухи и прослоев супеси с растительными остатками, мощность прослоев 0,1–0,15 см. В верхней части преобладают черно-бурые прослой растительного материала, внизу количество терригенного материала увеличивается. Нижний контакт постепенный | 0,50–1,30 |
| 3. Ил сизовато-серый, уплотненный, влажный, в нижней части опесчаненный, с редкой галькой, пятнами ожелезненный | 1,30–2,40 |

В разрезе представлены осадки мелководной лагуны, слагающие позднеголоценовую террасу.

В районе моста через лагуну, в абразионном уступе, изучено строение водораздельного увала высотой 45–50 м (т. 3, сверху вниз):

- | | Мощность, м |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------|
| 1. Супесь гумусированная, коричневая, пронизанная корнями растений | 0,0–0,15 |
| 2. Супесь темно-коричневая, насыщенная тонкодисперсной органической массой, в средней и нижней частях слоя с гравием и галькой | 0,15–0,30 |
| 3. Супесь и песок буровато-коричневые, ожелезненные, с галькой, особенно многочисленной в основании слоя, нижняя граница неровная, затеками | 0,3–0,5 |
| 4. Суглинок легкий, серый, с галькой и гравием. В базальном горизонте галечник. Нижняя граница неровная, размыта | 0,5–0,9 |
| 5. Песок грубозернистый и гравий хорошо отмытые, сортированные, желто-серые, слоистые | 0,5–1,1 |
| 6. Переслаивание песка серовато-желтого, среднезернистого и песка охристо-желтого, разнозернистого, величина прослоев 0,5–4,0 см. В нижней части слоя прослой песчаника мергелистого, светло-желтого, 1,1–2,1 м. Ниже, до пляжа лагуны, вскрывается чередование слоев песчаника желто-серого и песка разнозернистого, серого, с крупной диагональной и косой слоистостью, с прослоями гравия и глины мергелистой, светло-серой. Породы прослоями ожелезнены и содержат линзы и слои лигнита и бурого угля | 2,8 (видимая) |

В разрезе выделяются три толщи осадков. Слои 1–4 представляют покровные плейстоценовые образования. Слои 5–6 служат цоколем увала, сложенным породами неогена.

Несколько иной разрез верхней части увала вскрыт в 0,5 км южнее (т.5, сверху вниз):

- | | Мощность, м |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------|
| 1. Торф темный | 0,0–0,2 |
| 2. Супесь желто-бурая, с гравием и мелкой галькой | 0,2–0,5 |
| 3. Суглинок серо-бурый, неяснослоистый, с многочисленными галькой и валунами, опесчаненный. По составу среди обломочно-го материала преобладают эффузивы и песчаники. Упаковка гальки и валунов в слое плотная, залегание согласное напластованию | 0,5–2,0 |
| 4. Галечник ожелезненный, выполненный супесью, серой, с линзами песка разнозернистого | 2,0–2,4
(видимая) |

В 0,15 км западнее и ниже по склону вскрывается строение более низкой (35–40 м) террасовидной поверхности (т. 6 сверху вниз)

- | | |
|-----------------------------------------------------------------|----------|
| 1. Супесь сильно гумусированная | 0,0–0,05 |
| 2. Торф темно-бурый, супесчаный, с включениями гальки | 0,05–0,2 |

- | | |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------|
| 3. Галечник с заполнителем из супеси серовато-бурой. Галька располагается в слое ориентированно, уплощенной поверхностью по напластованию. Отложения интенсивно ожелезнены. | 0,2–2,5 |
| 4. Суглинок и супесь сизо-серые, уплотненные, с небольшим количеством гальки, в верхней части ожелезненные. | 2,5–3,0 |
| 5. Переслаивание супеси и суглинка опесчаненных, сизовато-серых, содержащих гальку и гравий, величина прослоев, 0,3–0,7 м. Среди отложений отмечаются прослои, обогащенные растительными остатками мощностью 5–12 см. В слое насчитывается три прослоя, обогащенных растительными остатками. Верхний из них почти не содержит минеральных включений, два нижних представляют супесь темную с многочисленной галькой. Прослоями отложения интенсивно ожелезнены. | 3,0–5,0 |
| 6. Галечник в супесчаном заполнителе; ожелезненный до охристого цвета, местами сцементированный окислами-гидроксидами железа в плотный конгломерат. | 5,0–5,4
(видимая) |

В разрезе выделяются две пачки пород – верхняя супесчано-галечная (слой 3) и нижняя (слой 5), более тонкая по составу – супесчано-суглинистая, ее некоторые прослои обогащены растительными остатками, в основании с ожелезненными галечниками слоя 6. Отложения слоя 4, возможно, представляют частично переработанную физическим выветриванием верхнюю часть нижней пачки пород.

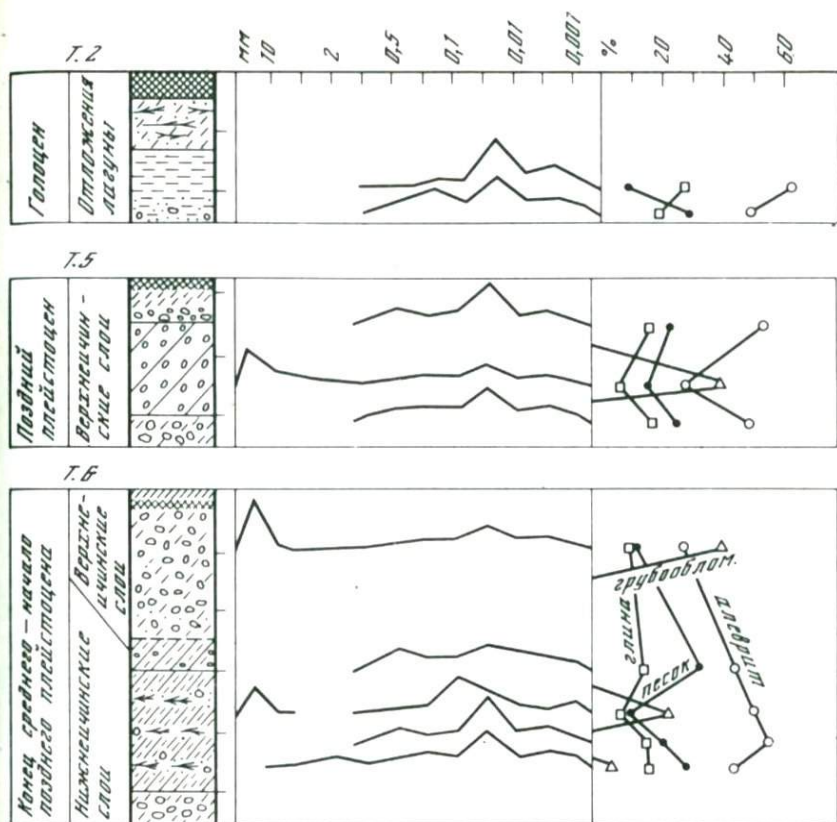
Абсолютные датировки. По разрезу новейших отложений выполнены шесть радиоуглеродных датировок. Из них пять сделаны по разрезу торфяной залежи, изученной Н.А. Хотинским (1971) по левому берегу р. Ичи в 1 км выше ее устья (в тыс. лет).

- 1 – торф осоковый, глубина 1,2–1,3 м, $1,61 \pm 0,13$ (МГУ–ИОАН–62);
- 2 – торф осоковый, глубина 1,5 м $3,62 \pm 0,15$ (МГУ–ИОАН–63);
- 3 – торф сфагновый, глубина 2,1–2,2 м, $4,86 \pm 0,11$ (МГУ–ИОАН–136);
- 4 – торф, глубина 2,35–2,45 м, $5,8 \pm 0,16$ (МГУ–ИОАН–135);
- 5 – торф, глубина 2,7–2,75 м, $4,15 \pm 0,12$ (МГУ–ИОАН–134).

По разрезу 6 выполнена одна радиоуглеродная датировка: более 34 тыс. лет (МГУ-151).

Гранулометрический анализ. (рис. 20). Отложения низкой террасы (расчистка 2) состоят из алевритов с незначительным включением гравийно-мелкогалечного материала. В гранулометрическом спектре отложений преобладает фракция 0,01–0,05 м (большой пик на гранулограмме). Небольшие "всплески" на гранулограммах отмечаются в песчаной и глинистой частях спектра, что соответствует увеличению процентного содержания фракций мелкого песка (0,25–0,1 мм) и глины (0,001–0,005 мм). От подошвы слоя к его середине сокращается содержание песка с 29,7 до 9,5% и увеличивается содержание алеврита (с 50 до 63%) и глины (с 20,3 до 27,5%), что, видимо, указывает на неустойчивость режима осадконакопления.

Отложения, вскрываемые в разрезе 6, имеют мореноподобный облик и различный механический состав. Наряду с преобладающим дисперсным материалом в осадках весьма многочисленны галька и валуны. Гравийных



Р и с. 20. Гранулометрическая характеристика отложений разреза Ича расчистки (2,5–6). Условные обозначения см. на рис. 19

и крупнопесчаных частиц, как правило, нет. Отмечается последовательное увеличение снизу вверх содержания валунно-галечного материала с 5,0 до 42,9% и уменьшение количества алевритовой составляющей отложений (от 58,7 до 30,8%). Глинистая составляющая по разрезу практически не меняется (10–18%), а песчаная существенно колеблется. Не исключено, что это отложения лагуны, включающие значительное количество грубообломочного материала, попавшего в лагуну во время штормов с близлежащей пересыпи, и принесенного наплавным льдом.

Отложения, вскрываемые в расчистке 5, по внешнему облику и по гранулометрическому составу, весьма схожи с отложениями расчистки 6. В разрезе наблюдается переслаивание грубообломочного материала с более тонкими осадками алевритового состава. Количество частиц песчаной и глинистой фракций колеблется в пределах 25,0–28,0% и 19,1–20,2% соответственно. В прослойках содержащих валунно-галечный материал, отмечается резкое уменьшение мелких фракций. По-видимому, эти отложения, так же как и рассмотренные ранее, – лагунного генезиса с подчи-

ненным участием агентов, способствующих разносу грубообломочного материала.

Породы энемтенской свиты, выходящие в основании разреза увала (расчистка 3), представлены относительно хорошо сортированными песками с косой и горизонтальной слоистостью, видимо, накапливавшимися в прибрежной зоне моря и лагунах. Песчаная составляющая гранулометрического спектра отложений постепенно уменьшается от 85,5 в подошве толщи до 35,3% в ее кровле, а алевритовая — увеличивается от 12,1 до 46,9%. Количество частиц глинистой фракции незначительно (0,91—5,1%).

Минералогический анализ. Терригенно-минералогические спектры новейших отложений ичинского разреза характеризуются весьма скудным набором минералов. Ведущим компонентом (ср. 38,8%) в тяжелой фракции служит ромбический пироксен-гиперстен (см. табл. 3). Моноклинные пироксены составляют 18,8%, роговая обманка (обыкновенная) — 15,2%, ильменит — 10,4%, обломки пород — 8,3%. Отмеченные компоненты (ромбические и моноклинные пироксены, роговая обманка, ильменит и обломки пород) в сумме составляют 94,9% тяжелой фракции. Из остальных минералов следует отметить эпидот и гранат, количество которых не превышает 3%.

Среди минеральных зерен преобладают нескатанные, либо слабоокатанные обломки. Неустойчивые к выветриванию минералы в сумме составляют 78—99% тяжелой фракции, что наряду со свежим обликом зерен свидетельствует о суровых климатических условиях времени осадкообразования и хорошей консервации осадков в последующие эпохи.

Аутигенные минералы во фракции 0,1—0,25 мм почти не встречаются за исключением гидроокислов железа, присутствующих в различных количествах в отдельных слоях.

Породы энемтенской свиты, слагающие основание увала, характеризуются наиболее бедным набором минералов. В них преобладают пироксены и роговая обманка и практически отсутствуют эпидот и гранат. На фоне качественного постоянства минерального состава пород среди них можно выделить несколько пачек. Лежащие в основании разреза пески имеют максимально высокое по разрезу содержание роговой обманки (41%) и низкий коэффициент устойчивости (0,01). В верхней части разреза пески и песчаники отличаются резким сокращением содержания роговой обманки (до 3—4%), повышенным количеством ильменита (10—12%) и соответственно более высоким коэффициентом устойчивости (0,12—0,15). Характерно присутствие аутигенных гидроокислов железа в виде стяжений (4—12%) и ржавого налета на минеральных зернах.

Среди илейитовых отложений (переслаивание супеси, суглинков и песков, интервал — 0—3,0 м) содержание роговой обманки повышается до 23—26%. Ведущую роль в спектре играет гиперстен (до 40—54%), кристаллы которого часто прекрасно сохранены. Появляются темноцветные рудные минералы, эпидот и гранат (до 3%). Все это свидетельствует о некоторой перестройке участков сноса в области питающих провинций. Уменьшение содержания ильменита и снижение коэффициента устойчивости минералов (0,04) указывает на относительно спокойную среду осадкообразования. Особенность отложений верхней пачки заключается в белесом

налете на зернах минералов. Например, на глубине 1,5 м он отмечается примерно у 50–60% зерен. Образование подобного налета Э.Г. Ананьева (1969) связывает с деятельностью морозного выветривания в условиях резко континентального климата.

Отложения, вскрытые в расчистках 5 и 6 террасовидных поверхностей разреза Ича, характеризуются более высоким содержанием ильменита (ср. 21%). Динамические условия формирования этих осадков были весьма активными. Во всех слоях на зернах минералов в небольшом количестве отмечается белесый налет, свидетельствующий о суровости климата. Частая изменчивость механического и минералогического состава отложений от слоя к слою косвенно указывает на континентальное происхождение осадков. Например, в базальном горизонте (5,0–5,4 м) расчистки 6 отмечается низкий коэффициент устойчивости и ржавый налет на 90 зернах. В слое 5 (глубина 3,9–5,0 м) довольно высокое содержание ильменита, коэффициент устойчивости 0,23; еще выше – в пачке супесей и суглинков (2,5–3,0 м) количество ильменита сокращается, а коэффициент устойчивости снижается до 0,11. Выше (0,2–2,5 м) содержание ильменита и коэффициент устойчивости вновь возрастают, составляя соответственно 19 и 0,27%.

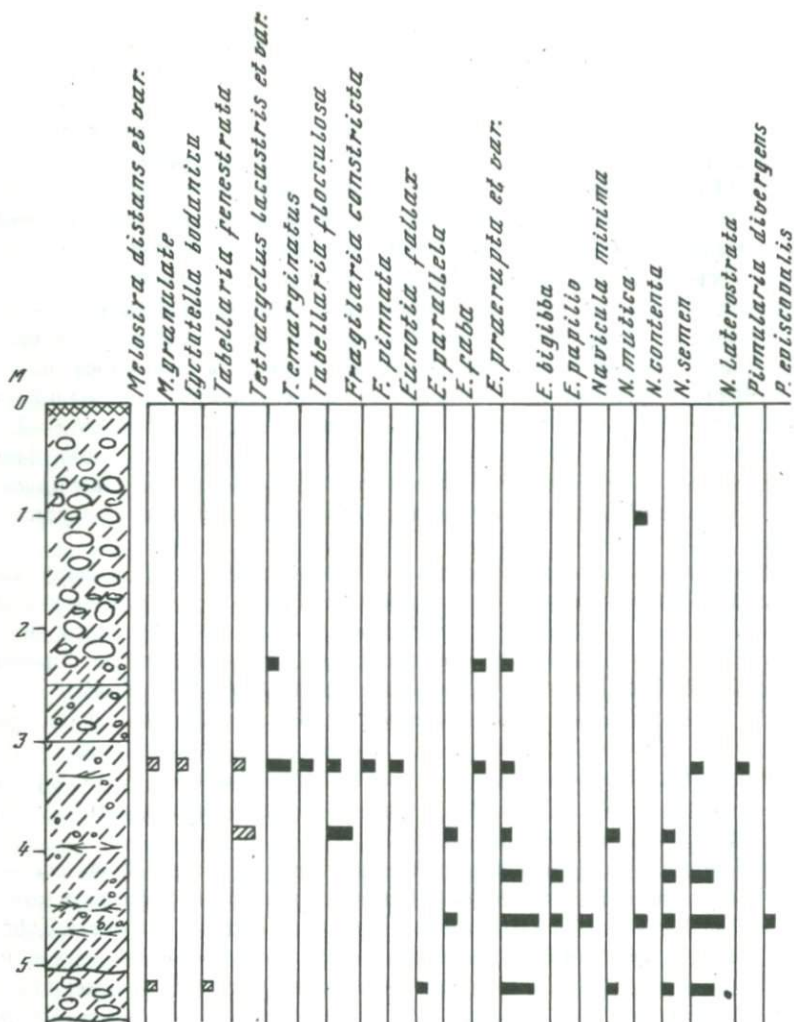
Диатомовый анализ. В отложениях разреза Ича (т. 6) обнаружено 70 пресноводных и пресноводно-солонатоводных видов и разновидностей диатомей, принадлежащих к 18 родам (рис. 21). По характеру диатомовых комплексов разрез делится на три части. В образцах, отобранных в нижней части разреза (5–7), количество диатомей колеблется от 14 до 30. Планктонные виды составляют всего 3%: *Melosira distans* var. *alpigena* et var. *lirata*, *Cyclotella bodanica*. Доминируют среди бентосных диатомей северные и северо-альпийские виды: *Eunotia praerupta* и ее варианты, *Navicula semen*, *Pinnularia lata*, *P. borealis*, *Neidium bisulcatum*, *Caloneis silicula* var. *alpina*, *Cymbella gracilis*.

В средней части разреза количество форм в образцах (3–4) составляет 17–29. Планктонные диатомей отмечены в несколько большем количестве (9–27%): *Melosira distans* var. *lirata* f. *seriata*, *M. granulata*, *Tabellaria fenestrata*. В бентосной группе уменьшается видовое разнообразие и встречаемость холодноводных видов: *Tetracyclus lacustris* et var. *capitatus*, *Neidium bisulcatum*, *Caloneis silicula* var. *alpina*, *Cymbella gracilis*, разнообразные виды *Eunotia* (*E. pectinalis* var. *minor*, *E. parallela*, *E. faba*, *E. sudetica*, *E. praerupta*) и др.

В верхней части разреза количество диатомей в образцах мало – 7–9 видов. Планктонные формы отсутствуют. Среди бентосных в массе встречаются такие холодноводные виды, как *Pinnularia lata*, *P. borealis*. Остальные встречаются единично.

Результаты диатомового анализа свидетельствуют о суровых климатических условиях эпохи накопления осадков нижней и верхней части разреза Ича и умеренных – в период формирования отложений средней части.

В основании расчистки 2 (образец 6) обнаружены 23 пресноводных и пресноводно-солонатоводных формы, принадлежащие к 10 родам. На долю планктонных диатомей приходится 12% *Melosira distans*, *M. italica* subsp. *subarctica*, *Tabellaria fenestrata*. Диатомей бентической группы в

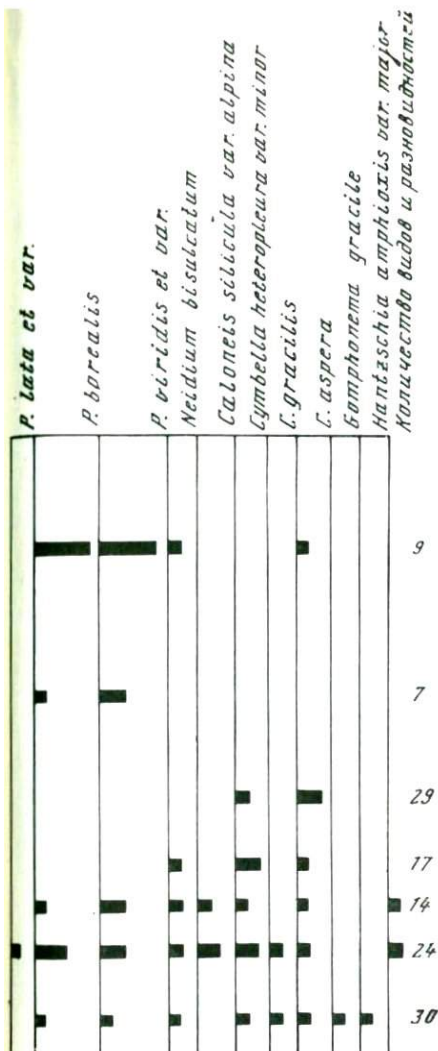


экологическом отношении неоднородны, что свойственно диатомовым комплексам пойменной фации аллювия. Господствуют болотные виды *Tabellaria flocculosa* и представители рода *Eunotia* (*E. fallax* var. *gracillima*, *E. praerupta* et var. *muscucola*, *E. didon*, *E. suecica*, *E. robusta* var. *diadema*). Субдоминантами являются почвенные диатомеи (*Navicula contenta* et var. *biceps*, *Pinnularia borealis*, *Hantzshia amphioxys*), присутствуют реофильные (*Meridion ciculare* var. *constrictum*). Судя по преобладанию холодноводных диатомей и спорово-пыльцевым спектрам, климат в период осадконакопления был холодным.

Палинологический анализ. По характеру спорово-пыльцевых спектров отложения расчистки 6 разреза Ича можно разделить на три части

Р и с. 21. Состав диатомей разреза Ича (расчистка 6)

Условные обознач. см. на рис. 14 и 19

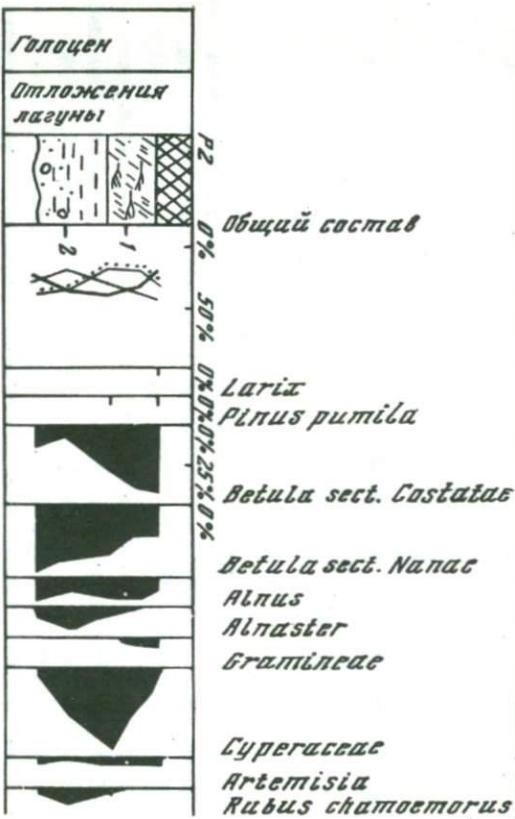
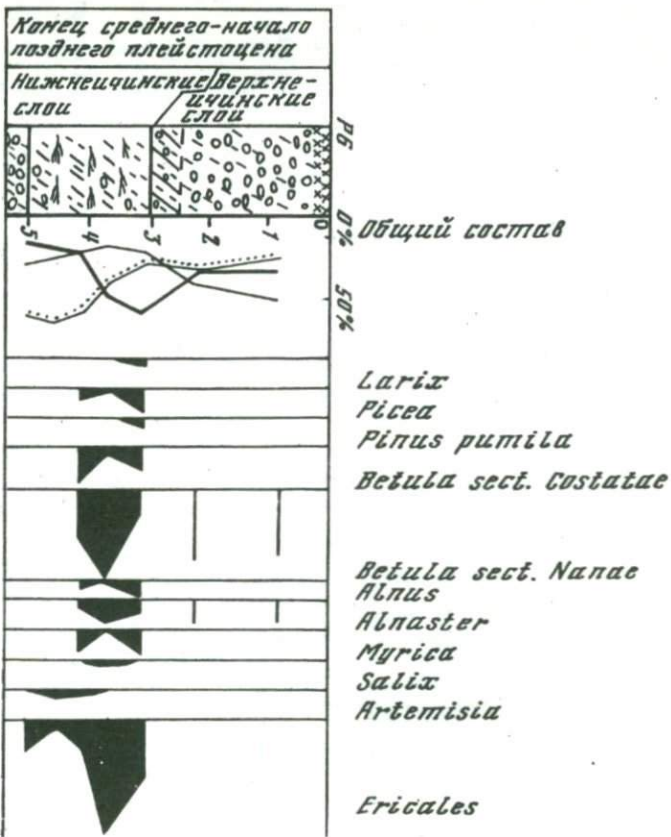


(рис. 22). В нижней части отложенной (слой 6) абсолютно господствует пыльца травянистых растений (до 79%), преимущественно разнотравья: Caryophyllaceae (33%), Polygonaceae (27%), Sanguisorba (9%), Boraginaceae (7%), Compositae (6%), Ranunculus (4%) и др. Среди спор выделяется *Lycoperidium alpinum*. Для средней части разреза (слой 5) вначале наряду с высоким содержанием пыльцы травянисто-кустарничковой группы (65%) характерно увеличение пыльцы деревьев и кустарников. Кроме пыльцы *Betula middendorffii*, *B. exilis*, *B. ermani*, *Myrica*, *Alnus*, *Alnaster*, появляется пыльца *Picea sect. Omorica* (11%). В составе спор *Lycoperidium* — представители не только тундровых, но и лесных сообществ (*L. alpinum*, *L. pungens*, *L. annotinum*, *L. complanatum*). Постепенно вверх по разрезу в общем составе начинает преобладать пыльца древесно-кустарничковой группы (63%). Интересно отметить увеличение пыльцы *Picea* (до 22%), пыльца деревьев и кустарников становится разнообразнее: помимо *Picea*, отмечаются *Pinus sect. Cembra* (35%), *Larix* (1%), *Myrica*

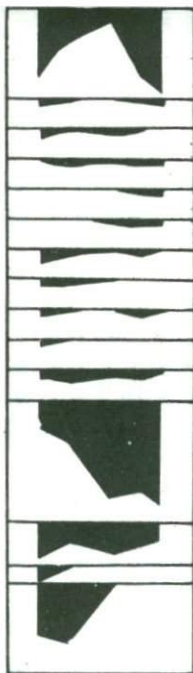
(19%), *Betula sect. Costatae* (20%), *B. sect. Nanae* (20%), *Alnus* (9%), *Alnaster* (7%). Для пыльцы травянисто-кустарничковой группы характерно преобладание *Fricales* (47%), для спор — *Polypodiaceae* (до 88%).

В верхней части разреза количество пыльцы древесных и кустарничковых пород сокращается, состав их обедняется, остается лишь пыльца *Betula exilis* и *Alnaster*. Увеличивается количество спор (до 53%), среди которых преобладают *Lycoperidium pungens* и *L. alpinum*.

В расчистке 5 спорово-пыльцевые спектры отложений характеризуются господством пыльцы травянисто-кустарничковых растений (52%), в ее составе доминирует группа *Ericales* (до 87%). Среди пыльцы древесно-кустарничковой группы нет пыльцы древесных пород. Видимо, во время на-



Р и с. 22. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Ича (расшистки 2 и 6)
Условные обознач. см. на рис. 19

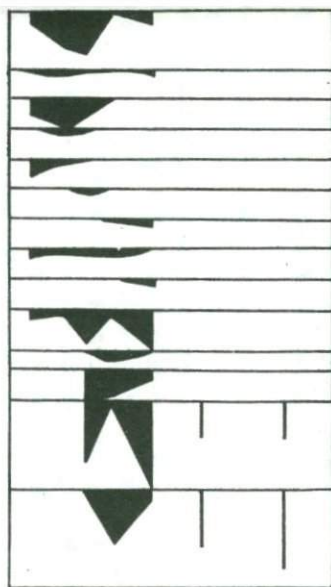


Ericales
Polygonum
Rumex
Sanguisorba
Umbelliferae
Boraginaceae
Thalictrum
Polemoniaceae
Onagraceae
Hydrocharitaceae
Varia

Sphagnum

Polypodiaceae
Filicales

Lycopodium



Polygonaceae
Sanguisorba
Caryophyllaceae
Ranunculus
Boraginaceae
Valerianaceae
Umbelliferae
Compositae
Nymphaeaceae
Varia
Bryales
Sphagnum

Polypodiaceae

Lycopodium

копления толщи на территории развивалась кустарниковая и кустарничковая тундра.

В разрезе лагунной террасы (расчистка 2) спорово-пыльцевые спектры осадков не отличаются большим разнообразием (см. рис. 22). Содержание основных групп компонентов общего состава сходно в процентных соотношениях. Для пыльцы древесно-кустарниковой группы характерны зерна мелколиственных пород и, в частности, пыльца *Betula sect. Costatae*, которая увеличивается в верхней части разреза до 53%, *Alnus* и кустарниковых видов *Betula exilis*, *B. middendorffii*, *Alnaster*. В верхней части отмечены единичные зерна *Larix* и *Pinus pumila*.

Пыльца травянисто-кустарниковой группы разнообразна. В нижней и верхней частях преобладает группа *Ericales* (50–77%). Из пыльцы разногравья встречены зерна *Rubus*, *Thalictrum*, *Rumex*, *Polemoniaceae*, *Compositae*, *Onagraceae*, *Umbelliferae*, *Boraginaceae*, *Sanguisorba* и др. В средней части доминирует пыльца *Cyperaceae* (до 67%). Состав спор изменяется снизу вверх: вначале господствуют споры преимущественно тундровых видов *Lycopodium* (42%), вверх увеличивается количество *Sphagnum* (до 86%).

Заключение по разрезу. В районе Ичи строение увалов существенно отличается от разрезов, расположенных южнее, на участках Хомутина–Митога и Утка. Увалы в районе Ичи сложены коренными породами энемтенской и других свит неогена, перекрытыми маломощным чехлом плейстоценовых и голоценовых отложений. По составу породы энемтенской свиты представлены песком и песчаником с прослоями гравия и мергелистых глин, реже — угля и лигнита. В минералогическом составе песков набор минералов бедный, с преобладанием в тяжелой фракции пироксенов и роговой обманки. В верхней части отложения выветрелые ожелезнены, на них по неровному контакту ложатся различные плейстоценовые образования небольшой мощности. Среди них можно выделить три типа осадков: водные и водно-ледниковые континентальные отложения, покровные, осадки лагуны и современной прибрежной зоны моря (пересыпь, пляж).

Плейстоценовые отложения характеризуются изменчивостью гранулометрического и минералогического составов от слоя к слою. От подстилающих пород энемтенской свиты они отличаются худшей сортировкой, невыдержанностью гранулометрического состава. В их минералогических спектрах возрастает содержание ильменита, граната, эпидота, что свидетельствует как о динамичных условиях среды осадконакопления, так и о структурной перестройке в областях сноса. Характерен белесый налет на зернах минералов, по-видимому, связанный с активностью физического выветривания в условиях холодного континентального климата. В генетическом отношении это преимущественно отложения обширных внутриконтинентальных водоемов (на что указывают комплексы пресноводных северных и североальпийских диатомей) со значительным участием в осадконакоплении водно-гляциальных (разнос грубообломочного материала плавающим льдом), флювиогляциальных процессов. Возраст отложений условно принимается нами как среднеплейстоценовый. По литологическому составу, характеру диатомовых комплексов и спорово-пыльцевых спектров среди них выделяются три пачки пород. В основании,

в слое базального галечника, содержатся споры и пыльца, указывающие на холодную климатическую эпоху. Выше залегает пачка супесей и суглинков, слоистых с большим количеством растительных остатков. Во время формирования этих осадков преобладали древесно-кустарниковые ассоциации с господством еловых лесов, а климат был относительно теплым и влажным.

Верхняя пачка пород — супесчаная, с большим количеством грубообломочного материала — по-видимому, вновь накапливалась в холодных озерах и лагунах в суровых климатических условиях, возможно, при непосредственном влиянии ледников. Отложения содержат многочисленные споры и пыльцу травянистых растений. Из пыльцы древесно-кустарниковой группы встречается лишь пыльца карликовых видов березы и ольхи.

Среди голоценовых осадков в районе Ичи широко представлены торфяники. Органогенными осадками сложена низкая двухметровая терраса, обрамляющая лагуну в устье р. Ичи. Судя по преобладанию холодноводных диатомей и спорово-пыльцевым спектрам климатические условия в период ее формирования были относительно холодными. Подробное описание органогенных осадков по разрезу низинного торфяника в 1 км выше устья р. Ичи приводится Н.А. Хотинским (Хотинский, Шлюков, 1973). По их мнению, в голоцене в районе р. Ичи господствовали болотно-лесные ландшафты, а в состав древостоя входили лишь две породы — береза и ольха. По разрезу Ичинского болота существенный палеогеографический рубеж отмечается около 4300—4500 лет назад. В более древних отложениях содержится минимальное количество пыльцы кустарников, почти отсутствуют ель, *Myrica* и споры тундровых и альпийских плаунов — *Lycopodium alpinum*, *L. pungens*. В более молодых осадках существенно возрастает содержание пыльцы ольхового стланика, кустарниковых видов берез, ив, что, по мнению Н.А. Хотинского и др. (1973), указывает на некоторое увеличение увлажнения (ель, восковница). Таким образом, спорово-пыльцевая диаграмма разреза и серия радиоуглеродных датировок дают четкие представления об изменении характера растительности и колебаниях климата района в голоцене.

СТРАТИГРАФИЯ НОВЕЙШИХ ОТЛОЖЕНИЙ
ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ

Вся территория Западной Камчатки покрыта геологической съемкой, но материалы изучения новейших отложений почти не опубликованы. Крайне схематично они изложены в Геологии СССР, т. XXXI (1964). Особенно неблагоприятно обстоит дело с публикацией фактического материала, описанием конкретных разрезов и данных аналитической обработки новейших отложений Западной Камчатки, являющихся основой стратиграфических построений. Их буквально единицы. Г.П. Казакова (Брайцева и др., 1968) в районе Усть-Большерецка в песчано-галечных и валунно-галечных отложениях неясного генезиса отметила присутствие степных и луговых спорово-пыльцевых спектров, указывающих на климатические условия, близкие к современным. Эти же отложения О.А. Брайцева с соавторами (1968) отнесла к ледниковым образованиям, с чем трудно согласиться, учитывая характер спорово-пыльцевых спектров осадков. В 1960 г. Л.П. Грязнов (История развития . . ., 1974) пески с гравием и галькой, залегающие на водоразделе рек Хомутина—Утка, отнес к морским образованиям.

Для северных районов Западной Камчатки — территории Тигильских поднятий — схема стратиграфии плейстоцена предложена А.Р. Гепнером (1965). В ней автор в основном по палеоботаническим материалам среди четвертичных образований выделил ряд горизонтов. Представляется, что возраст отложений, находящихся в нижней части схемы А.Р. Гепнера, существенно омоложен. Так, судя по работам В.Н. Синельниковой (1967, 1969), установившей в породах энемтенской свиты присутствие морских моллюсков, близких малакофауне из среднеплиоценовых отложений Сахалина и Японии, эти же образования, развитые на северо-западе Камчатки, очевидно, доплейстоценовые и допозднеплиоценовые. На доплейстоценовый возраст энемтенских отложений указывает и ископаемая флора из континентальных аналогов энемтенских осадков района Тигиля, близкая флоре эрмановской свиты (Челебаева, 1971). Лежащие на них аллювиальные косослоистые пески хайрюзовского горизонта по стратиграфическому положению и литологическому сходству с толщей диагональных песков более южных районов Западной Камчатки, возможно, надо относить к концу плиоцена — началу плейстоцена.

О новейших отложениях Западной Камчатки имеются публикации В.Г. Беспалого и др. (1968, 1970, 1974). По материалам изучения

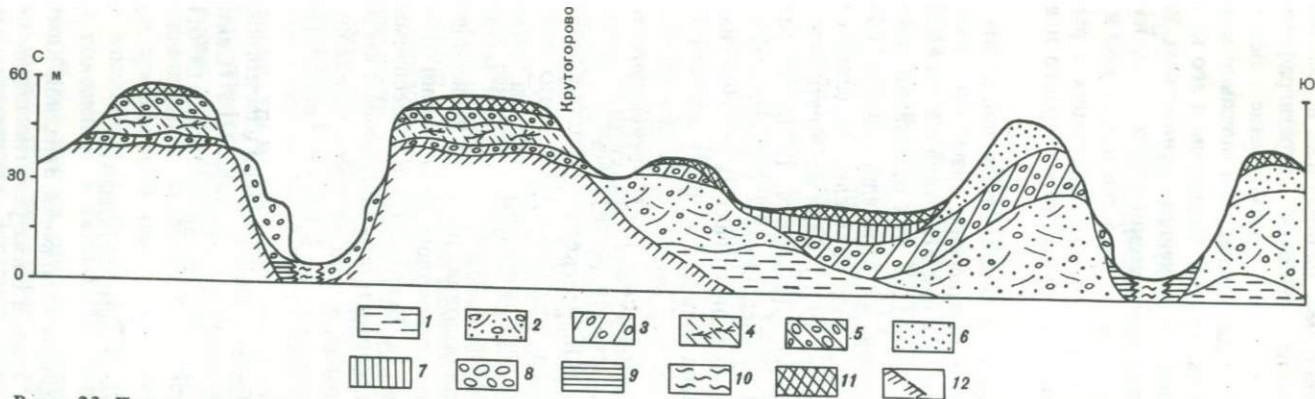
береговых разрезов от устья р. Хомутина до мыса Левашова с использованием данных о палеомагнетизме, палинологии и диатомеям В.Г. Беспалым (1974) предложена рабочая стратиграфическая схема Западной Камчатки. Критическое рассмотрение некоторых представлений этих исследователей дано ранее, при описании конкретных разрезов. Следует только заметить, что В.Г. Беспалым и его коллегами опубликованы интересные сведения о новейших отложениях Западной Камчатки, однако интерпретация, фактического материала, на наш взгляд, не совсем убедительна. Особенно это касается возрастной и генетической характеристики отложений и, в частности, выделения в раннем плейстоцене осадков трех оледенений: хомутинского, первого и второго митогинского.

Учитывая литологические особенности отложений и находки в верхней части их пресноводных диатомей отнесение сизых суглинков с галькой к морене в обрывах между устьями рек Хомутина и Утка весьма сомнительно. Одним из аргументов датирования этих отложений ранним плейстоценом является факт перекрытия их межледниковыми среднеплейстоценовыми осадками, возраст которых определен по данным спорово-пыльцевого анализа (Беспалый и др., 1970). Если же обратиться к упомянутым палинологическим материалам (Давидович, 1971), то рассмотрение их вызывает ряд вопросов. В межледниковых (уткинских) отложениях отмечена немногочисленная пыльца экзотических растений, имеющая решающее значение для определения древнего возраста осадков. Однако она, по видимому, переотложена, так как трудно допустить существование на Западной Камчатке после длительного предшествующего оледенения столь теплолюбивой, типично неогеновой растительности, на что справедливо указывают О.А. Брайцева и И.В. Мелекесцев (История развития. . ., 1974). Следует добавить, что нашими исследованиями в этих отложениях разреза Утка получены типично плейстоценовые спектры, фиксирующие эпохи потепления и похолодания, а радиоуглеродным методом определен возраст осадков как вторая половина позднего плейстоцена (33–39 тыс. лет назад). Результаты радиоуглеродного датирования отложений пестрой толщи (уткинский горизонт по Беспалому) В.Г. Беспалым вообще игнорируются по причине их несоответствия полученным им данным (Беспалый, Давидович, 1974). Правда, в этой же статье по району Пенжины другие радиоуглеродные даты положены в основу хронологии осадков пенжинского горизонта.

В последние годы вопросами стратификации и палеогеографии плейстоцена Западной Камчатки занимаются географы МГУ (Свиточ, Воскресенская, 1975; Алешинская и др., 1976; Боярская и др., 1976, Кривулин, Свиточ, 1977).

НОВЕЙШИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Изучение разрезов новейших отложений Западной Камчатки в районах Ичи, Хомутины—Митоги и Утки, а также рекогносцировочные наблюдения в обрывах прибрежной низменности от устья р. Хайрюзова до устья р. Большой позволяют выявить порядок напластования новейших осадков



Р и с. 23. Принципиальная схема залегания новейших отложений Западной Камчатки

1 – нижнехомутинская свита; 2 – верхнехомутинская свита; 3 – усть-уткинская свита; 4 – нижнеичинские,

5 – верхнеичинские, 6 – усть-большерецкие; 7 – пестрая толща, голоценовые отложения; 8 – аллювиальные; 9 – лиманные; 10 – морские; 11 – органогенные; 12 – кровля коренных пород

(рис. 23), представляющих ряд естественных геологических тел, и произвести корреляцию их разрезов (рис. 24), выделить следующие стратиграфические подразделения (снизу вверх): нижнехомутинскую свиту (поздний плиоцен), верхнехомутинскую свиту (конец плиоцена — начало плейстоцена), усть-уткинскую свиту (средний плейстоцен), нижнеичинские слои (конец среднего — начало позднего плейстоцена), верхнеичинские слои (середина позднего плейстоцена), усть-большерецкие слои (середина — конец позднего плейстоцена), отложения пестрой толщи (конец позднего плейстоцена) и голоценовые образования (рис. 25).

Нижнехомутинская свита сизых илов и глин (поздний плиоцен). К нижнехомутинской свите отнесены отложения, выходящие в основании береговых обрывов южнее устья р. Хомутины и в районе пос. Зуйково. По-видимому, эти же образования отмечены А.В. Щербаковым (1938) у р. Кихчик. Стратотипом отложений свиты служит разрез Хомутина—Митога, где вскрывается толща плотных илов и глин сизых и серо-сизых, хорошо сортированных, обычно неяснослоистых. В разрезе у пос. Зуйково отложения тонкогоризонтально-слоистые с прослоями песков серо-сизых, тонкозернистых. По гранулометрическому составу среди осадков преобладают алевриты и глины. Фракция 0,05—0,01 мм составляет 33—38%. По минералогическому составу среди тяжелой фракции доминирует роговая обманка, многочисленны гиперстен и моноклинные пироксены, часто встречаются ильменит и гранат. Коэффициент устойчивости отложений низкий (0,24).

Рекогносцировочный палеомагнитный анализ установил, что илы и глины имеют положительную остаточную намагниченность при большом изменении величин остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости. Для спорово-пыльцевых спектров отложений нижнехомутинской свиты характерно (см. рис. 10) преобладание пыльцы древесной растительности и спор. Среди пыльцы древесной растительности доминирует пыльца ольхи и различных видов сосны, постоянно встречается пыльца ели, березы и *Mugica*. Преобладают споры *Polypodiaceae* и *Lycopodium*, весьма многочисленна пыльца экзотических растений *Juglans*, *Carpinus*, *Taxodiaceae*, *Tsuga* и др. По-видимому, к отложениям свиты относятся и сборы Б.В. Наливкина и Г.А. Дягилева растительных остатков в синих глинах района Кихчика, среди которых А.И. Поярковой определены *Acer*, *Plex*, *Quercus*, *Osmunda* (Щербаков, 1938). Вероятно, именно из толщи сизых илов И.А. Купцовой (Беспалый, Давидович, 1974) определены многочисленные пресноводные планктонные и бентические диатомеи с редкими морскими формами (*Melosira sulcata*, *Thalassiosira antiqua*, *Th. graviora* и др.).

Геохимический анализ илов и глин указывает на колебание в них содержания хлора и величины рН водной вытяжки. В нижней части количество иона Cl максимальное (0,098%), рН щелочной. Вверх содержание хлора уменьшается, а рН становится кислым.

Видимая мощность отложений свиты 24 м. Кровля их неровная, со следами глубокого размыва. Так, на участке стратотипического разреза на расстоянии нескольких десятков метров перепад высотных отметок кровли пород достигает 20 м. Подошва отложений нижнехомутинской свиты не вскрыта, возможно, они подстилаются стратиграфическими смежными

морскими либо континентальными породами энемтенской свиты. Как те, так и другие содержат более древние ископаемые остатки и существенно больше литифицированы, что не позволяет сопоставлять их с отложениями нижнехомутинской свиты. Морские энемтенские отложения содержат среднеплиоценовых моллюсков (Синельникова, 1967), а их континентальные аналоги — ожелезненные конгломераты и песчаники, выделенные А.И. Челебаевой и Е.Г. Лупикиной (Челебаева, 1971) в усть-тигельскую свиту, — включают многочисленную саликсовую флору (*Salix cf. glauca*, *S. sp.* и т.д.). Характер спорово-пыльцевых спектров отложений нижнехомутинской свиты с большим количеством пыльцы экзотических растений указывает на то, что осадки — очевидно, доплейстоценового возраста. Это наряду с положением сизых глин и илов в разрезе дает основание отнести их к плиоцену, ко времени (событию) существования одной из положительных инверсий геомагнитного поля Земли в эпоху Матуяма (Гилза—Олдувей?).

Литологические особенности отложений (хорошая сортировка, тонкий механический состав, слоистая текстура, солевой состав, находки пресноводных, солоноватоводных и морских диатомей) позволяют отнести глины и илы нижнехомутинской свиты к осадкам обширных прибрежно-континентальных и континентальных водоемов типа крупных озер, лиманов и опресненных лагун, широко распространенных в позднем плиоцене в низменных районах современной прибрежной равнины Западной Камчатки.

Верхнехомутинская свита диагонально-косослоистых песков (конец плиоцена — начало плейстоцена). Стратотипом свиты служит толща диагонально-косослоистых песков разреза Хомутина—Митога. Отложения свиты широко развиты в прибрежных районах Западной Камчатки, они слагают водораздельные поверхности и часто вскрываются в основании увалов, где со следами размыва залегают на илах и глинах нижнехомутинской свиты. Максимальная установленная мощность песков достигает 50—60 м. Пески (до 70—80% состава породы) разнозернистые, желтые и ярко-желтые, местами, особенно в нижней части, ярко ожелезненные, с прослоями гальки и гравия, реже—включениями валунов с обломками литифицированной древесины. По образцу древесины получена запредельная радиоуглеродная датировка (более 45 тыс. лет, МГУ—202). Для отложений характерна диагональная слоистость, подчеркиваемая прослоями и линзами грубообломочного материала, серых и серо-сизых алевритов и илов.

В подошве песков определен богатый в видовом и количественном отношении комплекс диатомей с господством бентосных форм (90%) и малым содержанием планктонных диатомей (10%). Среди бентических форм доминируют пресноводные диатомеи (*Stauroneis phoenicenteron*, *Frustulia rhomboides* var. *Saxonica* и др., см. табл. 6), многочисленны и галофобы (*Tetracyclus lacustris*, *Fabellaria flocculosa* и др.). В остальной части песчаной толщи диатомей мало, преобладают индифферентные виды. В разрезе Хомутина—Митога песчаные серии осадков падают к югу, фиксируя направление последовательного накопления отложений. Крупные (0,01—0,3 м) диагональные слои песка в свою очередь представляют ряд мелких диагонально-косослоистых слоев. Иногда (разрез Хомутина—Митога) песчаные слои деформированы в глубокие складки, в яд-

рах обогащенные грубообломочным либо тонким илистым материалом. Складчатость, по-видимому, обусловлена конвективными процессами. Грубообломочный материал, содержащийся в песках в виде прослоев и линз, весьма разнообразен по величине, характеру обработки, сохранности и составу. Среди обломков преобладает галька хорошей и средней окатанности, обычно располагающаяся согласно напластованию слоев. Обломки часто покрыты пленками железа и марганца. Местами среди плотной гальки встречаются обломки сильно разрушенных пород. Особенно они многочисленны в нижней части толщи песков разрезов Русь и Колпаково. По составу среди обломочного материала многочисленна галька излившихся и изверженных пород. В стратотипическом разрезе свиты и в обнажении у пос. Зуйково грубообломочный материал локализован в линзах и прослоях, в разрезах Усть-Большерецком, Русь и Колпаково галька и мелкие валуны насыщают всю толщу песков, достигая 50% и более от объема породы.

В разрезе Хомутина—Митога в отложениях верхнехомутинской свиты по минералогическому составу, диатомовой флоре и палинологическим спектрам хорошо выделяются нижняя и верхняя части. Нижняя часть песков разреза Хомутина—Митога по составу минералов тяжелой фракции близка к составу подстилающих пород нижнехомутинской свиты и имеет максимально высокое содержание роговой обманки и низкий коэффициент устойчивости (0,16). Диатомеи представлены *Melosira praeislandica*, *M. praegratulata* и др. Среди спорово-пыльцевых спектров, как и в подстилающих глинах и илах, преобладает пыльца древесных растений и споры при существенном содержании пыльцы экзотических растений (*Tsuga*, *Pinus exot.*, *Carpinus* и др.). Однако здесь по сравнению с пыльцой из глин и илов увеличивается содержание пыльцы ели из *sect. Omorica*, а также появляется пыльца пихты (10%) и ивы (50%), исчезает пыльца сосны *sect. Diploxylon*.

В верхней части разреза свиты минералогический состав отложений иной, основной минерал спектра — гиперстен, резко увеличивается содержание ильменита. Из состава диатомовой флоры исчезают грубопанцирные *Melosira*. Существенные изменения отмечаются и в составе ископаемой пыльцы и спор — отсутствует пыльца экзотических пород, существенно увеличивается количество пыльцы более холодолюбивых пород (*Larix*, *Pinus pumila*, *Betula sect. Costatae*, *B. sect. Nanae*, *Alnaster* и др.). Отмеченные изменения минералогического состава отложений и диатомей и характер спорово-пыльцевых спектров указывают на длительность формирования осадков свиты, существенные перестройки области питающей провинции и эволюцию растительного покрова в эпоху накопления отложений. Судя по литологическим особенностям осадков — диагонально-косослоистой текстуре, насыщению обломочным материалом, практическому отсутствию пойменных фаций альювия, широкому площадному распространению вдоль подножия гор и т.д., формирование их надо связывать с деятельностью крупных речных потоков, имевших весьма динамичный гидрологический режим. По-видимому, диагонально-косослоистые пески верхнехомутинской свиты представляют аллювиальные и аллювиально-дельтовые отложения крупных конусов выноса и дельт, сливавшихся в

обширные поля у подножий Срединного хребта. Время их накопления, исходя из стратиграфического положения отложений и характера палинологических спектров, мы относим к самому концу плиоцена — началу плейстоцена.

Усть-уткинская свита мореноподобных суглинков (средний плейстоцен). На водоразделах Западной Камчатки широко распространены суглинки, реже — супеси, содержащие большое количество разнообломочного материала. Некоторыми исследователями эти отложения относятся к типичной морене (Беспалый и др., 1968, 1970), однако наши исследования не позволяют полностью согласиться с таким мнением, хотя косвенное участие ледников при формировании осадков очевидно и отложения более правильно называть мореноподобными, поскольку их литологический облик местами действительно напоминает морену. Мореноподобные суглинки выделяются нами в усть-уткинскую свиту со стратотипическим разрезом свиты в устье р. Утки. Максимальная мощность суглинков, достигающая 14 м, установлена в абразионных обрывах в 5 км севернее. Здесь суглинки по резко неровному контакту ложатся на пески верхнехомутинской свиты либо на илы и глины нижнехомутинской свиты. Отложения усть-уткинской свиты, слагающие приморские увалы от устья р. Кихчик до мыса Левашова, представлены суглинками серо-сизыми, местами буроватыми, пятнами и по трещинам ожелезненными, уплотненными, с большим количеством гальки и гравия, реже — мелких валунов. По механическому составу среди отложений резко преобладают две фракции: грубообломочная — гравийно-галечная и тонкая — алевритовая. Среди минералов тяжелой фракции господствует гиперстен, многочисленны ильменит и гранат. Грубообломочный материал весьма равномерно насыщает толщу (см. рис. 17). Реже отмечается определенная ориентировка в размещении валунов и гальки. По составу среди обломков доминируют темноцветные породы излившихся лав основного состава, реже встречаются мелкие валуны гранитоидов. Материал имеет различную обработку с преобладанием гальки и валунов средней и хорошей окатанности.

В разрезе Утка, в верхней части свиты отложения бурые и желто-бурые, горизонтально-слоистые, с прослоями песка разномызернистого, преимущественно грубозернистого, и галечника, с послойным распределением обломочного материала. Слоистые разности осадков встречаются в виде крупных линз и фациально переходят по простиранию в менее слоистые и неслоистые породы. В составе водной вытяжки отложений преобладают ионы NaSO_4 и HCO_3 , содержание Cl незначительно, pH нейтральный.

В отложениях определены пыльца и споры, с резким преобладанием пыльцы травянисто-кустарничковой группы (до 70%) и спор (до 60%). Доминирует пыльца представителей *Ericales*, в составе спор преобладают — *Polypodiaceae* и разнообразные *Lycopodium*. Среди многочисленной пыльцы древесно-кустарничковой группы господствует пыльца кустарничковой березы (преимущественно *Betula exilis*) и ольхи.

Среди бентосных диатомей, обнаруженных в верхней слоистой части разреза, преобладают *Tetracyclus emarginatus*, единичные *Pinnularia borealis*, *Cymbella gracilis* и др.

Палеомагнитный анализ мореноподобных суглинков, проведенный Ф.С. Файнбергом и Т.И. Линьковой (Беспалый и др., 1970), показал, что на всем протяжении побережья от Митоги до мыса Левашова направления остаточной намагниченности пород близки между собой и совпадают с ориентировкой современного магнитного поля Земли.

Литологические особенности мореноподобных суглинков (двухвершинное строение гранулограмм, повышенное содержание в тяжелой фракции ильменита и граната, преобладание серо-сизой окраски, состав катионов и анионов, характерный для лагун и озер) и находки холодноводных диатомей в верхней части разреза свиты позволяют, по нашему мнению, считать их осадками, накапливавшимися в холодных, хорошо аэрируемых приледниковых бассейнах с разносом грубообломочного материала плавающим льдом. Слоистые разности свиты, по-видимому, флювиогляциального и аллювиального происхождения.

Севернее Кихчика, до Хайрюзова, и далее к Тигильскому району отложения усть-уткинской свиты имеют другой облик. Это гравийно-песчано-галечные, реже — супесчано-алевритовые осадки серые и красно-серые, часто ожелезненные, иногда с мелкими валунами. По сравнению с более южными разрезами в отложениях галька и валуны имеют худшую сохранность и окатанность, а сами осадки залегают в виде маломощного (первые метры) покрова на неровной поверхности коренного цоколя увалов. Спорово-пыльцевые спектры и состав диатомей из отложений указывают на крайне холодные климатические условия эпохи их накопления, вероятно осуществлявшегося в приледниковых водоемах.

Мореноподобные суглинки и супеси усть-уткинской свиты мы условно относим к среднему (середина) плейстоцену — эпохе длительного похолодания и горно-долинного оледенения Камчатки. На образование отложений в суровых, приледниковых условиях указывают их литологические особенности и состав ископаемой пыльцы, спор и диатомей. О.А. Брайцевой и И.В. Мелекесцевым (Брайцева и др., 1968) накопление суглинков отнесено к первой фазе позднеплейстоценового оледенения Камчатки. Однако этому противоречит стратиграфическое положение осадков усть-уткинской свиты в разрезе новейших отложений Западной Камчатки и их относительно древний облик. Мореноподобные суглинки слагают водораздельные увалы и под прикрытием чехла более молодых — позднеплейстоценовых осадков они нигде не образуют четких и свежих форм рельефа, в то время как всеми исследователями отмечается хорошая сохранность морен позднеплейстоценового оледенения Камчатки.

Нижнеичинские слои (конец среднего — начало позднего плейстоцена). Нижнеичинские слои описаны по разрезу р. Ичи, где они вскрыты в верхней части разреза увала. По составу это супесь и суглинок сизо-серые, слоистые, с галькой и гравием, прослоями ожелезненные, с большим количеством растительных остатков. Отложения подстилаются галечниками усть-уткинской свиты, содержащими пыльцу и споры холодолюбивых растительных ассоциаций. Мощность отложений 3 м. Среди минералов тяжелой фракции значительно содержание ильменита, коэффициент устойчивости пород 0,23. Для спорово-пыльцевых спектров осадков характерно высокое содержание пыльцы древесной и кустарниковой рас-

тельности, где помимо микрофоссилий берег присутствует пыльца *Myrica*, *Alnus*, *Alnaster*., а также содержится пыльца *Picea Sect. Omorica*, *Larix*. Среди пыльцы травянисто-кустарниковой группы преобладает пыльца *Ericales*, в составе спор отмечаются представители лесной флоры — *Lycopodium annotinum*, *L. complanatum*. Состав диатомей различен. В нижней части преобладают бентосные холодолюбивые виды: разнообразные *Eunotia praerupta*, *Navicula semen*, *Pinnularia lata*, *P. borealis*, *Neidium bisulcatum* и др. Выше количество северных и североальпийских форм уменьшается и начинают преобладать разнообразные виды рода *Eunotia*. Существенное отличие спорово-пыльцевых спектров нижнеинчинских слоев от спектров ниже- и вышележащих отложений, для которых характерно преобладание пыльцы более холодолюбивых растительных ассоциаций, а также комплексов диатомовой флоры, дает основание рассматривать нижнеинчинские отложения в качестве межледниковых, накопившихся в водных условиях, когда климат был теплее, чем современный. В других районах Камчатки столь же теплые климатические условия отмечались лишь после среднеплейстоценового оледенения (Гепнер, 1965; Малаева, 1965; Брайцева и др., 1968; Куприна, 1970).

Отмеченное стратиграфическое положение отложений нижнеинчинских слоев и характер их формирования, близкий к накоплению межледниковых осадков Центральной и Северо-Западной Камчатки, позволяют условно отнести отложения к концу среднего — началу позднего плейстоцена, хотя не исключена и другая (более древняя) трактовка возраста отложений.

Верхнеинчинские слои (середина позднего плейстоцена). Отложения установлены в верхней части разреза р. Ичи, где они с размывом лежат на нижнеинчинских супесях и суглинках. Литологически это галечники в супесчаном заполнителе серо-бурого цвета, местами сильно ожелезненные, суглинок и супесь серые, ожелезненные, с отдельной галькой. Мощность осадков до 3 м. В минералогическом составе тяжелой фракции отложений преобладают гиперстен и роговая обманка, содержание ильменита и коэффициент устойчивости пород различные — в верхней части высокие, а в основании относительно низкие. Среди спорово-пыльцевых спектров осадков доминируют споры и пыльца травянистых растений. Редко встречаемая пыльца древесно-кустарниковой группы представлена *Betula exilis*, *Alnaster*. Среди диатомей преобладают холодолюбивые пресноводные формы — *Eunotia praerupta*, *Navicula semen*., *Pinnularia lata*, *P. borealis*. Состав спор, пыльцы и диатомей свидетельствует о формировании отложений верхнеинчинских слоев в холодную эпоху, по-видимому, совпадающую со временем первого позднейшего оледенения Камчатки. Возраст верхнеинчинских слоев на основании их стратиграфического положения условно определяется нами серединой позднего плейстоцена.

Усть-большеречские слои (середина — конец позднего плейстоцена). Усть-большеречские слои выделены по разрезу в районе Усть-Большеречка. Здесь в увале, подмытом р. Большой, под слоем торфа с прослойкой пепла вскрывается (сверху вниз):

- | | |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------|
| 1. Песок мелкозернистый, прослоями среднезернистый, сверху темно-серый, ниже серый, иногда железненный, косо- и диагонально-слоистый, в основании с прослоем (0,2 м) суглинка темно-серого, тонкослоистого | 1-5,5 |
| 2. Песок разнозернистый, серый, волнисто-косослоистый, с гравием и мелкой галькой, иногда залегающий прослоями | 5,5-7,0 |

Нижняя граница неровная, размытая. Ниже лежат пески желто-серые, ожелезненные, переходящие в мореноподобные суглинки (средний плейстоцен). Близкие по составу пески примерно на тех же гипсометрических отметках вскрыты расчисткой в увале у пос. Зуйково. Состав и текстура отложений позволяют однозначно определить их аллювиальное происхождение. По характеру залегания песков на водораздельном увале вне современной долины реки на мореноподобных среднеплейстоценовых образованиях, можно определить возраст усть-большеречских слоев условно серединой — концом позднего плейстоцена. Однако не исключен более древний (конец среднего плейстоцена), либо более молодой (конец позднего плейстоцена) возраст осадков.

Отложения пестрой толщи (конец позднего плейстоцена). В прибрежном районе Западно-Камчатской равнины от р. Кихчик до мыса Левашова на водоразделах широко развит маломощный (обычно 2—3 м) комплекс генетически и литологически разнообразных отложений, выделяемый нами в пеструю толщу. Наиболее полный стратотипический разрез отложений мощностью до 5 м изучен в районе устья р. Утки. Здесь толща имеет трехчленное строение — в основании залегают супесь и суглинок серо-сизые, с галькой и гравием, в верхней части супесь за счет содержания большого количества тонкодисперсной органики коричневая и темно-коричневая с включением массы полуразложившихся растительных остатков и линз торфа. По растительным остаткам получены радиоуглеродные датировки $31 \pm 1,2$ (МГУ-60), $33,2 \pm 1,1$ (МГУ-150), $36,85 \pm 2,1$ (МГУ-ИОАН-185), $38,5 \pm 1,1$ (МГУ-152) и $39,4 \pm 2,0$ (МГУ-ИОАН-28) тыс. лет.

Среди пыльцы деревьев и кустарников присутствуют *Larix*, *Picea*, *Myrica*, *Betula sect. Costatae*, *B. sect. Nanae*, *Alnus*, *Alnaster*, *Pinus pumila*, *Salix*. В составе травянисто-кустарничковой группы доминирует пыльца *Ericales*. Среди редко встречающихся спор преобладают *Bryales*, *Polypodiaceae*, *Lycopodium*. Из планктонных диатомей в массовом количестве встречаются *Melosira distans* и *M. distans ver. lirata*. В бентосной группе преобладают формы, характерные для болот и стоячих водоемов (*Flagellaria constricta*), различные *Eunotia*.

На суглинки и супеси по четкому литологическому контакту ложатся пески светло-серые до белых, туфогенные, мелко- и тонкозернистые, пятнами и прослоями ожелезненные, хорошо сортированные, слоистые, в основании тонкие, горизонтально-слоистые, с базальным слоем песка грубозернистого. Спорово-пыльцевые спектры песков характеризуются сокращением количества пыльцы древесных пород, увеличением содержания пыльцы кустарниковых видов березы (до 60%), исчезновением пыльцы лесных видов *Lycopodium*. Состав встреченных в слое диатомей

существенно отличен от диатомовой флоры из нижележащих суглинков и супеси. Сокращается содержание (до исчезновения) планктонных диатомей. Среди бентосных групп в нижней части песков доминируют холодолюбивые формы, предпочитающие мелкие заболоченные водоемы (*Fragilaria constricta*, *Eunotia lunaris* и др.). В верхней части слоя господствуют реофилы: *Navicula cryptosephala*, *N. planctetula* var. *rostrata* и др.

Пески по неровному волнистому контакту местами с глубокими затеками перекрываются супесью и суглинком серо-сизыми и зеленоватыми в основании слабоотсорфованными, неяснослоистыми, пятнами железненными. В отложениях обнаружены пыльца и споры, среди которых в отличие от ископаемых микрофоссилий из более нижних слоев пестрой толщи выпадает пыльца древесных пород и преобладает пыльца травянистых растений (до 70%) и спор (до 48%). Среди последних, особенно в верхней части суглинков, абсолютно господствуют споры Bryales (до 95%). Из редких диатомей, обнаруженных в суглинках, доминируют бентосные болотные и почвенные формы *Eunotia fallax* var. *gracillima*, *E. praerupta* et. var. *muscicola*, *Navicula mutica* *N. contenta* et. var. *biceps* и др. Планктонные виды единичны (*Melosira distans* et var. *lirata*, *Fabellaria fenestrata*).

Нижние два слоя пестрой толщи распространены в разрезе увалов локально и приурочены к понижениям кровли мореноподобных суглинков. Такой характер распространения осадков, слоистая (до ленточной) текстура отложений, комплексы пресноводных диатомей и радиоуглеродные датировки, очевидно, указывают на формирование осадков в мелких, локальных водоемах (озерах, реке — болотах) в конце позднего плейстоцена. Верхний слой толщи развит шире, маломощным плащом перекрывает разновозрастные породы цоколя увалов. Судя по диатомеям и литологическому облику отложений, это, по-видимому, осадки верховых болот и мелких озер. В целом для разнообразных отложений пестрой толщи характерно преобладание частиц алевритовой размерности (сред. 75%) при меньшем участии глин (сред. 18%) и песка (7%). Минералогический состав пестрой толщи характеризуется небольшим выходом тяжелой фракции, преобладанием гиперстена; в легкой фракции песков присутствуют остроугольные обломки бесцветного вулканического стекла. Вероятно, в осадках мелководных водоемов заметная роль принадлежала вулканогенному материалу, возможно, перенесенному ветром.

Голоценовые отложения. Осадки голоцена развиты на Западной Камчатке повсеместно. Они маломощным покровом из торфа и болотных образований закрывают водоразделы, слагают низкие террасы речных долин и лагун, вдоль моря образуют пляжи, пересыпи и косы. Среди генетически разнообразных голоценовых отложений выделяются две наиболее широко развитые группы осадков: покровные торфяники и отложения, связанные с активной водной средой (аллювий рек, лиманные и морские образования).

Исключительно широко распространены на Западной Камчатке торфяники, сплошным покровом закрывающие низменную равнину, а также присутствующие на речных, лиманных и морских террасах. Мощность торфа, обычно составляющая 0,5—2,0 м, в зависимости от характера под-

стиляющих пород может существенно изменяться. На песках мощность торфа снижается до 0,2–0,5 м, а если в основании лежат плотные глины и суглинки, то мощность его может превышать 5 м.

Многочисленные радиоуглеродные датировки торфяников Западной Камчатки свидетельствуют о том, что эпоха активного торфонакопления здесь началась около 10 тыс. лет назад и продолжается в настоящее время. В качестве иллюстрации строения торфяника приведем описание торфяной залежи, изученной Н.А. Хотинским и А.И. Шлюковым (1973) по разрезу 5–6-метровой лагунной террасы в районе Усть-Хайрюзово (сверху вниз).

Мощность, м

1. Торф осоковый	0–0,3
2. Торф сфагновый.	0,3–3,0
3. Торф осоково-гипновый.	3,0–4,03
4. Торф осоковый	4,3–4,6
5. Глина серо-сизая.	4,6–5,0 (видимая).

Среди ископаемых пыльцы в отложениях преобладает пыльца травянистых и кустарничковых растений, преимущественно *Syringaceae* и *Ericaceae*, а также пыльца кустарников (кедровый и ольховый стланник, кустарниковая березка и *Myrtila*). В группе древесных пород доминирует пыльца березы и ольхи и в небольшом количестве присутствует пыльца ели. Среди спор господствуют споры сфагновых мхов. Как считает Н.А. Хотинский и др. (1973), в разрезе на глубине 2,0–2,2 м устанавливается климатический рубеж, фиксирующий переход от более теплых климатических условий (пониженное содержание пыльцы кустарниковой растительности) к более холодным. Радиоуглеродные датировки разреза показывают почти непрерывный ход торфообразования с момента выхода террасы из-под уровня моря (лагун). Близкие спорово-пыльцевые спектры получены и по разрезам водораздельных торфяников района Хомутина–Митога и р. Утка (см. рис. 10, 15). Здесь по сравнению с подстилающими осадками "пестрой" толщи и мореноподобными суглинками усть-уткинской свиты отмечается повышенное количество пыльцы древесных пород (до 36%), хотя количество пыльцы травянистых остается достаточно высоким (61%). В составе пыльцы древесных пород присутствуют *Larix*, *Betula sect. Costatae*, в составе кустарников – *Betula sect. Nanae*, *Alnaster* и *Alnus*. В составе пыльцы травянистых растений доминируют *Syringaceae* и *Ericales*. В нижней части торфа в этих разрезах повсеместно прослеживается прослой пеплового песка, являющийся хорошим стратиграфическим репером.

Отложения террас лагун, широко развитых в устьевых участках долин и низменных прибрежных районах Западной Камчатки, обычно представлены илами серо-сизыми, в различной степени опесчаненными, изредка содержащими гальку и гравий, супесями серыми с тонкими прослоями растительной трухи и лежалого торфа. В отложениях многочисленны разнообразные пресноводно-солонатоводные диатомеи. Среди планктонных видов преобладают *Melosira distans*, *M. italica*, subsp. *subarctica*,

Tabellaria fenestrata. Среди бенгосных форм многочисленны болотные (*Tabellaria flocculosa*, разнообразные *Eunotia*) и почвенные (*Navicula contenta* et. var. *biceps*, *Pinnularia borealis*) диатомей, встречаются реофилы (*Meridion circulare* var. *constrictum*). Солевой состав осадков современной лагуны в районе р. Митоги показал, что отложения не засолены (сумма ионов 0,157 и 0,125%). Среди ионов водной вытяжки преобладают ионы Na и Cl; pH близок к нейтральной. Мощность лагунных отложений редко превышает 1,5–2,0 м. Одновозрастные им осадки кос и пересыпей имеют мощность до 6 м и более и существенно грубее состав — это галечники и гравий разноокатанный, с супесчано-песчаным заполнителем серого и грязно-желтого цвета, слоистые с послойным распределением материала по механическому составу.

Аллювиальные голоценовые отложения разнообразны, от тонких пойменных илов до грубых галечников русловых фаций в местах выхода рек из гор. В качестве примера строения аллювия приведем описание низкой террасы р. Ичи у пос. Острог (сверху вниз).

	Мощность, м
1. Торф	0–0,4
2. Суглинок темно-серый, оглеенный, с редкой галькой окремнелых пород	0,4–0,9
3. Галечник, в верхней части неслоистый, в нижней слоистый, состоящий преимущественно из гальки окремнелых пород, кварца и основных эффузивов, в разнопесчаном ожелезненном заполнителе	0,9–3,1

Нижняя граница неровная, размыв. Отложения лежат на песчаниках цоколя террасы. Отложения слоя 2 представляют пойменные фации аллювия, а слоя 3 — русловые фации. Средняя мощность голоценовых аллювиальных отложений обычно не превышает первых метров.

В целом для новейших отложений Западной Камчатки характерно:

1. Определенная неполнота геологической летописи, обусловленная длительными перерывами осадконакопления и глубокими размывами новейших образований. Наиболее длительные перерывы в осадконакоплении отмечаются во второй половине раннего — начале среднего плейстоцена и середине позднего плейстоцена. Их продолжительность условно можно оценить в несколько десятков тысяч лет. По крайней мере, перерывы были не короче эпох осадконакопления предыдущей и последующей. На длительность перерывов также указывают существенные геоморфологические различия в залегании аллювия усть-большерецких слоев, слагающих верхнюю часть высоких увалов и осадков пестрой толщи, лежащих на более низких гипсометрических отметках. По существу размывы отмечаются между всеми стратиграфическими толщами разреза новейших отложений. Крупный размыв установлен на границе сизых илов и глин нижнекомутинской свиты и диагонально-косослоистых песков верхнекомутинской свиты, кровля илов имеет неровный рельеф с перепадами до 20 м. Не исключено, что размыва верхняя часть отложений нижнекомутинской свиты, эквивалентная верхней части синих глин Центрально-Камчатской депрессии, содержащих "холодные" спорово-пыльцевые спектры.

2. Суммарная мощность разреза новейших отложений Западной Камчатки превышает 100 м, однако в конкретных разрезах мощность осадков редко достигает 40–50 м и обычно составляя 30–40 м на юге территории и 5–10 м — на севере.

3. По характеру осадконакопления и распределению мощностей новейших отложений на территории Западной Камчатки выделяются две крупные области — севернее и южнее широты пос. Крутогорова. В северных районах равнины отложения обычно маломощные (первые метры) и весьма пестрого, фашиально-невыдержанного состава. На юге территории мощность новейших осадков возрастает до нескольких десятков метров, отложения хорошо стратифицированы, литологически выдержаны и различаются генетически.

4. В настоящее время среди новейших отложений прибрежных районов Западной Камчатки достоверно не установлены древние морские и чисто гляциальные образования. Среди генетически разнообразных континентальных осадков преобладают отложения водного генезиса — озерные, озерно-лиманные, лагунные, озерно-ледниковые, аллювиальные, аллювиально-дельтовые и флювиогляциальные, а делювиальные, солифлюкционные и эоловые осадки в разрезе имеют подчиненное значение. Среди голоценовых отложений существенную роль играют органические образования.

5. Новейшие отложения Западной Камчатки по характеру стратификации и литологическому облику напоминают разрез новейших образований Центрально-Камчатской депрессии; случайность такого совпадения сомнительна и заставляет проводить возрастные и палеогеографические аналоги между ними.

6. Геологическая изученность новейших отложений Западной Камчатки слабая, особенно плохо исследованы территории, удаленные от побережья Охотского моря. Только после изучения этих районов с учетом данных наземного и морского бурения возможно построение единой стратиграфической схемы новейших отложений Западной Камчатки.

Далее приводится список первых радиоуглеродных датировок новейших отложений Западной Камчатки, выполненных в Лаборатории новейших отложений и палеогеографии плейстоцена географического факультета МГУ. Всего сделано 29 анализов. Большая часть их приходится на покровные и погребенные торфяники Западной Камчатки. Все датировки анализов выполнены на одном оборудовании, технологическом режиме и одним коллективом исполнителей (А.И. Шлюковым, О.Б. Паруниным, В.З. Хаитом, Т.А. Тимацковой и Н.И. Саражинской).

КОРРЕЛЯЦИИ НОВЕЙШИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ, СЕВЕРНОЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАМЧАТКИ

Попытки сопоставления новейших отложений различных районов Камчатки предпринимались неоднократно. Наиболее обоснованные корреляции с использованием данных комплексного анализа плейстоценовых осадков предложены А.Р. Гепнером и др. (1965), О.А. Брайцевой и др.

Таблица 7

Радиоуглеродные датировки новейших отложений Западной Камчатки

№№ п/п	Разрез	Отложения	Глубина, м	Датировка
1.	Усть-Хай- рюзово	Покровный торфяник	0,5–0,6	3,34 ± 0,8 (МГУ-ИОАН-191)
2.	”	”	2,3–2,4	5,0 ± 0,19 (МГУ-6)
3.	”	”	3,5–3,6	6,7 ± 0,17 (МГУ-5)
4.	”	”	4,4–4,5	9,3 ± 0,17 (МГУ-4)
5.	Ича	Покровный торфяник	1,2–1,3	1,6 ± 0,13 (МГУ-ИОАН-62)
6.	”	”	1,5	3,62 ± 0,15 (МГУ-ИОАН-63)
7.	”	”	2,1–2,2	4,86 ± 0,11 (МГУ-ИОАН-136)
8.	”	Погребенный торф	2,35	5,8 ± 0,16 (МГУ-ИОАН-135)
9.	”	”	2,7–2,75	4,15 ± 0,12 (МГУ-ИОАН-134)
10.	”	Растительные остатки из супеси и суглинка с гравием и галькой	3,0	≥ 34 (МГУ-151)
11.	Крутого- рово	Погребенный торф	2,8	8,67 ± 0,14 (МГУ-44)
12.	”	Покровный торфяник	3,0–3,1	10,46 ± 0,44 (МГУ-10)
13.	”	Древесина из глины серо-голубой	1,0	34,5 ± 0,7 (МГУ-ИОАН-68)
14.	Кировск	Покровный торфяник	1,15–1,20	3,04 ± 0,24 (МГУ-ИОАН-189)
15.	”	Погребенный торф	1,80–1,85	3,59 ± 0,12 (МГУ-ИОАН-190)
16.	Кировск	Погребенный торф	1,9–2,0	3,28 ± 0,24 (МГУ-ИОАН-194)
17.	”	Покровный торфяник	2,5–2,55	4,33 ± 0,14 (МГУ-ИОАН-195)
18.	Утка	Покровный торфяник	1,0	4,61 ± 0,14 (МГУ-149)
19.	”	”	1,7	7,29 ± 0,07 (МГУ-140)
20.	”	”	3,0	7,33 ± 0,15 (МГУ-139)
21.	”	Растительные остатки из супеси	5,2	38,5 ± 0,7 (МГУ-152)
22.	”	Торф из супеси с включениями органики	8,0	33,2 ± 1,1 (МГУ-150)
23.	”	Торф из суглинков серых с галькой	5,0	31 ± 0,9 (МГУ-60)
24.	Митога	Покровный торфяник	1,9	8,37 ± 0,15 (МГУ-ИОАН-188)
25.	”	Древесина из песка мелкозернистого	8,0	9,46 ± 2,2 (МГУ-ИОАН-187)
26.	”	Древесина из песка светло-серого	4,0	39,4 ± 2 (МГУ-ИОАН-28)

Таблица 7 (окончание)

№№ п/п	Разрез	Отложения	Глубина, м	Датировка
27.		Торф из супеси с растительными остатками	6,0	36,85 ± 2,1 (МГУ-ИОАН-185)
28.		Литифицированная дресина из песка косо-слоистого	15,2	45 (МГУ-202)
29.	Усть-Больше-рецк	Покровный торфяник	2,0	5,57 ± 0,08 (МГУ-ИОАН-197)

(1968) и Н.П. Куприной (1970). Характеристики отложений, слагающих Западно-Камчатскую равнину, в этих схемах нет.

В последнее время попытка создания единой стратиграфической схемы плейстоценовых отложений Камчатки предпринята В.Г. Беспальым и др. (1974). Оценить достоверность предложенной им рабочей схемы не представляется возможным, так как доказательства отнесения отложений различных районов Камчатки к какому-либо горизонту автором не приводятся. Можно лишь заметить, что осадки, отнесенные В.Г. Беспальым к разным стратиграфическим горизонтам, по нашим данным, одновозрастны. Это относится к сизым илам ольховского горизонта Западной Камчатки (район Хомутины) и синим глинам Камчатского горизонта Центрально-Камчатской депрессии, к осадкам уткинского и большещерецкого межледниковых горизонтов (по данным радиоуглеродного датирования это конец позднего плейстоцена), моренам хомутинского, митогинского и среднеярского горизонтов.

Изложенные материалы о стратификации новейших отложений Западной Камчатки позволяют определенным образом сравнить их с плиоцен-плейстоценовыми образованиями смежных районов полуострова, находящихся непосредственно севернее и восточнее. Малочисленность абсолютных датировок новейших отложений, крайняя бедность фаунистических находок, трудности однозначной интерпретации палеомагнитных данных, ископаемой пыльцы и диатомей дают возможность положить в основу корреляции отложений смежных районов Камчатки сведения о стратиграфической последовательности осадков, их литологическом облике, а также наиболее общие данные палеоклиматического характера. Последние, по представлениям некоторых исследователей (Куприна, 1970; Беспальый и др., 1974), являются ведущим критерием при разработке стратиграфии плейстоцена Дальнего Востока.

Нами уже отмечалось большое сходство в последовательности напластования осадков, их литологическом составе в наиболее полных разрезах новейших отложений Западной Камчатки и Центрально-Камчатской депрессии. В основании тех и других залегают осадки обширных водоемов — толщи сизых илов и глин, с размытом перекрытые серией диагонально-косо-слоистых песков. На неровной кровле песков лежат море-

ноподобные суглинки, включающие гальку и мелкие валуны. Разрез венчается разнообразными покровными образованиями. Представляется, что уже сам факт столь редкого совпадения строения разрезов новейших отложений районов Западной Камчатки и Центрально-Камчатской депрессии — решающий при их прямой корреляции. Однако время накопления основных толщ осадков в разрезах исследователями определяется по-разному. В Центрально-Камчатской депрессии возраст отложений всего разреза "укладывается" в плейстоцен, причем синие глины относятся к раннему, а косослоистые пески — к среднему плейстоцену (Брайцева и др., 1968; Куприна, 1970). Нами возраст сизых илов и глин и часть косослоистых песков относится к позднему плиоцену. Столь существенные различия в определении возраста отложений в основном обусловлены разной трактовкой палинологических данных, а конкретнее — определением времени исчезновения из растительного покрова Камчатки широколиственных пород и экзотических хвойных растений. По нашему мнению, этот рубеж развития растительности Камчатки, знаменующий смену экзотической и южнобореальной флоры на бореальную и арктобореальную флору, приходится на конец плиоцена — начало плейстоцена. Что же касается находки *Alces latifrons postremus* в косослоистых песках яра Половинка Центральной Камчатки (Васьковский, 1966), то следует заметить, что при установлении этого подвида Э.А. Вангейгейм и К.К. Флеровым (1965) не была определена нижняя возрастная граница его развития. Как известно, *Alces latifrons* — характерный вид тираспольского фаунистического комплекса, и выделение из него в Сибири более мелкой расы могло произойти (и, видимо, произошло) еще в раннем плейстоцене, что не противоречит возрастному диапазону предполагаемых аналогов толщи косослоистых песков Центральной Камчатки — песков верхнехомутинской свиты.

При определении нижней временной границы новейших отложений Западной Камчатки и коррелятных толщ смежных районов полуострова весьма существенно установление возраста пород, подстилающих синие глины. Однако в естественных разрезах Западной Камчатки и Центрально-Камчатской депрессии основание глин не вскрыто, и приходится лишь предполагать, что самыми молодыми из подстилающих глины пород могут быть континентальные энеменские отложения (усть-тигельская свита), содержащие саликсовую флору (*Salix cf. brachypoda*, *S. cf. glauca*, *S. sp.*, и др.), по составу существенно отличную от флоры из синих глин района Кихчика (*Acer*, *Pex*, *Osmunda* и др.). Столь же различны по составу пыльца и споры из этих отложений. По данным А.Р. Гепнера (1965), для нижней части энеменских отложений Тигильского района характерна пыльца преимущественно мелколиственных и хвойных пород, в то время как для синих глин нижнехомутинской свиты Западной Камчатки типичны спорово-пыльцевые спектры с участием пыльцы экзотических растений, указывающие на более теплые климатические условия времени их формирования. Таким образом, более древние отложения усть-тигельской свиты содержат пыльцевые спектры более холоднолюбивого характера, чем лежащие стратиграфически выше свизые глины. На это впервые обратила внимание А.И. Пояркова (Щербаков, 1938),

отметившая, что флора, собранная в сизых глинах р. Кихчик, подстилается и перекрывается отложениями, содержащими более холодную флору.

Сизым илам и глинам нижнехомутинской свиты Западной Камчатки, по-видимому, соответствуют нижний горизонт толщи синих глин Центрально-Камчатской депрессии (Брайцева и др.; 1968, Куприна, 1970) и отложения переходного горизонта, вулканогенно-осадочной толщи Северной Камчатки (Малаева, 1965). В пользу такой корреляции, помимо стратиграфического положения толщи и их сходного литологического состава, также указывают близкие палинологические спектры этих отложений, свидетельствующие о широком распространении в эпоху их накопления темнохвойной елово-пихтовой тайги с примесью тсуги и некоторых широколиственных пород. В более молодых отложениях тсуги, как правило, не отмечается. Осадки, соответствующие верхней части синих глин Центрально-Камчатской депрессии, содержащие обильную пыльцу мелколиственных пород, на Западной Камчатке не встречены, возможно, что они размыты в эпоху, предшествующую формированию диагонально-косослоистых песков верхнехомутинской свиты.

Пески верхнехомутинской свиты Западной Камчатки, вероятно, накапливались одновременно с генетически и литологически сходными образованиями Центральной Камчатки (большая толща по данным Куприной, 1970) и верхним горизонтом вулканогенно-осадочной толщи Северной Камчатки (Малаева, 1965). По нашему мнению, на эту эпоху падает возрастной рубеж границы плиоцена и плейстоцена. Это было время становления современной растительности края. На Западе исчезли экзотические древесные породы и пихта, широко распространились аркто-бореальные и аркто-альпийские флоры.

На Камчатке достаточно хорошо выделяются и сопоставляются отложения, связанные с эпохой среднеплейстоценового похолодания. По существу это первые по настоящему достоверные осадки, в разной степени связанные с ледником. В Центрально-Камчатской депрессии и Тигильском районе Камчатки это морены ледников, выходявших за пределы гор; на Западном побережье и Северной Камчатке — отложения приледниковых водоемов и флювиогляциальных потоков. От более молодых гляциальных и субгляциальных образований они отличаются плохой выраженностью в формах рельефа и положением в разрезе. Отложения охарактеризованы спорами и пыльцой, указывающими на суровые климатические условия времени их накопления, когда в растительных ландшафтах доминировали кустарничковые и травянистые тундры. Более "теплые" спорово-пыльцевые спектры, отражающие состав растительности, близкий к современному, отмечены А.Р. Гепнером и др. (1965) для среднеплейстоценовых отложений Тигильского района. Возможно, они соответствуют несколько более поздней эпохе — времени деградации ледников. Иначе трудно допустить, что во время существования тундры и лесотундры к северу и югу от Тигиля в районе по соседству с ледниками произрастала ель.

Широко распространены и хорошо коррелируются на Камчатке отложения первого межледниковья (конец среднего — начало позднего шлей-

стоцена). На Западной Камчатке это супеси и суглинки с растительными остатками (нижнеичинские слои), в Центрально-Камчатской депрессии и на северо-западе Камчатки — аллювий погребенных террас (крутоярские отложения) и покровные галечники Северной Камчатки. Для них характерны спорово-пыльцевые спектры, свидетельствующие о более теплых, чем современные, климатических условиях и о широком развитии еловых, елово-пихтовых (Центральная Камчатка), елово-сосновых и сосновых (Северная Камчатка) лесов.

В разрезах верхнеплейстоценовых отложений Западной и Центральной Камчатки выделяются осадки двух эпох похолодания. В Центрально-Камчатской депрессии это морены I и II фазы (стадии) оледенения и покровные перигляциальные отложения, на побережье Западной Камчатки — водно-ледниковые и озерные отложения (верхнеичинские слои и верхняя часть пестрой толщи). Возраст осадков определяется их стратиграфическим положением в разрезе, находками ископаемых остатков позднепалеолитического комплекса млекопитающих (*Mammuthus primigenius* — поздний тип, *Coelodonta antiquitatis*, *Bison priscus deminutus*, *Alces*, *Lepus tumidus*, Куприна, 1970) и радиоуглеродными датировками. Последние указывают на то, что второе позднеплейстоценовое похолодание на Западной Камчатке отмечалось в самом конце плейстоцена (< 30 тыс. лет назад). Спорово-пыльцевые спектры ледниковых и перигляциальных отложений свидетельствуют о холодных климатических условиях эпохи, когда в растительных ландшафтах Камчатки преобладали кустарничковые и травянистые тундры. Особенно суровые (возможно, самые холодные в плейстоцене Камчатки) климатические условия отмечаются в конце позднего плейстоцена.

В северных районах Камчатки имеются отложения лишь одной эпохи позднеплейстоценового похолодания (Гепнер, 1965; Малаева, 1965). В настоящее время трудно решить, ко времени какого оледенения гор Камчатки относятся эти образования. Если морены белорецкого горизонта Тигильского района (Гепнер, 1965) действительно одновозрастны с аллювием I надпойменной террасы, то, по-видимому, ледниковые отложения надо относить ко времени второго позднеледникового оледенения.

По радиоуглеродному датированию намечаются достоверные сопоставления отложений пестрой толщи Западной Камчатки и осадков талхойского горизонта Пенжины (Беспалый, Давидович, 1974). Отложения нижней части пестрой толщи, включающие массу растительных остатков и торфа и содержащие умеренно холоднолюбивые спорово-пыльцевые спектры (возрастной интервал 39—31 тыс. лет назад) соответствуют слоям Пенжинского межледникового (44—32 тыс. лет назад). Верхняя часть пестрой толщи с более "холодными" спорово-пыльцевыми спектрами, по-видимому, одновозрастна с осадками Пенжины, которые датируются возрастом 26—19 тыс. лет назад. Они содержат пыльцу и споры тундрового типа растительности (5-я пыльцевая зона по данным Беспалого, Давидовича, 1974).

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ
В ПОЗДНЕМ ПЛИОЦЕНЕ—ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ

К главным процессам, формировавшим рельеф Западной Камчатки, обычно относят деятельность моря, ледников, речных и озерных вод.

Первый, кто обратил внимание на участие моря в образовании рельефа низменности, был С. Крашенинников. Он писал: "...все тундряные и мокрые места, где нет никакого леса, кроме мелкого ивняка и берзняка под именем ерника, в тех странах известно, были прежде всего покрыты морем, которые, может быть, и здесь, так же как в северных странах, убыло" (Крашенинников, 1948, с. 197). В.Н. Тюшов (1906) происхождение низменной тундры Западной Камчатки связывал с деятельностью медленно отступавшего моря. По представлениям К.П. Богатырева (1940), Г.М. Власова (1959), Г.М. Власова, Ю.Ф. Чемекова (1950), И.В. Мелекесцева (История развития..., 1974) вся Западно-Камчатская равнина покрывалась водами плейстоценовых трансгрессий Охотского моря, оставивших серию морских террас. Однако если существование низких морских террас вдоль побережья Охотского моря на отметках до 22 м установлено, то присутствие более высоких уровней морских террас, развитых, по представлениям И.В. Мелекесцева (История развития..., 1974), вплоть до подножий Срединного хребта весьма сомнительно при полном отсутствии следов палеонтологически охарактеризованных морских осадков. Трудно представить существование на Западной Камчатке столь обширного морского бассейна шельфового типа, не оставившего после себя никаких следов. В то время как на восточной стороне Камчатки и о. Карагинском морфологически выраженные аккумулятивные морские террасы содержат массу ископаемых раковин морских моллюсков, фораминифер и диатомей.

Не существует единой точки зрения во взглядах исследователей на количество оледенений Камчатки и участие ледников в образовании рельефа Западно-Камчатской низменности. Подробно оледенения Камчатки рассмотрены О.А. Брайцевой и др. (1968) и Н.П. Куприной (1970). Заметим лишь, что в настоящее время преобладает мнение о двух крупных ледниковых эпохах Камчатки — средне- и позднеплейстоценовой. Причем позднеплейстоценовое оледенение обычно разделяется на две стадии (Брайцева и др., 1968; Куприна, 1970). Некоторые исследова-

тели (Кушев, Ливеровский, 1940; Власов, Чемяков, 1950; Мокроусов, Садовский, 1961; Волчанская, 1965; Беспалый и др., 1970, 1974) отмечают следы и более древнего (раннеплейстоценового) оледенения Камчатки, однако, как справедливо замечают О.А. Брайцева и И.В. Мелекесцев (История развития..., 1974, с. 406), "достоверные образования этого оледенения до настоящего времени не обнаружены ни в рельефе, ни в погребенном состоянии".

В работах Л.И. Лапшина (1963), В.П. Мокроусова, Н.Д. Садовского (1964), Г.А. Дягилева (Брайцева и др., 1968), О.А. Брайцевой и др. (1968), В.Г. Беспалого и др. (1970, 1974) устанавливается широкое распространение ледников в пределах низменности Западной Камчатки, достигавших районов современного побережья и даже шельфа Охотского моря. Обычно в качестве основного аргумента присутствия древних ледников приводится факт наличия четких морфологических гряд в рельефе некоторых районов побережья (реки Утка и Опала, Усть-Большерецк и т.д.), принимаемых за конечные морены горно-долинных ледников, выходящих на равнины Западной Камчатки. При этом ледниковый генезис тех или иных форм рельефа устанавливается на основании их морфологии без связи с составом слагающих пород. Действительно, изучение районов устья рек Утки и Опалы и пос. Зуйково по материалам аэрофотосъемки и крупномасштабным картам показывает наличие здесь системы гряд, казалось бы, предопределенных присутствием древних ледников. Однако изучение состава отложений, слагающих некоторые гряды, не позволяет считать их конечными моренами. Так, гряда в устье р. Утки, отмеченная Л.И. Лапшиным (1963) как конечноморенный вал среднечетвертичного ледника, неоднократно упоминавшаяся и в работах других исследователей (Олюнин, 1965; Брайцева и др., 1968), лишь в доколе увала сложена мореноподобными суглинками, чисто гляциальное происхождение которых также сомнительно. Суглинки перекрыты водными осадками "пестрой" толщи, датированными по радиоуглеродному методу концом позднего плейстоцена. В шурфе, заложенном на поверхности столь же известного вала в районе устья р. Опалы, на всю глубину выработки вскрыты хорошо промытые пески, по-видимому, ничего общего не имеющие с материалом конечных морен. Аналогичные пески слагают вал и в районе пос. Зуйково. Все это заставляет весьма осторожно относиться к широко распространенным представлениям о конечноморенных валах в прибрежных районах Западной Камчатки. Вероятно, некоторые из них обязаны своим происхождением деятельности эрозии боковых притоков речных долин, рассекающих водораздельную равнину на системы гряд.

Высказанные критические замечания о широком участии ледников, равно как и морских трансгрессий, в формировании рельефа Западной Камчатки, однако, не отрицают их существования. По мере изучения новейших отложений Западной Камчатки, возможно, и будет получен фактический материал, указывающий на более широкое развитие в прошлом в пределах современной Западно-Камчатской низменности моря и ледников, однако на сегодня таких данных нет. Поэтому приходится признать, что интересные палеогеографические заключения некоторых

исследователей часто базируются на теоретических представлениях и не обеспечены должным образом фактическим материалом. Так, например, анализ палеогеографических схем Западной Камчатки, составленных И.В. Мелекесцевым для монографии "История развития...", (1974), показывает, какую большую смелость проявил автор, который при отсутствии на этой территории палеонтологически доказанных морских отложений отметил здесь широкое распространение морских бассейнов в начале среднего и в течение всего позднего плейстоцена. Столь же интересны, как и труднодоказуемы (из-за отсутствия фактического материала), в этой работе сведения о конфигурации береговых линий древних морей и развитии ледников первой фазы позднелайстоценового оледенения Западной Камчатки.

И, наконец, существует третья точка зрения на происхождение рельефа Западной Камчатки в результате аккумулятивной деятельности речных вод (Наливкин, см.: Щербаков, 1938; Зенкович, 1956; Власов, Цимбал, см.: Брайцева и др., 1968) либо водно-ледниковых потоков и приледниковых озер (Гуков и др., см. Брайцева и др., 1968). В основе этих представлений лежат материалы, указывающие на широкое распространение среди плейстоценовых отложений приморской равнины аллювиальных (флювиогляциальных) песков, слагающих с поверхности как речные террасы, так и водораздельные увалы. Представляется, что справедливость этих положений сохраняется и сегодня.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ПРИРОДЫ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ В ПОЗДНЕМ ПЛИОЦЕНЕ—ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Новейший палеогеографический этап Западной Камчатки начинается с позднего плиоцена, когда неогеновое море покинуло ее территорию и наступила длительная эпоха ее континентального развития (см. рис. 25). Последний морской бассейн — энемтенский (средний плиоцен) — распространился, по-видимому, на большую часть Западной Камчатки. В его водах накапливались преимущественно песчаные осадки и существовала обильная фауна морских моллюсков, близкая комплексу *Fortipecten* маруямской свиты Сахалина и Японии (Синельникова, 1967). В это время в прибрежных районах Камчатки, судя по ископаемым пыльце и спорам, произрастали еловые леса с участием широколиственных пород и сосен, принадлежащие нескольким секциям. В настоящее время широко распространен лишь один вид семейства сосновых — кедровый стланик. Встречалось несколько видов елей, относящихся к двум секциям. Ныне ель распространена ограниченно, и то лишь в центральных районах Камчатки, где представлена одним видом — елью аянской. Отмечены представители таксодиевых, два вида тсуги, исчезнувшие в связи с похолоданием на границе плиоцена и плейстоцена. Из широколиственных пород постоянно встречались граб и орех. К речным долинам были приурочены заросли ольхи. В нижнем ярусе растительности преобладали разнообразные папоротники со значительным участием осмунды. Континентальных энемтенских отложений на Западной Камчатке не уста-

новлено, они известны севернее, в Тигильском районе, где представлены аллювием усть-тигильской свиты с обильными остатками саликсовой флоры, указывающими на относительно влажный и прохладный климат эпохи. Можно предполагать, что и на территории Западной Камчатки в это время существовали сходные природные условия.

В позднем плиоцене Западная Камчатка представляла равнину, слабо приподнятую на севере и северо-востоке, в тектоническом отношении относительно стабильную, с проявлениями нисходящих движений в районе современного побережья между долинами рек Коль и Опалы. Здесь в наиболее низменных участках равнины существовали обширные внутриконтинентальные водоемы, периодически сообщавшиеся с морем. На это указывают находки морских диатомей (Беспалый, Давидович, 1974) в илах и глинах нижнехомутинской свиты, большие значения рН и содержание иона Si в отложениях нижней части толщи. Судя по ископаемым находкам и солевому составу илов и глин, накопление их сначала осуществлялось в крупных слабосоленых водоемах олиготрофного типа. В дальнейшем озера и лагуны мелели и приобретали режим водоемов дистрофного типа с относительно низкой температурой воды. На это указывает комплекс диатомей, найденный в подошве песков верхнехомутинской свиты, среди которых многочисленны планктонные галофобы, предпочитающие слабоминерализованные застойные водоемы с небольшими глубинами (см. табл. 6). Водоемы вдоль депрессии долины р. Большой, по-видимому, сообщались с озерами Центральной Камчатки. В осадках последних установлена умереннотеплолюбивая диатомовая флора с преобладанием среди диатомей эвритермных и северобореальных видов с реликтами южнобореальных форм (Брайцева и др., 1968). В целом климатические условия позднего плиоцена Западной Камчатки были достаточно теплыми и влажными, а судя по ископаемым спорово-пыльцевым спектрам, даже более теплыми, чем эпоха накопления осадков усть-тигильской свиты. Господствовали темнохвойные елово-пихтовые леса с примесью тсуги и некоторых широколиственных пород (*Juglans*, *Carpinus*, *Acer*, *Quercus* и др.). Примесь пихты также была значительной, но ни в один из этапов плиоцен-плейстоценовой истории развития растительности Западной Камчатки участие ели в составе лесов не было так велико, как в позднем плиоцене. В настоящее время реликтовый "остров" пихты сохранился лишь на востоке Камчатки. В нижнем ярусе растительности наряду с господством папоротников происходит выпадение осмунды и возрастание роли сфагнумов и лесных видов плаунов — спутников темнохвойной тайги.

В конце плиоцена — начале плейстоцена резко активизируются тектонические движения гор Центральной Камчатки. По-видимому, к этому времени орографически оформляется Срединный хребет. Сводное поднятие гор, осложненное подвижками отдельных блоков и глыб по разломам, вовлекло в поднятие смежные западные районы Большерецкой впадины. Во внутренних частях впадины, расположенных в прибрежных районах, вероятно, существовала тенденция к тектоническим опусканиям, связанная с формированием на акватории Охотского моря впадины Тинро.

В рельефе Западной Камчатки в это время четко выделялась ступенчатая равнина, приподнятая в предгорной части и опущенная в приморской. Поднятие гор и связанная с этим активизация эрозионных и денудационных процессов привели к выносу в пределы низменности массы разнообломочного материала. По-видимому, и на равнине в конце плиоцена происходили процессы врезания, в результате чего и был выработан эрозионный рельеф в кровле сизых илов и глин нижнехомутинской свиты. Дельты многочисленных рек и речек после выхода из гор сливались, заполняя неровности эрозионного рельефа и образуя обширную аллювиальную равнину, сложенную песчаным и песчано-галечным аллювием верхнехомутинской свиты. Большая мощность отложений, грубообломочный состав аллювия, отсутствие типичных пойменных фаций указывают на весьма динамичные условия и большую скорость накопления осадков. В эту эпоху существенно перестраиваются области питающих провинций, возрастает роль вулканогенных пород, а также изменяются климат и соответственно растительные сообщества.

Во время накопления нижней части песков верхнехомутинской свиты на равнине Западной Камчатки была распространена темнохвойная тайга с примесью широколиственных пород. Судя по развитию еловых лесов, климат был относительно влажным. В дальнейшем в начале плейстоцена, сокращаются площади, занятые темнохвойной тайгой, исчезают экзотические породы и пихта, которая в последующие потепления плейстоцена уже не возвращалась на западное побережье Камчатки. Происходит становление плейстоценовой растительности, для которой характерны увеличивающиеся массивы светлохвойной тайги, лиственных и мелколиственных березовых лесов, появляются кустарниковые заросли березы, ольховника, кедрового стланика и площади, занятые травянисто-кустарничковой растительностью. Возможно, с этим связано и появление расы низкорослых оленей (*Alces latifrons posttrumis*), остатки которых обнаружены в аллювии яра Половинка Центрально-Камчатской депрессии (Васьковский, 1966).

Среди новейших отложений Западной Камчатки отсутствуют осадки второй половины раннего — начала среднего плейстоцена. Это была эпоха длительного перерыва в осадконакоплении и господства процессов эрозии и денудации. Можно лишь предполагать, что в это время продолжалось активное поднятие Срединного хребта и отмечалось низкое стояние уровня моря, а участки аккумуляции выносимого из гор материала, по-видимому, располагались где-то в районе современной акватории Охотского моря. Происходило направленное похолодание климата, сокращение лесной растительности и развитие открытых ландшафтов.

Общепланетарное ухудшение климата в среднем плейстоцене и похолодание, связанное с подъемом гор и выходом значительных участков их поверхности в зону хиносферы, привели к обширному горному оледенению. За исключением северо-западных районов Камчатки, где отмечаются ледниковые отложения (Гепнер, 1965), на Западной Камчатке горные ледники, по-видимому, не выходили далеко за пределы Срединного хребта и прямого участия в процессе осадконакопления на Западной Камчатке, возможно, не принимали. В эпоху среднеплейсто-

ценового похолодания Западно-Камчатская равнина была покрыта многочисленными озерами олиготрофного и мезотрофного типов и приледниковыми водоемами, в которых накапливались мореноподобные суглинки и супеси усть-уткинской свиты. В верхней части отложений наблюдаются линзы флювиогляциальных галечников, указывающие на существование в конце эпохи потоков талых ледниковых вод.

Климатические условия Камчатки в среднем плейстоцене были весьма суровыми, с продолжительной зимой и коротким холодным летом. Для ее северных районов основные климатические показатели эпохи Е.М. Малаева (Боярская, Малаева, 1967) условно принимает близкими к современным показателям Пенжины, где средние температуры января -8° , а годовое количество осадков около 300 мм.

Для Западной Камчатки этого времени характерно резкое сокращение и, возможно, полная деградация лесов. Можно предполагать, что незначительные участки древесной растительности с лиственницей, каменной березой и ольхой кое-где сохранились, но не имели определяющего значения в растительном покрове. Большие площади были заняты травянисто-кустарничковой и кустарничковой тундрой с березкой тощей, ольховником, представителями вересковых и арктическими видами плаунов (*Lusporidium alpinum*, *L. pungens* и т.д.).

В Центрально-Камчатской депрессии были широко развиты осоково-зеленомошные болота с небольшими участками сфагновых болот и зарослями низкорослой березки (Брайцева и др., 1968), а на севере Камчатки — тундры и лесотундры с карликовой березкой и ольховником (Боярская, Малаева, 1967).

В конце среднего — начале позднего плейстоцена на Камчатке отмечается потепление климата. По сравнению с современным климатом Западной Камчатки это были более теплые условия. На побережье вновь появляются леса и обширные площади кустарниковых зарослей. В составе древесной растительности встречаются участки темнохвойных еловых лесов. Конечно, по сравнению с позднплиоценовой темнохвойной тайгой, которая абсолютно господствовала, участки еловых лесов межледниковья занимали значительно меньшие площади, однако играли в ландшафте существенную роль. Из других хвойных пород в это время встречались лиственница и кедровый стланик. Развивались также мелколиственные леса и кустарниковые заросли березы, ольховника, восклицы. В небольших водоемах накапливаются маломощные супесчано-галечные отложения нижнеичинских слоев, содержащие массу растительных остатков умереннохолодолюбивой диатомовой флоры.

В Центрально-Камчатской депрессии и на севере Камчатки в эту межледниковую эпоху среди древесной растительности широко распространяется сосна. В Тигильском районе, по данным А.Р. Гепнера (1965), произрастала пихта. Преобладающим типом межледниковых осадков были аллювиальные образования. Возможно, в прибрежных районах накапливались и морские осадки. На высокое стояние уровня моря в это время указывает присутствие большого количества солоноватоводных диатомей в отложениях второй террасы р. Тигиль (Гепнер, 1965).

В первой половине позднего плейстоцена на Камчатке происходит новое похолодание, приведшее к развитию обширного горного оледенения. На Западной Камчатке отложения этой эпохи распространены ограниченно. Типичные гляциальные образования, по-видимому, накапливались лишь у подножий Срединного хребта, в местах выхода ледников из гор. Как уже было показано, выделяемые Л.И. Лапшиным (1963), О.А. Брайцевой и др. (1968) конечные морены в районах Утки, Усть-Большерецка и Опалы, по-видимому, не имеют прямого отношения к ледникам. Неизвестны отложения этого оледенения и севернее, в Тигильском районе и на севере Камчатки. Западная Камчатка в это время представляла низкую заболоченную равнину с многочисленными холодными и длительно замерзавшими озерами, в которых накапливались маломощные супесчано-суглинистые осадки верхнеичинских слоев, обогащенные грубообломочным материалом, содержащие холоднолюбивые диатомеи (*Pinnularia lata*, *P. borealis*). Вблизи гор, в устьевых частях троговых долин, вероятно, располагались обширные флювиогляциальные и зандровые поля. Возможно, флювиогляциальное происхождение имеет и песчано-галечная толща в районе Усть-Большерецка, относящаяся ко времени деградации горно-долинных ледников. Климат эпохи был более холодный, чем в настоящее время, на это указывают спорово-пыльцевые спектры из отложений верхнеичинских слоев, свидетельствующие о господстве ландшафтов мохово-травянистой и травянисто-кустарничковой тундры с зарослями низкорослой березки и ольховника. Суровые климатические условия и ландшафты тундры существовали и в Центрально-Камчатской депрессии. Здесь наряду с разнообразными покровными отложениями, установлена морена (Брайцева и др., 1968; Куприна, 1970) и отмечаются находки позднелепестчатого мамонта.

Позднеплейстоценовое (первое) похолодание Камчатки в середине эпохи сменяется потеплением. На равнинах Западной Камчатки в это время в мелких заболоченных водоемах формируется нижняя часть пестрой толщи, содержащая прослой и линзы торфа и растительный материал. Радиоуглеродное датирование растительных остатков позволило отнести эпоху этого потепления ко второй половине позднего плейстоцена (30—40 тыс. лет назад). В это же время смягчение климата отмечается и в районе Пенжины, где существовали ландшафты лесотундры (Беспалый, Давидович, 1974). На Западной Камчатке широко развивалась лесная растительность с участием лиственницы, древовидной березы, с редкой примесью ели. Присутствие *Picea* указывает, что климат эпохи, был, по-видимому, более мягким, чем современные климатические условия территории. Однако в отличие от среднеплейстоценового потепления, когда участки еловых лесов были еще значительны, в позднем плейстоцене ель встречалась уже единично — в виде примеси, а преобладали редколесья из лиственницы и мелколиственных пород.

В конце позднего плейстоцена на Камчатке происходит второе позднеплейстоценовое похолодание и увеличиваются площади горных ледников. Их размеры были не столь обширны, как в предыдущую эпоху, и ледники, по-видимому, не выходили за пределы гор, у подножий кото-

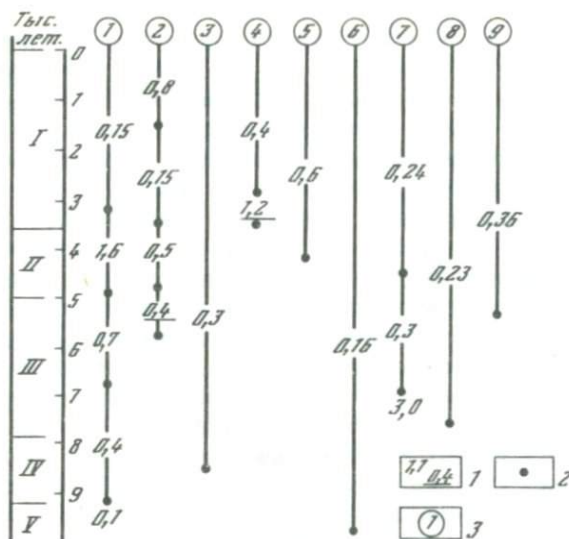
рых наблюдаются прекрасно выраженные в рельефе конечноморенные гряды и сопряженные с ними флювиогляциальные и зандровые поля (Брайцева и др., 1968). В покровных отложениях этой эпохи в Центрально-Камчатской депрессии обнаружены кости животных позднепалеолитического комплекса: мамонта позднего типа, шерстистого носорога, короткорогого бизона, оленя, зайца-беляка (Куприна, 1970). На Западной Камчатке в это время формируются озерные супеси и покровные суглинки верхней части осадков пестрой толщи. Наличие в подошве покровных отложений псевдоморфоз по ледяным жилам свидетельствует о широком развитии ММП. В связи с наступившим похолоданием происходит выпадение древесных пород и распространение кустарниковых зарослей березы, в ландшафтах Западной Камчатки господствует кустарниковая тундра. О резко выраженном ходе сезонных температур свидетельствует ленточная текстура озерных осадков пестрой толщи. Значительная часть этих отложений представлена тонким пирокластическим материалом, указывающим на активизацию вулканической деятельности на Камчатке. В максимум похолодания отмечается развитие безлесных ландшафтов травянисто-кустарниковой тундры. В травянистом покрове выделяются морошка, куропаточья трава, арктические виды лютиков, василистника, армерии, представители гвоздичных, крестоцветных и др., а также разнообразных зеленых мхов. Климатические условия второго позднелейстоценового похолодания отличались большей суровостью по сравнению со среднеплейстоценовым и первым позднелейстоценовым похолоданиями и тем более с современными условиями, которые также весьма неблагоприятны для развития лесной растительности. Это была эпоха относительно низкого стояния моря (Гепнер, 1965) и еще более однообразных ландшафтов, чем современные (плоская, сильно заболоченная равнина — тундра, с ММП и жильными льдами). На склонах водоразделов активно протекали солифлюкционные процессы. В речных долинах господствовала кустарниковая растительность. В Тигильском районе большие участки территории были заняты мохово-осоковыми болотами, а в благоприятных местообитаниях, возможно, существовали березовые леса с поллеском кедрового стланика и ольховника (Гепнер и др., 1965). Отсутствие древесной растительности (эпоха накопления верхней части покровных галечников) отмечается и на севере Камчатки (Боярская, Малаева, 1967). В районе Пенжины господствовали ландшафты заболоченной тундры с зарослями тощей березки. Радиоуглеродное датирование растительных остатков из отложений района Пенжинской губы определяет эпоху похолодания временем 26—19 тыс. лет назад (Беспалый, Давидович, 1974).

Возвращаясь к вопросу об оледенениях Камчатки в позднем плейстоцене, можно отметить, что если основой для выделения в позднем плейстоцене двух самостоятельных горных оледенений служат данные о характере межледниковья, то палинологические материалы из нижней части разреза пестрой толщи Западной Камчатки скорее указывают на самостоятельность ледниковых эпох Камчатки. Ранее к аналогичным выводам, по материалам изучения плейстоценовых отложений о. Кара-

гинского, пришли Л.А. Скиба и И.М. Хорева (1966), к этому склоняется и Н.П. Куприна (1970). Однако решать вопрос о самостоятельности позднплейстоценовых оледенений гор Камчатки, по-видимому, следует не только на основании характера климата и растительности межледниковий, но и с учетом данных о залегании и сохранности морен, длительности похолоданий и разделяющих их потеплений и т.д. Например, сравнение продолжительности ледниковых эпох среднего и позднего плейстоцена указывает на большую разницу между ними (до порядка).

В голоцене Западной Камчатки сохраняется общая тенденция развития природы позднего плейстоцена. Судя по спорово-пыльцевым спектрам и диатомовой флоре голоценовых отложений Западной Камчатки, среди ландшафтов времени их накопления господствовали открытые безлесные пространства сильно заболоченной травянисто-кустарничковой тундры с отдельными рощицами ольхово-березовых лесов на водоразделах, зарослями ивняка и ольховника в долинах рек. На фоне влажного и прохладного климата голоцена Западной Камчатки отмечается несколько фаз относительного потепления и похолодания. Первые фиксируются увеличением количества пыльцы древесно-кустарниковой группы (березы, ольхи), сокращением пыльцы кустарников тундровых видов плаунов, появлением *Selaginella borealis*, современный ареал которой приурочен к южным и юго-восточным районам Дальнего Востока (Сладков, 1951). Вторые устанавливаются по увеличению роли кустарниковых группировок, появлению тундровых плаунов (*Lycopodium alpinum*, *L. pungens*). Похолодание, возможно, сопровождалось увлажнением климата. На это указывает присутствие пыльцы ели (занесенной из долины р. Камчатки) в торфяниках Западной Камчатки (Хотинский, 1971).

По увеличению (максимумам) содержания пыльцы ольхи в спорово-пыльцевых спектрах голоценовых торфяников М.И. Нейштадт (1957) установил три потепления — в раннем, среднем и позднем голоцене. Материалы радиуглеродного датирования и палинологии голоценовых торфяников Западной Камчатки (Хотинский, Шлюков, 1973) и Центрально-Камчатской депрессии (История развития..., 1974) указывают на некоторое несовпадение эпох потепления и похолодания в голоцене этих районов Камчатки. Так, в разрезе торфяника района Усть-Хайрюзово отмечается два пика содержания ольхи (потепление): около 6,7 тыс. лет назад и несколько позже — 5 тыс. лет (Хотинский, Шлюков, 1973), в то время как на рубеже 6—3 тыс. лет назад в долине р. Камчатки устанавливается ухудшение климатических условий, сокращение площади лесов и увеличение горных ледников (Брайцева и др., 1968). Климатические особенности голоцена, глубокое промерзание грунтов, широкое распространение глинисто-суглинистых водоупорных пород, плоская и слабо дренированная поверхность равнины — все это предопределило активное торфонакопление на Западной Камчатке. Считается, что образование торфа было длительным, с эпохами усиления в среднем и позднем голоцене и продолжительными перерывами, во время которых на территории Западной Камчатки существовали огромные пестрые озера, где накапливались глины и илы (Нейштадт, 1954, 1957; Хотинский, 1971). Массовые радиоуглеродные датировки ископаемого торфа Запад-



Р и с. 26. Скорости прироста торфа в голоцене на Западной Камчатке

1 — скорость прироста торфа и накопления глины (цифры подчеркнуты), см/год; 2 — датированные временные отрезки; 3 — разрезы (цифры в кружках): 1 — Усть-Хайрюзово; 2 — Ича; 3 — Крутогорово; 4 — Кировск; 5 — Кировск — 4; 6 — Кихчик; 7 — Утка; 8 — Митога; 9 — Усть-Большерецк; римские цифры — схема расчленения голоцена (по Блитту-Сернандеру) I — субатлантический; II — суббореальный; III — атлантический; IV — бореальный; V — предбореальный

ной Камчатки указывают, что скорости его прироста были весьма различными во времени и пространстве (рис. 26) и изменялись от 0,1 до 3,0 мм/год при средних значениях 0,3—0,8 мм/год. Причем скорости образования торфа существенно менялись во времени и в одних и тех же разрезах и обычно не совпадали по значениям прироста в смежных разрезах. Можно предположить, что торфонакопление на Западной Камчатке, помимо общеклиматического фактора, также контролировалось местными причинами. Судя по датировкам (см. рис. 26), небольшие скорости прироста (среднее 0,8 мм/год) были характерны для сфагнового торфа, а для осокового (среднее 0,5 мм/год) и осоково-глинистого (среднее 0,4 мм/год) примерно совпадали. Интересно, что накопление илисто-глинистых прослоев среди торфяных залежей, по данным радиоуглеродного анализа, осуществлялось, по-видимому, не менее интенсивно (0,4 и 2,5 мм/год). Причем распределение прослоев озерных илов и глин в разрезах торфяников Западной Камчатки не позволяет говорить о единых крупных перерывах накопления торфа и существовании громадного озера, как считают М.И. Нейштадт (1954) и Н.А. Хотинский (1971). Перерывы торфообразования были связаны с существованием локальных водоемов, эпизодически возникавших на равнинах Западной Камчатки. Задержки накопления торфа могли также возникать и вследствие обильного выпадения пеплового материала во время извержений (Беспалый, Давидович, 1974). В некоторых разрезах голо-

цена Западной Камчатки (Усть-Хайрюзово, Кихчик, Утка, Митога) прослой глины и ила в торфе отсутствуют. В них торфонакопление, по-видимому, осуществлялось почти непрерывно.

В голоцене продолжается поднятие Срединного хребта и опускание дна части акватории Охотского моря (впадина Тинро), в результате чего сохраняется общая тенденция тектонических движений Западной Камчатки (внутренние районы равнины вслед за горами испытывают слабые положительные движения), а на побережье происходят медленные опускания.

Активное заболачивание территории в голоцене, сопровождавшееся накоплением торфа, по-видимому, неблагоприятно отразилось на фауне крупных млекопитающих, животные позднелепестчатого комплекса вымирают (поздний мамонт и др.). В конце позднего плейстоцена — раннем голоцене на Камчатке появляется человек; стоянка обнаружена Н.Н. Диковым (1964) на берегу Ушковского озера в долине р. Камчатки.

ТРАНСГРЕССИЯ ОХОТСКОГО МОРЯ В ГОЛОЦЕНЕ

Изучение взаимоотношений реликтов древних береговых линий, связанных с трансгрессиями Охотского моря, и сопоставление их как с провинциальными особенностями других водоемов, так и с общими закономерностями колебаний уровня моря позволяют сделать определенные выводы о характере и проявлении голоценовой трансгрессии Мирового океана в районе Западной Камчатки. Как известно, на историю проявления голоценовой трансгрессии океана имеется две противоположных точки зрения. Первая, высказана Р. Фейрбриджем (Fairbridge, 1961); согласно этой точке зрения на заключительном этапе трансгрессии начиная со времени 5–6 тыс. лет назад уровень моря неоднократно превышал современные отметки на несколько метров. По мнению Ф.П. Шепарда (1969), уровень моря приблизился к современному около 5–6 тыс. лет назад, но не превысил его.

По данным К.К. Маркова и И.А. Суетовой (1965) в целом диапазон гидрократических колебаний уровня Мирового океана относительно невелик — от 110 до +10 м, что существенно меньше разброса высот древних береговых реликтов по отношению к современной линии берега.

Подобный разброс мог быть обусловлен последующими тектоническими перемещениями. Очевидная картина такого совместного воздействия тектонических и эвстатических факторов проявляется на побережье Западной Камчатки и прилегающих участках дна Охотского моря. Описанные Г.Б. Удинцевым (1952) и А.П. Лисицыным (1953) затопленные морем древние морские террасы и береговые валы на глубинах от 200 до 500 м свидетельствуют о том, что в плейстоцене современный шельф Охотского моря у берегов Западной Камчатки претерпел значительные опускания, обусловленные системой ступенчатых сбросов.

В пределах прибрежной части Западно-Камчатской низменности отме-

чаются низкие террасы. Для изучения голоценовой трансгрессии моря большой интерес представляет анализ образования 4–6-метровой террасы.

О.К. Леонтьевым и Л.Г. Никифоровым (Зенкович и др., 1971) формирование этой террасы объясняется некоторым превышением голоценового уровня моря над современными его отметками и последующим за этим спадом. Однако имеется возможность показать, что образование террасы могло произойти и при медленном повышении уровня моря до современного положения. В.П. Зенкович и др. (1971) при описании остатков береговой линии на абс. отметках 4–6 м упоминают находки реликтовых береговых валов. Так, в районе Кихчика зафиксирован береговой вал с относительной высотой 1,4 м, подножие вала расположено на абс. высоте 6,2 м. Таким образом, суммарная высота вершины вала составляет 7,6 м. Однако и современные береговые валы побережья Западной Камчатки в большинстве случаев имеют близкие гипсометрические отметки, что и не удивительно, если учесть штормовую активность Охотского моря.

Весьма существенным является и вопрос, какой уровень подразумевать под высотой террасы? Во-первых, 5-метровая изогипса — это береговая граница террасы, абсолютные высоты которой значительно снижаются к морю и вблизи берега и не превышают 2–3 м. Во-вторых, отложения, слагающие террасу, погребены под слоем торфа, образованного после формирования террасы. Мощность торфа, особенно в понижениях рельефа, достигает 4–5 м. Следовательно, истинный уровень террасы может быть на несколько метров ниже и соответствовать примерно современным береговым формам. Этот вывод подтверждается и данными А.Т. Владимирова (1959) по нивелировкам современных аккумулятивных форм побережья Западной Камчатки.

Изложенное позволяет высказать предположение, что формирование 4–6-метровой террасы на Западной Камчатке могло произойти и без заметного повышения уровня голоценового моря над современным. К тому же терраса могла быть приподнята на 4–6 тыс. лет неотектоническими движениями на 1–1,5 м.

Обратимся к береговым реликтам, оставленным голоценовой трансгрессией на шельфе Западной Камчатки. Здесь установлено, что различные береговые формы имеют полосовое распространение и тяготеют к глубинам 9–12, около 20 и 40–50 м. Если принять принцип ускоренно-замедленного темпа голоценовой трансгрессии океана и образование береговых реликтов приурочить к периодам замедления, то во время трансгрессии Охотского моря выделяется три этапа, относимых к диапазону времени меньше 10 тыс. лет. Сюда же следует добавить и современный четвертый этап замедления.

Близкая картина голоценовой трансгрессии проявляется на побережье Приморья. Здесь в верхней части шельфа на протяжении от залива Восток на юге до бухты Рудная на севере были вскрыты три погруженных горизонта прибрежно-лагунных отложений (Внучков, 1971), располагающихся на глубинах 35–50, 20–30 и 10–15 м. Кроме того, по всему побережью Приморья широко распространена низкая (3–4 м) терраса, сходная по своему строению с террасами лагун Западной Камчатки.

Образец торфа, представленный А.М. Коротким, с подводного берегового вала на шельфе зал. Восток показывает возраст 7710 ± 820 лет (МГУ-63).

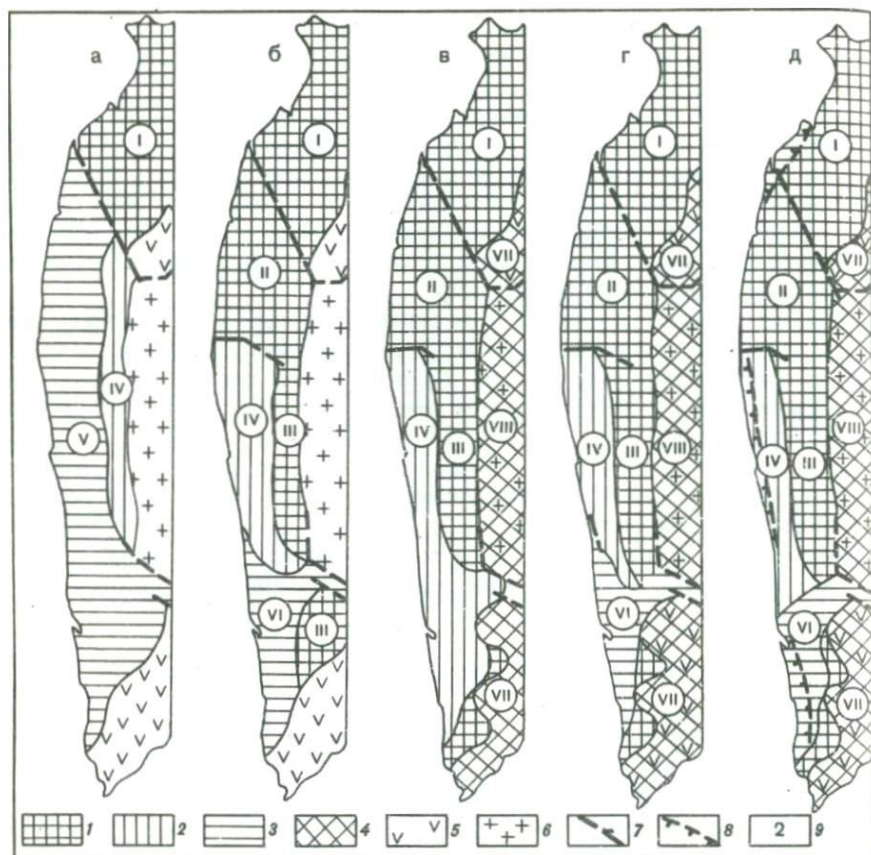
Сведения об ускоренно-замедленной трансгрессии в голоцене имеются и по бассейну Берингова моря, на шельфе которого Ф.А. Щербаковым (1961) в диапазоне глубин до 30 м было выделено два подводных горизонта на глубинах 20–30 м и около 10 м, к которым приурочены береговые реликты, свидетельствующие, по его мнению, о некоторой стабилизации уровня моря. На последнем этапе развития Берингова моря отмечается замедление темпа трансгрессии.

Таким образом, по материалам дальневосточных морей подтверждается мнение, что голоценовая трансгрессия мирового океана носила ускоренно-замедленный характер. На протяжении 10 тыс. лет выделяется, по крайней мере, три-четыре этапа замедления скорости подъема уровня вод. Первый произошел около 9–10 тыс. лет назад, когда уровень моря находился на 35–50 м ниже современного. Вторая задержка произошла в диапазоне 6–8 тыс. лет при положении уровня моря на 20–30 м ниже современного. На третьем этапе – 2–4 тыс. лет назад – уровень моря от современного отличался на 10–15 м. И, наконец, современный этап – менее 1000 лет – также характеризуется замедлением трансгрессии.

РАЗВИТИЕ НОВЕЙШЕЙ СТРУКТУРЫ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ

Представления о новейших структурах Западной Камчатки отражены в ряде общих неотектонических схем Камчатки (Святловский, 1964; Эрлих, 1965; Воронков и Немцов, 1967; и др.). Сведения о новейших движениях Западной Камчатки также содержатся в работах, посвященных вопросам генезиса и стратиграфии новейших отложений и происхождения рельефа (Богданович, 1906; Дьяков, 1936; Богатырев, 1940; Зенкович, Владимиров, 1950; Владимиров, 1959; Зенкович и др., 1971; Ионин и др., 1971; Брайцева и др., 1968; История развития..., 1974; Кривулин, Свиточ, 1977).

Началом новейшего этапа тектонического развития Камчатки большинство исследователей (Святловский, 1964; Эрлих, 1965; и др.) считают вторую половину неогена, когда кончилась эпоха длительного выравнивания и начались мощные блоковые движения. В результате блоковых подвижек по разломам северо-восточного простирания в раннем плиоцене происходит резкая вспышка вулканизма, и образовавшиеся депрессии трансгрессирует мелководное эрмановское море. Оформляются основные черты современной структуры Камчатки (Эрлих, 1965). На Западной Камчатке в раннем плиоцене не обнаруживается существенных изменений ее структурного плана. Возможно, блоковые подвижки и происходили, однако их роль была не так велика, как в других районах Камчатки, и они лишь наметили тенденцию к сокращению площади Большеерцковской впадины за счет формирования структуры Срединного хребта. Крупная перестройка структурного плана территории Западной Камчатки происходит в конце среднего – начале позднего плиоцена. К этому времени в



Р и с. 27. Схема неотектонического развития Западной Камчатки

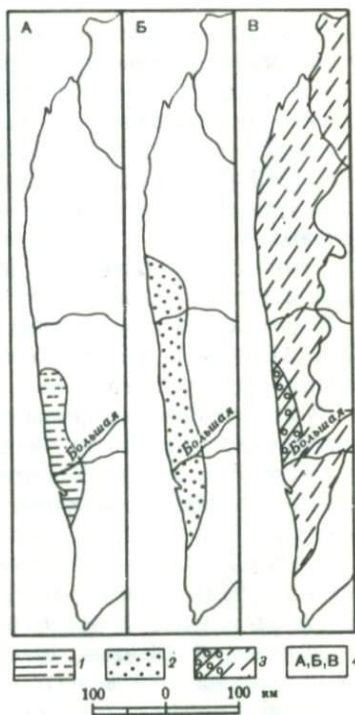
Неотектонические зоны: I – Зона медленных устойчивых поднятий (I – Тигильское сводовое поднятие, II – Крутогорское сводовое поднятие, III – Внутренняя зона поднятий); 2 – зона относительно стабильная (IV – Приморская зона); 3 – зона относительных опусканий (V – Усть-большерещкая зона); 4 – зона активного горообразования; 5 – наложенные вулканические пояса; 6 – жесткий фундамент срединного массива; 7 – разрывные нарушения, выраженные в рельефе; 8 – предполагаемые границы трансгрессии моря; 9 – временные этапы: а – средний плиоцен; б – поздний плиоцен (эпоха накопления синих илов и глин нижнехомутинской свиты); в – конец плиоцена – начало плейстоцена (эпоха накопления косослоистых песков верхнехомутинской свиты); г – средний плейстоцен (эпоха накопления мореноподобных суглинков усть-уткинской свиты); д – поздний плейстоцен (эпоха накопления пестрой толщи)

основных чертах заканчивается развитие Западно-Камчатского краевого прогиба, выполненного мощной толщей морских и континентальных неогеновых образований. В результате общего поднятия территории и активизации движений по разломам Большеерещкая впадина распадается на ряд крупных разновысотных блоков – массивов (рис. 27). По разломам северо-западного и субширотного простираний образуется Круто-

Р и с. 28. Схема осадконакопления на Западной Камчатке

1 — установленные и предполагаемые участки накопления сизых илов и глин нижнехомутинской свиты; 2 — участки накопления диагонально-косослоистых песков верхнехомутинской свиты; 3 — участки накопления мореноподобных суглинков усть-хомутинской свиты и отложений максимального похолодания Камчатки; 4 — временные срезы: А — поздний плиоцен, Б — конец плиоцена — начало плейстоцена, В — средний плейстоцен

ровское поднятие, по системе глубоких нарушений причленившееся к Тигильскому поднятию и образовавшее совместно с ним единый жесткий блок. Вдоль западного склона Малкинского свода, внутри бывшей Большерецкой впадины, формируется меридионально вытянутая Внутренняя зона, затянута активным подъемом Срединного хребта в медленные устойчивые поднятия. К западу от Внутренней зоны образуется обширная Приморская зона в тектоническом отношении стабильная, а южнее р. Кихчик — Усть-Большерецкая зона относительных опусканий, по-видимому, обязанная своим появлением активным опусканиями участков смежной активности Охотского моря. В зоне опускания накапливались толщи сизых глин и илов нижнехомутинской свиты (рис. 28).



В самом конце плиоцена — начале раннего плейстоцена в пределах Западной Камчатки низкие темпы тектонических движений еще более замедляются и лишь Внутренняя зона испытывает небольшие поднятия. К концу плиоцена затухают движения Усть-Большерецкой зоны относительных опусканий и она смыкается с Приморской стабильной зоной, в пределах которой активно аккумуляровались косослоистые пески верхнехомутинской свиты, выносимые реками из Срединного хребта. В это время в горах, на границе с бывшим Западно-Камчатским прогибом, наблюдается активизация вулканических процессов, возникают вулканы, происходит излияние базальтовой лавы (История развития..., 1974).

В среднем плейстоцене на Камчатке интенсивно поднимаются горные хребты. Максимальных высот достигает Срединный хребет, возникают ледники. В связи с общим подъемом горных систем активизируются тектонические движения в пределах Тигильского и Крутогоровского поднятий и Внутренней зоны. Приморская зона продолжает оставаться стабильной, вновь испытывает относительные опускания Усть-Большерецкая зона. Возникают грабены в верховьях рек Быстрой и Камчатки (Эрлих, 1965). В районе устойчивых опусканий существовали обширные

внутриконтинентальные водоемы, где накапливалась толща мореноподобных суглинков усть-утинской свиты.

В позднем плейстоцене структурный план Западной Камчатки существенно не изменился. Во Внутренней зоне продолжают устойчивые поднятия. В ее пределах в верхних течениях рек наблюдаются следы перестройки гидросети, по-видимому, связанные либо с неравномерным характером тектонических движений, либо с выходом позднеплейстоценовых ледников в предгорья. В это время на юге Приморской зоны и в Усть-Большерецкой зоне в мелких водоемах и болотах накапливались осадки пестрой толщи.

В течение голоцена основная тенденция неотектонического развития Западной Камчатки сохраняется, консолидируются и оформляются новейшие структуры территории.

Существующая информация по геоморфологическому строению, верхнеплейстоценовым и голоценовым отложениям Приморской зоны Западной Камчатки позволяет оценить характер ее тектонических движений в конце позднего плейстоцена — голоцене. Различные суждения по этому вопросу высказывались неоднократно. Большинство исследователей (Богатырев, 1940; Власов, Чемяков, 1950; Чемяков, 1957; История развития..., 1974) относят эту территорию к области плейстоценовых поднятий, аргументируя это наличием серии разновысотных террас. Часть исследователей (Дьяков, 1936; Нейштадт, 1936; Зенкович, 1947), отмечая отсутствие достоверных следов существования моря на территории Западной Камчатки, относят ее к области погружения. Этой же точки зрения придерживаются А.И. Ионин и др. (1971), В.П. Зенкович и др. (1971) однако, допускающие и положительные тектонические движения небольшой амплитуды, во время которых была образована морская терраса высотой около 20 м.

Тесная взаимосвязь тектонических и эвстатических причин, вызвавших колебание уровня моря в пределах Западно-Камчатского побережья, несомненна. Однако выяснить роль каждого из них отдельно — трудная задача из-за отсутствия бесспорных критериев оценки. Для достоверного суждения о характере тектонических движений Приморской зоны необходимо обобщенный анализ соотношения тектонических движений и поведения уровня моря. Существует девять возможных вариантов сочетания хода тектонических движений и колебания уровня моря (табл. 8). Если же тектонические движения и изменения уровня моря подразделить на слабые и сильные (относительно друг друга), то количество возможных случаев сочетания увеличивается до 25. Причем из табл. 8 видно, что самые разнообразные сочетания знаков тектонических движений и колебаний уровня моря могут привести к формированию близкого облика побережья. Так, например, постоянное положение береговой линии относительно исходного уровня моря возможно как в случае стабилизации тектонических движений и уровня моря (вариант 25), так и при поднятии (варианты 1, 4) или погружении (варианты 13 и 16). Относительное опускание береговой линии с выходом на дневную поверхность морских осадков и наличием морских террас может отмечаться и в условиях поднятия уровня моря (вариант 2), если скорость положительных

Таблица 8

Оценка соотношения тектонических движений и эвстатического изменения уровня моря и их выражение в рельефе и осадках побережья

Тектонические движения (Т) и эвстатические изменения уровня моря (М)				Оценка перемещения береговой линии относительно исходного уровня моря	Геоморфологические и литологические признаки на побережье
№ группы	Направление	№ подгруппы	Оценка		
		1	Т слабые поднятия М " "	Стабильное положение	Выработанный профиль берега, современная морская терраса
I	Т-поднятие	2	Т сильное поднятие М слабое поднятие	Слабые опускания	Низкие морские террасы, морские отложения
	М-поднятие	3	Т слабое " М сильное "	Слабое поднятие	Морские террасы и морские отложения отсутствуют
		4	Т сильное поднятие М " "	Стабильное положение	Выработанный профиль берега, современная морская терраса
		5	Т слабые поднятия М " "	Опускания	Морские террасы, морские отложения
II	Т-поднятие	6	Т сильные поднятия М слабые опускания	Сильное опускание	Высокие морские террасы, морские отложения
	М-опускание	7	Т " поднятия М сильные опускания	"	То же
		8	Т " поднятия М " опускания	Очень сильное опускание	"
		9	Т слабое " М " поднятие	Поднятие	Морские террасы и морские отложения отсутствуют
III	Т-опускание	10	Т сильное опускание М слабое поднятие	Сильное поднятие	То же
	М-поднятие	11	Т " " М сильное поднятие	Сильное поднятие	"
		12	Т " опускание М " поднятие	Очень сильное поднятие	"
		13	Т слабое опускание М " "	Стабильное положение	Выработанный профиль берега, современная морская терраса

Таблица 8 (окончание)

Тектонические движения (Т) и эвстатические изменения уровня моря (М)				Оценка перемещения береговой линии относительно исходного уровня	Геоморфологические и литологические признаки на побережье
№ группы	Направление	№ подгруппы	Оценка		
IV	T-опускание	14	T сильное опускание M слабое "	Слабое поднятие	Морские террасы и отложения отсутствуют Низкие морские террасы, морские отложения Выработанный профиль берега, современная морская терраса
	M-опускание	15	T слабое " M сильное "	Слабое опускание	
		16	T То же " M " "	Стабильное положение Стабильное положение	
V	T-поднятие	17	T слабое поднятие M стабильное	Слабое поднятие	Низкие морские террасы, морские отложения Морские террасы, морские отложения
	M-стабильное	18	T сильное поднятие M стабильное	Сильное поднятие	
VI	T-опускание	19	T слабое опускание M стабильное	Слабое опускание	Низкие морские террасы и морские отложения То же
	M-стабильное	20	T сильное опускание M стабильное	Сильное опускание	
VII	T-стабильное	21	T стабильное M слабое поднятие	Слабое поднятие	Морские террасы и морские отложения отсутствуют То же
	M-поднятие	22	T стабильное M сильное поднятие	Сильное поднятие	
VIII	T-стабильное	23	T стабильное M слабое опускание	Опускание	Низкие морские террасы, морские отложения Высокие морские террасы, морские отложения
	M-опускание	24	T стабильное M слабое опускание	Сильное опускание	
IX	T-стабильное	25	T стабильное M стабильное	Стабильное положение	Выработанный профиль берега, современная морская терраса

тектонических движений побережья была еще большей. И, наоборот, поднятие береговой линии (отсутствие морских осадков и морских террас, вариант 14) наблюдается и в случае опускания уровня моря.

В общей структуре Западной Камчатки Приморская зона располагается в пограничной полосе между областями поднятия (структуры Центральной Камчатки) и погружения (впадина Тинро), что и определяет ее повышенную "чувствительность" к различным тектоническим движениям, происходящим в смежных опускающихся и поднимающихся областях. Именно поэтому в прибрежной зоне Западной Камчатки и наблюдаются следы древних береговых линий и голоценовые отложения повышенной мощности. Зона распространения древних береговых линий в прибрежной части суши ограничена горизонтально 20 м при ширине 8--20 км. В ее пределах выделяются древние береговые линии на отметках 18--22, 10--12 и 4--6 м. В течение новейшего этапа тектонического развития Западной Камчатки ширина зоны в зависимости от колебания уровня моря, вызываемого тектоническими, эвстатическими и гляциоэвстатическими причинами, неоднократно изменялась. На это указывают следы древних береговых линий в верхней части шельфа на глубинах 9--12, 20 и 40--50 м и на подводном склоне Охотского моря.

Материалы о строении прибрежной полосы Западной Камчатки и поведении уровня моря в позднем плейстоцене и голоцене дают возможность из всей массы возможных вариантов соотношения тектонических движений и колебаний уровня выбрать лишь некоторые. В настоящее время для Западной Камчатки известно: 1) отсутствие достоверных ранне-среднеплейстоценовых морских отложений; 2) отсутствие достоверных высоких морских террас; 3) на отдельных участках отмечается современная (4--6 м) и две более древних (10--12 и 18--22 м) террасы, а на шельфе Охотского моря -- древние береговые линии (9--12 м, около 20 и 40--50 м).

Известна послеледниковая трансгрессия океана прерывистого характера с подъемом уровня около 90 м за последние 16 тыс. лет. Учитывая гипсометрическое положение верхних террас и высокую среднюю скорость эвстатического послеледникового поднятия уровня океана (около 5--6 мм/год), а также то, что эвстатическое повышение уровня океана не может превышать изогипсы -10 м, (Марков, Суева, 1965), следует согласиться с мнением А.С. Ионина и др. (1971) и В.П. Зенковича и др. (1971) о доголоценовом времени формирования 20--22-метровой террасы Западной Камчатки. В противном случае, пришлось бы признать для ее территории существование очень высоких скоростей тектонических поднятий, существенно превышающих скорости эвстатического подъема океана. Однако, принимая во внимание хорошую сохранность поверхности террасы, возраст 20--22-метровой террасы, по-видимому, следует отнести не к сангоманской эпохе -- началу позднего плейстоцена (Зенкович и др., 1971), а ко второй половине позднего плейстоцена, около 30--40 тыс. лет назад, когда на Камчатке отмечались межледниковые условия и существовал более высокий уровень океана (Серебряный, 1973), при котором могла сформироваться поверхность террасы. Море в эту эпоху ингрессировало в пониженные участки побережья При-

морской зоны, дальше всего оно проникло по долинам крупных рек, а также в район Усть-Большерецкой зоны относительных опусканий.

Высотное положение 18–22-метровой террасы превышает возможный подъем уровня вод Мирового океана примерно на 10 м. Следовательно, с момента образования позднеплейстоценовой береговой линии около 30–40 тыс. лет тому назад до настоящего времени некоторые участки приморской зоны были подняты тектоническими движениями на 10 м. Среднюю скорость поднятия можно оценить около 0,3 мм/год. В целом же в конце позднего плейстоцена и голоцена во время энергично протекавшей послеледниковой трансгрессии океана западное побережье Камчатки в тектоническом отношении, по-видимому, было относительно стабильным (см. табл. 7, вариант 22) и лишь на отдельных участках испытывало небольшие положительные подвижки (см. табл. 7, вариант 3).

ОБЩАЯ ТЕНДЕНЦИЯ И РАЗВИТИЕ НЕКОТОРЫХ ПРОЦЕССОВ И КОМПОНЕНТОВ ПРИРОДЫ

1. Развитие отдельных процессов и компонентов (рис. 29, см. вкл. между с. 80–81).

Новейшее тектоническое развитие Западной Камчатки, начавшееся с конца среднего — начала позднего плиоцена, не обнаруживает прямой унаследованности от предшествующей ей структуры Большерецкой впадины: не совпадают знаки тектонических движений, участки наибольшего опускания и распределения мощности отложений и т.д. Для новейшей структуры территории характерны дифференцированные движения, приуроченные к определенным зонам. В эпоху новейшего тектонического развития такие крупные структуры Западной Камчатки, как Крутогорский свод и Внутренняя зона, испытывали медленные устойчивые поднятия, связанные с горообразовательными процессами Центральной Камчатки. Одновременно прибрежные участки шельфа, пограничные впадине Тинро, испытывают медленные опускания. Участок смены знака тектонических движений располагался в районе современного побережья (Приморская зона), остававшегося относительно стабильным либо испытывавшим небольшие подвижки разного знака. Эта тенденция новейшего тектонического развития Западной Камчатки в основных чертах сохраняется и поныне. В крупных чертах в новейшее время в развитии Западной Камчатки отмечается два тектонических этапа, различающихся интенсивностью проявления движений. В плиоцене — они были относительно спокойными, а в плейстоцене — более энергичными и разнонаправленными.

Для истории новейшего осадконакопления Западной Камчатки характерно четкое проявление направленной смены условий накопления. В раннем—среднем плиоцене господствовала морская седиментация, в конце плиоцена — начале плейстоцена — озерная и аллювиальная, в среднем—позднем плейстоцене образовывались отложения с участием гляциального фактора (ледники, ледовый разнос грубообломочного материала), в голоцене отмечается активное органогенное осадконакопление (см. рис. 26, 28, 29).

Среди плейстоценовых отложений Западной Камчатки широко распространены мореноподобные суглинки. Во всех отложениях отмечается присутствие пирокластического материала, особенно многочисленного в осадках позднего плейстоцена (пестрая толща) и голоцена. Для плейстоценовых отложений также характерна слабая диагенетическая преобразованность осадков, хорошая сохранность и свежий облик минеральных зерен. Случаи существенного преобразования минералов редки. Активная структурно-литологическая перестройка в области питающей провинции отмечается на границе плиоцена — плейстоцена. В составе новейших отложений перестройка выразилась в увеличении роли грубообломочной фракции и преобладании в тяжелой фракции песков верхне-хомутинской свиты гиперстена и ильменита. Среди новейших отложений территории, разделенных следами длительных перерывов, весьма активно накапливалась толща синих глин и илов нижнехомутинской свиты, диагонально и косослоистых песков верхнехомутинской свиты, мореноподобных суглинков усть-уткинской свиты и голоценовые торфяники. Причем наибольшие скорости осадконакопления (до 1 см/год) отмечались для верхнехомутинских песков и голоценовых торфов. На плоских водоразделах равнины в плейстоцене преобладало осадконакопление в изолированных водоемах при ограниченном поступлении обломочного материала, по долинам рек влекомые и взвешенные наносы транзитом переправлялись в море и лишь незначительная их часть захоронялась на суше.

Структурное положение Западно-Камчатской равнины между впадиной Охотского моря и горной системой Центральной Камчатки предопределили основные черты развития ее рельефа. В предгорной части — это холмисто-увалистая приподнятая структурная равнина; на севере, в районе тигильских поднятий, — структурно-денудационная равнина. Резкое изменение характера рельефообразующих процессов на Западной Камчатке отмечается в конце среднего плиоцена, когда после ухода энеменского моря на поверхность аккумулятивной равнины начинают воздействовать континентальные рельефообразующие факторы. Выделяются две основные тенденции развития рельефа — эрозионное расчленение равнины и ее аккумулятивное заполнение. Первая тесно связана с низким стоянием моря, эпохами длительных перерывов в осадконакоплении и усилением поднятия Срединного хребта. Преобладание второй отмечается в эпохи морских трансгрессий и опускания территории. Обе тенденции воздействовали на рельеф одновременно, в предгорной части равнины преобладало эрозионное расчленение, в то время как в приморской части низменности господствовали процессы аккумуляции. Крупные эпохи усиления эрозии установлены для конца позднего плиоцена (эрозионный рельеф в глинах и илах нижнехомутинской свиты), конца раннего — начала среднего плейстоцена, в середине и конце позднего плейстоцена.

Климат Западной Камчатки в новейшую эпоху изменялся под воздействием общепланетарного похолодания, влияния океана и некоторых местных причин (климатического "экрана" гор Центральной Камчатки и т.д.). Общей тенденцией эволюции климата было прогрессирующее похолодание, проходившее в виде последовательно усиливающихся крупных волн холода, чередующихся с потеплениями. При этом по мере приближения к

современности эпохи потепления климата становились менее продолжительными. Интересно, что современные споровопыльцевые спектры Тигильского района весьма напоминают спектры ледниковых отложений (Гепнер и др., 1965). Признаки похолодания климата Западной Камчатки отмечались уже во время накопления континентальных аналогов энемтенских отложений (саликсовая флора). Особенно холодным климат Западной Камчатки был в конце позднего плейстоцена, в эпоху накопления верхней части пестрой толщи, когда на приморской равнине господствовали ландшафты тундры и кустарничковой тундры, напомиавшей участки современного побережья Чукотки, а на соседних горных участках значительные площади были заняты каменной тундрой.

Характерной особенностью палеоклиматов Западной Камчатки и особенно ее прибрежной части явилось влияние моря, летом охлаждавшего территорию, а зимой смягчавшего морозы. Это воздействие, по-видимому, сказывалось в масштабе сезонов, а также эпох похолодания и потепления. Этим, вероятно, объясняется, что во время похолодания климата и оледенения гор на Западной Камчатке, по-видимому, отсутствовали типичные перигляциальные ландшафты.

Вопрос об оледенении Западной Камчатки в настоящее время остается открытым. Достоверные гляциальные отложения в виде морфологически выраженных конечных морен горных ледников устанавливаются только в предгорьях Срединного хребта и относятся к позднеплейстоценовому оледенению гор Камчатки. Среди более древних отложений признаки того или иного участия гляциальных процессов при накоплении осадков отмечается для мореноподобных суглинков усть-уткинской свиты и верхнеичинских слоев.

Столь же неясен вопрос о характере плейстоценовых трансгрессий Охотского моря. Достоверных следов присутствия моря в виде фаунистически охарактеризованных осадков, за исключением узкой прибрежной полосы на Западной Камчатке, не установлено. Правда, Н.А. Шило и В.Г. Беспалый (1974) на основании материалов, собранных сотрудниками Камчатского геологического управления, относят галечники и конгломераты с раковинами *Mya arenaria*, *Masoma Baltica*, *Tapes* sp., *Cardium* sp. и др. к осадкам более поздней, чем энемтенская, трансгрессии, однако, судя по литификации осадков (конгломераты, песчаники, алевроиты), это, по-видимому, все-таки доплейстоценовые образования. В новейшее время на Западной Камчатке устанавливается несколько эпох высокого стояния уровня моря, близкого к настоящему либо несколько меньшего. В отложениях позднего плиоцена — синие глины и илы нижнехомутинской свиты (ольховский горизонт по Беспалому, 1974) — И.А. Купцовой наряду с пресноводными диатомеями определены и морские формы: *Melosira sulcata*, *Thalassiosira antiqua*. и др. (Беспалый и др, 1974), указывающие на прибрежно-лагунное происхождение осадков. Возможно, высокое стояние моря отмечалось и в среднем плейстоцене — времени активной аккумуляции мореноподобных суглинков усть-уткинской свиты. О высоком уровне моря в начале позднего плейстоцена свидетельствуют находки морских и солоноватоводных диатомей в отложениях II террасы долины р. Тигиль (Гепнер и др., 1965). Трансгрессивное состояние моря существовало и в

конце позднего плейстоцена, во время формирования морской 20–22 метровой террасы. В Пенжинском районе в отложениях этого времени (тылхойский горизонт по Беспалому, 1974) отмечаются находки морских и солоноватоводных диатомей: *Melosira sulcata*, *Thalassiosira gravida*, *Th. excentrica*, *Cocconeis costata*, *Cyclotella striata*.

В развитии растительности Западной Камчатки в плиоцен-плейстоцене проявляются тенденции, тесно связанные с направленным похолоданием климата. Они заключаются в следующем: последовательное выпадение из растительного покрова термофильных элементов; распространение темнохвойных лесов, дальнейшее их разрушение, увеличение количества травянистых группировок, смена господства древесно-кустарниковой растительности травянисто-кустарничковыми ассоциациями. Эти тенденции отмечаются и для других районов Камчатки (Малаева, 1965; Брайцева и др., 1968; Давидович, 1974; Скиба, 1975). По мнению Е.М. Малаевой (Боярская, Малаева, 1967), изменение растительности Камчатки в новейшую эпоху выразилось в нарастании роли автохтонных сибирских, охотских и восточноазиатско-берингийских элементов флоры и исчезновении из растительного покрова реликтовых американо-евразийских, американо-восточноазиатских, американских и американо-средиземноморско-азиатских элементов.

В плейстоцене наиболее существенное изменение растительности произошло во время последнего похолодания, из растительности полностью выпали и больше не появлялись темнохвойные древесные породы, и господствующее положение заняли открытые пространства травянистой и травянисто-кустарничковой тундры.

2. Основные этапы и тенденция развития природы. Основной характер и тенденция развития природы Западной Камчатки заключались в прогрессирующем неравномерном похолодании климата; медленных и дифференцированных тектонических движениях, направленной смене условий осадконакопления от морских к озерно-аллювиальным (с участием гляциальных факторов) и существенно органогенным в голоцене; последовательном выпадении из состава растительности термофильных пород и увеличении роли холодолюбивых элементов.

Из разнообразных общих и местных факторов, определяющих общую тенденцию развития природы Западной Камчатки, основная роль принадлежит структурному и географическому положению региона (фактор местный) и общепланетарному похолоданию климата в плейстоцене (фактор общий). Структурное положение территории обусловило разнонаправленный характер тектонических движений и основные черты поверхности Западной Камчатки. Пограничное географическое положение территории предопределили особенности ее климата, осадконакопления и ландшафтов. Общее похолодание климата явилось главным фактором эволюции ландшафтов Западной Камчатки в целом и ее отдельных компонентов (растительности, осадков, животного мира и т.д.).

- Айбулатов Н.А.* О динамике наносов в нижней части береговой зоны – Труды Союзморпроекта, 1968, вып. 20.
- Алешинская З.В., Боярская Т.Д., Воскресенская Т.Н., Свиточ А.А.* Новые данные о позднеледниковых отложениях Западной Камчатки. – ДАН, 1976, т. 226, № 1.
- Ананьева Э.Г.* Некоторые особенности морфолитогенеза, связанного с образованием древнеледниковых озер в верховьях р. Колымы. – В кн.: Вопросы озерного морфолитогенеза Чита, 1969. (Зап. Забайк. филиала ВГО СССР, вып. 3).
- Беспалый В.Г.* Схема стратиграфии плейстоценовых отложений Камчатки – В кн.: Вопросы стратиграфии плейстоцена Камчатки. Магадан, 1974.
- Беспалый В.Г., Давидович Т.Д., Файнберг Ф.С., Ремизовский Р.И.* О возрасте древнейшего оледенения Камчатки. – В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. Хабаровск, 1968.
- Беспалый В.Г., Давидович Т.Д., Линькова Т.И., Файнберг Ф.С., Ремизовский Р.И.* Палеомагнитная характеристика разрезов плейстоцена Камчатки. – В кн.: Палеомагнитная и биостратиграфическая характеристика некоторых опорных разрезов мезозоя и кайнозоя Севера Дальнего Востока. Магадан, 1970.
- Беспалый В.Г., Давидович Т.Д.* Страторайоны плейстоцена Камчатки. – В кн.: Вопросы стратиграфии плейстоцена Камчатки. Магадан, 1974.
- Богданович К.И.* По западному берегу Камчатки (Предисловие к книге К.И. Тюшева). – Зап. Рус. геогр. о-ва по общей географии, 1906, т. 37, № 2.
- Богатырев К.П.* О колебаниях береговой линии Западного берега полуострова Камчатки. – Проблемы физ. геогр., 1940, IX.
- Боярская Т.Д., Воскресенская Т.Н., Свиточ А.А., Шлюков А.И.* Стратиграфия новейших отложений и палеогеография плейстоцена Западной Камчатки – Вестник МГУ. География, 1976, № 1.
- Боярская Т.Д., Малаева Е.М.* Развитие растительности Сибири и Дальнего Востока в четвертичном периоде, М., "Наука", 1967.
- Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Евтеев И.С., Лупкина Е.Г.* Стратиграфия четвертичных отложений и оледенения Камчатки. М., "Наука", 1968.
- Вангенгейм Э.А., Флеров К.К.* Широколобый лось (*Alces latifrons*) в Сибири – Бюл. комис. по изуч. четверичн. периода, 1965, № 30.
- Васьковский А.П.* Среднечетвертичный лось на Камчатке. – Колыма, 1966, № 1.
- Владимиров А.Т.* Эволюция берега Западной Камчатки в четвертичное время. – Труды океаногр. комис. АН СССР, 1959, т. 4.
- Владимиров А.Т.* Особенности берега Западной Камчатки в связи с гидротехническим и промышленным строительством. – В кн.: Сырьевые ресурсы Камчатской области. М., 1961.
- Власов Г.М.* Основные черты рельефа Камчатки и Курильских островов. – В кн.: Материалы II геоморфологического совещания АН СССР, М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Власов Г.М., Чемяков Ю.Ф.* Основные черты формирования рельефа полуострова Камчатки в четвертичный период и его геоморфологическое районирование. – Изв. ВГО. 1950, т. 81, № 3.

- Внучков В.А.* Некоторые черты строения и динамики прибрежных морских осадков Приморья. – Тез. XII науч. конф. по изуч. морских берегов в г. Паланге. Вильнюс, 1971.
- Волчанская И.К.* Особенности формирования рельефа и рыхлых отложений верхней-кайнозойской вулканической области на примере некоторых районов Камчатки. Автореф. канд. дис. М. МГУ, 1965.
- Воронков А.С., Немцов Ю.С.* Тектоническое строение Юго-Западной Камчатки. – Труды ВНИГРИ, 1967, вып. 254.
- Геология СССР. Камчатка, Курильские и Командорские острова, т. XXXI, ч. I. М., "Недра", 1964.
- Геннер А.Р.* Стратиграфия плиоцена и плейстоцена Камчатки. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1965, т. 40, вып. 4.
- Геннер А.Р., Скиба А.А., Луникина Е.Г.* Попытка корреляции верхнего плейстоцена Камчатки и Чукотки. – В кн.: Корреляция антропогенных отложений Северной Евразии. М., "Наука", 1965.
- Давидович Т.Д.* Растительность среднечетвертичного межледниковья юго-западной Камчатки. – ДАН СССР, 1971, № 5.
- Давидович Т.Д.* Развитие растительности Камчатки в плейстоцене по данным пыльцевого анализа. – В кн.: Вопросы стратиграфии плейстоцена Камчатки. Магадан, 1974.
- Диков Н.Н.* Открытие палеолита на Камчатке – В кн.: Материалы сессии, посвященной итогам археологических и этнографических исследований в СССР. Баку, 1964.
- Дьяков Б.Ф.* Геологические исследования на западном берегу полуострова Камчатки. – Труды Нефт. геол.-развед. ин-та. Сер. А., 1936, вып. 83.
- Зенкович В.П.* О современном опускании берегов Камчатки. – Вопросы географии, 1947, сб. 3.
- Зенкович В.П., Владимиров А.Т.* Новейшие опускания берегов Западной Камчатки. – ДАН СССР, 1950, т. 72.
- Зенкович В.П.* Некоторые закономерности развития берега Западной Камчатки. – Труды океаногр. комис., 1956, т. 1.
- Зенкович В.П., Леонтьев О.К., Никифоров Л.Г., Лукьянова С.А.* К геоморфологии Западного побережья Камчатки. – В кн.: Геоморфология и литология береговой зоны морей и других крупных водоемов. М., "Наука", 1971.
- Ионин А.С., Каплин П.А., Леонтьев О.К., Медведев В.С., Никифоров Л.Г., Павлидис Ю.А., Шербаков Ф.А.* Особенности формирования рельефа и современных осадков прибрежной зоны дальневосточных морей СССР. М., "Наука", 1971.
- История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока, Камчатка, Курильские и Командорские острова. М., "Наука" 1974.
- Крашенинников С.* Описание земли Камчатки, ТАТГИЗ, 1948.
- Кривулин К.П., Свиточ А.А.,* Развитие новейшей структуры Западной Камчатки. – Геоморфология, 1977, № 3.
- Куприна Н.П.* Стратиграфия и история осадконакопления плейстоценовых отложений Центральной Камчатки. – Труды ГИН АН СССР, 1970, вып. 216.
- Кушев С.Л., Ливеровский Ю.А.* Геоморфологический очерк Центральной Камчатской депрессии. – Труды ИГ АН СССР, 1940, вып. 2.
- Лапшин Л.И.* О древнем оледенении Камчатки. – Вопросы географии Камчатки, 1963, №1.
- Лисицын А.П., Удинцев Г.В.* О древних береговых линиях на дне моря. – Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1953, № 1.
- Малаева Е.М.* Верхнеплиоценовые и плейстоценовые флоры Северной Камчатки и их значение для стратиграфии и палеогеографии. Автореф. канд. дис. М., МГУ, 1965.
- Марков К.К., Зорин Л.В.* Изучение опорных разрезов четвертичных отложений. – Сов. геология 1967, № 1.
- Марков К.К., Суегова И.А.* Эвстатические колебания уровня океана. – В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М., "Наука" 1965.
- Мокроусов В.П., Садовский Н.Д.* Основные данные по стратиграфии четвертичных отложений Камчатки. – В кн.: Материалы совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Командорских островов. М., Гостехиздат, 1961.

- Мокроусов В.П., Садовский Н.Д.* Четвертичная система. В кн.: Геология СССР, т. 31. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М., "Недра", 1964.
- Нейштадт М.И.* О некоторых вопросах, возникающих в связи с изучением торфяников Камчатки. — Бюл. МОИП. Отд. биол. 1936, т. XV (2).
- Нейштадт М.И.* Стратиграфия голоценовых отложений на территории СССР. — Труды ИГ АН СССР, 1954, вып. 63.
- Нейштадт М.И.* История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Олюнин В.Н.* Древнее оледенение и молодой вулканизм Камчатки. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1965, 1, № 1.
- Свиточ А.А., Воскресенская Т.Н.* К вопросу о древнем оледенении Западной Камчатки. Деп. ВИНТИ 220—75 от 31/1—75.
- Святловский А.Е.* Основные черты геологического развития Камчатки. — В кн.: Геология зоны переходы от Азиатского материка к Тихому океану. М., "Наука", 1964.
- Серебряный Л.Р.* Позднечетвертичный этап развития Северо-Европейского оледенения. Автореф. докт. дис., М., 1973.
- Синельникова В.Н.* К вопросу о возрасте энеменской свиты Западной Камчатки. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 1.
- Синельникова В.Н.* Плиоцен Западной Камчатки. — В кн.: Биостратиграфия, фауна и флора кайнозоя северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М., "Наука", 1969.
- Скиба Л.А.* Развитие растительности Камчатки в позднем кайнозое. — Тез. докл. к III Междунар. палинол. конф. Новосибирск, 1971.
- Скиба Л.А.* История развития растительности Камчатки в позднем кайнозое. — Труды ГИН АН СССР, 1975, вып. 276.
- Скиба., Хорева И.М.* О верхнеплейстоценовых и голоценовых отложениях острова Карагинского. — Бюл. комис. по изуч. четвертич. периода, 1966, № 32.
- Сладков А.Н.* Определение видов *Lycopodium* L. и *Selaginella* Spring. по спорам и микроспорам. — Труды ИГ АН СССР, 1951, т. 50.
- Тюинов В.Н.* По западному берегу Камчатки. — Зап. Рус. геогр. о-ва по общей географии, 1906, т. XXXVII, № 2.
- Удильцев Г.Б.* О некоторых морфологических признаках погружения древних береговых линий. — ДАН СССР, 1952, т. 85, № 4.
- Хотинский Н.А.* Палинологические материалы к проблемам палеогеографии голоцена Тихоокеанские окраины СССР. — В кн.: Палинология голоцена, М., 1971.
- Хотинский Н.А., Шлюков А.И.* Радиоуглеродные датировки молодых торфяников Западной Камчатки. — Вестник МГУ. География 1973, № 3.
- Челебаева А.И.* Вопросы стратиграфии континентального кайнозоя Камчатки. Л., "Наука", 1971.
- Чемков Ю.Ф.* О четвертичной истории Охотского моря. — Изв. ВГО, 1957, № 3.
- Шелкопляс В.Н., Морозов Г.В.* Некоторые результаты исследования отложений термолюминесцентным методом. — В кн.: Материалы по четвертичному периоду Украины, Киев, 1965.
- Шепард Ф.П.* Морская геология. Л., 1969.
- Шило Н.А., Беспалый В.Г.* Нижняя граница плейстоцена Камчатки. — В кн.: Вопросы стратиграфии плейстоцена Камчатки. Магадан, 1974.
- Шлюков А.И., Воскресенская Т.Н., Каплин П.А., Свиточ А.А.* Строение и история развития верхней части шельфа Западной Камчатки в конце плейстоцена и в голоцене. — В кн.: Проблемы геологии шельфа. М., "Наука", 1975.
- Шолто Л.Е., Храмов А.Н.* Палеомагнетизм. Л., "Недра", 1968.
- Шербаков А.В.* Два геологических пересечения полуострова Камчатка. Вып. 5. М.—Л., 1938.
- Шербаков Ф.А.* Некоторые данные о послеледниковой трансгрессии Берингова моря. — Труды Ин-та океанологии АН СССР, 1961, т. 48.
- Эрлих Э.Н.* О структурной приуроченности четвертичного вулканизма Камчатки. — Геотектоника, 1965, № 1.
- Fairbridge R. W.* Eustatic changes in sea level. Phis. — Chemistry of the Earth, 1961, v. 4.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ (А.А. Свиточ)	3
----------------------------------	---

Глава 1

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ

Краткая характеристика природных условий (А.А. Свиточ)	5
Геоморфологическое строение Западной Камчатки (К.П. Кривулин, А.А. Свиточ)	7
Современная береговая зона Западной Камчатки (Н.А. Айбулатов)	11
Осадки береговой зоны Охотского моря (Н.А. Айбулатов, Т.Н. Воскре- сенская)	18

Глава 2

ОПОРНЫЕ РАЗРЕЗЫ НОВЕЙШИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Разрез Хомутина—Митога (З.В. Алешинская, Т.Д. Боярская, Т.Н. Воскре- сенская, Е.Л. Демиденко, О.Н. Лефлат, А.А. Свиточ, В.С. Хорев, А.И. Шлюков)	27
Разрез Утка (З.В. Алешинская, Т.Д. Боярская, Т.Н. Воскресенская, О.Н. Лефлат, А.А. Свиточ, В.С. Хорев, А.И. Шлюков)	45
Разрез Ича (З.В. Алешинская, Т.Д. Боярская, Т.Н. Воскресенская, О.Н. Лефлат, А.А. Свиточ, В.С. Хорев, А.И. Шлюков)	63

Глава 3

СТРАТИГРАФИЯ НОВЕЙШИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ

История изучения (А.А. Свиточ)	76
Новейшие отложения (А.А. Свиточ)	77
Корреляции новейших отложений Западной, Северной и Центральной Камчатки (А.А. Свиточ)	89

Глава 4

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ В ПОЗДНЕМ ПЛИОЦЕНЕ—ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Краткая история палеогеографических представлений (А.А. Свиточ)	95
---------------------------------------------------------------------------	----

Основные этапы развития природы Западной Камчатки в позднем плиоцене—плейстоцене (А.А. Свиточ)	97
Трансгрессия Охотского моря в голоцене (А.И. Шлюков)	105
Развитие новейшей структуры Западной Камчатки (К.П. Кривулин, А.А. Свиточ)	107
Общая тенденция и развитие некоторых процессов и компонентов природы (А.А. Свиточ)	114
ЛИТЕРАТУРА	118

НОВЕЙШИЕ ОТЛОЖЕНИЯ
И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНА
ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ

*Утверждено к печати
Тихоокеанским институтом географии
Дальневосточного научного центра*

Редактор издательства

Э.Б. Травицкая

Художественный редактор

И.К. Капралова

Технический редактор

Л.А. Куликова

ИБ № 7213

Подписано к печати 26.05.78.

Т — 09540.

Усл.печ.л. 7,8 + 0,8 вкл. Уч.-изд.л. 9,7.

Формат 60 x 90 1/16. Бумага офс. № 1.

Тираж 900 экз. Тип. зак. 108

Цена 1р.40к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука",

117485, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94^а.

Ордена Трудового Красного Знамени

1-я типография издательства "Наука",

199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

1 р. 40 к.

2520